## ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ ΤΟΜΕΑΣ ΑΝΙΧΝΕΥΣΗΣ ΚΑΙ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΥ ΟΡΥΚΤΩΝ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

## ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

## ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΥΜΑΤΑ: ΕΦΑΡΜΟΓ<mark>ΕΣ</mark> ΣΕ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ

## ΚΡΗΤΙΚΑΚΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

## Σ<u>ΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ</u>

ΒΑΦΕΙΔΗΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ, Καθηγητής – Πολυτεχνείο Κρήτης (επιβλέπων) ΑΓΙΟΥΤΑΝΤΗΣ ΖΑΧΑΡΙΑΣ, Καθηγητής – Πολυτεχνείο Κρήτης ΠΙΤΙΛΑΚΗΣ ΚΥΡΙΑΖΗΣ, Καθηγητής – Πολυτεχνική Σχολή Α.Π.Θ.

Χανιά, Μάιος 2010

## ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ ΤΟΜΕΑΣ ΑΝΙΧΝΕΥΣΗΣ ΚΑΙ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΥ ΟΡΥΚΤΩΝ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

## ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

## ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΥΜΑΤΑ: ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΣΕ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ

## ΚΡΗΤΙΚΑΚΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ

ΕΠΤΑΜΕΛΗΣ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΒΑΦΕΙΔΗΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ, Καθηγητής – Πολυτεχνείο Κρήτης (επιβλέπων) ΑΓΙΟΥΤΑΝΤΗΣ ΖΑΧΑΡΙΑΣ, Καθηγητής – Πολυτεχνείο Κρήτης ΠΙΤΙΛΑΚΗΣ ΚΥΡΙΑΖΗΣ, Καθηγητής – Πολυτεχνική Σχολή Α.Π.Θ. ΤΣΟΚΑΣ ΓΡΗΓΟΡΙΟΣ, Καθηγητής – Γεωλογικό Τμήμα Α.Π.Θ. ΡΑΠΤΑΚΗΣ ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ, Επίκουρος Καθηγητής – Πολυτεχνική Σχολή Α.Π.Θ. ΤΣΟΥΡΛΟΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ, Επίκουρος Καθηγητής – Γεωλογικό Τμήμα Α.Π.Θ. ΑΠΟΣΤΟΛΟΠΟΥΛΟΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ, Επίκουρος Καθηγητής – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Χανιά, Μάιος 2010

Έν οἶδα, ὅτι οὐδὲν οἶδα

(Αρχαίο ελληνικό γνωμικό)

## Προλογος

Στα πλαίσια μιας προσπάθειας για ανάπτυζη και έρευνα σε τομείς που μόλις τα τελευταία χρόνια έχουν εδραιωθεί στο χώρο των γεωφυσικών τεκταινόμενων, το Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης καταβάλει σημαντική προσπάθεια να ακολουθήσει τη νέα τάζη πραγμάτων, χωρίς βέβαια να παραγκωνίζει τις εδώ και χρόνια καταζιωμένες τεχνικές γεωφυσικών διασκοπήσεων.

Σύμφωνα λοιπόν μ' αυτούς τους στόχους, η παρούσα διατριβή ολοκληρώνεται επιτυγχάνοντας ένα σημαντικό βήμα στην επίλυση προβλημάτων που αφορούν στην πρακτική εφαρμογή της γεωφυσικής που περιγράφεται στη διατριβή αυτή. Στην ολοκλήρωση της εργασίας, καταλυτικό ρόλο έπαιξε ο επιβλέπων Καθηγητής, Βαφείδης Αντώνιος, ο οποίος, με την καθοδήγησή του και τις εύστοχες παρατηρήσεις του, αποτέλεσε σημαντικό στήριγμα στις δυσκολίες που παρουσιάστηκαν. Για το λόγο αυτό, αλλά και για την αμέριστη συμπαράστασή που μου επέδειξε, τον ευχαριστώ θερμά.

Παράλληλα, θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου και στην συμβουλευτική επιτροπή, τους Καθηγητές Αγιουτάντη Ζαχαρία και Πιτιλάκη Κυριαζή, για την καθοδήγησή τους στην ολοκλήρωση της διδακτορικής διατριβής, καθώς επίσης και στα υπόλοιπα μέλη της εξεταστικής επιτροπής, Τσόκα Γρηγόριο, Ραπτάκη Δημήτριο, Τσούρλο Παναγιώτη και Αποστολόπουλο Γεώργιο, οι οποίοι έβαλαν την τελευταία πινελιά στην εργασία αυτή με τις πολύτιμες παρατηρήσεις τους στο τελικό σύγγραμμα.

Ευχαριστίες επίσης οφείλονται σε όλους όσους βοήθησαν στη συλλογή των πειραματικών δεδομένων, αλλά και σε αυτούς που μου παραχώρησαν ανιδιοτελώς συνθετικά ή πραγματικά σεισμικά δεδομένα. Ειδικότερα, ευχαριστώ τον Dr. Adam O'Neill και τον Prof. Toshifumi Matsuoka για την άμεση ανταπόκριση τους στην παροχή των συνθετικών καταγραφών που τους ζήτησα. Επίσης, η διατριβή αυτή δεν θα ήταν ολοκληρωμένη χωρίς τα πραγματικά σεισμικά δεδομένα από το πρόγραμμα EuroSeisTest, τα οποία είχε την ευγενή καλοσύνη να μου παραχωρήσει ο Δρ. Δημήτριος Ραπτάκης. Για τον λόγο αυτό τον ευχαριστώ θερμά, καθώς και όλους τους ανώνυμους που συμμετείχαν στην συλλογή των δεδομένων αυτών. Ευχαριστώ τους Γάλλους γεωφυσικούς του BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), συνεργάτες του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού προγράμματος HYGEIA, για την συλλογή των σεισμικών δεδομένων στο Porto Petroli, στη Γένοβα της Ιταλίας και τους φοιτητές του 7<sup>ου</sup> εξαμήνου (ακαδημαϊκό έτος 2005-2006) του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων για τη βοήθεια στη συλλογή των σεισμικών δεδομένων στην περιοχή του Στύλου Χανίων. Ευχαριστώ επίσης τους κ.κ. Κοτσώνη και Τσαλατσάνη που επέτρεψαν τη συλλογή των σεισμικών δεδομένων στα οικόπεδά τους στον Λιγιδέ και στη Σούδα Χανίων, αντίστοιχα, καθώς και τη διεύθυνση της εταιρείας ModeFibre που επέτρεψε την συλλογή των σεισμικών δεδομένων στις εγκαταστάσεις τους στο Porto Marghera της Βενετίας στην Ιταλία. Στις ευχαριστίες, δεν θα μπορούσε να μην συμμετέχει ο Κώστας Παπακωνσταντίνου για την καταπληκτική συνεργασία που είχαμε στη μελέτη που διεξάχθηκε στο 13° km της εθνικής οδού Χανίων – Κισσάμου, καθώς και ο ορειβάτης Δρ. Δανιήλ Μωραϊτης για την συνεισφορά του στην απόκτηση των δεδομένων ψευδο-VSP στην εν λόγω περιοχή μελέτης. Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στους συναδέλφους και υποψήφιους διδάκτορες Νίκο Οικονόμου, Νίκο Ανδρονικίδη και Hamdan Hamdan για τη βοήθεια που μου πρόσφεραν, τόσο στη συλλογή των σεισμικών δεδομένων σε όλες σχεδόν τις περιοχές μελέτης που παρουσιάζονται στη διατριβή αυτή, όσο και στην ηθική συμπαράστασή τους όλο τον καιρό που αποτελώ μέλος του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.

Επιπρόσθετα, ευχαριστώ θερμά τον Prof. Ahmet Basokur για τις πολύτιμες συμβουλές του σε θέματα αντιστροφής και την παραχώρηση του προγράμματος αντιστροφής δεδομένων σεισμικών επιφανειακών κυμάτων ISWI, τον Dr. Rudiger Misiek που είχε την ευγενή καλοσύνη να μου διαθέσει τη διδακτορική του διατριβή, καθώς επίσης και τον Δρ. Νίκο Σπανουδάκη για τη βοήθειά του σε θέματα προγραμματισμού. Επιπρόσθετα, θα ήταν παράλειψη να μην αναφέρω την πολύτιμη βοήθεια του Δρ. Μανόλη Στειακάκη και της κας. Καλογήρου Ειρήνης, οι οποίοι συνετέλεσαν στον προσδιορισμό των παραμέτρων των εδαφικών δοκιμίων από το 13° km της εθνικής οδού Χανίων – Κισσάμου και τον Λιγιδέ Χανίων, αντίστοιχα. Ευχαριστίες οφείλονται επίσης και στους φορείς που υποστήριζαν οικονομικά τη διατριβή αυτή, όπως η Ευρωπαϊκή Ένωση που χρηματοδότησε τμήμα της διατριβής αυτής μέσω του προγράμματος HYGEIA-EVK4-2001-00046 (HYbrid Geophysical technology for the Evaluation of Insidious contaminated Areas) και η Γ.Γ.Ε.Τ. που χρηματοδότησε την απόκτηση των σεισμικών δεδομένων στην περιοχή του Στύλου Χανίων στα πλαίσια του προγράμματος ΠΥΘΑΓΟΡΑΣ ΙΙ.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τη σύζυγό μου Στέλλα Ράκα, αφενός για την υπομονή που επέδειζε όλα αυτά τα χρόνια και αφετέρου, για τη βοήθειά της σε διορθώσεις του κειμένου και στη δακτυλογράφηση των βιβλιογραφικών αναφορών.

# **ΠΕΡΙΛΗΨΗ – ΑΒSTRACT**

#### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ενασχόληση με το αντικείμενο της γεωφυσικής έρευνας κατά το οποίο οι ταχύτητες των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων προσδιορίζονται από δεδομένα συναφούς εδαφικού θορύβου και πιο συγκεκριμένα από επιφανειακά κύματα Rayleigh, παρουσιάζει τα τελευταία χρόνια ραγδαία εξέλιξη στη γεωτεχνική και περιβαλλοντική γεωφυσική. Η παρούσα διατριβή πραγματεύεται, τόσο την ανάπτυξη τεχνικών αντιστροφής καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, όσο και την εφαρμογή των τεχνικών αυτών σε περιοχές περιβαλλοντικού και γεωτεχνικού ενδιαφέροντος, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves – MASW).

Η επίτευξη των στόχων της διατριβής αυτής δεν θα μπορούσε να πραγματοποιηθεί χωρίς ενδελεχή βιβλιογραφική έρευνα. Για τον λόγο αυτό, μεγάλο μέρος του συγγράμματος αφιερώνεται στην παρουσίαση της ιστορικής εξέλιζης της μεθόδου της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, καθώς επίσης και στην περιγραφή πληθώρας τεχνικών που έχουν αναπτυχθεί από άλλους ερευνητές και αφορούν στην εφαρμογή της εν λόγω μεθόδου.

Η ανάπτυξη σε βάθος των χαρακτηριστικών των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh δεν αποτελεί βασικό στόχο της διατριβής αυτής. Ωστόσο, περιγράφονται όλες οι απαραίτητες έννοιες που διέπουν την υλοποίηση της μεθόδου της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, όπως η δημιουργία, η διάδοση και η διασπορά των κυμάτων αυτών. Στα πλαίσια της διατριβής αυτής αναπτύχθηκαν πρωτότυποι αλγόριθμοι που στοχεύουν στην ολοκληρωμένη επεξεργασία σεισμικών καταγραφών με την μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων. Ο πυρήνας τους αποτελείται από ένα εκτελέσιμο αρχείο δομημένο σε γλώσσα FORTRAN που υλοποιεί την επίλυση του ευθέως προβλήματος και την αντιστροφή των πειραματικών καμπυλών διασποράς, ενώ πλαισιώνεται με αλγόριθμους σε γλώσσα MATLAB<sup>TM</sup>, οι οποίοι χρησιμοποιούνται, αφενός για την ανάγνωση σεισμικών δεδομένων και τον προσδιορισμό των πειραματικών καμπυλών διασποράς τους και αφετέρου, για την διαχείριση και απεικόνιση των ενδιάμεσων και τελικών αποτελεσμάτων της επεξεργασίας. Έτσι, μεγάλο μέρος της διατριβής αυτής αφιερώνεται στην περιγραφή της υλοποίησης των σταδίων που απαρτίζουν τη μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, δίνοντας έμφαση στην ανάπτυξη τεχνικών αντιστροφής για τον προσδιορισμό της κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας Vs.

Ειδικότερα, οι αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής επιτρέπουν την οριοθέτηση του αρχικού μοντέλου αντιστροφής με μεγάλη ευελιζία, παρέχοντας επίσης τη δυνατότητα διατήρησης πιθανών a-priori πληροφοριών που προέρχονται από άλλες γεωφυσικές ή/και γεωτεχνικές μεθόδους. Επιπλέον, διατίθεται πλήθος επιλογών στη χρήση τεχνικών αντιστροφής, όπως αντιστροφή με την μέθοδο Quasi-Newton, ελαχιστοποίηση της νόρμας L1 ή L2, περιορισμός εζομάλυνσης (smoothing), απόσβεσης (damping), σταθμισμένης εζομάλυνσης (blocky) και συνδυασμός αυτών, καθώς και σταθμισμένη αντιστροφή με τα σφάλματα των μετρήσεων ή με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα.

Οι αλγόριθμοι και η μεθοδολογία που αναπτύχθηκε στα πλαίσια της διατριβής αυτής ελέγχθηκαν με τη χρήση συνθετικών καμπυλών διασποράς και συνθετικών σεισμικών δεδομένων, ενώ η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων αντιστροφής πραγματοποιήθηκε σε πραγματικά δεδομένα που αποκτήθηκαν πλησίον θέσεως, όπου διεξήχθηκε πείραμα με τη μέθοδο της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων (cross-hole). Τα δεδομένα αυτά αντιστράφηκαν, τόσο με τους πρωτότυπους αλγόριθμους που αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, όσο και με αντίστοιχα εμπορικά πακέτα επεξεργασίας.

Η προτεινόμενη μεθοδολογία επεξεργασίας των σεισμικών καταγραφών με τη μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων εφαρμόστηκε με τη χρήση δύο διαφορετικών τεχνικών αντιστροφής (απόσβεση και συνδυασμός σταθμισμένης εξομάλυνσης με ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>) στις περιοχές περιβαλλοντικού ενδιαφέροντος: του Porto Marghera, στην Βενετία της Ιταλίας, του Porto Petroli, στην Γένοβα της Ιταλίας και του Στύλου Χανίων. Οι ίδιες τεχνικές αντιστροφής δοκιμάστηκαν επίσης και στις περιοχές γεωτεχνικού ενδιαφέροντος: του Λιγιδέ Χανίων, του 13<sup>ου</sup> km της νέας εθνικής οδού Χανίων – Κισσάμου, της Σούδας και του Πλατανιά Χανίων.

Τα κυριότερα συμπεράσματα που προέκυψαν κατά την εκπόνηση της διατριβής αυτής είναι ότι η συνδυαστική εφαρμογή του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης με ταυτόχρονη ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub> δίνει, κατά κανόνα, τα ακριβέστερα αποτελέσματα. Ωστόσο, από την εφαρμογή των διαφορετικών τεχνικών αντιστροφής στα πραγματικά δεδομένα προέκυψαν, σε γενικές γραμμές, παρόμοια αποτελέσματα, υποδεικνύοντας έτσι ότι η αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh δεν επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από την επιλογή της τεχνικής αντιστροφής. Παρόλα αυτά, σε κάθε περιοχή μελέτης κρίνεται απαραίτητη η εύρεση της καταλληλότερης τεχνικής αντιστροφής. Τέλος, η προτεινόμενη μεθοδολογία και οι αλγόριθμοι που έχουν δημιουργηθεί αποτελούν ένα ισχυρό εργαλείο εφαρμογής της μεθόδου της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων στην επίλυση περιβαλλοντικών και γεωτεχνικών προβλημάτων.

### ABSTRACT

The geophysical research, which involves the determination of shear wave velocity from the ground roll, exhibits rapid development during the last few years in geotechnical and environmental geophysics. This thesis deals, not only with the development of inversion techniques for Rayleigh surface waves dispersion curves, but also with the application of these techniques at areas of geotechnical and environmental interest, using the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) method.

The achievement of the thesis goals could not be accomplished without a thorough investigation in the literature. Thus, part of this thesis is devoted on the presentation of the historical evolution of the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) method, as well as on the description of several techniques developed by other researchers, concerning the application of this method.

The detailed description of Rayleigh surface waves characteristics is not among the main goals of this thesis. However, the necessary concepts for the understanding of the MASW method, such as creation, propagation and dispersion of the above-mentioned seismic waves, are briefly described.

Prototype algorithms for the complete processing of seismic records, using MASW method, were also developed. The core of these algorithms consists of an executable FORTRAN file, which implements the forward problem and dispersion curve inversion. This core is supported by algorithms in MATLAB<sup>TM</sup> for seismic data I/O, dispersion curves extraction and intermediate and/or final results management and display. Thus, this thesis describes in detail the implementation of MASW stages, giving emphasis on the inversion techniques for the estimation of vertical Vs distribution.

More specifically, the implemented inversion techniques are: the usage of Quasi-Newton methods, the minimization of  $L_1$  or  $L_2$  norms, the application of smoothing, damping and blocky constrains and their combinations, as well as weighting inversion using data errors and/or the values of Jacobian matrix. Furthermore, the user is allowed to delineate the initial model with flexibility, providing also the ability of any a-priori geophysical or/and geotechnical information usage. The prototype algorithms and the methodology, developed within the framework of this thesis, were examined using synthetic dispersion curves as well as synthetic seismic records. Subsequent tests involved for the evaluation of the inversion results for real data, collected close to a cross-hole survey. These data were inverted using the developed algorithms and commercial processing software.

The proposed methodology of seismic processing with MASW method including 2 different inversion techniques (damping and combination of blocky constrain with  $L_1$  norm minimization), was applied at areas of environmental interest: Porto Marghera, Venice, Italy, Porto Petroli, Genoa, Italy and Stylos, Chania, Greece. The same inversion techniques were tested also at areas of geotechnical interest: Ligides, Souda and Platanias, Chania, Greece, 13<sup>th</sup> km along the new national road connecting Chania with Kissamos.

The main conclusions deduced from this thesis indicate that the combined application of blocky constraint with  $L_1$  minimization produces, in general, the best results. However, from the application of the proposed techniques to the experimental seismic data, similar results were extracted, concluding that Rayleigh dispersion curves inversion is not dependent on the inversion technique. Nonetheless, the choice of the most appropriate inversion technique at different areas is considered essential. Finally, the proposed methodology and the developed prototype algorithms constitute a powerful tool for the application of MASW method to the environmental and geotechnical investigation.

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Προλογος	IV
ΠΕΡΙΛΗΨΗ – ABSTRACT	VII
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	VII
ABSTRACT	X
	XIII
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	1
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ	1
1.1.1. Ιστορική αναδρομή	
1.1.2. Απόκτηση σεισμικών κατανραφών	
1.1.3. Προσδιορισμός των πειραματικών καμπυλών διασποράς	8
1.1.4. Επίλυση του ευθέως προβλήματος	11
1.1.5. Επιλογή του αρχικού μοντέλου	14
1.1.6. Αντιστροφή	15
1.1.7. ΜΑSW στις 2 διαστάσεις	18
1.1.8. Εφαρμογές	19
1.2. ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ – ΣΤΟΧΟΣ	21
1.3. ΣΥΝΟΨΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	23
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	25
ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH	25
2.1. ΔΙΑΔΟΣΗ	25
2.1.1. Είδη επιφανειακών κυμάτων	25
2.1.2. Δημιουργία των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh	26
2.1.3. Χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh	29
2.2. ΔΙΑΣΠΟΡΑ	31

	2.2.1.	Ταχύτητα φάσης και ομάδας		
	2.2.2.	Τρόποι διάδοση	ς και καμπύλες διασποράς	33
ΚΕΦ	ΑΛΑ	O 3		.35
ΥΛΟΠΟ ΚΥΜΑΤ	ΟΙΗΣΗ ΓΩΝ R/	ΉΣ ΠΟΛΥΚΑΝΑ ΥLEIGH	ΛΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ	35
3.1.	ΣΥΛΛ	ΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩ	אר	35
	3.1.1.	Το ανάγλυφο		36
	3.1.2.	Η σεισμική πηγή		36
	3.1.3.	Οι δέκτες (γεώφι	ωνα)	38
	3.1.4.	Η γεωμετρία της	διάταξης πηγής-γεωφώνων	38
	3.1.5.	Οι παράμετροι κ	αταγραφής	40
3.2.	ΠΡΟΣ	ΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΙ	Ν ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ	42
3.3.	ΜΕΘΟ	ΔΟΙ ΕΠΙΛΥΣΗΣ	ΤΟΥ ΕΥΘΕΩΣ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ	46
3.4.	ΑΝΤΙΣ	ΤΡΟΦΗ ΤΩΝ ΚΑ	ΜΠΥΛΩΝ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ	60
	3.4.1.	Ανάλυση της ευα στις εδαφικές πο	ασθησίας της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς φαμέτρους	60
	3.4.2.	Καθορισμός του	συστήματος γραμμικών εξισώσεων	64
	3.4.3.	V ((  (   (   (   (   (   (   (    (   (    (    (    (    (    (		~7
	••••••	τπολογισμος το	υ Ιακωβιανου πινακα	67
	•••••	<b>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔ</b> Ο	υ Ιακωβιανου πινακα ΣΣ THOMSON - HASKELL	67 68
		3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ 3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ	υ Ιακωβιανου πινακα DΣ THOMSON - HASKELL DΣ QUASI-NEWTON	67 68 69
	3.4.4.	<b>Υπολογισμος το</b> 3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ 3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ <b>Αντιστροφή χωρ</b>	υ Ιακωβιανου πινακα DΣ THOMSON - HASKELL DΣ QUASI-NEWTON ίς περιορισμούς	67 68 69 <b>70</b>
	3.4.4.	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> </ul>	<b>υ Ιακωβιανου πινακα</b> DΣ THOMSON - HASKELL DΣ QUASI-NEWTON 	67 68 69 70 72
	3.4.4.	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> </ul>	Ο Ιακωβιανου πινακα ΟΣ THOMSON - HASKELL ΟΣ QUASI-NEWTON Μ <b>ίς περιορισμούς</b> ΟΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΙΔΙΟΤΙΜΩΝ (SVD) ΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ	67 68 69 70 72 74 74
	3.4.4.	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2.1.</li> </ul>	Ο Ιακωβιανου πινακα ΟΣ THOMSON - HASKELL ΟΣ QUASI-NEWTON 	67 68 69 70 72 74 74 74
	3.4.4.	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2.1.</li> <li>3.4.4.2.2.</li> </ul>	υ Ιακωβιανου πινακα Σ THOMSON - HASKELL Σ QUASI-NEWTON <b>ίς περιορισμούς</b> Σ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΙΔΙΟΤΙΜΩΝ (SVD) ΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ Στάθμιση με τη χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων Στάθμιση με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα περιορισμούς	67 68 69 70 72 74 74 75 <b>76</b>
	3.4.4. 3.4.5.	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2.1.</li> <li>3.4.4.2.2.</li> <li>Αντιστροφή υπό</li> <li>3.4.5.1. ΔΙΑΤΗΡΗ</li> </ul>	υ Ιακωβιανου πινακα ΟΣ ΤΗΟΜSON - HASKELL ΟΣ QUASI-NEWTON <b>ίς περιορισμούς</b> ΟΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΙΔΙΟΤΙΜΩΝ (SVD) ΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ Στάθμιση με τη χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων Στάθμιση με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα <b>περιορισμούς</b> ΙΣΗ Α-PRIORI ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ	67 68 69 70 72 74 74 75 76 77
	3.4.4. 3.4.5.	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2.1.</li> <li>3.4.4.2.2.</li> <li>Αντιστροφή υπό</li> <li>3.4.5.1. ΔΙΑΤΗΡΗ</li> <li>3.4.5.2. ΑΠΟΣΒΕ</li> </ul>	υ Ιακωβιανου πινακα ΟΣ ΤΗΟΜSON - HASKELL ΟΣ QUASI-NEWTON (΄ς περιορισμούς ΟΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΙΔΙΟΤΙΜΩΝ (SVD) ΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ Στάθμιση με τη χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων Στάθμιση με τη χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων Στάθμιση με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα περιορισμούς ΙΣΗ Α-PRIORI ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ ΣΗ (DAMPING)	67 68 69 70 72 74 74 74 75 76 77 78
	3.4.4. 3.4.5.	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2.1. 3.4.4.2.1.</li> <li>3.4.4.2.2.</li> <li>Αντιστροφή υπό</li> <li>3.4.5.1. ΔΙΑΤΗΡΗ</li> <li>3.4.5.2. ΑΠΟΣΒΕ</li> <li>3.4.5.3. ΕΞΟΜΑΛ</li> </ul>	υ Ιακωβιανου πινακα DΣ THOMSON - HASKELL DΣ QUASI-NEWTON <b>ίς περιορισμούς</b> DΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΙΔΙΟΤΙΜΩΝ (SVD) ΔΕΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ Στάθμιση με τη χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων Στάθμιση με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα <b>περιορισμούς</b> IΣΗ Α-PRIORI ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ ΣΗ (DAMPING)	67 68 69 70 72 74 74 75 76 77 78 80
	3.4.4. 3.4.5.	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2.1. 3.4.4.2.1.</li> <li>3.4.4.2.2.</li> <li>Αντιστροφή υπό</li> <li>3.4.5.1. ΔΙΑΤΗΡΗ</li> <li>3.4.5.2. ΑΠΟΣΒΕ</li> <li>3.4.5.3. ΕΞΟΜΑΛ</li> <li>3.4.5.4. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> </ul>	ΟΣ ΤΗΟΜSON - HASKELL ΟΣ ΤΗΟΜSON - HASKELL ΟΣ QUASI-NEWTON 	67 68 69 70 72 74 74 74 75 76 77 78 80 81
	3.4.4. 3.4.5.	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2.1. 3.4.4.2.1. 3.4.4.2.2.</li> <li>Αντιστροφή υπό</li> <li>3.4.5.1. ΔΙΑΤΗΡΗ</li> <li>3.4.5.2. ΑΠΟΣΒΕ</li> <li>3.4.5.3. ΕΞΟΜΑΛ</li> <li>3.4.5.4. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.5.5. ΠΡΟΣΔΙΟ ΕΞΙΣΩΣΕ</li> </ul>	ΟΣ ΤΗΟΜSON - HASKELL ΟΣ ΤΗΟΜSON - HASKELL ΟΣ QUASI-NEWTON <b>ής περιορισμούς</b> ΟΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΙΔΙΟΤΙΜΩΝ (SVD) ΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ Στάθμιση με τη χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων Στάθμιση με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα <b>περιορισμούς</b> ΙΣΗ Α-PRIORI ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ ΣΗ (DAMPING) ΥΝΣΗ (SMOOTHING) ΣΜΕΝΗ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗ (BLOCKY INVERSION) ΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΩΝ ΓΡΑΜΜΙΚΩΝ ΩΝ	67 68 69 70 72 74 74 74 75 76 77 78 80 81 83
	<ul><li>3.4.4.</li><li>3.4.5.</li><li>3.4.6.</li></ul>	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2.1. 3.4.4.2.1.</li> <li>3.4.4.2.2.</li> <li>Αντιστροφή υπό</li> <li>3.4.5.1. ΔΙΑΤΗΡΗ</li> <li>3.4.5.2. ΑΠΟΣΒΕ</li> <li>3.4.5.3. ΕΞΟΜΑΛ</li> <li>3.4.5.4. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.5.5. ΠΡΟΣΔΙΟ</li> <li>ΕΞΙΣΩΣΕ</li> <li>Ελαχιστοποίηση</li> <li>αντικειμενικής στ</li> <li>επαναληπτικά σ</li> </ul>	υ Ιακωβιανου πινακα Σ ΤΗΟΜSON - HASKELL Σ QUASI-NEWTON νίς περιορισμούς Σ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΙΔΙΟΤΙΜΩΝ (SVD) ΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ Στάθμιση με τη χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων Στάθμιση με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα περιορισμούς ΝΣΗ Α-PRIORI ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ ΣΗ (DAMPING) ΥΝΣΗ (SMOOTHING) ΜΕΝΗ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗ (BLOCKY INVERSION) ΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΩΝ ΓΡΑΜΜΙΚΩΝ ΩΝ 1 του αθροίσματος των απόλυτων τιμών της υνάρτησης (νόρμα L₁) με την μέθοδο των ταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων	67 68 69 70 72 74 74 74 74 75 76 77 78 80 81 83 83
	<ul> <li>3.4.4.</li> <li>3.4.5.</li> <li>3.4.6.</li> <li>3.4.7.</li> </ul>	<ul> <li>Υπολογισμος το</li> <li>3.4.3.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.3.2. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>Αντιστροφή χωρ</li> <li>3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.4.2.1. 3.4.4.2.1.</li> <li>3.4.4.2.2.</li> <li>Αντιστροφή υπό</li> <li>3.4.5.1. ΔΙΑΤΗΡΗ</li> <li>3.4.5.2. ΑΠΟΣΒΕ</li> <li>3.4.5.3. ΕΞΟΜΑΛ</li> <li>3.4.5.4. ΣΤΑΘΜΙΣ</li> <li>3.4.5.5. ΠΡΟΣΔΙΟ</li> <li>ΕΞΙΣΩΣΕ</li> <li>Ελαχιστοποίηση</li> <li>αντικειμενικής στα</li> <li>επαναληπτικά σ</li> </ul>	ΟΣ ΤΗΟΜSON - HASKELL ΟΣ ΤΗΟΜSON - HASKELL ΟΣ QUASI-NEWTON	67 68 69 70 72 74 74 74 74 75 76 77 78 80 81 83 83 88

		3.4.7.2.	ΠΙΝΑΚΑΣ ΔΙΑΚΡΙΤΙΚΗΣ ΙΚΑΝΟΤΗΤΑΣ	89
		3.4.7.3.	ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΥΜΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ	91
		3.4.7.4.	ΠΙΝΑΚΑΣ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ	92
3.5.	ΠΕΡΙΓ	ΡΑΦΗ Τ	ΟΥ KRISIS ΚΑΙ ΤΟΥ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ	93
	3.5.1.	Περιγρο	ιφή του kriSIS	94
		3.5.1.1.	ΑΝΑΓΝΩΣΗ ΚΑΙ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ	95
		3.5.1.2.	ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ	95
		3.5.1.3.	ΕΠΙΛΟΓΗ ΤΩΝ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ	96
		3.5.1.4.	ΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ ΑΡΧΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ, ΤΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΚΡΙΤΗΡΙΩΝ ΣΥΓΚΛΙΣΗΣ	97
		3.5.1.5.	ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΚΑΙ ΑΠΟΘΗΚΕΥΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ	101
ΚΕΦ	ΑΛΑ	IO 4	1	09
ΕΦΑΡΙ	ИОГН Т	ΉΣ ΜΕΘ	ΟΟΔΟΥ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	.109
4 1	ΣΥΝΘ	ΕΤΙΚΕΣ	ΚΑΜΠΥΛΕΣ ΛΙΑΣΠΟΡΑΣ	110
4.1.	411	Ποώτο		113
	412	Λεύτεος	ο στάδιο ελέγχου	118
	413		τάδιο ελέγχου	125
	4.1.4.	Τέταρτο	στάδιο ελέγχου	. 131
42	ΣΥΝΘ	ΕΤΙΚΕΣ	ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ	137
1.2.	421	Ποώτο (	ττάδιο ελέννου	142
	422	Λεύτεος	ο στάδιο ελέγχου	148
	423		τάδιο ελέγχου	154
	4.2.4.	Τέταρτο	στάδιο ελέγχου	. 160
4.3.	ΣΥΜΠ ΣΕ ΣΥ	ΕΡΑΣΜ ΝΘΕΤΙΚ	ΑΤΑ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΤΟΥ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ Α ΔΕΔΟΜΕΝΑ	.168
ΚΕΦ	ΑΛΑ	IO 5	1	71
ΑΞΙΟΛ( ΓΕΩΤΕ	ΟΓΗΣΗ XNIKE	ΤΗΣ ΜΕ Σ ΕΦΑΡ	ΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ. ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΚΑΙ ΜΟΓΕΣ	.171
5.1.	AEIO	ΛΟΓΗΣΗ	Ι ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ	.171
	5.1.1.	Επεξερ	/ασία με τους αλγόριθμους του kriSIS-auto	. 173
	5.1.2.	Επεξερι	γασία με λογισμικό SeisImager	. 178
	5.1.3.	Επεξερι	ασία με λογισμικό SurfSeis	. 180
	5.1.4.	Συγκρίσ	εις αποτελεσμάτων	. 183
5.2.	ΕΦΑΡΝ		Ε ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ	.186

Porto Marghera		
5.2.1.1.	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	190
5.2.1.2.	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1	193
5.2.1.3.	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	197
. Porto P	Petroli	. 199
5.2.2.1.	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	200
5.2.2.2.	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1	202
5.2.2.3.	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	203
. Στύλος	Χανίων	. 204
5.2.3.1.	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	208
5.2.3.2.	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1	211
5.2.3.3.	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	213
ΡΜΟΓΗ Σ	Ε ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ	.214
. Λινιδές	Χανίων	. 215
5.3.1.1.	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ.	219
5312		
0.0.1.2.	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1	222
5.3.1.2.	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1	222 222
5.3.1.3.	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ <b>Της νέας εθνικής οδού Χανίων - Κισσάμου</b>	222 222 <b>223</b>
5.3.1.2. 5.3.1.3. . <b>13° km</b> 5.3.2.1.	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	222 222 . <b>. 223</b> 227
5.3.1.2. 5.3.1.3. <b>13° km</b> 5.3.2.1. 5.3.2.2.	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	222 222 <b>223</b> 227 228
5.3.1.2. 5.3.1.3. <b>13° km</b> 5.3.2.1. 5.3.2.2.	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	222 222 <b>223</b> 227 228 229
5.3.1.2. 5.3.1.3. <b>13° km</b> 5.3.2.1. 5.3.2.2. 5.3.2.2.	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ <b>Της νέας εθνικής οδού Χανίων - Κισσάμου</b> ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	222 222 223 227 228 228 229 231
<ul> <li>5.3.1.2.</li> <li>5.3.1.3.</li> <li>13° km</li> <li>5.3.2.1.</li> <li>5.3.2.2.</li> <li>5.3.2.3.</li> <li>Σούδα 2</li> <li>5.3.3.1.</li> </ul>	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ <b>Της νέας εθνικής οδού Χανίων - Κισσάμου</b> ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ <b>Χανίων</b>	222 222 223 227 228 229 229 231 233
<ul> <li>5.3.1.2.</li> <li>5.3.1.3.</li> <li>13° km</li> <li>5.3.2.1.</li> <li>5.3.2.2.</li> <li>5.3.2.3.</li> <li>Σούδα 2</li> <li>5.3.3.1.</li> <li>5.3.3.2.</li> </ul>	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	222 222 <b>223</b> 227 228 229 <b>231</b> 233
<ul> <li>5.3.1.2.</li> <li>5.3.1.3.</li> <li>13° km</li> <li>5.3.2.1.</li> <li>5.3.2.2.</li> <li>5.3.2.3.</li> <li>Σούδα 2</li> <li>5.3.3.1.</li> <li>5.3.3.2.</li> <li>5.3.3.3.</li> </ul>	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	222 222 223 227 228 229 233 233 239 239 239
<ul> <li>5.3.1.2.</li> <li>5.3.1.3.</li> <li>13° km</li> <li>5.3.2.1.</li> <li>5.3.2.2.</li> <li>5.3.2.3.</li> <li>Σούδα 2</li> <li>5.3.3.1.</li> <li>5.3.3.2.</li> <li>5.3.3.2.</li> <li>5.3.3.3.</li> <li>Πλαταν</li> </ul>	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1	222 222 223 227 228 229 231 233 239 243 244
<ul> <li>5.3.1.2.</li> <li>5.3.1.3.</li> <li>13° km</li> <li>5.3.2.1.</li> <li>5.3.2.2.</li> <li>5.3.2.3.</li> <li>Σούδα Σ</li> <li>5.3.3.1.</li> <li>5.3.3.2.</li> <li>5.3.3.3.</li> <li>Πλαταν</li> <li>5.3.4.1.</li> </ul>	ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ <b>της νέας εθνικής οδού Χανίων - Κισσάμου</b> ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ <b>Χανίων</b> ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ. ΤΙάς Χανίων.	222 222 223 227 228 229 229 231 233 239 243 244 250
<ul> <li>5.3.1.2.</li> <li>5.3.1.3.</li> <li>13° km</li> <li>5.3.2.1.</li> <li>5.3.2.2.</li> <li>5.3.2.3.</li> <li>Σούδα 2</li> <li>5.3.3.1.</li> <li>5.3.3.2.</li> <li>5.3.3.3.</li> <li>Πλαταν</li> <li>5.3.4.1.</li> <li>5.3.4.2.</li> </ul>	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΖΙΜΟΤ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ <b>Της νέας εθνικής οδού Χανίων - Κισσάμου</b> ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ <b>Χανίων</b> ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ <b>ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ</b> ΝΟΡΜΑΣ L1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΥΙΟΝΑΣ L1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΝΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	222 222 223 227 228 229 229 233 233 233 233 233 239 233 244 250
	<ul> <li>5.2.1.1.</li> <li>5.2.1.2.</li> <li>5.2.1.3.</li> <li>Porto F</li> <li>5.2.2.1.</li> <li>5.2.2.1.</li> <li>5.2.2.2.</li> <li>5.2.2.3.1.</li> <li>5.2.3.1.</li> <li>5.2.3.3.</li> <li>PMOΓΗ Σ</li> <li>Λιγιδές</li> <li>5.3.1.1.</li> </ul>	<ul> <li>5.2.1.1. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ.</li> <li>5.2.1.2. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L<sub>1</sub></li></ul>

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6	257
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	257
6.1. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	257
6.2. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ	263
ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΕΝΕΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ	263
ΠΗΓΕΣ ΑΠΟ ΤΟ ΔΙΑΔΥΚΤΙΟ & ΑΛΛΕΣ ΠΗΓΕΣ	281
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α	
ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΕΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΕΝΕΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ	

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

## 1.1. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

#### 1.1.1. Ιστορική αναδρομή

Η χρήση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στον τομέα της γεωφυσικής έχει τις ρίζες της σε σεισμολογικές εφαρμογές για τον χαρακτηρισμό του φλοιού και του ανώτερου μανδύα της Γης (Dorman et al, 1960, Mokhart et al., 1988, Al-Eqabi and Hermann 1993, Kalogeras and Burton, 1996).

Σε μικροκλίμακα, ο Viktorov (1967) μελέτησε την διάδοση κυμάτων Rayleigh και Lamb σε δοκίμια χρησιμοποιώντας υπέρηχους με σκοπό τον χαρακτηρισμό του προς εξέταση υλικού και τον εντοπισμό ατελειών στην επιφάνειά τους.

Σε ενδιάμεση κλίμακα (μέχρι μερικές δεκάδες μέτρα), τα επιφανειακά κύματα Rayleigh χρησιμοποιήθηκαν αρχικά για προσδιορισμό γεωτεχνικών παραμέτρων (κυρίως για τον έλεγχο των οδοστρωμάτων) (Jones, 1955, 1962) με τη μέθοδο Σταθερής Κατάστασης (steady state). Εκείνη την εποχή η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων βασιζόταν μόνο στο θεμελιώδη τρόπο διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, αγνοώντας ανώτερους τρόπους διάδοσης και κύματα χώρου. Αυτή η μέθοδος εξελίχθηκε μετέπειτα στην μέθοδο Συνεχών Επιφανειακών Κυμάτων (Continuous Surface Waves method) (Matthews et al., 1996).

Στις αρχές της δεκαετία του '80, η ανάλυση του φάσματος μέσω μετασχηματισμού Fourier και κατ' επέκταση ο υπολογισμός της διαφοράς φάσης μεταξύ δύο σεισμικών ιχνών, χρησιμοποιήθηκε ευρέως σε γεωτεχνικές εφαρμογές και ονομάστηκε φασματική ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (Spectral Analysis of Surface Waves - SASW) (Heisey et al., 1982, Nazarian et al., 1983, 1987, Al-Hunaidi, 1992, Al-Hunaidi and Rainer, 1995, Gucunski and Woods, 1992; Aouad, 1993, Stokoe et al., 1994, Fonquinos, 1995, Ganji et al., 1998). Κατά τη διάρκεια των πρώτων σταδίων εφαρμογής της μεθόδου αυτής η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων βασιζόταν, επίσης, μόνο στο θεμελιώδη τρόπο διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Η έρευνα για την μέθοδο SASW στράφηκε στους τρόπους βελτίωσης της ακρίβειας υπολογισμού της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh μέσω διαδικασιών απόκτησης των καταγραφών και της επεξεργασίας των δεδομένων. Σε μεταγενέστερη περίοδο, ανώτεροι τρόποι διάδοσης αναγνωρίστηκαν σε σεισμικές καταγραφές και συμπεριλήφθηκαν στις μελέτες (Tokimatsu et al., 1992, Stokoe et al., 1994). Κατά συνέπεια, εισήχθη η έννοια της φαινόμενης (apparent ή effective) καμπύλης διασποράς (Gucunski και Woods, 1992), η οποία οριοθετείται από την κατανομή των μέγιστων της σεισμικής ενέργειας στους διάφορους τρόπους διάδοσης (θεμελιώδης και ανώτερης τάξης). Τα μειονεκτήματα της μεθόδου SASW κατατάσσονται στις ακόλουθες κατηγορίες [1]<sup>\*</sup> α) αδυναμία διαχωρισμού των διαφόρων τρόπων διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, β) αδυναμία διαχωρισμού της επίδρασης άλλων τύπων κυμάτων (Hiltunen and Woods, 1990, Foti, 2000) και γ) δυσκολία της επεξεργασίας των δεδομένων που αφορά στην αναδιάταξη της φάσης (phase unwrapping) (Al-Hunaidi, 1992) για τον προσδιορισμό της καμπύλης διασποράς.

Η πρώτη τεκμηριωμένη πολυκάναλη προσέγγιση για την ανάλυση επιφανειακών κυμάτων ξεκινάει την δεκαετία του '80, όταν ερευνητές στην Ολλανδία χρησιμοποίησαν ένα σύστημα 24 καναλιών για να προσδιορίσουν την κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (Vs) σε παλιρροιακές προσχώσεις, αναλύοντας καταγραφές επιφανειακών κυμάτων (Gabriels et al., 1987).

Έτσι, στα μέσα της δεκαετίας του '90, στο Γεωλογικό Ινστιτούτο του Kansas (Kansas Geological Survey – KGS), υλοποιήθηκε ένα ερευνητικό πρόγραμμα με στόχο την χρήση των επιφανειακών κυμάτων για τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών του υπεδάφους.

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές Νο 1

Γνωρίζοντας τα πλεονεκτήματα των πολυκάναλων σεισμικών καταγραφών, όπως αποδείχθηκε κατά τη διάρκεια σχεδόν μισού αιώνα εφαρμογής τους στην εξερεύνηση φυσικών πόρων, στόχος ήταν η πολυκάναλη καταγραφή και ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων σε σκοπούς που εξυπηρετούσαν γεωτεχνικά προγράμματα εφαρμοσμένης μηχανικής. Από εκτενείς μελέτες που διεξήχθησαν με την μέθοδο SASW, αναγνωρίστηκε ότι οι ιδιότητες των επιφανειακών κυμάτων ήταν πολύ πιο σύνθετες από ότι η προσέγγιση δύοδεκτών μπορούσε να χειριστεί. Με βάση τη λογική ότι ο αριθμός των καναλιών που χρησιμοποιούνται στη σεισμική διασκόπηση μπορεί άμεσα να καθορίσει την διακριτική ικανότητα μιας σεισμικής μεθόδου, χρησιμοποίησαν τεχνικές αντιστροφής που ήταν ήδη διαθέσιμες από τη μακροχρόνια χρήση της ανάλυσης σεισμικών δεδομένων (Yilmaz, 1987) και ανέπτυξαν επίσης νέες στρατηγικές απόκτησης και επεξεργασίας δεδομένων, για να προκύψει μια εύχρηστη σεισμική μέθοδος: Η πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves – MASW). Αρχικά, με τη χρήση υδραυλικού δονητή Vibroseis ως σεισμική πηγή, οι Park et al., (1996) έδωσαν έμφαση στην αποτελεσματικότητα της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων με την απαρίθμηση των πλεονεκτημάτων της μεθόδου αυτής για γεωτεχνικές εφαρμογές.

Η ταυτόχρονη χρήση πολλών καναλιών για την καταγραφή και την επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh έχει οδηγήσει σε πιο αξιόπιστη εκτίμηση των ιδιοτήτων του υπεδάφους. Αρκετοί μελετητές ανέπτυξαν τεχνικές απόκτησης και επεξεργασίας των εν λόγω επιφανειακών κυμάτων, καθώς επίσης μεθόδους αντιστροφής των καμπυλών διασποράς τους, και περιέγραψαν τις εφαρμογές τους για διαφορετικούς σκοπούς. (McMechan and Yedlin, 1981, Gabriels et al., 1987, Tselentis and Delis, 1998, Park et al., 1999, Xia et al. 1999b, Foti 2000). Η ταυτόχρονη αντιστροφή των καμπυλών διασποράς και των καμπυλών εξασθένισης των κυμάτων Rayleigh έχει αναφερθεί από τους Jongmans, (1991), Ραπτάκης, (1995) και Lai and Rix (1998). Στον ίδο τομέα, σημαντική είναι επίσης και η συνεισφορά του ελεύθερου λογισμικού «Computer Programs in Seismology» που αναπτύχθηκε στα τέλη της δεκαετίας του 80' (1987) από τον R. Herrmann και τους συνεργάτες του ( $\beta$ λ. Herrmann and Ammon, 2002). Στο λογισμικό αυτό, εκτός των άλλων, συμπεριλαμβάνεται η ανάλυση και η αντιστροφή των καμπύλων διασποράς, όχι μόνο της ταχύτητας φάσης, αλλά και της ταχύτητας ομάδας. Η μέθοδος για το χαρακτηρισμό υπεδάφους που χρησιμοποιούν ως σεισμική πηγή μικροδονήσεις έχει παρουσιαστεί (εκτός των άλλων) από τον Louie, 2001, ενώ το βιβλίο του Okada (2003) παρέχει μια καλή επισκόπηση της μεθόδου αυτής. Οι εφαρμογές της ανάλυσης των κυμάτων Rayleigh, Stoneley και Love σε ποικίλα προβλήματα εφαρμοσμένης μηχανικής έχουν συζητηθεί από τους Glangeaud et al., (1999), ενώ η χρήση των επιφανειακών κυμάτων Scholte-Rayleigh στις θαλάσσιες εφαρμογές αναφέρθηκε από τον Shtivelman (1999, 2004). Τα αποτελέσματα της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων έχουν συγκριθεί με άλλες γεωφυσικές μεθόδους από τους Abbiss (1981), Hiltunen και Woods (1990), Ραπτάκης κ.α. (1993), Raptakis et al. (1996), Ραπτάκης (2001) και Foti (2000). Η διάδοση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με διαφορετικούς τρόπους (modes) αναφέρθηκε από τους Gabriels et al. (1987) και Socco et al. (2002).

Καθώς οι μέθοδοι ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων κέρδιζαν σε αξιοπιστία και ολοένα πραγματοποιούνταν νέες προσπάθειες για εφαρμογές αντιστροφής, η ανάγκη για έρευνα σε μεγαλύτερο βάθος άρχισε επίσης να αυξάνεται. Έτσι, αρκετοί μελετητές παρακινήθηκαν στην χρήση σεισμικών πηγών παραγωγής χαμηλόσυχνων καταγραφών, όπως τα παθητικά παραγόμενα σεισμικά επιφανειακά κύματα από φυσικές (παλίρροια, κ.λ.π.) και ανθρωπογενείς (κυκλοφορία, βιομηχανικό βροντές, θόρυβο κ.λ.π.) δραστηριότητες (μικροδονήσεις) (Louie, 2001, Αποστολίδης, 2002, Suzuki and Hayashi, 2003, Park et al., 2004, Yoon and Rix, 2004, 2005, Asten and Boore, 2005, Apostolidis et al., 2004, 2006, Μανάκου κ.α., 2006), χρησιμοποιώντας την μεθοδολογία που έχει αναπτυχθεί από τον Ακί (1957). Ενώ μια τυπική τεχνητή σεισμική δόνηση στιγμιαίας διέγερσης (impulsive) παράγει μια καμπύλη διασποράς σε ένα σχετικά υψίσυχνο εύρος συχνοτήτων (π.χ., 15 – 50 Hz) (και κατ' αντιστοιχία μικρά μήκη κύματος), μια καταγραφή παθητικά παραγόμενων σεισμικών κυμάτων περιλαμβάνει σεισμική ενέργεια στις χαμηλότερες συχνότητες (π.χ. μικρότερες από 20 Hz) (και κατ' επέκταση μεγάλα μήκη κύματος). Λόγω της μεγαλύτερης διεισδυτικότητας των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με μεγάλα μήκη κύματος σε βαθύτερους σχηματισμούς, η μέθοδος των μικροδονήσεων πλεονεκτεί ως προς το βάθος διασκόπησης, σε σχέση με την συμβατική MASW ή SASW.

Επειδή η διεύθυνση διάδοσης των παθητικών επιφανειακών κυμάτων δεν είναι δυνατό να είναι γνωστή εκ των προτέρων, οι δέκτες έπρεπε να τοποθετηθούν σε δισδιάστατη (2D) διάταξη, όπως ένα τρίγωνο ή ένας κύκλος (Okada, 2003). Αν και αυτός ο τρόπος ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων είχε μελετηθεί μισό αιώνα πριν στην Ιαπωνία (Aki, 1957, 1965), εντούτοις, δεν ήταν ευρέως γνωστός μεταξύ των ερευνητών στις δυτικές χώρες μέχρι πρόσφατα, με εξαίρεση ίσως μερικές ομάδες μελετητών (Asten, 1978, Asten και Henstridge, 1984). Η μέθοδος της χωρικής αυτοσυσχέτισης (SPatial AutoCorrelation - SPAC) (Aki, 1957) και η ανάλυση του κυματικού πεδίου στο χώρο συχνότητας – κυματαριθμού (f – k) χρησιμοποιήθηκαν συνήθως για την ανάλυση της διασποράς των καταγραφών παθητικά παραγόμενων σεισμικών κυμάτων. Πιο πρόσφατα, αναπτύχθηκε επίσης μια μέθοδος επεξεργασίας παθητικών σεισμικών καταγραφών παρόμοια με την μέθοδο MASW (Park et al., 2004, Park and Miller, 2008), ενώ οι Chavez-Garcia et al. (2005, 2006), Ραπτάκης και Μάκρα, 2008, εφάρμοσαν επιτυχώς μια εναλλακτική μέθοδο της SPAC σε μη συμμετρικά αναπτύγματα γεωφώνων. Τα τελευταία χρόνια, μελετήθηκε η συνδυαστική εφαρμογή παθητικών και ενεργητικών μεθόδων απόκτησης και επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων επιφανειακών κυμάτων (Park et al., 2005a). Με τον συνδυασμό αυτό είναι δυνατό, όχι μόνο να αυξηθεί το βάθος διασκόπησης εφόσον καταγράφονται χαμηλόσυχνα δεδομένα, αλλά και να βελτιωθεί η ακρίβεια της ανάλυσης χρησιμοποιώντας περισσότερες από μία (τη θεμελιώδη) καμπύλες διασποράς.

Αναφορικά στα υπάρχοντα προβλήματα των μεθόδων ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων και σύμφωνα με το ερωτηματολόγιο του O'Neill (2005), αρκετοί ερωτηθέντες μελετητές διαπίστωσαν προβλήματα στις υπάρχουσες μεθοδολογίες που σχετίζονται σε μεγάλο βαθμό με τον διαχωρισμό της θεμελιώδους και ανώτερης τάξης καμπυλών διασποράς. Η επίδραση της πλευρικής ανομοιογένειας του υπεδάφους κατατάσσεται επίσης ανάμεσα στα κυριότερα προβλήματα των μεθόδων αυτών, καθώς επίσης και η παραμετροποίηση, η αποτελεσματικότητα και η μοναδικότητα της λύσης της αντιστροφής. Στο πλαίσιο αυτό, οι μελλοντικές εξελίξεις που προτείνονται από τους ίδιους ερωτηθέντες για την βελτίωση των μεθόδων ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων αφορούν, κατά κύριο λόγο, στην μοντελοποίηση δισδιάστατων ή/και τρισδιάστατων δομών, στην επινόηση βελτιωμένων ή/και εναλλακτικών τεχνικών επεξεργασίας των δεδομένων και ερμηνείας των δεδομένων και των αποτελεσμάτων τους.

Αρκετά τμήματα της ιστορικής αναδρομής που περιγράφονται σε αυτή την ενότητα είναι δανεισμένα (με κάθε επιφύλαξη) από τον δικτυακό τόπο <u>http://www.masw.com,</u> ενώ μια ακόμη επισκόπηση των μεθόδων ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων αναφέρεται από τους Hiltunen and Gucunski (1994) και τους Park and Ryden (2007). Μια πολύ καλή, επίσης, πηγή πληροφοριών για τις εν λόγω μεθόδους, αποτελεί η ειδική έκδοση του έτους 2005 (Vol. 10, Issue 2 & 3) του επιστημονικού περιοδικού JEEG (Journal of Environmental and Engineering Geophysics). Ο O'Neill (2005) έχει συντάξει το κύριο άρθρο (editorial) της έκδοσης αυτής αναλύοντας, μέσα από ερωτηματολόγια, σχόλια προσκεκλημένων συγγραφέων και άρθρα εφαρμογών, τις μεθόδους ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, τα προβλήματα που αντιμετωπίζουν και τις πιθανές μελλοντικές τους εξελίξεις. Σημαντική είναι και η συνεισφορά των Socco and Strobbia (2004) στην συγγραφή ενός διδακτικού εγχειριδίου για τις μεθόδους αυτές, ενώ η έκδοση που συνέταξαν οι Lai and Wilmanski (2005), εκτός από τα ενδιαφέροντα επιστημονικά άρθρα που περιλαμβάνει, συνοδεύεται και από ελεύθερο λογισμικό για την διάδοση σεισμικών κυμάτων σε οριζόντια στρωματωμένα μέσα (Kausel, 2005) και την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (SWAMI).

Κατά κανόνα, οι μέθοδοι ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων για τον προσδιορισμό των παραμέτρων του υπεδάφους μπορούν να περιγραφούν από τρία βασικά στάδια: α) απόκτηση β) ανάλυση της διασποράς τους και γ) προσδιορισμός των παραμέτρων οριζόντια στρωματωμένου εδαφικού μοντέλου. Ειδικότερα, τα διάφορα στάδια της μεθόδου πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Multichannel Analysis of Surface Waves – MASW) περιγράφονται συνοπτικά στο διάγραμμα ροής του Σχήματος 1.1. Στις επόμενες παραγράφους του κεφαλαίου αυτού περιγράφονται οι βασικές εξελίξεις της μεθόδου MASW στα στάδια αυτά.



**Σχήμα 1.1:** Διάγραμμα ροής της μεθόδου πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων.

#### 1.1.2. Απόκτηση σεισμικών καταγραφών

Μια από τις πρώτες προσπάθειες να προσδιοριστούν οι βέλτιστες παράμετροι απόκτησης σεισμικών καταγραφών με την μέθοδο MASW υλοποιήθηκε από τους Park et al. (2001). Ειδικότερα, για την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών με την μέθοδο αυτή χρησιμοποιήθηκε η διάταξη κοινής πηγής, ενώ η σεισμική πηγή τοποθετήθηκε πριν από τον πρώτο ή μετά τον τελευταίο δέκτη (γεώφωνο) του αναπτύγματος των γεωφώνων. Στα πλαίσια αυτά, μελετήθηκε η επίδραση των ακόλουθων παραμέτρων στην ευκρίνεια των πειραματικών καμπυλών διασποράς: α) του συνολικού αριθμού των χρησιμοποιούμενων καναλιών, β) η απόσταση σεισμικής πηγής – κοντινότερου γεωφώνου, γ) η ισαπόσταση των γεωφώνων και δ) το συνολικό μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων. Στα ίδια πλαίσια κινήθηκαν και οι δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν από τον Παπακωνσταντίνου (2004) σε συνθετικά σεισμικά δεδομένα. Μια πιο ενδελεχής ανάλυση της επίδρασης των προαναφερθέντων παραμέτρων πραγματοποιήθηκε επίσης από τους Zhang et al. (2004), Xia et al. (2006) και Xu et al. (2006).

Κατά τον προσδιορισμό των πειραματικών καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι δυνατό να παρουσιαστούν προβλήματα που σχετίζονται με την αδυναμία προσέγγισης της διάδοσης των κυλινδρικών αυτών κυμάτων με την χρήση επίπεδων κυμάτων σε αποστάσεις κοντά στην σεισμική πηγή (επίδραση του εγγύς πεδίου - near field effects) (Gukunski and Woods, 1992, Stokoe et al., 1994, Park et al., 1999, Bodet et al., 2009, Yoon and Rix, 2009), καθώς επίσης και αλλοίωση των καμπυλών διασποράς από την εξασθένηση των υψίσυχνων καταγραφών των κυμάτων αυτών σε μεγάλες αποστάσεις από την πηγή (Park et al., 1999, Zywicki, 1999) (επίδραση μακρινού πεδίου - far field effects).

Για την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών, μελέτες έχουν πραγματοποιηθεί επίσης χρησιμοποιώντας μεταβλητή απόσταση μεταξύ των γεωφώνων (O'Neill and Matsuoka, 2005, Ziwicki and Rix, 2005, O'Neill et al., 2008) με στόχο τον ευκολότερο διαχωρισμό των καμπυλών διασποράς (θεμελιώδους και ανώτερης τάξης). Η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων σε μια τέτοια περίπτωση αυξάνεται μη γραμμικά καθώς τα γεώφωνα τοποθετούνται σε μεγαλύτερες αποστάσεις από την σεισμική πηγή.

Η εφαρμογή της μεθόδου MASW για τον προσδιορισμό της κατανομής της ταχύτητας Vs στις δύο διαστάσεις προσεγγίζεται με τεχνικές απόκτησης των σεισμικών δεδομένων, αντίστοιχες με αυτές που χρησιμοποιούνται στην μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης (κύλιση – roll along – της διάταξης κοινής πηγής) (Park et al., 1999, Xia et al., 2000b, Luo et al., 2008a) Τοποθετώντας στο κέντρο της διάταξης των γεωφώνων (Luo et al., 2009a) την κατακόρυφη κατανομή της Vs για κάθε μια καταγραφή, κατασκευάζεται η ψευδοτομή της ταχύτητας διάδοσης των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων. Οι Hayashi and Suzuki (2002) αναδιάταξαν τις σεισμικές καταγραφές σε διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου για τον προσδιορισμό των καμπυλών διασποράς που αντιστοιχούν στους διάφορους σταθμούς παρατήρησης κατά μήκος μιας γραμμής μελέτης.

Για την γρηγορότερη απόκτηση των σεισμικών δεδομένων οι Tian et al. (2003) χρησιμοποίησαν ένα όχημα αγροτικής καλλιέργειας (Steeples et al, 1999 – autojunggie), πάνω στο οποίο είχαν προσαρτήσει τη σεισμική πηγή και (σε μικρές ισαποστάσεις) το ανάπτυγμα των γεωφώνων, τα οποία πακτώνονταν στο έδαφος με τη χρήση υδραυλικού συστήματος. Ικανοποιητικές σεισμικές καταγραφές σε κυλιόμενη εφαρμογή της MASW έχουν επίσης αναφερθεί με την χρήση πίπτοντος βάρους (Suto et al., 2006) και συρόμενη συστοιχία γεωφώνων (land streamer) (O'Neill et al., 2006), καθώς επίσης και με τη χρήση βαριοπούλας και συρόμενης συστοιχίας καταγραφικών ελεύθερης περιστροφής (gimbals) (Κρητικάκης κ.α., 2004). Οι Kanli et al. (2006) χρησιμοποίησαν σεισμική πηγή αναπήδησης (kangaroo) για να καταγράψουν επιφανειακά κύματα χαμηλών συχνοτήτων, ενώ οι Ryden and Mooney (2009) χρησιμοποίησαν πρότυπη συσκευή ελαφρού πίπτοντος βάρους (light weight deflectometer) και επιταχυνσιόμετρο για να παράγουν και να καταγράψουν επιφανειακά κύματα, αντίστοιχα. Επίσης, οι Park et al. (1996, 1998a) χρησιμοποίησαν σεισμική πηγή παραγωγής αρμονικών κυμάτων (vibroseis) για την παραγωγή επιφανειακών σεισμικών κυμάτων. Αυτού του είδους η πηγή υπερτερεί ως προς το συχνοτικό περιεχόμενο των παραγόμενων σεισμικών κυμάτων έναντι των σεισμικών πηγών στιγμιαίας διέγερσης (impulsive sources). Ωστόσο, το κόστος αγοράς και η προαπαιτούμενη αποσυνέλιξη του σήματος αυτής της πηγής από τις σεισμικές καταγραφές, αποτελούν ανασταλτικό παράγοντα για την ευρεία χρήση της στη μέθοδο MASW.

#### 1.1.3. Προσδιορισμός των πειραματικών καμπυλών διασποράς

Ο προσδιορισμός της διασποράς των σεισμικών κυμάτων είναι δυνατό να εκτιμηθεί από οποιαδήποτε χωρική ανάλυση των καταγραφών στις συνιστώσες της φάσης και της συχνότητας. Αυτό προϋποθέτει την καταγραφή σεισμικών κυμάτων τουλάχιστον σε 2 θέσεις παρατήρησης. Στην περίπτωση της μεθόδου της φασματικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (Spectral Analysis of Surface Waves – SASW) η διασπορά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh προσδιορίζεται από την φασματική απεικόνιση της διαφοράς φάσης (cross power spectrum) μεταξύ δύο σεισμικών ιχνών (Dziewonski, and Hales, 1972, Zywicki, 1999, Foti, 2000, Svensson, 2001, Strobbia, 2002). Ο υπολογισμός της ταχύτητας με την οποία διαδίδονται τα διαφορετικά μήκη κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh μεταξύ

δύο δεκτών αποτελεί την καμπύλη διασποράς των εν λόγω κυμάτων. Η ανάπτυξη των φορητών αναλυτών Fourier στις αρχές της δεκαετίας του 70' αποτέλεσε εφαλτήριο για την ανάπτυξη της μεθόδου SASW (Nazarian, 1984). Πρόσφατα, ο Parolai (2009) ανέπτυξε μια τεχνική προσδιορισμού της διαφοράς φάσης μεταξύ των σεισμικών ιχνών που βασίζεται στη μιγαδική ανάλυση των δεδομένων των σεισμικών ιχνών (complex seismic trace analysis). Ωστόσο, οι περιορισμοί που προκύπτουν από την χρήση 2 δεκτών αποτυπώνονται στην ποιότητα των καμπυλών διασποράς. Η χωρική ψευδοφάνεια (spatial alliasing) αποτελεί ένα από τα μειονεκτήματα της μεθόδου, ενώ η μειωμένη διακριτική ικανότητα στον χώρο των κυματαριθμών δυσχεραίνει τον διαχωρισμό των διαφορετικών τρόπων διάδοσης (modes) των επιφανειακών κυμάτων (Rix, 2005), αν και πρόσφατα, οι Karray and Lefebvre (2009) ανέπτυξαν μια τεχνική εφαρμογής φίλτρων για την αντιμετώπιση του προβλήματος αυτού. Μια ακόμη αρνητική παράμετρος της εν λόγω μεθόδου επεξεργασίας είναι ότι απαιτείται αναδιάταξη της φάσης (phase unwrapping), διαδικασία η οποία μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένο προσδιορισμό της καμπύλης διασποράς (Kim and Park, 2002).

Για το λόγο αυτό, εξέλιξη της δικάναλης αυτής μεθόδου αποτελεί η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης της ταχύτητας φάσης (Multi-Offset Phase Analysis – MOPA) (Strobbia and Foti, 2006) σύμφωνα με την οποία, για την καταγραφή των επιφανειακών κυμάτων, χρησιμοποιείται ανάπτυγμα (περισσότερων από 2) δεκτών με αποτέλεσμα να είναι δυνατός ο υπολογισμός του φάσματος της διαφοράς φάσης για κάθε ζεύγος δεκτών, ενώ ο υπολογισμός της βέλτιστης καμπύλης διασποράς πραγματοποιείται χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Αν και με βελτιωμένα χαρακτηριστικά ως προς την χωρική ψευδοφάνεια, η μέθοδος αυτή εξακολουθεί να μην μπορεί να διαχωρίσει τους διαφορετικούς τρόπους διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων. Απεναντίας, υπολογίζει μια «φαινόμενη» πειραματική καμπύλη διασποράς (apparent dispersion curve) η οποία σε κάθε συχνότητα οριοθετείται από το ενεργειακό μέγιστο του κυρίαρχου τρόπου διάδοσης (Gucunski and Woods, 1992, Tokimatsu et al., 1992, Socco and Strobbia, 2004, O'Neill and Matsuoka, 2005, Strobbia and Foti, 2006).

Η μέθοδος της χωρικής αυτοσυσχέτισης (spatial autocorrelation – SPAC) αναπτύχθηκε από τον Aki (1957, 1965) για τον προσδιορισμό των καμπυλών διασποράς σε σεισμολογικά δεδομένα μικροσεισμών και χρησιμοποιείται μέχρι και σήμερα για την ανάλυση πολυκάναλων καταγραφών επιφανειακών κυμάτων χρησιμοποιώντας ως σεισμική πηγή μικροδονήσεις (Louie, 2001, Αποστολίδης, 2002, Suzuki and Hayashi, 2003, Park et al., 2004, Yoon and Rix, 2004, 2005, Asten and Boore, 2005, Apostolidis et al., 2004, 2006, Μανάκου κ.α., 2006). Περιορισμός της μεθόδου αυτής είναι η προϋπόθεση ότι τα σεισμικά κύματα διαδίδονται ομοιόμορφα προς όλες τις κατευθύνσεις (Chavez-Garcia et al., 2006, Raptakis and Makra, 2010), γεγονός που μπορεί να μην ισχύει στην περίπτωση καταγραφής μη ελεγχόμενων δονήσεων, λόγω πολλαπλών σεισμικών πηγών (Horike, 1985).

Τέλος, μια άλλη μεγάλη κατηγορία μεθόδων ανάλυσης της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων, η εφαρμογή της οποίας ενδείκνυται σε πολυκάναλες καταγραφές, συντίθεται από τις τεχνικές δισδιάστατης ανάλυσης του κυματικού πεδίου στο χώρο συχνότητας – κυματαριθμού (Gabriels et al., 1987, Tselentis and Delis, 1998) ή στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας (ή βραδύτητας) φάσης (McMechan and Yedlin, 1981, Dal Moro et al., 2006), όπου είναι δυνατή η απεικόνιση των διάφορων τρόπων διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων. Μια διαφορετική προσέγγιση από την ανάλυση στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας φάσης έχει προταθεί από τους Park et al. (1998b), κατά την οποία η ταχύτητα φάσης υπολογίζεται σε σχέση με μια ταχύτητα φάσης αναφοράς. Οι Luo et al. (2008a,b) αναφέρουν ότι οι προαναφερθείσες μέθοδοι ανάλυσης του κυματικού πεδίου αποτελούν παραλλαγή του κανονικού γραμμικού Ραδόνιου μετασχηματισμού (standard Linear Radon Transform – LRT) (Xia et al., 2007b) και χρησιμοποίησαν τον γραμμικό Ραδόνιο μετασχηματισμό υψηλής ανάλυσης (high-resolution LRT) για να αυξήσουν την ευκρίνεια των καμπυλών διασποράς, ενώ ο Forbriger (2003a) χρησιμοποίησε συναρτήσεις Bessel για να προσδιορίσει το κυματικό πεδίο στο χώρο συχνότητας – βραδύτητας φάσης. Οι Beaty and Schmitt (2003) έδειξαν ότι το κυματικό πεδίο στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας (ή βραδύτητας) φάσης έχει καλύτερη διακριτική ικανότητα έναντι του αντίστοιχου πεδίου στο χώρο συχνότητας – κυματαριθμού και επαλήθευσαν την επαναληψημότητα της πολυκάναναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (MASW) σε πραγματικά σεισμικά δεδομένα. Ένα ακόμη πλεονέκτημα της ανάλυσης στο χώρο συχνότητας ταχύτητας (ή βραδύτητας) φάσης είναι το γεγονός ότι η σεισμική ενέργεια των κυμάτων χώρου (τα οποία δεν παρουσιάζουν διασπορά) συγκεντρώνεται σε σημειακές θέσεις στο πεδίο αυτό (Louie, 2001). Οι Zhang et al. (2003) έδειξαν ότι η επιλογή των ενεργειακών μέγιστων στο χώρο συχνότητας – κυματαριθμού αντιστοιχεί στην φαινόμενη καμπύλη διασποράς και επομένως η τεχνική αυτή δεν ενδείκνυται για τον διαχωρισμό των διαφόρων τρόπων διάδοσης (modes) των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Αν και η θέση των τοπικών μέγιστων του κυματικού πεδίου στο χώρο συχνότητας – κυματαριθμού ή συχνότητας – ταχύτητας (ή βραδύτητας) φάσης δεν επηρεάζεται από την εξασθένιση των επιφανειακών κυμάτων (Tselentis and Delis, 1998, Russell, 1987), εντούτοις, ο Ziwicki (1999) έδειξε ότι η ενέργεια που οριοθετεί τις καμπύλες διασποράς κατανέμεται πιο ομοιόμορφα στις διάφορες συχνότητες όταν οι καταγραφές κάθε σεισμικού ίχνους σταθμίζονται με την τετραγωνική ρίζα της απόστασής τους από τη σεισμική πηγή. Με τον τρόπο αυτό, ουσιαστικά αντισταθμίζεται η επίδραση της γεωμετρικής εξάπλωσης (geometrical spreading) των επιφανειακών κυμάτων. Στην ίδια συλλογιστική έχουν κινηθεί και οι Park et al., (1998b) με τη διαφορά ότι το κάθε σεισμικό ίχνος πολλαπλασιάζεται με έναν παράγοντα έτσι ώστε το κανονικοποιημένο μέγιστο πλάτος τους να είναι ίσο με τη μονάδα. Ο ίδιος μελετητής (Park et al., 1996) πρότεινε μια μεθοδολογία για την ανάλυση των σεισμικών δεδομένων που καταγράφονται χρησιμοποιώντας σεισμικές πηγές παραγωγής αρμονικών κυμάτων (vibroseis).

Ο Strobbia (2002) αναφέρει ότι η απεικόνιση της σωστής θέσης των πειραματικών καμπυλών διασποράς στο χώρο συχνότητας – κυματαριθμού ή ταχύτητας φάσης προϋποθέτει άπειρο αριθμό δεδομένων στο χώρο και το χρόνο. Αυτό αντιμετωπίζεται με την πρόσθεση μηδενικών τιμών στα δεδομένα πριν το μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου (zero padding). Ο ίδιος μελετητής τονίζει ότι η πραγματική διακριτική ικανότητα των καμπυλών διασποράς οριοθετείται αποκλειστικά από το διάστημα δειγματοληψίας και το μήκος των καταγραφών στο χώρο και το χρόνο, ενώ η διαδικασία πρόσθεσης μηδενικών τιμών έχει ως αποτέλεσμα τη βέλτιστη παρεμβολή μεταξύ των τιμών του κυματικού πεδίου στο χώρο συχνότητας – κυματαριθμού ή ταχύτητας φάσης.

Οι Ivanov et al. (2001) πρότειναν την εφαρμογή αποκοπής σεισμικών δεδομένων (muting) στο χώρο απόστασης – χρόνου για τον διαχωρισμό και την ανάδειξη των καμπυλών διασποράς που οφείλονται στους διάφορους τρόπους διάδοσης (modes).

Σε αντίθεση με τους μελετητές των ανακλώμενων σεισμικών κυμάτων, οι Mars et al. (2004) χρησιμοποίησαν ψηφιακά φίλτρα για να αναδείξουν τα επιφανειακά κύματα σε καταγραφές σεισμικών δεδομένων μονής συνιστώσας (single-component data), αλλά και πολλαπλών συνιστωσών (multi-component data)

Οι Zywicki and Rix (2005) έδειξαν ότι η επίδραση του εγγύς πεδίου είναι δυνατό να αντιμετωπιστεί χρησιμοποιώντας ανάλυση του κυματικού πεδίου υπό την θεώρηση διάδοσης κυλινδρικών κυμάτων, έναντι της συμβατικής θεώρησης των επιπέδων επιφανειακών κυμάτων.

#### 1.1.4. Επίλυση του ευθέως προβλήματος

Η μελέτη της διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι δυνατό να πραγματοποιηθεί προσομοιάζοντας τη δημιουργία (από μια τεχνητή πηγή) και τη διάδοση των κυμάτων αυτών σε εδαφικό μοντέλο, χρησιμοποιώντας αριθμητικές μεθόδους (πεπερασμένες διαφορές, πεπερασμένα στοιχεία) (Vafidis et al., 1992, 1993, 1999). Οι μέθοδοι αυτοί πλεονεκτούν στο γεγονός ότι μπορούν να εφαρμοστούν σε δισδιάστατες ή/και

τρισδιάστατες αναπαραστάσεις του εδάφους. Ωστόσο, είναι υπολογιστικά χρονοβόρες με περιορισμένη πολλές φορές ακρίβεια και δεν επιλύουν άμεσα το ευθύ πρόβλημα του προσδιορισμού των καμπυλών διασποράς.

Αντίθετα, γρήγορες και ακριβείς μέθοδοι προσδιορισμού των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh ανάγονται σε τεχνικές υπολογισμού των ιδιοτιμών και των ιδιοσυναρτήσεων του κυματικού πεδίου σε μέσο το οποίο δεν παρουσιάζει πλευρικές μεταβολές. Οι ιδιοτιμές και οι ιδιοσυναρτήσεις αυτές προκύπτουν από την επίλυση της εξίσωσης (λαμβάνοντας υπόψη τις οριακές συνθήκες) της κίνησης των σωματιδίων κατά τη διάδοση των κυμάτων αυτών (Aki and Richards, 1980). Ο υπολογισμός της συνάρτησης διασποράς (dispersion ή secular function) αποτελεί το κύριο χαρακτηριστικό των μεθόδων αυτών, οι ρίζες της οποίας αντιστοιχούν στις καμπύλες διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Δυστυχώς όμως, οι μέθοδοι αυτές περιορίζονται μόνο σε περιπτώσεις όπου οι φυσικές ιδιότητες του υπεδάφους μεταβάλλονται σε μια κατεύθυνση (συνήθως ως προς το βάθος), εφόσον δέν υπάρχει αναλυτική λύση της κυματικής εξίσωσης για ανομοιγενές 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 Rayleigh, ενώ οι ιδιοτιμές του συστήματος αυτού οριοθετούν τις καμπύλες διασποράς των κυμάτων αυτών. Σε αυτή τη συλλογιστική, 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) διορθώνει κάποια λάθη στην εργασία του Thomson που αφορούσαν στον καθορισμό των συνοριακών συνθηκών και δικαιωματικά, η μέθοδος αυτή ονομάζεται Thomson – Haskell. Η συλλογιστική αυτή οριοθετεί την απαρχή μιας πλειάδας τεχνικών που βασίζονται στη χρήση πινάκων για την προσομοίωση της διάδοσης της κίνησης (propagator matrix) σε οριζόντια στρωματωμένα μέσα. Οι Press et al. (1961) υλοποιούν υπολογιστικά την μεθοδολογία αυτή σε ηλεκτρονικό υπολογιστή, ενώ ο Knopoff (1964) τροποποιεί τον τρόπο προσδιορισμού της συνάρτησης διασποράς (ορίζουσα) υπό μορφή γινομένου πινάκων, ενώ, όπως αναφέρει ο Dunkin (1965), βελτιώνει επίσης και την απώλεια ακρίβειας της μεθόδου στις υψηλές συχνότητες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Την ίδια συλλογιστική ακολούθησαν αρκετοί μελετητές (Randall, 1967, Schwab and Knopoff, 1970, 1972) βελτιώνοντας την ταχύτητα και την ακρίβεια των

υπολογισμών, ενώ οι Schwab and Knopoff, 1971 εφάρμοσαν την μέθοδο αυτή (για κύματα Love) σε μη ελαστικό οριζόντια στρωματωμένο μέσο. Οι Kausel and Roësset (1981) συνέδεσαν τις τάσεις με τις μετατοπίσεις των υλικών σημείων μέσω του πίνακα δυσκαμψίας (stiffness matrix) κατορθώνοντας με αυτό τον τρόπο, αφενός να επιλύσουν το πρόβλημα εύρεσης των ιδιοτιμών και των ιδιοδιανυσμάτων για την διάδοση των επιφανειακών κυμάτων και αφετέρου, να περιγράψουν την ελαστοδυναμική συμπεριφορά στρωματωμένων μέσων που υπόκεινται σε δυναμικά φορτία (Lai, 2005, Kausel, 2005).

Το πρόβλημα προσδιορισμού των ιδιοτιμών και των ιδιοσυναρτήσεων του κυματικού πεδίου για τον υπολογισμό της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh έχει επίσης αντιμετωπιστεί από τους Takeuchi and Saito (1972) εφαρμόζοντας τεχνικές αριθμητικής ολοκλήρωσης. Το πλεονέκτημα της μεθοδολογίας αυτής είναι ότι εφαρμόζεται, όχι μόνο σε πολυστρωματικά μέσα, αλλά και σε οποιοδήποτε μέσο του οποίου οι ιδιότητες μεταβάλλονται ως προς το βάθος (Aki and Richards, 1980). Το μειονέκτημά της είναι ότι πάσχει από αριθμητική αστάθεια στις υψηλές συχνότητες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων (Chen, 1993).

Μια άλλη κατηγορία υπολογισμού των ιδιοτιμών και ιδιοσυναρτήσεων του κυματικού πεδίου αποτελεί η μέθοδος των συντελεστών ανάκλασης και διάθλασης (reflection and transmission coefficients) (Kennett, 1974, Luco and Aspel, 1983, Aspel and Luco, 1983, Chen, 1993, Hisada, 1994, Hisada, 1995, O'Neill, 2003). Και αυτή η μέθοδος εφαρμόζεται σε οριζόντια πολυστρωματικά μέσα και, ομοίως με την μέθοδο Thomson-Haskell, βασίζεται στον προσδιορισμό πινάκων των συντελεστών ανάκλασης και διάθλασης για τον υπολογισμό της συνάρτησης διασποράς. Το πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ότι έχει φυσική σημασία, εφόσον προσομοιάζει τη δημιουργία των διαφόρων τρόπων διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh χρησιμοποιώντας τη συμβολή των ανακλώμενων και διαθλώμενων κυμάτων χώρου (Lai, 2005).

Μια πολύ καλή συγκριτική μελέτη των προαναφερθέντων μεθόδων έχει παρουσιαστεί από τους Buchen and Ben-Hador (1996), οι οποίοι αποδεικνύουν ότι, αν και σχεδόν όλες οι μέθοδοι αντιμετωπίζουν (σε κάποιο βαθμό) τα προβλήματα ευστάθειας στις υψηλές συχνότητες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων, η γρηγορότερη μέθοδος έχει υλοποιηθεί από τους Schwab and Knopoff (1972). Παράλληλα, προτείνουν μια βελτιωμένη έκδοση της μεθοδολογίας αυτής.

Με παρόμοια φιλοσοφία υλοποιούνται οι τεχνικές υπολογισμού της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh οι οποίες είναι βασισμένες στην αρχή διατήρησης της σεισμικής ενέργειας (Variational Principle) (Aki and Richards, 1980). Το πλεονέκτημα της

μεθοδολογίας αυτής εντοπίζεται στο γεγονός ότι παρέχει την δυνατότητα αναλυτικής έκφρασης των μερικών παραγώγων της ταχύτητας φάσης ως προς τις παραμέτρους του μοντέλου, παρακάμπτοντας έτσι την αναγκαιότητα για αριθμητική παραγώγιση (Lai and Rix, 1998). Ωστόσο, η μέθοδος αυτή δεν είναι τόσο αποτελεσματική στον προσδιορισμό των ιδιοτιμών και των ιδιοσυναρτήσεων, όσο οι μέθοδοι του πινάκα διάδοσης της κίνησης (Aki and Richards, 1980)

#### 1.1.5. Επιλογή του αρχικού μοντέλου

Αν και η επιλογή ενός κατάλληλου αρχικού μοντέλου αποτελεί πολύ βασικό παράγοντα για τη σύγκλιση των αλγορίθμων αντιστροφής (που βασίζονται σε αιτιοκρατικές μεθόδους) στη λύση με το ελάχιστο σφάλμα, εντούτοις, σπάνια οι μελετητές αναφέρονται διεξοδικά στον τρόπο επιλογής των παραμέτρων του (Tselentis and Delis, 1998, Forbriger, 2003b, Badal et al., 2004, Dal Moro et al., 2006, Kanli et al., 2006, Xia et al., 2006) και ακόμη λιγότεροι είναι εκείνοι που έχουν εμβαθύνει στο θέμα αυτό (Xia et al., 1999a, 2003, Foti and Strobbia, 2002, Socco and Strobbia, 2003, Wathelet, 2005). Η χρήση βέβαια στοχαστικών μεθόδων αντιστροφής (simulated annealing, Monte Carlo, genetic algorithms) επιλύει το πρόβλημα εύρεσης κατάλληλου αρχικού μοντέλου (Beaty et al., 2002, Yamanaka 2005, Dal Moro, et al., 2007), εφόσον αυτό επιλέγεται από τυχαίες διαδικασίες.

Οι παράμετροι που οριοθετούν ένα εδαφικό μοντέλο και χρησιμοποιούνται (είτε ως μεταβλητές, είτε ως σταθεροί όροι) για την επίλυση του ευθέως προβλήματος είναι: α) η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων (Vs) και β) των διαμήκων (Vp) σεισμικών κυμάτων, γ) το πάχος (h) των στρωμάτων και δ) η πυκνότητά τους (ρ). Η ανάλυση της ευαισθησίας των καμπυλών διασποράς στις παραμέτρους του μοντέλου μπορεί να αναχθεί στον προσδιορισμό των μερικών παραγώγων της ταχύτητας φάσης ως προς τις παραμέτρους αυτές, για κάθε συχνότητα (Takeuchi et al., 1964, Novotný, 1976, Cercato, 2007), αν και δεν είναι δυνατή η άμεση σύγκριση μεταξύ τους, εφόσον αντιστοιχούν σε διαφορετικές μονάδες (Novotný et al., 2005). Ωστόσο, έχει βρεθεί ότι η θεμελιώδης και οι ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς επηρεάζονται κατά κύριο λόγο από την ταχύτητα Vs (Song et al., 1989, Xia et al., 1999a, 2003, Novotný et al., 2005, Cercato, 2007). Επομένως, η κοινή πρακτική που ακολουθείται από τους περισσότερους μελετητές είναι η αντιστροφή των καμπυλών διασποράς για τον προσδιορισμό μόνο της κατανομής της ταχύτητας Vs με το βάθος (Xia et al., 1999, 2003). Οι υπόλοιπες παράμετροι (Vp, h και ρ) συνήθως θεωρούνται σταθεροί όροι και υπολογίζονται από εμπειρικές σχέσεις (πυκνότητα) (Dal Moro et al., 2006), εκτιμώνται από βιβλιογραφικές αναφορές ή την εμπειρία του μελετητή (λόγος Poisson ή/και Vp), προσεγγίζονται από την καμπύλη διασποράς (μέγιστο βάθος διασκόπησης και πάχος

στρωμάτων) (Xia et al., 1999a, Κρητικάκης κ.α., 2004a, Herrmann and Ammon, 2002) ή υπολογίζονται από άλλες γεωφυσικές – γεωτεχνικές μελέτες (Klein et al., 2005, Kritikakis and Vafidis, 2002). Η αρχική εκτίμηση της ταχύτητας Vs υπολογίζεται επίσης αναλογικά από τις τιμές της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Xia et al., 1999a)

#### 1.1.6. Αντιστροφή

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. Ενδεικτικά, αναφέρονται μερικά από τα πιο σημαντικά (με βάση τη βιβλιογραφία, αλλά και κατά τη γνώμη του συγγραφέα) συγγράμματα, στα οποία περιγράφονται με γλαφυρότητα οι τεχνικές αντιστροφής ή/και η πρακτική εφαρμογή τους σε γεωφυσικά προβλήματα (Lines and Treitel, 1984, Menke, 1984, Tarantola, 1987, 2005, Constable et al., 1987, Meju, 1994, κ.α.).

Ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα που αντιμετώπισε η μέθοδος της αντιστροφής στα αρχικά στάδια υλοποίησής της με τη χρήση ηλεκτρονικών υπολογιστών ήταν ο υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα, του πίνακα δηλαδή των συντελεστών των αγνώστων του γραμμικού συστήματος των εξισώσεων, τα στοιχεία του οποίου αντιστοιχούν στις μερικές παραγώγους των μετρούμενων γεωφυσικών μεγεθών ως προς τις ζητούμενες παραμέτρους. Το πρόβλημα εντοπιζόταν κυρίως στον μεγάλο υπολογιστικό χρόνο που απαιτούσε ο υπολογισμός των παραγώγων αυτών. Για την αντιμετώπιση του προβλήματος αυτού, αρκετοί μελετητές χρησιμοποίησαν τεχνικές προσέγγισης του Ιακωβιανού πίνακα (Broyden, 1965). Ο κύριος στόχος της μεθοδολογίας αυτής είναι ο προσδιορισμός ενός προσεγγιστικού Ιακωβιανού πίνακα κατά την διαδικασία της αντιστροφής, προκειμένου να περιοριστεί ο συνολικός υπολογιστικός χρόνος, κυρίως όταν αντιστρέφεται μεγάλος αριθμός μετρήσεων. Η χρήση προσεγγιστικών μεθόδων προσδιορισμού του Ιακωβιανού πίνακα (Quasi-Newton) έχει αναφερθεί σε αντιστροφή σεισμικών (Guitton and Symes, 2003), μαγνητοτελλουρικών δεδομένων (Avdeeva and Avdeev, 2006, 2007, Sasaki, 2004) και κυρίως σε δεδομένα ηλεκτρικής τομογραφίας (Loke and Barker, 1996a&b, Loke and Dahlin, 1997, 2002, Christiansen and Auken, 2004), αλλά όχι έως τώρα σε αντιστροφή καμπυλών διασποράς επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Βασική προϋπόθεση για την εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής χρησιμοποιώντας αιτιοκρατική προσέγγιση είναι ο ορισμός μιας αντικειμενικής συνάρτησης, η οποία συσχετίζει τα μετρούμενα γεωφυσικά μεγέθη με τις ζητούμενες παραμέτρους και τα σφάλματα των μετρήσεων. Η ελαχιστοποίηση της συνάρτησης αυτής συνήθως πραγματοποιείται με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (νόρμα L2) και προϋποθέτει τον ορισμό κάποιων αρχικών παραμέτρων. Η προσέγγιση αυτή παρουσιάζει δύο εγγενή προβλήματα. Αφενός, είναι ευαίσθητη στην ύπαρξη τοπικών ελάχιστων της αντικειμενικής συνάρτησης, γεγονός που την καθιστά ευάλωτη στην επιλογή των αρχικών παραμέτρων και αφετέρου, επηρεάζεται από την ύπαρξη ακραίων τιμών (outliers) ή/και υψηλού ποσοστού θορύβου στις μετρήσεις. Για την αντιμετώπιση του πρώτου προβλήματος, αρκετοί μελετητές υλοποίησαν μεθόδους αντιστροφής καμπυλών διασποράς επιφανειακών κυμάτων που βασίζονται σε στοχαστικές μεθόδους, όπως αλγόριθμους που βασίζονται στην θεωρία της φυσικής επιλογής του Δαρβίνου (genetic algorithms) (Yamanaka and Ishida, 1996, Hunaidi, 1998, Roth and Holliger, 1999, Lu and Zang, 2006), αλγόριθμους που βασίζονται στην θεωρία κρυστάλλωσης των μετάλλων (simulated annealing) (Beaty et al., 2002, Ryden and Park 2006), καθώς και αλγόριθμούς τύπου Monte Carlo (Wathelet et al., 2004, Socco and Boiero, 2008, Song et al., 2008). Για την αντιμετώπιση του δεύτερου προβλήματος, μελετητές σε άλλες γεωφυσικές μεθόδους ενστερνίστηκαν την ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτησης χρησιμοποιώντας την νόρμα L1 (μέση απόλυτη διαφορά μεταξύ πειραματικών μετήσεων και απόκρισης του μοντέλου) (Loke, 2002 - [2]<sup>†</sup>).

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 Rayleigh είναι η μέθοδος απόσβεσης (Levenberg, 1944, Marquardt 1963, L – M) και η μέθοδος εξομάλυνσης (Occam - Constable et al., 1987). Η πρώτη μέθοδος έχει χρησιμοποιηθεί (μεταξύ άλλων) από τους Xia et al., (1999a), Karagianni et al (1999), Forbriger (2003b), Xia et al. (2008), ενώ η δεύτερη από τους Lai and Rix (1998), Lai et al. (2002), West et al. (2004), Song et al. (2007), Yoon and Rix (2005). Οι δημοσιευμένες εργασίες σχετικά με τεχνικές αντιστροφής ή/και την επίδραση παραμέτρων που σχετίζονται με την διαδικασία αντιστροφής των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι ελάχιστες. Ειδικότερα, ο O'Neill (2004) επιχειρεί να αποτιμήσει το αποτέλεσμα της αντιστροφής, δεδομένων των τυχαίων (τυχαίος θόρυβος) και συναφών (θέσεις γεωφώνων) σφαλμάτων της

<sup>&</sup>lt;sup>†</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές Νο 2

καμπύλης διασποράς, χρησιμοποιώντας στοχαστική μέθοδο αντιστροφής (Monte Carlo). Ο ίδιος μελετητής έδειξε σε συνθετικά, αλλά και πραγματικά δεδομένα, ότι η φαινόμενη (apparent) καμπύλη διασποράς εμφανίζει κανονική κατανομή σφαλμάτων σε υψηλές συχνότητες, ενώ στις χαμηλότερες, η κατανομή των σφαλμάτων περιγράφεται καλύτερα από κατανομή Lorentz. Στο ίδιο πλαίσιο ασχολήθηκαν και οι Lai et al. (2005), οι οποίοι μελέτησαν την μετάδοση των σφαλμάτων των μετρήσεων στα αποτελέσματα της αντιστροφής. Οι μελετητές αυτοί χρησιμοποίησαν την δοκιμή  $\chi^2$  ( $\chi^2$  test – Menke, 1989) για να εκτιμήσουν αν τα τυχαία σφάλματα των μετρήσεων ακολουθούν κανονική κατανομή και έδειξαν ότι, αν και τα σφάλματα στις χαμηλές συχνότητες παρουσιάζουν μεγαλύτερη διακύμανση από τα αντίστοιχα στις υψηλότερες συχνότητες, εντούτοις η τιμές του χ<sup>2</sup> δικαιολογούν κανονική κατανομή των σφαλμάτων σε όλο το φάσμα των συχνοτήτων. Οι Xia et al. το 2008 μελετούν το ρόλο του πίνακα διακριτικής ικανότητας των δεδομένων (data resolution matrix) στην βελτιστοποίηση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής. Ειδικότερα, χρησιμοποιούν τις τιμές του πίνακα αυτού για να επιλέξουν τα δεδομένα (τμήματα των καμπυλών διασποράς) που επιλύουν μοναδικά (ή σχεδόν μοναδικά) τις ζητούμενες παραμέτρους του μοντέλου αντιστροφής. Οι Foti et al. (2009) χρησιμοποίησαν στοχαστική μέθοδο αντιστροφής (Monte Carlo) για να εδραιώσουν την αδυναμία εύρεσης μοναδικής λύσης κατά την αντιστροφή καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και να επισημάνουν την υπεροχή των στοχαστικών μεθόδων έναντι των αιτιοκρατικών στην αποτίμηση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής.

Μια άλλη κατηγορία εργασιών που σχετίζεται με τη διαδικασία αντιστροφής είναι εκείνες που ασχολούνται με την ταυτόχρονη αντιστροφή της θεμελιώδους, αλλά και ανώτερης τάξης καμπυλών διασποράς (Xia et al., 2000a, 2003, 2004c, Socco et al., 2002, Lu et al., 2007, Luo et al., 2007, Song and Gu, 2007, Song et al., 2007), ή με την αντιστροφή των καμπύλων διασποράς της ταχύτητας φάσης και της ταχύτητας ομάδας (Herrmann and Ammon, 2002, Ραπτάκης, 1995), ενώ οι Xu et al. (2009) παρουσίασαν μια μεθοδολογία για την εκτίμηση της συχνότητας αποκοπής των καμπυλών διασποράς ανώτερης τάξης.

Τέλος, ορισμένοι μελετητές ασχολήθηκαν με την ταυτόχρονη αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και των καμπυλών εξασθένισης των ίδιων κυμάτων (Lai and Rix, 1998, Lai et al., 2002, Herrmann and Ammon, 2002, Jongmans, 1992, Ραπτάκης, 1995), των χρόνων άφιξης των κυμάτων χώρου (West et al., 2004, Dal Moro and Pipan, 2007, Dal Moro, 2008), καθώς και δεδομένων ηλεκτρικής βυθοσκόπησης (Hering et al., 1995, Misiek et al., 1997, Comina et al., 2002).

#### 1.1.7. MASW στις 2 διαστάσεις

Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη παράγραφο (§ 1.1.2), η εφαρμογή της μεθόδου MASW για τον προσδιορισμό της κατανομής της ταχύτητας Vs στις δύο διαστάσεις πραγματοποιείται με τεχνικές απόκτησης των σεισμικών δεδομένων, αντίστοιχες με αυτές που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης (κύλιση – roll along – της διάταξης κοινής πηγής) (Park et al., 1999, Xia et al., 2000b, Luo et al., 2008a). Τοποθετώντας στο κέντρο της διάταξης των γεωφώνων (Luo et al., 2009a) την κατακόρυφη κατανομή της Vs για κάθε μια καταγραφή, κατασκευάζεται η ψευδοτομή της ταχύτητας διάδοσης των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων. Ο λόγος για τον οποίο δεν έχει αναπτυχθεί μια πιο ακριβής μέθοδος προσδιορισμού της δισδιάστατης κατανομής της Vs στο υπέδαφος είναι κυρίως το γεγονός ότι είναι χρονοβόρα η αριθμιτική επίλυση του ευθέως προβλήματος για δισδιάστατες αναπαραστάσεις του εδάφους. Η μείωση του μήκους του αναπτύγματος των γεωφώνων αποτελεί πρακτικά τη μόνη εναλλακτική λύση για τον περιορισμό της επίδρασης της πλευρικής ανομοιογένειας. Ωστόσο, η πρακτική αυτή επιφέρει, ίσως, περισσότερα προβλήματα από όσα επιλύει, εφόσον περιορίζει το μέγιστο βάθος διασκόπησης, υποβαθμίζει την ευκρίνεια και δυσχεραίνει το διαχωρισμό των καμπυλών διασποράς (θεμελιώδους και ανώτερης τάξης) (Park et al., 2001). Έτσι, από τα αρχικά στάδια της μεθόδου μέχρι και σήμερα, πολλοί μελετητές έχουν χρησιμοποιήσει την μέθοδο MASW για να απεικονίσουν σχετικά ομαλές πλευρικές μεταβολές της ταχύτητας Vs μέσω της ψευδοτομής, χωρίς να λαμβάνουν υπόψη τους το συστηματικό σφάλμα που εισάγεται στις καμπύλες διασποράς από την πλευρική ανομοιογένεια (Miller et al., 1999a,b, 2001, Xia et al., 2000, 2004a, Bohlen et al., 2004, Ivanov et al., 2006, Nasseri-Moghaddam, 2006, Xu and Butt, 2006). Η θεώρηση αυτή δεν έχει τεκμηριωθεί επαρκώς και η αποτίμηση του σφάλματος που εισάγεται στο τελικό αποτέλεσμα αποτελεί πεδίο υπό έρευνα.

Λόγω της εγγενούς λοιπόν επίδρασης της πλευρικής ανομοιογένειας του υπεδάφους στη δισδιάστατη απεικόνιση της Vs (ψευδοτομή), αρκετοί μελετητές προσπάθησαν να εκτιμήσουν την επίδραση αυτή στις καμπύλες διασποράς (Hayashi and Suzuki, 2001, Bodet et al., 2004, 2005) ή/και στην προσδιοριζόμενη από την αντιστροφή ταχύτητα Vs (Bodet et al., 2005, O'Neill et al., 2008 Luo et al., 2009b). Οι Xia et al. (2004b, 2005) ανέπτυξαν μια μεθοδολογία βελτίωσης της πλευρικής διακριτικής ανάλυσης, μέσω μιας διαδικασίας αναβάθμισης της οξυδέρκειας (sharpness) της εικόνας της ψευδοτομής. Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται μετά (post processing) την κατασκευή της ψευδοτομής με τον συμβατικό τρόπο και δεν αντιμετωπίζει το πρόβλημα εν τη γενέσει. Οι Lin and Lin (2007) χρησιμοποίησαν συνθετικές καταγραφές και εξέτασαν την επίδραση της πλευρικής ανομοιογένειας στις καμπύλες διασποράς. Πρότειναν μάλιστα και μια τεχνική βελτιστοποίησης της πλευρικής διακριτικής ικανότητας της μεθόδου (high-lateral-resolution surface wave method) συλλέγοντας δεδομένα με τη διάταξη κοινού γεωφώνου και διορθώνοντας τη μετατόπιση της φάσης (phase-seaming). Την ίδια περίπου συλλογιστική ακολούθησαν και οι Hayashi and Suzuki (2002), οι οποίοι αναδιάταξαν τις σεισμικές καταγραφές σε διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου για τον προσδιορισμό των καμπυλών διασποράς που αντιστοιχούν στους διάφορους σταθμούς παρατήρησης κατά μήκος μιας γραμμής μελέτης. Τέλος, οι Campman et al. (2004) και οι Xia et al. (2007a) μελέτησαν τα σκεδαζόμενα (scattered) επιφανειακά σεισμικά κύματα Rayleigh για να εντοπίσουν τις θέσεις απότομων υπεδάφειων ασυνεχειών (διάκενα, ρήγματα κ.α.).

## 1.1.8. Εφαρμογές

Η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (MASW) έχει πραγματοποιηθεί σε πλήθος εφαρμογές, από την επινόησή της έως σήμερα. Η αξιοπιστία της μεθόδου αυτής έχει δοκιμαστεί επιτυχώς σε πολλές συγκριτικές εφαρμογές με άλλες γεωφυσικές ή/και γεωτεχνικές μεθόδους (Xia et al., 2000c, 2002b, Foti et al, 2003, Asten and Boore, 2005, Thitimakorn et al., 2006, Hutchinson et al., 2008).

Αν και η εφαρμογή της μεθόδου αυτής ενδείκνυται για πολυστρωματικά μέσα εδαφικών σχηματισμών (Xia et al., 1999b), εντούτοις, δεν είναι λίγες οι εφαρμογές που αφορούν στην χαρτογράφηση του γεωλογικού υποβάθρου (Miller et al., 1999b,c, Casto et al., 2008) και στον εντοπισμό καρστικών δομών ή/και διάκενων (Xia et al., 2004, Nasseri-Moghaddam et al., 2007, Campbell, 2008, Xu et al., 2008).

Πολλές είναι επίσης και οι γεωτεχνικές εφαρμογές της μεθόδου, όπως ο προσδιορισμός της βελτίωσης του υπεδάφους μετά από τεχνητή συμπίεση (Burke and Schofield, 2008), ο έλεγχος αναχωμάτων (Lane et al., 2008, Inazaki et al., 2008), η εκτίμηση των δυναμικών μηχανικών παραμέτρων (π.χ. μέτρο ελαστικότητας του Young, μέγιστο μέτρο διάτμησης κ.λ.π) του υπεδάφους (Nazarian et al., 1983, 1987, Nazarian, 1984, Ραπτάκης κ.α., 1993, Ivanov, 2000, Kritikakis and Vafidis, 2002, Κρητικάκης κ.α., 2004, Abraham et al., 2004, Παπακωνσταντίνου, κ.α., 2005, Al Wardany et al., 2009) και των αναμενόμενων διαφορικών καθιζήσεων από την επιβολή φορτίων ανωδομής (Kritikakis et al, 2009). Επιπρόσθετα, η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται για την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης εδαφικών σχηματισμών σε περιπτώσεις σεισμών (Ραπτάκης, 1995, Apostolidis et al., 2006, Foti et al., 2009, Manakou et al., 2010), καθώς επίσης και για την στατιστική συσχέτιση της ταχύτητας Vs με την πιθανότητα ρευστοποίησης (liquefaction) εδαφικών σχηματισμών (Rayen et al., 2004). Ο προσδιορισμός του παράγοντα ποιότητας (quality factor) των εγκαρσίων (Q<sub>s</sub>) σεισμικών κυμάτων (Jongmans and Demanet, 1993, Paπτάκης, 1995) από την αντιστροφή του συντελεστή εξασθένισης (attenuation coefficient) (Xia et al., 2002) ή και
την ταυτόχρονη αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Lai and Rix, 1998, Lai et al., 2002, Herrmann and Ammon, 2002) αποτελεί ένα ακόμη πεδίο εφαρμογών χρήσιμο στην επίλυση γεωτεχνικών και περιβαλλοντικών προβλημάτων.

Η χρήση της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh δεν θα μπορούσε να μην πραγματοποιηθεί σε περιβαλλοντικές εφαρμογές (Watabe and Sassa, 2008), κυρίως σε συνδυασμό με άλλες γεωφυσικές μεθόδους για την χαρτογράφηση του υπεδάφους και τον εντοπισμό προνομιακών διόδων υπόγειων ρύπων (Miller et al., 2000, Κρητικάκης κ.α., 2004a, Kritikakis et al., 2006, Hamdan et al., 2007)

Σημαντική είναι και η έρευνα που πραγματοποιείται τα τελευταία χρόνια στην εφαρμογή τεχνικών ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων Rayleigh μικροθορύβου (passive surface wave methods) (Louie, 2001, Park et al., 2004, Apostolidis et al., 2004, 2006, Castillo, 2006, Mανάκου κ.α. 2006, Park and Miller, 2008, Pancha et al., 2008, Raptakis and Makra, 2010, Manakou et al., 2010), ενώ πολλά υποσχόμενη για τον προσδιορισμό της ταχύτητας Vs από μερικές δεκάδες εκατοστά έως εκατοντάδες μέτρα είναι η συνδυαστική εφαρμογή της προαναφερθείσας τεχνικής με τις μεθόδους SASW ή/και MASW (Park et al., 2005, Jin et al., 2006,).

Σε εφαρμογές σεισμολογικού ενδιαφέροντος (Hunter et al., 2002, Hayashi et al., 2008, Luke et al., 2008), η MASW χρησιμοποιήθηκε (εκτός των άλλων) για τον χαρακτηρισμό των εδαφών με βάση διεθνείς κώδικες (Eurocode 8, 1998 - [3]<sup>‡</sup>, UBC, 1997 - [4]<sup>§</sup>) και τη σταθμισμένη μέση τιμή της ταχύτητας Vs μέχρι τα 30 m βάθος (Kanli et al., 2006), καθώς και για τον σχεδιασμό φραγμάτων αναχαίτισης δονήσεων (wave barrier) (Comina and Foti, 2007).

Τέλος, εκτός από την εφαρμογή της μεθόδου στην ξηρά, αρκετοί είναι οι μελετητές που εφάρμοσαν την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Scholte (ή ψευδο-Stoneley), τα οποία διαδίδονται στην διεπιφάνεια στερεού - υγρού (Bohler et al., 2004, Klein et al., 2005, Kugler et al., 2005, Kaufmann et al., 2005) για την χαρτογράφηση (Shtivelman, 2004, Kugler et al., 2007, Wilken et al., 2008) και τον προσδιορισμό γεωτεχνικών παραμέτρων (Puech et al., 2004, Park et al., 2005c) υποθαλάσσιων ιζημάτων. Μια εφαρμογή της μεθόδου υπό ακραίες, ίσως, συνθήκες, αποτελεί η χαρτογράφηση του επιφανειακού στρώματος χιονιού (firn) των παγετώνων της Γροιλανδίας (Tsoflias et al., 2008), ενώ η ανάπτυξη τεχνικών για την μελλοντική εφαρμογή της μεθόδου στο φεγγάρι (Yeluru et al., 2008), μοιάζουν με σενάρια επιστημονικής φαντασίας.

<sup>&</sup>lt;sup>‡</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές Νο 3

<sup>&</sup>lt;sup>§</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές Νο 4

# 1.2. ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ – ΣΤΟΧΟΣ

Η πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων θεωρείται ως η καταλληλότερη σεισμική μέθοδος για γεωτεχνικές και περιβαλλοντικές εφαρμογές, εφόσον πλεονεκτεί έναντι των άλλων γεωφυσικών μεθόδων προσδιορισμού της ταχύτητας Vs. Για παράδειγμα, ένα σημαντικό πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής σε σχέση με την σεισμική διάθλαση είναι ότι δεν επηρεάζεται από την ύπαρξη αναστροφής ταχυτήτων, κάτι που θεωρείται αρκετά συνηθισμένο σε χαλαρούς εδαφικούς σχηματισμούς. Επίσης, αν και η διασκόπηση S-κυμάτων με την χρήση μίας γεώτρησης (Vertical Sounding Profile) ή μεταξύ δύο γεωτρήσεων (cross-hole tomography) θεωρούνται ως οι πιο αξιόπιστες σεισμικές μέθοδοι για τον προσδιορισμό της ταχύτητας Vs, εντούτοις μειονεκτούν έναντι της προτεινόμενης μεθοδολογίας στο γεγονός ότι απαιτείται η διάτρηση στεγανών γεωτρήσεων και εξειδικευμένος εξοπλισμός (πηγή S-κυμάτων, υδρόφωνα ή γεώφωνα 3 συνιστωσών).

Όπως διαπιστώθηκε από την βιβλιογραφική έρευνα, αν και υπάρχει η αναγκαιότητα για έρευνα στην παραμετροποίηση, την αποτελεσματικότητα και την μοναδικότητα της λύσης της αντιστροφής (O'Neill, 2005) εντούτοις, ελάχιστοι είναι οι μελετητές που έχουν ασχοληθεί με την διερεύνηση των παραμέτρων ή/και την ανάπτυξη νέων αιτιοκρατικών τεχνικών αντιστροφής. Από την άλλη πλευρά βέβαια, αρκετοί είναι αυτοί που έχουν ασχοληθεί με την μελέτη στατιστικών μεθόδων αντιστροφής (Monte Carlo, simulated annealing, genetic algorithms κ.λ.π.).

Ένας από τους στόχους λοιπόν της παρούσας διατριβής, ήταν η προσπάθεια μεταφοράς της τεχνογνωσίας αιτιοκρατικών μεθόδων αντιστροφής που έχει αναπτυχθεί σε άλλες γεωφυσικές μεθόδους (ηλεκτρικές, μαγνητοτελλουρικές, βαρυτικές κ.λ.π.) στην επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Έτσι, αναπτύχθηκαν τα εργαλεία που επιτρέπουν τον καθορισμό διαφορετικών παραμέτρων: α) στην επιλογή του αρχικού μοντέλου αντιστροφής, β) στις μεθόδους αντιστροφής και γ) στα κριτήρια σύγκλισης της διαδικασίας αυτιστροφής. Ειδικότερα, οι αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής επιτρέπουν την οριοθέτηση του αρχικού μοντέλου αντιστροφής. Ειδικότερα, οι αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής επιτρέπουν την οριοθέτηση του αρχικού μοντέλου αντιστροφής. Ειδικότερα, οι αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής επιτρέπουν την οριοθέτηση του αρχικού μοντέλου αντιστροφής με μεγάλη ευελιξία, παρέχοντας επίσης τη δυνατότητα διατήρησης πιθανών a-priori πληροφοριών που προέρχονται από άλλες γεωφυσικές ή/και γεωτεχνικές μεθόδους. Επιπλέον, διατίθεται πλήθος επιλογών στη χρήση τεχνικών αντιστροφής, όπως αντιστροφή με την μέθοδο Quasi-Newton, ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub> ή L<sub>2</sub>, περιορισμοί εξομάλυνσης, απόσβεσης, σταθμισμένης εξομάλυνσης και συνδυασμός αυτών, καθώς επίσης και σταθμισμένη αντιστροφή με τα σφάλματα των μετρήσεων ή με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα. Τέλος, η επιλογή των κριτηρίων σύγκλισης της διαδικασίας αντιστροφής είναι δυνατό

να επηρεάσει το τελικό αποτέλεσμα. Για το λόγο αυτό, κρίθηκε απαραίτητη η δυνατότητα επιλογής (έως κάποιο βαθμό) των κριτηρίων αυτών.

Αν και πολλές από τις χρησιμοποιούμενες στην διατριβή αυτή τεχνικές αντιστροφής (π.χ. εξομάλυνση και απόσβεση, βλ. §1.1.6) έχουν μελετηθεί μεμονωμένα και από άλλους μελετητές, εντούτοις δεν βρέθηκε στην βιβλιογραφία κάποια συγκριτική μελέτη μεταξύ των τεχνικών αυτών για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων. Επιπλέον, στα πλαίσια της διατριβής αυτής προτείνεται η εφαρμογή μιας νέας τεχνικής αντιστροφής υπό περιορισμούς (περιορισμός σταθμισμένης εξομάλυνσης), ενώ υλοποιείται και η συνδυαστική εφαρμογή περιορισμών (απόσβεση και εξομάλυνση ή απόσβεση και σταθμισμένη εξομάλυνση) που, με εξαίρεση το εγχειρίδιο χρήσης του λογισμικού επεξεργασίας δεδομένων ηλεκτρικής τομογραφίας RES2DINV (Loke, 2002 – [2]), δεν έχει δημοσιευτεί σε καμία άλλη (με κάθε επιφύλαξη) εφαρμογή ή μελέτη. Η ελαχιστοποίηση της νόρμας L1 έχει εφαρμοστεί από τους Hering et al. (1995) και Misiek et al. (1997) στην συνδυαστική αντιστροφή δεδομένων ηλεκτρικής βυθοσκόπησης και επιφανειακών κυμάτων με αυξημένο θόρυβο και (ενδεχομένως) έχει υλοποιηθεί στο εμπορικό λογισμικό πακέτο SeisImager™. Παρόλα αυτά, η παρούσα μελέτη αναδεικνύει την υπεροχή αυτής της μεθόδου αντιστροφής (σε σχέση με όλες τις συγκρινόμενες), ακόμη και σε καμπύλες διασποράς απαλλαγμένες από τυχαίο ή συναφή θόρυβο.

Όπως φαίνεται από την βιβλιογραφική έρευνα, η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων υπερτερεί σε σχέση με τις υπόλοιπες μεθόδους ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων για ρηχούς στόχους (μέχρι 30 m). Έτσι, εκτός από την συνεισφορά στις αιτιοκρατικές μεθόδους αντιστροφής, ένας άλλος στόχος στα πλαίσια της διατριβής αυτής ήταν η ανάπτυξη ενός ολοκληρωμένου συνόλου αλγόριθμων (το kriSIS-auto) για την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Με το πακέτο αυτό είναι δυνατή η επεξεργασία πολυκάναλων σεισμικών καταγραφών αποθηκευμένων σε αρχεία SEG Y για τον προσδιορισμό της κατανομής της ταχύτητας Vs με το βάθος, μέσω μιας διαδικασίας αντιστροφής της θεμελιώδους ή/και ανώτερης τάξης καμπυλών διασποράς. Ορισμένοι από τους αλγόριθμους που χρησιμοποιήθηκαν για το σκοπό αυτό, έχουν αναπτυχθεί από άλλους μελετητές. Ωστόσο, η συνδυαστική εφαρμογή και η αποτελεσματικότητα των αλγόριθμων αυτών, καθιστούν το σύνολο τους, ένα πρωτότυπο εργαλείο για την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών και ματότυπο εργαλείο για την πολυκάναλη ανάλυση των επιφαριμοποιήθηκαν μα το σκοπό αυτό, έχουν αναπτυχθεί από άλλους μελετητές. Ωστόσο, η συνδυαστική εφαρμογή και η αποτελεσματικότητα των αλγόριθμων αυτών, καθιστούν το σύνολο τους, ένα πρωτότυπο εργαλείο για την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Αφού λοιπόν αναπτύχθηκε ένα ευέλικτο εργαλείο για την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, κρίθηκε σκόπιμο να χρησιμοποιηθεί για την επίλυση περιβαλλοντικών και γεωτεχνικών προβλημάτων. Ο ακριβής προσδιορισμός της ταχύτητας διάδοσης των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (Vs) αποτελεί μια πολύ σημαντική πολυδιάστατη πληροφορία στην γεωτεχνική μηχανική. Ειδικότερα, η τιμή της Vs μπορεί να συσχετιστεί άμεσα με τα δυναμικά μέτρα δυσκαμψίας του υπεδάφους, αλλά και άλλες γεωτεχνικές παραμέτρους (π.χ. δοκιμές διείσδυσης κώνου, πρότυπες δοκιμές διείσδυσης) καθώς επίσης, είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί και ως παράμετρος ταξινόμησης των εδαφών ως προς την σεισμική τους απόκριση. Σε περιβαλλοντικές εφαρμογές, ο προσδιορισμός της ταχύτητας Vs χρησιμοποιείται κυρίως σε συνδυασμό με άλλες γεωφυσικές μεθόδους για την χαρτογράφηση του υπεδάφους και τον εντοπισμό προνομιακών διόδων υπόγειων ρύπων.

# 1.3. ΣΥΝΟΨΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Η υλοποίηση των αντικειμένων και των στόχων αυτής της διδακτορικής διατριβής περιγράφεται ενδελεχώς στην παρούσα εργασία με έμφαση στα τμήματα που αναπτύχθηκαν, χωρίς ωστόσο να παραγκωνίζεται το απαραίτητο θεωρητικό υπόβαθρο και η παραπομπή σε περαιτέρω πηγές.

Έτσι, το 2° κεφάλαιο της εργασίας αυτής αναλώνεται στη συνοπτική παρουσίαση των εννοιών και όρων που αφορούν στη διάδοση και στη διασπορά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, θέτοντας το θεωρητικό υπόβαθρο για την κατανόηση των εργαλείων που υλοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή.

Η υλοποίηση της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh περιγράφεται στο 3° κεφάλαιο, αναλύοντας όλα τα στάδια που εμπλέκονται κατά την εφαρμογή της μεθοδολογίας αυτής. Ειδικότερα, η απόκτηση σεισμικών δεδομένων πλούσιων σε επιφανειακά κύματα Rayleigh είναι η βάση για την επιτυχημένη εφαρμογή της μεθόδου. Για το λόγο αυτό, περιγράφονται κατευθυντήριες γραμμές για τη συλλογή των σεισμικών δεδομένων με βάση κυρίως τη διεθνή βιβλιογραφία, αλλά και την εμπειρία του συγγραφέα της παρούσας διατριβής. Ακολούθως, περιγράφονται οι τεχνικές για τον προσδιορισμό των πειραματικών καμπυλών διασποράς και των τρόπων επίλυσης του ευθέως προβλήματος, δίνοντας έμφαση σε αυτές που υλοποιήθηκαν στα πλαίσια της συγκεκριμένης διατριβής. Η αναλυτική περιγραφή των διαφόρων τεχνικών που χρησιμοποιήθηκαν κατά τη διαδικασία αντιστροφής, καθώς και των λειτουργιών των πρωτότυπων αλγόριθμων που υλοποιήθηκαν για την εφαρμογή της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, αποτελούν τον θεματοφύλακα της καινοτομίας της εν λόγω διατριβής.

Ο έλεγχος της αξιοπιστίας των τεχνικών αντιστροφής που αναπτύχθηκαν και το πρόβλημα επιλογής των βέλτιστων παραμέτρων αντιστροφής προσεγγίζεται στο 4° κεφάλαιο. Ο στόχος του ελέγχου αυτού ήταν η εκτίμηση της επίδρασης των παραμέτρων

αντιστροφής στην ακρίβεια προσδιορισμού της ταχύτητας Vs. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν 2 συνθετικές καμπύλες διασποράς και 2 συνθετικές σεισμικές καταγραφές, που προέρχονται από ισάριθμα εδαφικά μοντέλα. Ο έλεγχος ολοκληρώθηκε σε 4 στάδια, πραγματοποιώντας συνολικά 676 δοκιμές. Στα τελευταία στάδια ελέγχου η σύγκλιση του αλγόριθμου αντιστροφής θεωρείται πιο δύσκολη σε σχέση με τα αρχικά, δεδομένης της απουσίας a-priori πληροφοριών από το αρχικό μοντέλο αντιστροφής και της εισαγωγής τυχαίου θορύβου στα δεδομένα.

Ακόμη ένα στάδιο αξιολόγησης των βέλτιστων τεχνικών αντιστροφής παρατίθεται στο 5° κεφάλαιο, όπου ελεγχόμενα από άλλες γεωφυσικές μεθόδους (σεισμική διασκόπηση μεταξύ γεωτρήσεων - cross-hole) δεδομένα αντιστρέφονται, τόσο με τους πρωτότυπους αλγόριθμους που αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, όσο και με αντίστοιχα εμπορικά πακέτα επεξεργασίας. Οι προσδιοριζόμενες ταχύτητες που προέκυψαν από την αντιστροφή των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συγκρίνονται και αξιολογούνται με βάση τις ταχύτητες που προέκυψαν από την μέθοδο της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων (cross-hole). Στο ίδιο κεφάλαιο παρουσιάζεται η εφαρμογή της μεθοδολογίας σε 3 περιοχές περιβαλλοντικού ενδιαφέροντος και 4 περιοχές γεωτεχνικού ενδιαφέροντος. Σε κάθε μία από τις προαναφερθείσες περιοχές, η επεξεργασία των δεδομένων έχει πραγματοποιηθεί με 2 διαφορετικούς συνδυασμούς παραμέτρων αντιστροφής, οριοθετώντας συνολικά την επεξεργασία 282 καταγραφών κοινής πηγής.

Τέλος, στο 6° κεφάλαιο συνοψίζονται τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την υλοποίηση της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε συνθετικά και πραγματικά δεδομένα, αναλύονται τα αίτια που κάποιες τεχνικές αντιστροφής δεν έδωσαν τα αναμενόμενα αποτελέσματα, ενώ προτείνονται τρόποι αντιμετώπισης των προβλημάτων που παρουσιάστηκαν κατά την υλοποίηση της παρούσας διατριβής και πιθανές μελλοντικές κατευθύνσεις για τη βελτιστοποίηση των ήδη προτεινόμενων τεχνικών αντιστροφής ή/και την ανάπτυξη νέων.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

# ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH

# 2.1. ΔΙΑΔΟΣΗ

#### 2.1.1. Είδη επιφανειακών κυμάτων

Γενικά, τα επιφανειακά σεισμικά κύματα σχετίζονται με την χωροχρονική ταλάντωση των σωματιδίων του εδάφους «κοντά» σε κάποια επιφάνεια. Τα κύματα Stoneley, για παράδειγμα, διαδίδονται στην διαχωριστική επιφάνεια δύο εδαφικών ημιχώρων, όταν αυτοί διακρίνονται από παρόμοιες ταχύτητες διάδοσης των εγκαρσίων (S) σεισμικών κυμάτων (Vs<sub>1</sub>  $\approx$  Vs<sub>2</sub>), ενώ ο λόγος των πυκνοτήτων ρ<sub>1</sub>/ρ<sub>2</sub> προς τον λόγο των σταθερών του Lamè μ<sub>1</sub>/μ<sub>2</sub> κυμαίνεται περίπου στη μονάδα (Sheriff and Geldart, 1995). Οι παραπάνω περιορισμοί δεν ισχύουν για τα κύματα Scholte, τα οποία διαδίδονται παράλληλα στην διεπιφάνεια στερεού και υγρού ημιχώρου (Bohlen et al., 2004). Ένα άλλο γνωστό είδος επιφανειακών σεισμικών κυμάτων κυμάτων, τα κύματα Love, αποτελούνται από SH κύματα που διαδίδονται παράλληλα σε ελεύθερη επιφάνεια (κενό ή αέρας) και δημιουργούνται υπό την προϋπόθεση ότι ένα στρώμα πεπερασμένου πάχους υπέρκειται ενός ημιχώρου (Sheriff and Geldart, 1995). Εκτός από αυτούς τους τύπους επιφανειακών κυμάτων, υπάρχουν και τα σωληνοκύματα (tube waves), τα οποία διαδίδονται παράλληλα με την διεύθυνση του άξονα γεώτρησης τα οποία αποκτούν

ιδιαίτερο ενδιαφέρον σε σεισμικές διακοπήσεις σε γεωτρήσεις (cross-hole, vertical sound profiling) και στις ακουστικές διαγραφίες (sonic logging) (Sheriff and Geldart, 1995). Στην περίπτωση που ένα ομοιογενές μέσο περικλείεται ανάμεσα σε δύο ελεύθερες επιφάνειες, τότε τα επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται ονομάζονται κύματα Lamb (Rydèn, 2004). Τα κύματα αυτά αποτελούν, ουσιαστικά, την εξιδανικευμένη περίπτωση των κυματοδηγών, των κυμάτων δηλαδή που παγιδεύονται και διαδίδονται σε ένα μέσο που περικλείεται από δύο άλλα μέσα, τα οποία χαρακτηρίζονται από σημαντικότερα μικρότερη ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Τέλος, τα επιφανειακά κύματα Rayleigh διαδίδονται παράλληλα στην ελεύθερη επιφάνεια ημιχώρου (ομοιογενούς ή όχι), η ύπαρξη της οποίας αποτελεί και την βασική προϋπόθεση για την δημιουργία αυτού του είδους των κυμάτων. Αν και θεωρητικά, ως ελεύθερη επιφάνεια θεωρείται η διαχωριστική επιφάνεια κάποιου στερεού με το κενό, εντούτοις, λόγω της πολύ μικρής πυκνότητας του αέρα συγκριτικά με αυτήν των πετρωμάτων, η επιφάνεια της γης μπορεί να θεωρηθεί ως ελεύθερη επιφάνεια.

# 2.1.2. Δημιουργία των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh

Όταν μια σεισμική ακτίνα κύματος SV προσπέσει υπό γωνία σε μια ελεύθερη επιφάνεια (Σχήμα 2.1a) τότε, ένα μέρος της σεισμικής ενέργειας θα ανακλαστεί ως κύμα SV, ενώ ένα άλλο μέρος θα μετατραπεί σε διάμηκες (P) κύμα (Aki and Richards, 1980). Σύμφωνα με το νόμο του Snell, η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας (*p*) δίνεται από την σχέση:

$$p = \frac{\sin(j_1)}{V_S} = \frac{\sin(i_2)}{V_P}$$
(2.1)

όπου  $j_1$  και  $i_2$  είναι η γωνία πρόσπτωσης και ανάκλασης (σε σχέση με την κατακόρυφο), αντίστοιχα. Η παράμετρος αυτή, αντιστοιχεί στην οριζόντια συνιστώσα της βραδύτητας (το αντίστροφο της ταχύτητας). Όπως προκύπτει από την εξίσωση (2.1), η οριζόντια συνιστώσα της βραδύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων ισούται με την οριζόντια συνιστώσα της βραδύτητας των διαμήκων κυμάτων. Είναι προφανές ότι κάτι τέτοιο δεν ισχύει για την κατακόρυφη συνιστώσα της βραδύτητας των δύο αυτών κυμάτων, εφόσον οι γωνίες πρόσπτωσης και ανάκλασης δεν είναι ίδιες. Η συνιστώσα αυτή δίνεται για κάθε είδος κύματος από τη σχέση (Aki and Richards, 1980, [5]<sup>\*\*</sup>):

$$n_{Vs} = \frac{\cos(j_1)}{Vs}$$

$$n_{Vp} = \frac{\cos(i_2)}{Vp}$$
(2.2)

<sup>\*\*</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές Νο 5

Λαμβάνοντας υπόψη την ακόλουθη τριγωνομετρική σχέση:

$$\sin^2(\theta) + \cos^2(\theta) = 1 \tag{2.3}$$

η Εξ. 2.2 γίνεται:

$$n_{Vs} = \sqrt{\frac{1}{Vs^2} - p^2}$$

$$n_{Vp} = \sqrt{\frac{1}{Vp^2} - p^2}$$
(2.4)



**Σχήμα 2.1:** (a) Πρόσπτωση SV κύματος στην ελεύθερη επιφάνεια και δημιουργία ανακλώμενων κυμάτων SV και P. (b) Δημιουργία αποσβενόμενου (evanescent) P-κύματος όταν η γωνία πρόσπτωσης του κύματος SV είναι μεγαλύτερη από την κρίσιμη (j<sub>c</sub>). (c) Η συμβολή οριζόντια διαδιδόμενων κατά μήκος μιας ελεύθερης επιφάνειας αποσβενόμενων P και SV κυμάτων οδηγεί στην δημιουργία επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. (τροποποιημένο από Lay and Wallace, 1995).

Ανάλογα με την ταχύτητα διάδοσης των διαμήκων και των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων στον ημιχώρο, υπάρχει μια κρίσιμη γωνία πρόσπτωσης των SV κυμάτων στην ελεύθερη επιφάνεια (*j<sub>c</sub>*), κατά την οποία το ανακλώμενο P-κύμα διαδίδεται παράλληλα με την επιφάνεια αυτή (δηλαδή *i*<sub>2</sub> = 90°) (Σχήμα 2.1b). Σε αυτήν την περίπτωση, η κρίσιμη αυτή γωνία, η αντίστοιχη παράμετρος της σεισμικής ακτίνας και η κατακόρυφη συνιστώσα της βραδύτητας των διαμήκων κυμάτων δίνονται από τις ακόλουθες σχέσεις:

$$j_{c} = \sin^{-1} \left( \frac{Vs}{Vp} \right)$$

$$p_{c} = \frac{1}{Vp}$$

$$n_{Vp} = \sqrt{\frac{1}{Vp^{2}} - p_{c}^{2}} = 0$$
(2.5)

Για γωνίες πρόσπτωσης μεγαλύτερες της κρίσιμης αυτής γωνίας (*j*<sub>1</sub> > *j*<sub>c</sub>), η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας λαμβάνει τιμή μεγαλύτερη από την κρίσιμη (*p* > *p*<sub>c</sub>) και η κατακόρυφη συνιστώσα της βραδύτητας των διαμήκων κυμάτων γίνεται μιγαδικός αριθμός:

$$n_{Vp} = \sqrt{\frac{1}{Vp^2} - p^2} = i\sqrt{p^2 - \frac{1}{Vp^2}} = i\widetilde{n}_{Vp}$$
(2.6)

όπου  $\tilde{n}_{Vp}$  ο συζυγής μιγαδικός του  $n_{Vp}$  όταν  $p > p_c$ . Σε μια τέτοια περίπτωση, προκειμένου να υπάρξει λύση της κυματικής εξίσωσης υπό τις οριακές συνθήκες της ελεύθερης επιφάνειας (σύμφωνα με τους Lay and Wallace, 1995), τα διαδιδόμενα παράλληλα στην ελεύθερη επιφάνεια διαμήκη κύματα δεν μπορούν να υφίστανται χωρίς την συνύπαρξη και διαδιδόμενων παράλληλα στην ελεύθερη επιφάνεια εγκαρσίων (SV) σεισμικών κυμάτων. Επομένως, κατ΄ αντιστοιχία με την Εξ. 2.6, η βραδύτητα των εγκαρσίων (SV) σεισμικών κυμάτων

$$n_{V_s} = \sqrt{\frac{1}{V_s^2} - p^2} = i\sqrt{p^2 - \frac{1}{V_s^2}} = i\tilde{n}_{V_s}$$
(2.7)

Επιλύνοντας την κυματική εξίσωση για διάδοση των σεισμικών κυμάτων σε ομοιογενές μέσο στο επίπεδο x – z (κύματα P και SV), η οριζόντια (u) και κατακόρυφη (w) μετατόπιση των υλικών σημείων θα δίνονται από τις σχέσεις (Sheriff and Geldart, 1995):

$$u = i\omega e^{i\omega(px-t)} \Big[ Ap e^{i\omega n_{V_p}z} + Bn_{V_s} e^{i\omega n_{V_s}z} \Big]$$
  

$$w = i\omega e^{i\omega(px-t)} \Big[ An_{V_p} e^{i\omega n_{V_p}z} - Bp e^{i\omega n_{V_s}z} \Big]$$
(2.8)

όπου τα Α και Β εισάγονται για να περιγράψουν τα πλάτη των κυμάτων στη θέση της σεισμικής πηγής. Λαμβάνοντας υπόψη τις Εξ. 2.6 και 2.7, η Εξ. 2.8 γίνεται:

$$u = i\omega e^{i\omega(px-t)} \Big[ Ap e^{-\omega \widetilde{n}_{V_p} z} + iB \widetilde{n}_{V_s} e^{-\omega \widetilde{n}_{V_s} z} \Big]$$
  

$$w = i\omega e^{i\omega(px-t)} \Big[ iA \widetilde{n}_{V_p} e^{-\omega \widetilde{n}_{V_p} z} - Bp e^{-\omega \widetilde{n}_{V_s} z} \Big]$$
(2.9)

Από την παραπάνω σχέση (Εξ. 2.9) προκύπτει ότι τα κύματα αυτά (Ρ και SV) αποσβένονται εκθετικά με το βάθος (z) (Σχήμα 2.1c). Τα επιφανειακά κύματα Rayleigh συντίθενται από την συμβολή αποσβενόμενων (evanescent) διαμήκων (P) και εγκαρσίων (SV) σεισμικών κυμάτων και διαδίδονται παράλληλα με την ελεύθερη επιφάνεια (Lay and Wallace, 1995).

### 2.1.3. Χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh

Τα συμβαλλόμενα αποσβενόμενα διαμήκη (P) και εγκάρσια (SV) σεισμικά κύματα έχουν ίδια συχνότητα, αλλά διαφορετική φάση (Βαφείδης, 1993 - [6]<sup>††</sup>) με αποτέλεσμα η ταλάντωση των σωματιδίων του εδάφους που βρίσκονται πάνω στην ελεύθερη επιφάνεια να διαγράφει ελλειπτική κίνηση στο επίπεδο διάδοσης των κυμάτων αυτών, με φορά κίνησης αντίθετη με τη φορά των δεικτών του ρολογιού. Αυτός είναι και ο λόγος που τα κύματα αυτά χαρακτηρίζονται και ως «κύλιση του εδάφους» (ground roll).

Εφόσον η διάδοση των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιείται παράλληλα με την ελεύθερη επιφάνεια, το πλάτος τους είναι αντιστρόφως ανάλογο της τετραγωνικής ρίζας της απόστασης από την σεισμική πηγή (Βαφείδης, 1993 – [6]<sup>††</sup>). Στο γεγονός αυτό οφείλεται ότι τα πλάτη των κυμάτων αυτών είναι πολύ μεγαλύτερα (στην επιφάνεια του εδάφους) σε αντίθεση με τα κύματα χώρου, των οποίων τα αντίστοιχα πλάτη είναι αντιστρόφως ανάλογα της απόστασης από την σεισμική πηγή.

Στην περίπτωση διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε ομοιογενή ημιχώρο, και λαμβάνοντας υπόψη τις συνοριακές συνθήκες διάδοσής τους (μηδενισμός των τάσεων σ<sub>xz</sub> και σ<sub>zz</sub> στην ελεύθερη επιφάνεια), η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων αυτών (V<sub>R</sub>) είναι σταθερή σε όλες τις συχνότητες και δίνεται από την σχέση (Sheriff and Geldart, 1995):

$$V_{R}^{6} - 8V_{s}^{2}V_{R}^{4} + \left(24 - 16\frac{V_{s}^{2}}{V_{p}^{2}}\right)V_{s}^{4}V_{R}^{2} + 16\left(\frac{V_{s}^{2}}{V_{p}^{2}} - 1\right)V_{s}^{6} = 0$$
(2.10)

Επειδή το αριστερό μέρος της Εξ. 2.10 είναι αρνητικό για V<sub>R</sub> = 0 και θετικό για V<sub>R</sub> = Vs, υπάρχει τουλάχιστον μια (πραγματική) τιμή της ταχύτητας V<sub>R</sub> ανάμεσα σε αυτές τις δύο τιμές

που θα ικανοποιεί την παραπάνω σχέση (Εξ. 2.10). Για ταχύτητες διάδοσης των διαμήκων (Vp) και των εγκαρσίων (Vs) κυμάτων που σχετίζονται ως εξής: (Vp/Vs)<sup>2</sup> = 3 (λόγος Poisson = 0.25), η ταχύτητα με την οποία διαδίδονται τα επιφανειακά κύματα Rayleigh (V<sub>R</sub>) αντιστοιχεί στο 0.919 της ταχύτητας Vs σεισμικών κυμάτων (Sheriff and Geldart, 1995) ενώ, ο λόγος της κατακόρυφης προς την οριζόντια συνιστώσα ταλάντωσης των σωματιδίων στην ελεύθερη επιφάνεια είναι περίπου 1.465 : 1. Με το βάθος όμως, η ελλειπτική κίνηση των σωματιδίων, μεταβάλλεται προοδευτικά μέχρι να γίνει κατακόρυφη (σε βάθος περίπου ίσο με το 1/5 του μήκους κύματος) και στη συνέχεια πάλι ελλειπτική με ορθή όμως φορά (Σχήμα 2.2). Το πλάτος ταλάντωσης των σωματιδίων αποσβένεται πολύ γρήγορα με το βάθος. Έτσι, σε βάθος ίσο περίπου με 1.5 φορά το μήκος κύματος, η κατακόρυφη επιφάνεια (Σχήμα 2.2).



**Σχήμα 2.2:** Κανονικοποιημένο πλάτος της οριζόντιας και της κατακόρυφης συνιστώσας ταλάντωσης των σωματιδίων ομοιογενούς ημιχώρου με Vp/Vs = 866/500, κατά την διάδοση επιφανειακού κύματος Rayleigh συχνότητας 50 Hz.

<sup>\*\*</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές Νο 6

# 2.2. ΔΙΑΣΠΟΡΑ

Το φαινόμενο της διασποράς αποτελεί χαρακτηριστικό γνώρισμα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, σύμφωνα με το οποίο η ταχύτητα διάδοσης τους μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τη συχνότητα. Αντίθετα, η διασπορά των κυμάτων χώρου (θεωρητικά) αποτελεί συνέπεια της απόσβεσης (μετατροπή της κινητικής σε άλλου είδους ενέργεια, π.χ. θερμική) και ο βαθμός της δεν θεωρείται σημαντικός (Sheriff and Geldart, 1995).

Η διασπορά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh διακρίνεται σε δύο κατηγορίες: α) στην υλική διασπορά, που οφείλεται στην απόσβεση των κυμάτων ανάλογα με τη σύσταση του γεωϋλικού και θεωρείται αμελητέα και β) στην διασπορά που οφείλεται στις γεωμετρικές μεταβολές των ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών (geometric dispersion) (Paπτάκης, 1995). Όπως προαναφέρθηκε (§ 2.1.3), κάθε επιφανειακό κύμα Rayleigh με συγκεκριμένο μήκος κύματος, πρακτικά διεισδύει μέχρι βάθος ίσο με 1.5 φορά του μήκους κύματός του. Σε περίπτωση λοιπόν κατακόρυφα ανομοιογενούς μέσου, η ιδιότητα αυτή έχει ως συνέπεια την διάδοση των επιφανειακών κυμάτων διαφορετικού μήκους κύματος με διαφορετική ταχύτητα (Socco and Strobbia, 2004). Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο στα επιφανειακά κύματα Rayleigh παρατηρείται έντονα το φαινόμενο της διασποράς που οφείλεται στις γεωμετρικές μεταβολές των ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών. Το αποτέλεσμα της διασποράς αυτής γίνεται "ορατό" στις σεισμικές καταγραφές με την αλλαγή του σχήματος της κυματομορφής (Σχήμα 2.3), όταν οι βραδύτερες αφίξεις διαχωρίζονται από τις ταχύτερες.

Το φαινόμενο της διασποράς ερμηνεύεται με βάση τη διαφορετική ταχύτητα με την οποία διαδίδονται συγκεκριμένα σεισμικά γεγονότα σε καταγραφές από τουλάχιστον δύο δέκτες. Η ταχύτητα διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh διακρίνεται σε δύο είδη: α) την ταχύτητα φάσης (c) και β) την ταχύτητα ομάδας (U).



**Σχήμα 2.3:** Τυπική μεταβολή του σχήματος της κυματομορφής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, καθώς οι βραδύτερες αφίξεις διαχωρίζονται από τις ταχύτερες λόγω γεωμετρικής διασποράς.

### 2.2.1. Ταχύτητα φάσης και ομάδας

Η ταχύτητα φάσης αφορά την ταχύτητα διάδοσης κάθε συγκεκριμένης αρμονικής συχνότητας των σεισμικών κυμάτων (Σχήμα 2.4Α και 2.4Β) και ορίζεται από την θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής:

$$c \equiv \frac{\omega}{k} \tag{2.11}$$

όπου ω είναι η γωνιακή συχνότητα και k ο κυματαριθμός.

Αντίθετα, η ταχύτητα ομάδας (U) αντιστοιχεί στην ταχύτητα εκείνη με την οποία διαδίδεται η ενέργεια του σεισμικού κύματος και είναι δυνατό να υπολογιστεί από το λόγο της απόστασης που διανύθηκε από το κύμα, προς το χρόνο διαδρομής του μέγιστου πλάτους της περιβάλλουσας ενός αριθμού αρμονικών (κυματοσυρμού) (Σχήμα 2.4C). Ως ταχύτητα ομάδας ορίζεται ο ρυθμός μεταβολής της γωνιακής συχνότητας συναρτήσει του κυματάριθμου, σύμφωνα με τη σχέση (Lay and Wallace, 1995, Sheriff and Geldart, 1995, Misiek, 1996):

$$U = \frac{d\omega}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} = c + k \frac{dc}{dk}$$
(2.12)

όπου λ είναι το μήκος κύματος. Είναι προφανές ότι σε περίπτωση που η ταχύτητα ομάδας παραμένει ίδια σε όλες τις συχνότητες, τότε ταυτίζεται με την ταχύτητα φάσης.

Στο Σχήμα 2.4, για παράδειγμα, απεικονίζεται η διάδοση δυο αρμονικών συνημιτονοειδών ταλαντώσεων (f<sub>1</sub>= 10 Hz και f<sub>2</sub>= 13 Hz) με διαφορετική ταχύτητα φάσης (c<sub>1</sub>= 200 m/s και c<sub>2</sub>= 100 m/s, αντίστοιχα). Η συμβολή των δύο αυτών αρμονικών (beating) οδηγεί στην δημιουργία ενός παλμού, ο οποίος διαδίδεται με ταχύτητα ομάδας (U) ίση με 37.5 m/s.



**Σχήμα 2.4:** Α) Διάδοση συνημιτονοειδούς ταλάντωσης συχνότητας 10 Hz με ταχύτητα φάσης 200 m/s. B) Διάδοση συνημιτονοειδούς ταλάντωσης συχνότητας 13 Hz με ταχύτητα φάσης 100 m/s. C) Συμβολή των αρμονικών A και B. Ο παλμός διαδίδεται με ταχύτητα ομάδας ίση με 37.5 m/s.

# 2.2.2. Τρόποι διάδοσης και καμπύλες διασποράς

Στην περίπτωση διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε κατακόρυφα ανομοιογενές μέσο (π.χ. οριζόντιο στρωματωμένο μέσο), δεν υπάρχει μοναδική λύση για την κυματική εξίσωση που να ικανοποιεί και τις συνοριακές συνθήκες διάδοσης των κυμάτων αυτών στην ελεύθερη επιφάνεια (σ<sub>xz</sub> = σ<sub>zz</sub> =0 για z = 0) (Aki and Richards, 1980). Ωστόσο, μπορεί να υπάρξει πεπερασμένος αριθμός λύσεων για δεδομένη γωνιακή συχνότητα (ω) με τον κυματάριθμο (k) να λαμβάνει διακριτές τιμές, όπως για παράδειγμα k<sub>n</sub>(ω). Ο δείκτης n χρησιμοποιείται επειδή περισσότερες από μια τιμές του κυματάριθμου ικανοποιούν την κυματική εξίσωση για μια δεδομένη συχνότητα. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι τα επιφανειακά κύματα Rayleigh μπορούν να διαδοθούν με διαφορετικούς τρόπους (modes), δηλαδή με διαφορετική ταχύτητα φάσης σε συγκεκριμένη συχνότητα:

$$c_n = \frac{\omega}{k_n}$$
  $n = 0, 1, 2, 3...$  (2.13)

Συμβατικά, ονομάζεται θεμελιώδης τρόπος διάδοσης (fundamental mode) ο τρόπος κατά τον οποίο η ταχύτητα φάσης λαμβάνει την μικρότερη της τιμή (n = 0), ενώ οι υπόλοιποι, ανώτερης τάξης (1<sup>ης</sup> ανώτερης για n = 1, 2<sup>ης</sup> ανώτερης για n = 2, κ.ο.κ.).

Οι διαφορετικοί τρόποι διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στις σεισμικές καταγραφές αποτυπώνονται με την συγκέντρωση της ενέργειας των κυμάτων αυτών κοντά στις καμπύλες διασποράς (dispersion curves). Για να είναι όμως δυνατός ο διαχωρισμός των διαφορετικών τρόπων διάδοσης, θα πρέπει η ενέργεια των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh να απεικονιστεί στο πεδίο των ανεξάρτητων μεταβλητών που λαμβάνουν χώρα (άμεσα ή έμμεσα) στην θεμελιώδη κυματική εξίσωση (Εξ. 2.11). Δηλαδή, στο πεδίο ταχύτητας (φάσης ή ομάδας) – συχνότητας, ή ταχύτητας (φάσης ή ομάδας) – μήκους κύματος (ή κυματαριθμού) ή συχνότητας – κυματαριθμού. Στο Σχήμα 2.5b απεικονίζονται ενδεικτικά οι καμπύλες διασποράς (η θεμελιώδης και τέσσερις ανώτερης τάξης) της συνθετικής καταγραφής του Σχήματος 2.5a, όπως απεικονίζονται στο πεδίο συχνότητας – ταχύτητας φάσης.

Σε αντίθεση με τα κύματα χώρου, η διασπορά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον. Ειδικότερα, μέσω μιας διαδικασίας αντιστροφής των καμπυλών διασποράς των εν λόγω κυμάτων είναι δυνατό να προσδιοριστεί η κατανομή της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων με το βάθος.



**Σχήμα 2.5:** (b) Καμπύλες διασποράς (θεμελιώδης και τέσσερις ανώτερης τάξης) των συνθετικών καταγραφών κοινής πηγής (a), όπως απεικονίζονται στο πεδίο συχνότητας (frequency) – ταχύτητας φάσης (phase velocity). Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στην κανονικοποιημένη σεισμική ενέργεια.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

# ΥΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH

# 3.1. ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η βασική προϋπόθεση για την υλοποίηση της μεθόδου της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων είναι η χρήση πολλών σταθμών παρατήρησης ( > 2) κατά μήκος μιας γραμμής μελέτης. Για τον προσδιορισμό της κατακόρυφης κατανομής της ταχύτητας Vs με το βάθος, αρκεί μια τυπική διάταξη κοινής πηγής, με την πηγή να τοποθετείται πριν το πρώτο ή μετά το τελευταίο γεώγωνο, κατά μήκος της γραμμής μελέτης. Η εκτίμηση της παραμέτρου αυτής (Vs) στις 2 διαστάσεις προσεγγίζεται με την κύλιση (roll along) της διάταξης πηγής-γεωφώνων κατά μήκος της γραμμής μελέτης, με τις ισαποστάσεις των διαδοχικών θέσεων των πηγών που αντιστοιχούν συνήθως σε ακέραιο πολλαπλάσιο της ισαπόστασης των γεωφώνων. Σε μια τέτοια περίπτωση, για κάθε καταγραφή κοινής πηγής πραγματοποιείται ξεχωριστή επεξεργασία και η κατακόρυφη κατανομή της Vs που προκύπτει, αντιστοιχείται στο κέντρο της διάταξης των γεωφώνων (Luo et al., 2009a). Με την βοήθεια παρεμβολής κατασκευάζεται μια ψευδοτομή της ταχύτητας διάδοσης των εγκαρσίων

Κατά το σχεδιασμό της μεθόδου της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, θα πρέπει να εξασφαλίζεται η επίτευξη δύο κύριων στόχων: α) Η απόκτηση καμπυλών διασποράς ικανοποιητικής ευκρίνειας (διάκριση της θεμελιώδους από τις ανώτερης τάξης και συγκέντρωση της σεισμικής ενέργειας κοντά στις καμπύλες διασποράς) και β) η διασκόπηση με υψηλή διακριτική ικανότητα από πολύ ρηχά (ελάχιστο βάθος διασκόπησης – Z<sub>min</sub>) (< 1 m) μέχρι και το μέγιστο βάθος διασκόπησης (Z<sub>max</sub>). Στην βιβλιογραφία, συνήθως το ελάχιστο βάθος διασκόπησης παραβλέπεται σε βάρος του μέγιστου. Το βάθος διασκόπησης εξαρτάται από την κατανομή της σεισμικής ενέργειας στα διαφορετικά μήκη κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο της εργασίας αυτής (Κεφάλαιο 2.), το μέγιστο βάθος διείσδυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Όπως αναφέρθηκε σε μα σεισμική κυμάτων και το θάθος διασκόπηση με την ισαπόσταση και το μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων, αντίστοιχα.

Ακολούθως, περιγράφονται οι κυριότεροι παράγοντες που επηρεάζουν την συλλογή των σεισμικών δεδομένων κατά την υλοποίηση της μεθόδου της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων. Οι παράγοντες αυτοί είναι:

- Το ανάγλυφο
- Η σεισμική πηγή
- Οι δέκτες (γεώφωνα)
- Η γεωμετρία της διάταξης πηγής-γεωφώνων
- Οι παράμετροι καταγραφής

# 3.1.1. Το ανάγλυφο

Αν και δεν έχουν γίνει εκτεταμένες μελέτες για την επίδραση του ανάγλυφου στην εφαρμογή της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, εντούτοις, ένας από τους ιδρυτές της μεθόδου αυτής (C., B., Park) αναφέρει ([1]) ότι διαφοροποιήσεις στο ανάγλυφο που υπερβαίνουν το 10 % του μήκους του αναπτύγματος των γεωφώνων αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα για την αξιόπιστη εφαρμογή της μεθόδου. Ο κυριότερος λόγος που το ανάγλυφο επηρεάζει την εφαρμογή της μεθόδου, πιθανόν είναι η παραμόρφωση του κυματικού πεδίου και κατ' επέκταση των καμπύλων διασποράς.

# 3.1.2. Η σεισμική πηγή

Με βάση όσα προαναφέρθηκαν για το ελάχιστο και μέγιστο βάθος διασκόπησης και με βάση την θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής (Εξ. 2.11), είναι φανερό ότι η μόνη παράμετρος ελέγχου των παραγόμενων μηκών κύματος των επιφανειακών κυμάτων Raileigh (εφόσον η ταχύτητα διάδοσης εξαρτάται από το μέσο) είναι η συχνότητα ταλάντωσης των σωματιδίων του εδάφους στη θέση της πηγής και η ισχύς της. Όσο πιο ευρεία είναι η κατανομή της σεισμικής ενέργειας σε όλες τις συχνότητες (ή τουλάχιστον σε ένα επιθυμητό φάσμα συχνοτήτων) τόσο περισσότερες είναι οι πιθανότητες καταγραφής των επιθυμητών μηκών κύματος. Βέβαια, δεν θα πρέπει να παραγκωνίζεται και η επίδραση του εδάφους στην απόσβεση υψηλών ή/και χαμηλών συχνοτήτων κατά την διάδοση των σεισμικών κυμάτων μέσω αυτού.

Έτσι, θεωρητικά, οι υδραυλικοί δονητές αποτελούν την βέλτιστη σεισμική πηγή για την εφαρμογή της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, αυξάνοντας, όμως, κατά πολύ το κόστος μιας τέτοιας διασκόπησης και προσθέτοντας επιπλέον προεπεξεργασία στις καταγραφές. Από τις σεισμικές πηγές κρούσης (impact), ένα σχετικά βαρύ (π.χ. 8 kg) σφυρί (βαριά) αποτελεί μια πολύ καλή επιλογή για μικρά αναπτύγματα γεωφώνων. Κάποιες άλλες πηγές που έχουν την δυνατότητα να επιφέρουν μεγαλύτερη δύναμη κρούσης στο έδαφος (π.χ. πίπτον βάρος, εκρηκτικά), θεωρητικά πλεονεκτούν στην δημιουργία επιφανειακών κυμάτων χαμηλών συχνοτήτων (μεγαλύτερα μήκη κύματος). Ωστόσο, το κέρδος, ως προς το βάθος διασκόπησης, από την χρήση τέτοιου είδους σεισμικών πηγών μπορεί να μην είναι αρκετό να αντισταθμίσει το κόστος του εξοπλισμού και την δυσκολία χρήσης τους στο πεδίο (σε σχέση με το σφυρί).

Μεγαλύτερη προσοχή ίσως θα πρέπει να καταβάλλεται στη καλή πρόσφυση του βάρους κρούσης με το έδαφος. Η χρήση μεταλλικής ή άκαμπτης ελαστικής (O'Neill, 2004) πλάκας μειώνει την ελαστική παραμόρφωση του εδάφους στη θέση της πηγής και βοηθάει στην καλύτερη μετάδοση της ενέργειας από το βάρος κρούσης στο έδαφος. Σύμφωνα με τα παραπάνω, είναι προφανές ότι για ρηχές διασκοπήσεις θα πρέπει να χρησιμοποιείται ελαφρύτερο βάρος κρούσης, εφόσον αυτό ευνοεί την δημιουργία υψίσυχνων σεισμικών κυμάτων ([1]).

Τέλος, η ενίσχυση του σήματος σε σχέση με το θόρυβο (τυχαίο ή συναφή) επιτυγχάνεται με την άθροιση περισσότερων της μιας καταγραφής στην ίδια θέση (κατακόρυφη υπέρθεση – vertical stacking). Σε περιπτώσεις ύπαρξης τυχαίου θορύβου στη θέση διασκόπησης (π.χ. αστικό περιβάλλον) ή όταν το μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων είναι σχετικά μεγάλο, η άθροιση καταγραφών θεωρείται επιβεβλημένη.

Στον Πίνακα 3.1 παρατίθενται ενδεικτικά τα προτεινόμενα ([1]) βάρη των σφυριών για διάφορα μέγιστα βάθη διασκόπησης, καθώς και ο αριθμός των επαναλαμβανόμενων πειραμάτων, ανάλογα με το θόρυβο στον χώρο διαξαγωγής του πειράματος.

# 3.1.3. Οι δέκτες (γεώφωνα)

Για την καταγραφή των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων, μέχρι στιγμής έχει αναφερθεί μόνο η χρήση γεωφώνων κατακόρυφης συνιστώσας, προφανώς λόγω του ότι η κατακόρυφη συνιστώσα των επιφανειακών κυμάτων στην επιφάνεια του εδάφους είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη οριζόντια (Σχήμα 2.2).

Η χαρακτηριστική συχνότητα (ιδιοσυχνότητα) των γεωφώνων αποτελεί ίσως τον κυριότερο παράγοντα επίδρασης στις καταγραφές των επιφανειακών κυμάτων. Τα γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 4.5 Hz αποτελούν την βέλτιστη επιλογή για διασκοπήσεις μικρού (από μερικά dm) έως ενδιάμεσου (30 – 50 m) βάθους. Για μεγαλύτερα βάθη θα πρέπει να χρησιμοποιηθούν γεώφωνα (ή άλλες συσκευές καταγραφής, όπως επιταχυνσιόμετρα ή σεισμόμετρα) μικρότερης ιδιοσυχνότητας (1 Hz ή και μικρότερης) και ενδεχομένως άλλες σεισμικές πηγές (π.χ. εκρηκτικά ή μικροθόρυβος), αυξάνοντας κατά πολύ το κόστος της διασκόπησης. Εναλλακτική λύση για ρηχές εφαρμογές αποτελούν και τα γεώφωνα με υψηλότερη χαρακτηριστική συχνότητας (10 – 20 Hz). Στον Πίνακα 3.1 παρατίθενται ενδεικτικά οι προτεινόμενες ([1]) ιδιοσυχνότητες γεωφώνων για διάφορα μέγιστα βάθη διασκόπησης.

Η επαφή των γεωφώνων με το έδαφος αποτελεί επίσης σημαντικό παράγοντα για τον σχεδιασμό της απόκτησης επιφανειακών κυμάτων. Οι O'Neill et al., (2006) έδειξαν ότι οι καταγραφές με την χρήση συρόμενης συστοιχίας γεωφώνων (land streamer) δεν διαφέρουν σημαντικά από τις αντίστοιχες καταγραφές που πραγματοποιήθηκαν με γεώφωνα καρφωμένα στο έδαφος. Στα πλεονεκτήματα της χρήσης μιας τέτοιας συστοιχίας συγκαταλέγεται η ταχύτητα απόκτησης των σεισμικών καταγραφών. Ωστόσο, παρατηρήθηκαν και κάποια μειονεκτήματα, όπως η κακή απεικόνιση των τρόπων διάδοσης ανώτερης τάξης (higher modes), η μέτρια αναπαραγωγή πανομοιότυπων καταγραφών (με την πηγή και τους δέκτες βρίσκονται στην ίδια θέση) και η εντονότερη επίδραση του κύματος αέρος στις καταγραφές.

# 3.1.4. Η γεωμετρία της διάταξης πηγής-γεωφώνων

Από όλους τους παράγοντες που λαμβάνονται υπόψη για την υλοποίηση της μεθόδου της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, η γεωμετρία της διάταξης πηγήςγεωφώνων αποτελεί την παράμετρο εκείνη που συνήθως μεταβάλλεται, προκειμένου να προσαρμοστεί η μέθοδος στον στόχο για τον οποίο πραγματοποιείται η διασκόπηση. Δηλαδή, με συγκεκριμένο διαθέσιμο εξοπλισμό (σεισμική πηγή, γεώφωνα και καταγραφικό) η γεωμετρία της διάταξης της πηγής-γεωφώνων θα καθορίσει το ελάχιστο και το μέγιστο βάθος διασκόπησης. Λαμβάνοντας υπόψη το θεώρημα δειγματοληψίας στο χώρο της απόστασης, ο μέγιστος κυματάριθμος (*k<sub>max</sub>*) υπολογίζεται από τη σχέση (Yilmaz, 1987):

$$k_{\max} = \frac{2 \cdot \pi}{2 \cdot dx} = \frac{2 \cdot \pi}{\lambda_{\min}}$$
(3.1)

και επομένως το ελάχιστο καταγεγραμμένο μήκος σεισμικού κύματος ( $\lambda_{min}$ ) θα ισούται με το διπλάσιο της ισαπόστασης των δεκτών (dx). Η σεισμική ενέργεια που κατανέμεται στα μικρότερα μήκη κύματος (αν υπάρχει) θα εμφανίζεται στις καταγραφές ψευδώς (aliasing ψευδοφάνεια), σε άλλα, μεγαλύτερα μήκη κύματος. Ωστόσο, πολλές φορές στις καταγραφές με την μέθοδο πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων σημαντικό μέρος της σεισμική ενέργειας καταγράφεται σε μικρότερα μήκη κύματος απ' ότι ορίζεται από το θεώρημα της δειγματοληψίας. Έτσι, μια καλή πρακτική είναι να επιλέγεται η ισαπόσταση των γεωφώνων ίση με 1 έως 3 φορές το ελάχιστο βάθος διασκόπησης ( $Z_{min}$ ) (Πίνακας 3.1 - [1]). Κατ' αντιστοιχία, το μέγιστο βάθος διασκόπησης ( $Z_{max}$ ) σχετίζεται με το μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων (D). Όσο μεγαλύτερο είναι αυτό, τόσο περισσότερες είναι και οι πιθανότητες να καταγραφούν μεγάλα μήκη κύματος (αν υπάρχουν), αυξάνοντας το βάθος διασκόπησης. Μια καλή πρακτική είναι να επιλέγεται το μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων ίσο με 1 έως 3 φορές το μέγιστο βάθος διασκόπησης ( $Z_{max}$ ) (Πίνακας 3.1 - [1]).

Οι Park et al., (2001) και ο Forbriger (2003a) έδειξαν ότι, για συγκεκριμένο αριθμό δεκτών, η ευκρίνεια των καμπυλών διασποράς αυξάνεται όσο πιο μεγάλο είναι το μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων. Ουσιαστικά όμως, η διακριτική ικανότητα στο χώρο των κυματαριθμών ( $k_o$ ) είναι αντιστρόφως ανάλογη με το γινόμενο του αριθμού των δεκτών (N) επί την ισαπόστασή τους (dx) (Brigham, 1974):

$$k_0 = \frac{2 \cdot \pi}{N \cdot dx} \tag{3.2}$$

Επομένως, για δεδομένο αριθμό καναλιών (*N*), η ευκρίνεια των καμπυλών διασποράς αυξάνεται με την αύξηση της ισαπόστασης των γεωφώνων, εφόσον βέβαια δεν τίθεται θέμα ψευδοφάνειας στις καταγραφές. Αντίθετα, η χρήση επιπλέον αριθμού καναλιών σε μια καταγραφή θα είχε νόημα (ως προς την βελτίωση της ευκρίνειας των καμπυλών διασποράς) μόνο αν αυτή συνοδεύεται και από αύξηση του συνολικού μήκους του αναπτύγματος των γεωφώνων.

Η εύρεση της βέλτιστης ελάχιστης απόστασης πηγής-γεωφώνων έχει απασχολήσει αρκετούς μελετητές, προσεγγίζοντας το πρόβλημα από διαφορετική σκοπιά. Οι Zhang et al. (2004) και Xia et al. (2006) έδειξαν ότι η ευκρίνεια των καμπυλών διασποράς σχετίζεται

επίσης με την ελάχιστη και μέγιστη απόσταση της πηγής από τα γεώφωνα. Αντίθετα, οι Xu et al. (2006), μελετώντας την δημιουργία των επιφανειακών κυμάτων σε επιφανειακό στρώμα, υπερκείμενο ενός ημιχώρου, συσχέτισαν την ελάχιστη απόσταση πηγής-γεωφώνων με το πάχος του επιφανειακού στρώματος και τις ταχύτητες διάδοσης των διαμήκων και των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων στο στρώμα αυτό. Τελικά, κατέληξαν στο ότι η απόσταση αυτή θα πρέπει να είναι πρακτικά τουλάχιστον ίση με το μισό του πάχους του επιφανειακού στρώματος. Η πρακτική που έχει υιοθετηθεί (κατά κανόνα) στα πλαίσια της παρούσας διατριβής και έδωσε ικανοποιητικά αποτελέσματα, είναι η οριοθέτηση της ελάχιστης απόστασης πηγής-γεωφώνων ίση με 0.5 – 2 φορές την ισαπόσταση των γεωφώνων. Σε μια τέτοια περίπτωση ικανοποιείται το κριτήριο που προτείνουν οι Xu et al. (2006), δεδομένου ότι η ισαπόσταση γεωφώνων σχετίζεται με το ελάχιστο βάθος διασκόπησης, δηλαδή το μέγιστο πάχος ενός επιφανειακού στρώματος που είναι δυνατό να προσδιοριστεί.

Τέλος, για την δισδιάστατη εφαρμογή της μεθόδου πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, η κύλιση (roll along) της διάταξης πηγής-γεωφώνων κατά μήκος της γραμμής μελέτης πραγματοποιείται σε ισαποστάσεις που αντιστοιχούν συνήθως σε ακέραιο πολλαπλάσιο της ισαπόστασης των γεωφώνων. Ενδεικτικές τιμές ([1]) του βήματος προχώρησης της διάταξης πηγής γεωφώνων, ανάλογα με την επιθυμητή πλευρική διακριτική ικανότητα, παρατίθενται στον Πίνακα 3.1.

### 3.1.5. Οι παράμετροι καταγραφής

Η ευκρίνεια των πειραματικών καμπυλών διασποράς επηρεάζεται και από τις παραμέτρους καταγραφής. Μικρή διάρκεια καταγραφής (T) μπορεί να σημαίνει ανεπαρκή καταγραφή της πλήρους κυματομορφής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, με αποτέλεσμα την μειωμένη ευκρίνεια των καμπυλών διασποράς. Αντίθετα, πολύ μεγάλη διάρκεια καταγραφής, ενδεχομένως να έχει ως αποτέλεσμα την μείωση του λόγου σήματος προς θόρυβο στους μεγάλους χρόνους, αλλοιώνοντας την ευκρίνεια των καμπυλών διασποράς. Το διάστημα δειγματοληψίας (dt) και το πλήθος των δειγμάτων στο χρόνο οριοθετούν τη θεμελιώδη συχνότητα (f<sub>0</sub> – κατ' αντιστοιχία με την Εξ. 3.2) (Brigham, 1974). Μεγάλα χρονικά διαστήματα δειγματοληψίας αντιστοιχούν σε μικρή τιμή της θεμελιώδους συχνότητας, αυξάνοντας την ευκρίνεια των καμπυλών διασποράς. Συνήθως, διάστημα δειγματοληψίας καταγραφής 1000 ms (f<sub>0</sub> = 1 Hz) κρίνονται ικανοποιητικά σχεδόν σε όλες τις περιπτώσεις (Πίνακας 3.1).

<sup>1</sup> Μέγιστο βάθος (Z <sub>max</sub> ) (m)	<sup>2</sup> Βάρος πηγής (S) (kg)	<sup>3</sup> Ιδιοσυχνότητα γεωφώνων (R) (Hz)	Ανάπτυγμα γεωφώνων (RS) (m)				<sup>6</sup> Προχώρηση διάταξης κοινής πηγής (κατά dx)			<sup>8</sup> Καταγραφή				
			<sup>4</sup> Μήκος (D) (m)	⁵Απόσταση πηγής −	Ισαπόσταση γεωφώνων (dx) (m)		<sup>7</sup> Πλευρική διακριτική ικανότητα			<sup>9</sup> Διάστημα	<sup>10</sup> Διάρκεια	<sup>11</sup> Άθροιση καταγραφών		
				γεωφώνου (X₁) (m)	24 κανάλια	48 κανάλια	Μεγάλη	Μέτρια	Μικρή	(dt) (ms)	καταγραφης (T) (s)	Ήρεμο περιβάλλον	Θορυβώδες περιβάλλον	Πολύ θορυβώδες περιβάλλον
≤ 1	≤ 0.5	4.5 - 100	1 - 3	0.2 – 0.5	0.05 – 0.1	0.02 – 0.05	1 - 2	2 - 4	4 - 12	0.5 – 1.0	0.5 – 1.0	1 - 3	3 - 5	5 - 10
	(0.5)	(40)	(2)	(0.4)	(0.1)	(0.05)	(1)	(2)	(4)	(0.5)	(0.5)	(3)	(5)	(10)
1 – 5	0.5 – 2.5	4.5 - 40	1 - 15	0.2 – 15	0.05 – 0.6	0.02 – 0.3	1 - 2	2 - 4	4 - 12	0.5 – 1.0	0.5 – 1.0	1 - 3	3 - 5	5 - 10
	(2.5)	(10)	(10)	(2)	(0.5)	(0.25)	(1)	(2)	(4)	(0.5)	(0.5)	(3)	(5)	(10)
5 – 10	2.5 –5.0	≤ 10	5 - 30	1 – 30	0.2 – 1.2	0.1 – 0.6	1 - 2	2 - 4	4 - 12	0.5 – 1.0	0.5 – 1.0	1 - 3	3 - 5	5 - 10
	(5.0)	(4.5)	(20)	(4)	(1.0)	(0.5)	(1)	(2)	(4)	(0.5)	(1.0)	(3)	(5)	(10)
10 – 20	≥ 5.0	≤ 10	10 - 60	2 - 60	0.4 – 2.5	0.2 – 1.2	1 - 2	2 - 4	4 - 12	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	1 - 3	3 - 5	5 - 10
	(10.0)	(4.5)	(30)	(10)	(1.5)	(1.0)	(1)	(2)	(4)	(0.5)	(1.0)	(3)	(5)	(10)
20 – 30	≥ 5.0	≤ 4.5	20 - 90	4 – 90	0.8 – 3.8	0.4 – 1.9	1 - 2	2 - 4	4 - 12	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	1 - 3	3 - 5	5 - 10
	(10.0)	(4.5)	(50)	(10)	(2.0)	(1.5)	(1)	(2)	(4)	(1.0)	(1.0)	(3)	(5)	(10)
30 – 50	≥ 5.0	≤ 4.5	30 - 150	6 – 150	1.2 – 6.0	0.6 - 3.0	1 - 2	2 - 4	4 - 12	0.5 – 1.0	1.0 – 3.0	1 - 3	3 - 5	5 - 10
	(10.0)*	(4.5)	(70)	(15)	(3.0)	(2.0)	(1)	(2)	(4)	(1.0)	(1.0)	(3)	(5)	(10)
> 50	≥ 5.0	≤ 4.5	> 50	> 10	> 2.0	> 1.0	1 - 2	2 - 4	4 - 12	0.5 – 1.0	≤ 1.0	1 - 3	3 - 5	5 - 10

(1)

(2)

(4)

(4.5)

(10.0)\*

> 50

(150)

(30)

(6.0)

(4.0)

(1.0)

(3)

(2.0)

(5)

(10)

Πίνακας 3.1: Ενδεικτικές τιμές των παραμέτρων που λαμβάνονται υπόψη κατά τον σχεδιασμό και την υλοποίηση της μεθόδου πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανείακών κυμάτων (τροποποιημένο από [1]).

<sup>\*</sup> Εναλλακτικά, προτείνεται η χρήση παθητικών (passive) σεισμικών μεθόδων. Σε μια τέτοια περίπτωση δεν ισχύουν οι προτεινόμενες τιμές των υπόλοιπων παραμέτρων.

# 3.2. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ

Όπως προαναφέρθηκε στην εισαγωγή της παρούσας εργασίας, ο προσδιορισμός της διασποράς των σεισμικών κυμάτων είναι δυνατό να εκτιμηθεί από οποιαδήποτε μέθοδο χωρικής ανάλυση των καταγραφών στις συνιστώσες της φάσης και της συχνότητας. Γενικότερα, οι μέθοδοι αυτοί είναι δυνατό να χωριστούν σε δύο κατηγορίες. Σε αυτές που η ανάλυση πραγματοποιείται ανά ζεύγος σεισμικών ιχνών (ανεξάρτητα με το αν χρησιμοποιούνται πολλά κανάλια για την καταγραφή των σεισμικών κυμάτων, π.χ. η μέθοδος MOPA - Strobbia and Foti, 2006) και σε εκείνες που οι καμπύλες διασποράς προσδιορίζονται από το μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου χρησιμοποιώντας όλα τα σεισμικά ίχνη. Στην πρώτη κατηγορία συγκαταλέγεται η μέθοδος προσδιορισμού της διαφοράς φάσης (phase difference) (Nazarian, 1984) καθώς και η συσχέτιση (crosscorrelation) μεταξύ δύο σεισμικών ιχνών (Stokoe et al., 1994, Hayashi and Suzuki, 2004, Luo et al., 2008b). Μια παραλλαγή της τελευταίας μεθόδου αυτής που χρησιμοποιείται για την ανάλυση των μικροδονήσεων αποτελεί η μέθοδος της χωρικής αυτοσυσχέτισης (SPatial Autocorrelation – SPAC) (Aki, 1957, Okada, 2003). Αντίθετα, οι σημαντικότερες μέθοδοι της δεύτερης κατηγορίας είναι α) ο μετασχηματισμός στο πεδίο συχνότητας – κυματαριθμού (f – k) (Yilmaz, 1987, Foti, 2000, Foti et al., 2002), β) ο γραμμικός μετασχηματισμός στο χώρο του χρόνου συνάντησης – βραδύτητας (tau-p ή slant stacking) (McMechan and Yedlin, 1981, Yilmaz, 1987) και γ) η μέθοδος της μετάθεσης της φάσης (phase – shift) (Park et al., 1998b). Οι Dal Moro et al. (2003) συνέκριναν τις τρεις προαναφερθείσες μεθόδους και συμπέραναν ότι η τελευταία παράγει τις πιο ευκρινείς καμπύλες διασποράς, ακόμη και σε καταγραφές με λίγα σεισμικά ίχνη. Ωστόσο, η μέθοδος της μετάθεσης της φάσης προϋποθέτει την a-priori γνώση μιας ταχύτητας φάσης αναφοράς, γεγονός που εισάγει υποκειμενικότητα στον προσδιορισμό της κατανομής της σεισμικής ενέργειας στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας φάσης, καθώς και μεγαλύτερη πολυπλοκότητα στην υλοποίηση της. Πρόσφατα, οι Xia et al. (2007b) τροποποίησαν την μέθοδο του μετασχηματισμού στο χώρο του χρόνου συνάντησης βραδύτητας προκειμένου να προσδιορίσουν καμπύλες διασποράς από καταγραφές με αυθαίρετη γεωμετρία γεωφώνων, ενώ οι Luo et al. (2008b,c) πραγματοποίησαν κάτι αντίστοιχο, για να βελτιώσουν την ευκρίνεια των καμπυλών διασποράς. Ακολούθως, περιγράφεται η μέθοδος του μετασχηματισμού στο χώρο του χρόνου συνάντησης – βραδύτητας, η οποία και αναπτύχθηκε για τον προσδιορισμό των πειραματικών καμπυλών διασποράς στα πλαίσια της παρούσας διατριβής.

Οι χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς των επιφανειακών κυμάτων που 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) (McMechan and Yedlin, 1981, Yilmaz, 1987).

Αρχικά εφαρμόζεται γραμμική χρονική απόκλιση (Linear MoveOut – LMO) στα σεισμικά δεδομένα:

$$u(x,t) \xrightarrow{LMO} U(x,\tau) = U(x,t-px)$$
(3.3)

όπου u(x, t) είναι η κατακόρυφη μετατόπιση των υλικών σημείων στο πεδίο απόστασης – χρόνου, *τ* είναι ο χρόνος καθυστέρησης που ισούται με:

$$\tau = t - px \tag{3.4}$$

και *p* είναι η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας, η οποία για οριζόντια διαδιδόμενα σεισμικά κύματα ισούται με το αντίστροφο της σεισμικής ταχύτητας και ονομάζεται βραδύτητα (Yilmaz, 1987).

$$p = \frac{\sin(i)}{V}\bigg|_{i=90^{\circ}} \implies p = \frac{1}{V_{hor}}$$
(3.5)

Όταν η βραδύτητα εκφράζεται για κάθε αρμονικό σεισμικό κύμα ονομάζεται βραδύτητα φάσης (phase slowness) συνδέεται με την ταχύτητας φάσης (c) σύμφωνα με τη σχέση:

$$p = \frac{1}{c} \tag{3.6}$$

Εφαρμόζοντας την ιδιότητα της χρονικής μετάθεσης (time shifting) του μετασχηματισμού Fourier (Brigham, 1974), η γραμμική χρονική απόκλιση πραγματοποιείται στο χώρο των συχνοτήτων σύμφωνα με την σχέση:

$$U(x,\tau) = U(x,t - \frac{x}{c}) \leftrightarrow \widetilde{U}(x,f) \cdot e^{-i2\pi f \frac{x}{c}}$$
(3.7)

όπου  $u(x, t) \leftrightarrow \tilde{U}(x, f)$  και το σύμβολο ↔ υποδηλώνει ζεύγος Fourier.

Ακολούθως, αθροίζονται τα ίχνη που έχουν υποστεί γραμμική χρονική απόκλιση στο χώρο τον συχνοτήτων:

$$\widetilde{S}(c,f) = \sum_{x} \widetilde{U}(x,f) \cdot e^{-i2\pi f \frac{x}{c}}$$
(3.8)

με το  $\widetilde{S}$  να εκφράζει το κυματικό πεδίο στο χώρο ταχύτητας φάσης – συχνότητας (c – f).

Οι καμπύλες διασποράς αντιστοιχούν σε τοπικά ενεργειακά μέγιστα της κυματικής ενέργειας που παρατηρούνται στο πεδίο ταχύτητας φάσης – συχνότητας (*c* – *f*) (Σχήμα 3.1) και ουσιαστικά απεικονίζουν τη μεταβολή της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συναρτήσει της συχνότητας. Το ενδιαφέρον της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων στη συγκεκριμένη εργασία επικεντρώνεται, τόσο στον προσδιορισμό της θεμελιώδους χαρακτηριστικής καμπύλης (fundamental dispersion curve), όσο και των καμπυλών διασποράς ανώτερης τάξης (higher modes), οι οποίες εμφανίζουν, κατά κανόνα, υψηλότερη ταχύτητα φάσης από αυτήν της θεμελιώδους, για συγκεκριμένη συχνότητα.



**Σχήμα 3.1:** Θεμελιώδης και δύο καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης (κάτω), όπως προέκυψαν 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).

# 3.3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΙΛΥΣΗΣ ΤΟΥ ΕΥΘΕΩΣ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ

Στην ενότητα αυτή περιγράφονται συνοπτικά οι μέθοδοι επίλυσης του ευθέως προβλήματος χρησιμοποιώντας μεθόδους υπολογισμού ιδιοτιμών και ιδιοσυναρτήσεων. Η συλλογιστική αυτών των μεθόδων βασίζεται στον υπολογισμό των ιδιοτιμών ενός γραμμικού συστήματος διαφορικών εξισώσεων (Aki and Richards, 1980), που αποτελούν τις καμπύλες διασποράς, και των αντίστοιχων ιδιοσυναρτήσεων, που εκφράζουν την μεταβολή της μετατόπισης των υλικών σημείων και τις τάσεις που εφαρμόζονται σε αυτά, συναρτήσει του βάθους. Με περισσότερη λεπτομέρεια αναλύεται η τεχνική που έχει χρησιμοποιηθεί στην παρούσα εργασία. Προκειμένου να μην υπάρχει ανακολουθία των εννοιών και των συμβολισμών που χρησιμοποιούνται, η περιγραφή της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε αρχίζει από πολύ βασικές έννοιες.

Λαμβάνοντας υπόψη τον 2° νόμο του Νεύτωνα για μια δύναμη (*F<sub>x</sub>*) που εφαρμόζεται στην επιφάνεια y-z (κατά μήκος του άξονα x) ενός απειροελάχιστου ομοιογενούς και ισότροπου υλικού σημείου με μοναδιαίο όγκο, προκύπτει η σχέση:

$$F_x = \rho \cdot \gamma \tag{3.9}$$

όπου *ρ* η πυκνότητα του υλικού και *γ* η επιτάχυνσή του. Δεδομένου ότι η επιτάχυνση (*γ*) δίνεται από την δεύτερη παράγωγο της μετατόπισης (*u*) του σημείου κατά μήκος του άξονα x ως προς το χρόνο:

$$\gamma = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \tag{3.10}$$

και εφόσον η δύναμη  $F_x$  σχετίζεται με τις ορθές ( $\sigma_{ii}$ ) και διατμητικές τάσεις ( $\sigma_{ij}$ ,  $i \neq j$ ) που εφαρμόζονται στην επιφάνεια αυτή ως εξής (Sheriff and Geldart, 1995):

$$F_{x} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}$$
(3.11)

προκύπτει η ακόλουθη εξίσωση της κίνησης κατά μήκος του άξονα χ:

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z}$$
(3.12))

Κατ' αντιστοιχία προκύπτουν και οι εξισώσεις κίνησης για τους άξονες y και z:

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial z}$$

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial y}$$
(3.13)

με τα ν και w να συμβολίζουν τις μετατοπίσεις κατά τον άξονα y και z, αντίστοιχα.

Θεωρώντας ότι οι δυνάμεις που ασκούνται στα υλικά σημεία των γεωυλικών κατά την διάδοση των σεισμικών κυμάτων είναι τόσο μικρές, που οι τάσεις και οι παραμορφώσεις (ε<sub>ii</sub>, ε<sub>ij</sub>, i≠j) υπακούουν (με εξαίρεση τα σημεία που βρίσκονται πολύ κοντά στην σεισμική πηγή) τον νόμο του Hooke:

$$\sigma_{ii} = \lambda \cdot \Delta + 2\mu \cdot \varepsilon_{ii}$$
  

$$\sigma_{ij} = \mu \cdot \varepsilon_{ij} \quad \mu \varepsilon \quad i \neq j$$
(3.14)

όπου το  $\lambda$  και  $\mu$  είναι σταθερές του Lamé και:

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$
(3.15)

Συνδυάζοντας τις *Εξ. 3.14*, *3.15* και *3.12* για ομοιογενές και ισότροπο μέσο η τελευταία μπορεί να γραφτεί:

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \cdot \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \cdot \nabla^2 u$$
(3.16)

όπου

$$\nabla^2 u = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$
(3.17)

Ομοίως, συνδυάζοντας τις *Εξ. 3.14, 3.15 και 3.13* προκύπτουν οι αντίστοιχες διαφορικές εξισώσεις:

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \cdot \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \cdot \nabla^2 v$$
(3.18)

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \cdot \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \cdot \nabla^2 w$$
(3.19)

Από τις *Εξ. 3.16*, *3.18* και *3.19* προκύπτει η κυματική εξίσωση που περιγράφει την διάδοση των διαμήκων κυμάτων:

$$\rho \cdot \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \cdot \nabla^2 \Delta \tag{3.20}$$

Η επίλυση της κυματικής εξίσωσης (*Εξ. 3.16, 3.18* και 3.19), υπό την θεώρηση διάδοσης των σεισμικών κυμάτων κατά μήκος του άξονα x στο x-z επίπεδο, μπορεί να εκφραστεί από τις σχέσεις (Aki and Richards, 1980):

$$u = r_1(k, z, \omega) \cdot e^{i(kx - \omega t)}$$
  

$$v = 0$$
  

$$w = ir_2(k, z, \omega) \cdot e^{i(kx - \omega t)}$$
(3.21)

όπου τα  $r_1$ ,  $r_2$  είναι ιδιοσυναρτήσεις (eigenfunctions) που περιγράφουν την μετατόπιση των υλικών σωματιδίων του εδάφους συναρτήσει του βάθους, το k ο κυματαριθμός, το x η οριζόντια απόσταση, το  $\omega$  η γωνιακή συχνότητα και το t ο χρόνος. Από τις *Eξ. 3.14* και *3.21* και δεδομένου ότι ισχύει:

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

$$\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}$$

$$\varepsilon_{xz} = \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}$$

$$\varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}$$
(3.22)

προκύπτουν οι αντίστοιχες τάσεις:

$$\sigma_{zy} = \sigma_{yz} = \sigma_{xy} = \sigma_{yx} = 0$$

$$\sigma_{xx} = i \left[ \lambda \cdot \frac{\partial r_2}{\partial z} + k(\lambda + 2\mu) \cdot r_1 \right] \cdot e^{i(kx - \omega t)}$$

$$\sigma_{yy} = i \left[ \lambda \cdot \frac{\partial r_2}{\partial z} + k\lambda \cdot r_1 \right] \cdot e^{i(kx - \omega t)}$$

$$\sigma_{zz} = i \left[ (\lambda + 2\mu) \cdot \frac{\partial r_2}{\partial z} + k\lambda \cdot r_1 \right] \cdot e^{i(kx - \omega t)}$$

$$\sigma_{xz} = \sigma_{zx} = \mu \left[ \frac{\partial r_1}{\partial z} - k \cdot r_2 \right] \cdot e^{i(kx - \omega t)}$$
(3.23)

Στην περίπτωση ενός κατακόρυφα ανομοιογενούς μέσου, οι σταθερές του Lamé και η πυκνότητα θεωρούνται συνεχείς συναρτήσεις του βάθους ( $\mu(z)$ ,  $\lambda(z)$  και  $\rho(z)$ ). Έτσι, θέτοντας:

$$\sigma_{xz} = \sigma_{zx} = r_3(k, z, \omega) \cdot e^{i(kx - \omega t)}$$
  

$$\sigma_{zz} = ir_4(k, z, \omega) \cdot e^{i(kx - \omega t)}$$
(3.24)

όπου τα *r<sub>3</sub>, r<sub>4</sub>* είναι ιδιοσυναρτήσεις (eigenfunctions) που περιγράφουν τις τάσεις που εφαρμόζονται στα υλικά σωματίδια του εδάφους συναρτήσει του βάθους και χρησιμοποιώντας τις *Eξ. 3.12, 3.13, 3.23* και *3.24,* προκύπτει το ακόλουθο σύστημα διαφορικών εξισώσεων των ιδιοσυναρτήσεων (*r<sub>1</sub>, r<sub>2</sub>, r<sub>3</sub>, r<sub>4</sub>*):

$$\frac{\partial}{\partial z} \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & k & 1/\mu(z) & 0 \\ -k\lambda(z)/[\lambda(z)+2\mu(z)] & 0 & 0 & 1/[\lambda(z)+2\mu(z)] \\ k^2\zeta(z)-\omega^2\rho(z) & 0 & 0 & k\lambda(z)/[\lambda(z)+2\mu(z)] \\ 0 & -\omega^2\rho(z) & -k & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix}$$
(3.25)

όπου

$$\zeta(z) = \frac{4\mu(z)[\lambda(z) + \mu(z)]}{\lambda(z) + 2\mu(z)}$$
(3.26)

Ορίζοντας τις οριακές συνθήκες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων:

$$r_{1}, r_{2} \rightarrow 0 \quad \acute{o}\tau \alpha \nu \quad z \rightarrow \infty$$

$$r_{3} = r_{4} = 0 \quad \gamma \iota \alpha \quad z = 0$$

$$r_{1}, r_{2}, r_{3}, r_{4} \quad \sigma \upsilon \nu \varepsilon \chi \varepsilon \iota \varsigma$$
(3.27)

δηλαδή, μηδενικές τάσεις στην επιφάνεια του εδάφους, μηδενικές μετατοπίσεις των υλικών σημείων σε άπειρο βάθος και οι τάσεις και οι μετατοπίσεις θα πρέπει να είναι συνεχείς συναρτήσεις ως προς το βάθος, η λύση του γραμμικού συστήματος των διαφορικών εξισώσεων (*Eξ. 3.25*) υφίσταται για δεδομένη γωνιακή συχνότητα (ω) και για συγκεκριμένες τιμές των κυματαριθμών  $k = k_n(\omega)$  (Aki and Richards, 1980).

Η λύση του γραμμικού συστήματος των διαφορικών εξισώσεων (*Eξ.* 3.25) είναι δυνατό να πραγματοποιηθεί, προκειμένου να προσδιοριστούν οι ιδιοσυναρτήσεις ( $r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$ ,  $r_4$ ) και οι αντίστοιχες ιδιοτιμές τους ( $k_n(\omega)$ ), με διάφορες μεθόδους. Οι Takeuchi and Saito (1972) χρησιμοποίησαν μεθόδους αριθμητικής ολοκλήρωσης. Μια άλλη προσέγγιση του ίδιου προβλήματος αποτελεί η χρήση της μεθόδου των συντελεστών ανάκλασης και διάθλασης (reflection and transmission coefficients) (Kennett, 1974, Luco and Aspel, 1983, Aspel and Luco, 1983, Chen, 1993, Hisada, 1994, Hisada, 1995). Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται σε πολυστρωματικό μέσο και βασίζεται στον υπολογισμό των συντελεστών ανάκλασης και διάθλασης και διάθλασης στα διάφορα στρώματα του μέσου διάδοσής ενώ παράλληλα, αναπαριστά την θετική συμβολή των σεισμικών κυμάτων για την δημιουργία των διαφορετικών τρόπων (modes) διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Kennett, 1983).

Η πιο διαδεδομένη όμως για την υπολογιστική της απλότητα και σταθερότητα, είναι η μέθοδος Thomson – Haskell (Thomson, 1950, Haskell, 1953), σύμφωνα με την οποία το κατακόρυφα ανομοιογενές μέσο προσομοιάζεται από αλλεπάλληλα ομοιογενή οριζόντια στρώματα, υπερκείμενα ενός ημιχώρου. Η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί στην παρούσα εργασία, η οποία είναι επίσης γνωστή στη σεισμολογία ως μέθοδος του πίνακα διάδοσης της κίνησης (propagator-matrix method) (Gilbert and Backus, 1966). Μια τροποποίηση της μεθόδου αυτής αποτελεί η μέθοδος του δυναμικού πίνακα δυσκαμψίας (dynamic stiffness matrix method) που επινοήθηκε από τους Kausel and Roësset (1981).

Σύμφωνα με τη μέθοδο Thomson – Haskell, η Εξ. 3.25 μπορεί να γραφτεί στην διανυσματική της μορφή:

$$\frac{\partial \mathbf{f}(z)}{\partial z} = \mathbf{A}(z) \cdot \mathbf{f}(z)$$
(3.28)

όπου το διάνυσμα των ιδιοσυναρτήσεων (f) και ο πίνακας A έχει διαστάσεις 4x1 και 4x4, αντίστοιχα, για την διάδοση (κατά μήκος του άξονα x) επίπεδων επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Ο πίνακας διάδοσης της κίνησης (propagator matrix) ορίζεται ως εξής (Aki and Richards, 1980):

$$\mathbf{P}(z, z_0) = \mathbf{I} + \int_{z_0}^{z} \mathbf{A}(\phi_1) \, d\phi_1 + \int_{z_0}^{z} \mathbf{A}(\phi_1) \int_{z_0}^{\phi_1} \mathbf{A}(\phi_2) \, d\phi_2 \, d\phi_1 + \dots$$
(3.29)

όπου Ι είναι μοναδιαίος πίνακας διαστάσεων 4x4. Είναι προφανές ότι ο πίνακας αυτός επαληθεύει την διαφορική *Εξ. 3.28*:

$$\frac{\partial \mathbf{P}(z, z_0)}{\partial z} = \mathbf{A}(z) \cdot \mathbf{P}(z, z_0)$$
(3.30)

Από την *Εξ.* 3.29 προκύπτει ότι ισχύει: **P**(*z*<sub>0</sub>,*z*<sub>0</sub>) = **I**, ενώ προκύπτει επίσης ακόμη μια σημαντική ιδιότητα του πίνακα διάδοσης της κίνησης:

$$\mathbf{f}(z) = \mathbf{P}(z, z_0) \cdot \mathbf{f}(z_0)$$
(3.31)

εφόσον το δεξί τμήμα της *Εξ. 3.31* ικανοποιεί την διαφορική εξίσωση της *Εξ. 3.30* και ισούται με  $\mathbf{f}(z_0)$  για  $z = z_0$ . Επομένως, ο πίνακας  $\mathbf{P}(z,z_0)$  αναπαράγει τις ιδιοσυναρτήσεις της κίνησηςτάσης σε βάθος z όταν πολλαπλασιαστεί με τις ιδιοσυναρτήσεις αυτές σε βάθος  $z_0$ . Άλλη μια ενδιαφέρουσα ιδιότητα του πίνακα  $\mathbf{P}(z,z_0)$  προκύπτει από την ακόλουθη σχέση:

$$\mathbf{f}(z_2) = \mathbf{P}(z_2, z_1) \cdot \mathbf{f}(z_1)$$
  
=  $\mathbf{P}(z_2, z_1) \cdot \mathbf{P}(z_1, z_0) \cdot \mathbf{f}(z_0)$  (3.32)

Επιλέγοντας  $z_2 = z_0$  προκύπτει:

$$\mathbf{I} = \mathbf{P}(z_0, z_1) \cdot \mathbf{P}(z_1, z_0)$$
(3.33)

Από την *Εξ.* 3.33 προκύπτει ότι ο αντίστροφος του πίνακα  $P(z_1, z_0)$  είναι ο πίνακας  $P(z_0, z_1)$ .

Όταν ο πίνακας A(z) της *Εξ.* 3.30 είναι ανεξάρτητος από το βάθος *z*, όπως στην περίπτωση ομοιογενούς στρώματος, ο πίνακας διάδοσης της κίνησης απλοποιείται ως εξής:

$$\mathbf{P}(z, z_0) = \mathbf{I} + (z - z_0)\mathbf{A} + \frac{1}{2}(z - z_0)^2\mathbf{A} \cdot \mathbf{A} + \frac{1}{6}(z - z_0)^3\mathbf{A} \cdot \mathbf{A} \cdot \mathbf{A} + \dots$$
  
=  $e^{(z - z_0)\mathbf{A}}$  (3.34)

Η συνάρτηση της *Εξ. 3.34* του τετραγωνικού πίνακα **A** ο οποίος έχει ιδιοτιμές  $\xi_j$  (*j* = 1,2,3,4), μπορεί να αναλυθεί με την βοήθεια του γινομένου Sylvester ως εξής (Aki and Richards, 1980):

$$\mathbf{P}(z, z_0) = e^{(z-z_0)\mathbf{A}} = \sum_{j=1}^{4} e^{(z-z_0)\xi_j} \frac{\prod_{\substack{r=1\\r\neq j}}^{4} \left(\mathbf{A} - \xi_r \mathbf{I}\right)}{\prod_{\substack{r=1\\r\neq j}}^{4} \left(\xi_j - \xi_r\right)}$$
(3.35)

Οι ιδιοτιμές του πίνακα Α δίνονται από τις σχέσεις:

$$\xi_{\rm A} = \xi_{1,2} = \pm \sqrt{\left(k^2 - \frac{\omega^2}{Vp^2}\right)}$$

$$\xi_{\rm B} = \xi_{3,4} = \pm \sqrt{\left(k^2 - \frac{\omega^2}{Vs^2}\right)}$$
(3.36)

Από τις *Εξ.* 3.25, 3.26 και 3.35, προκύπτει ότι ο πίνακας διάδοσης της κίνησης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh **P**(*z*,*z*<sub>0</sub>) στην περίπτωση ομοιογενούς στρώματος δίνεται:

$$\mathbf{P}(z, z_0) = \begin{bmatrix} P_{11} & P_{12} & P_{13} & P_{14} \\ P_{21} & P_{22} & P_{23} & P_{24} \\ P_{31} & P_{32} & P_{33} & P_{34} \\ P_{41} & P_{42} & P_{43} & P_{44} \end{bmatrix}$$
(3.37)

όπου

$$\begin{split} P_{11} &= P_{33} = 1 + \frac{2\mu}{\omega^{2}\rho} \Biggl[ 2k^{2} \sinh^{2} \Biggl( \frac{(z-z_{0})\xi_{A}}{2} \Biggr) - (k^{2} + \xi_{B}^{-2}) \sinh^{2} \Biggl( \frac{(z-z_{0})\xi_{B}}{2} \Biggr) \Biggr] \\ P_{12} &= -P_{43} = \frac{k\mu}{\omega^{2}\rho} \Biggl[ (k^{2} + \xi_{B}^{-2}) \frac{\sinh((z-z_{0})\xi_{A})}{\xi_{A}} - 2\xi_{B} \sinh((z-z_{0})\xi_{B}) \Biggr] \\ P_{13} &= \frac{1}{\omega^{2}\rho} \Biggl[ k^{2} \frac{\sinh((z-z_{0})\xi_{A})}{\xi_{A}} - \xi_{B} \sinh((z-z_{0})\xi_{B}) \Biggr] \\ P_{14} &= -P_{34} = \frac{2k}{\omega^{2}\rho} \Biggl[ \sinh^{2} \Biggl( \frac{(z-z_{0})\xi_{A}}{2} \Biggr) - \sinh^{2} \Biggl( \frac{(z-z_{0})\xi_{B}}{2} \Biggr) \Biggr] \\ P_{21} &= -P_{34} = \frac{k\mu}{\omega^{2}\rho} \Biggl[ (k^{2} + \xi_{B}^{-2}) \frac{\sinh((z-z_{0})\xi_{B})}{\xi_{B}} - 2\xi_{A} \sinh((z-z_{0})\xi_{A}) \Biggr] \\ P_{22} &= P_{44} = 1 + \frac{2\mu}{\omega^{2}\rho} \Biggl[ 2k^{2} \sinh^{2} \Biggl( \frac{(z-z_{0})\xi_{B}}{2} \Biggr) - (k^{2} + \xi_{B}^{-2}) \sinh^{2} \Biggl( \frac{(z-z_{0})\xi_{A}}{2} \Biggr) \Biggr] \\ P_{24} &= \frac{1}{\omega^{2}\rho} \Biggl[ k^{2} \frac{\sinh((z-z_{0})\xi_{B})}{\xi_{B}} - \xi_{A} \sinh((z-z_{0})\xi_{A}) \Biggr] \\ P_{31} &= \frac{\mu^{2}}{\omega^{2}\rho} \Biggl[ 4k^{2}\xi_{A} \sinh((z-z_{0})\xi_{A}) - (k^{2} + \xi_{B}^{-2})^{2} \frac{\sinh((z-z_{0})\xi_{B})}{\xi_{B}} \Biggr] \\ P_{32} &= -P_{41} = 2\mu^{2}(k^{2} + \xi_{B}^{-2})P_{14} \end{aligned} \tag{3.38}$$

Στην περίπτωση οριζόντια στρωματωμένου μέσου, αποτελούμενου από m - 1 ομοιογενή στρώματα, υπερκείμενα ενός ημιχώρου, το διάνυσμα των ιδιοσυναρτήσεων και ο πίνακας διάδοσης της κίνησης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh  $P(z,z_0)$ , δίνονται, αντίστοιχα, από τις ακόλουθες σχέσεις:

$$\mathbf{f}(z) = \mathbf{P}(z, z_{m-1}) \cdot \mathbf{P}(z_{m-1}, z_{m-2}) \cdots \mathbf{P}(z_1, z_0) \cdot \mathbf{f}(z_0) = \mathbf{P}(z, z_0) \cdot \mathbf{f}(z_0)$$
(3.39)

$$\mathbf{P}(z, z_0) = e^{(z - z_{m-1})\mathbf{A}_m} \cdot \prod_{l=1}^{m-1} e^{(z_l - z_{l-1})\mathbf{A}_l}$$
(3.40)

Στην παράγραφο αυτή, έως τώρα έχει περιγραφεί η διάδοση σεισμικών κυμάτων στο x – z επίπεδο οριζόντια στρωματωμένου μέσου, χρησιμοποιώντας την μέθοδο Thomson – Haskell, χωρίς την εφαρμογή των οριακών συνθηκών διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (*Eξ. 3.27*). Ένα από τα μειονεκτήματα της εν λόγω μεθόδου είναι η αδυναμία της άμεσης εφαρμογής της πρώτης οριακής συνθήκης της *Εξ. 3.27* στην επίλυση των διαφορικών εξισώσεων του διανύσματος τάσεων - μετατοπίσεων (*Εξ. 3.25*). Ωστόσο, κάτι τέτοιο είναι δυνατό να ξεπεραστεί αν, για παράδειγμα, απαλειφθούν τα καταδυόμενα σεισμικά κύματα κάτω από την διαχωριστική επιφάνεια του ημιχώρου. Αυτό βέβαια προϋποθέτει συσχέτιση μεταξύ των τάσεων και των μετατοπίσεων με την παρουσία (ή την απουσία) καταδυόμενων ή αναδυόμενων σεισμικών κυμάτων στις διαχωριστικές επιφάνειες των στρωμάτων. Η συσχέτιση αυτή δίνεται (Aki and Richards, 1980):

$$\begin{bmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{bmatrix} = \mathbf{G} \cdot \mathbf{w} = \mathbf{G} \cdot \begin{bmatrix} \downarrow \\ P \\ \downarrow \\ S \\ \uparrow \\ P \\ \uparrow \\ S \end{bmatrix}$$

(3.41)

όπου τα  $\stackrel{\downarrow}{P}$ ,  $\stackrel{\downarrow}{S}$  και  $\stackrel{\uparrow}{P}$ ,  $\stackrel{\uparrow}{S}$  είναι οι μετατοπίσεις που οφείλονται, αντίστοιχα, στα καταδυόμενα και αναδυόμενα διαμήκη (P) και εγκάρσια (S) σεισμικά κύματα που διαδίδονται σε κάθε εδαφικό στρώμα. Ο πίνακας **G** προκύπτει από το γινόμενο των ιδιοδιανυσμάτων του πίνακα **A** (*Eξ.* 3.28) με έναν διαγώνιο πίνακα που περιλαμβάνει πληροφορίες για την διάδοση της φάσης στην κατακόρυφη (z) διεύθυνση:

$$\mathbf{G} = \omega^{-1} \begin{bmatrix} Vpk & Vs\xi_{\rm B} & Vpk & Vs\xi_{\rm B} \\ Vp\xi_{\rm A} & Vsk & -Vp\xi_{\rm A} & -Vsk \\ -2Vp\mu k\xi_{\rm A} & -Vs\mu (k^2 + \xi_{\rm B}^{2}) & -2Vp\mu k\xi_{\rm A} & Vs\mu (k^2 + \xi_{\rm B}^{2}) \\ -Vp\mu (k^2 + \xi_{\rm B}^{2}) & -2Vs\mu k\xi_{\rm B} & -Vp\mu (k^2 + \xi_{\rm B}^{2}) & -2Vs\mu k\xi_{\rm B} \end{bmatrix}$$

$$\times \begin{bmatrix} e^{-z\xi_{\rm A}} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & e^{-z\xi_{\rm B}} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & e^{z\xi_{\rm A}} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & e^{z\xi_{\rm B}} \end{bmatrix}$$
(3.42)

Η *Εξ. 3.41* περιγράφει την συσχέτιση του διανύσματος τάσεων – μετατοπίσεων με τα καταδυόμενα και αναδυόμενα κύματα που διαδίδονται εντός ενός στρώματος. Χρησιμοποιώντας, ωστόσο, την συλλογιστική του πίνακα διάδοσης της κίνησης (μέθοδος Thomson-Haskell) είναι δυνατό να συσχετιστούν οι μετατοπίσεις που οφείλονται στην διάδοση των P και S κυμάτων στον ημιχώρο (στρώμα m) με τις τάσεις (r<sub>3</sub> και r<sub>4</sub>) και τις μετατοπίσεις (r<sub>1</sub> και r<sub>2</sub>) στην επιφάνεια (z<sub>0</sub>):

$$\mathbf{w}_{m} = \mathbf{G}_{m}^{-1} \cdot \mathbf{P}(z_{m-1}, z_{0}) \cdot \mathbf{r}(z_{0}) = \mathbf{B} \cdot \mathbf{r}(z_{0})$$
(3.43)

όπου ο πίνακας  $G_m^{-1}$  είναι ο αντίστροφος του πίνακα G με στοιχεία που αντιστοιχούν στον ημιχώρο (στρώμα m).

Σύμφωνα λοιπόν με τις (δύο πρώτες) οριακές συνθήκες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων (*Εξ. 3.27*): α) δεν θα πρέπει να υφίστανται καταδυόμενα σεισμικά κύματα στο στρώμα του ημιχώρου και β) οι τάσεις στην ελέυθερη επιφάνεια (z<sub>0</sub>) είναι μηδενικές:

$$\overset{\downarrow}{P}_{m} = \overset{\downarrow}{S}_{m} = 0 r_{3}(z_{0}) = r_{4}(z_{0}) = 0$$
 (3.44)

Συνδυάζοντας τις Εξ. 3.43 και 3.44 προκύπτει:

$$\begin{bmatrix} \dot{P}_{m} \\ \dot{S}_{m} \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} B_{11} & B_{12} & B_{13} & B_{14} \\ B_{21} & B_{22} & B_{23} & B_{24} \\ B_{31} & B_{32} & B_{33} & B_{34} \\ B_{41} & B_{42} & B_{43} & B_{44} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} r_{1}(z_{0}) \\ r_{2}(z_{0}) \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$
(3.45)

Επομένως, το πρόβλημα εύρεσης των ιδιοτιμών (*k<sub>n</sub>(ω*)) του συστήματος των διαφορικών εξισώσεων της *Εξ. 3.25*, για διάδοση επιφανειακού κύματος Rayleigh συχνότητας ω σε οριζόντια στρωματωμένο μέσο, υπερκείμενο ενός ημιχώρου, ανάγεται στην εύρεση των ριζών της ορίζουσας:

$$\begin{vmatrix} B_{31} & B_{32} \\ B_{41} & B_{42} \end{vmatrix} = 0$$
(3.46)

Για δεδομένη τιμή της συχνότητας (ω) οι ιδιοτιμές μπορούν να υπολογιστούν χρησιμοποιώντας τεχνικές δοκιμής και λάθους ή εύρεσης ριζών πεπλεγμένων συναρτήσεων (π.χ. μέθοδος της διχοτόμησης). Όταν υπολογιστούν οι εν λόγω ιδιοτιμές, οι αντίστοιχες τιμές των ιδιοσυναρτήσεων (μετατοπίσεις και τάσεις) υπολογίζονται σε οποιοδήποτε βάθος χρησιμοποιώντας την *Εξ.* 3.39.

Η ορίζουσα της *Εξ. 3.46* μπορεί να θεωρηθεί ως συνάρτηση διασποράς, εφόσον από τον μηδενισμό της οποίας, για διάφορες τιμές συχνοτήτων, προκύπτουν οι καμπύλες διασποράς. Οι Schwab and Knopoff (1972) επινόησαν μια τεχνική υπολογισμού της τιμής της ορίζουσας της *Εξ. 3.46* που υπερτερεί ως προς την ταχύτητα και την ακρίβεια των υπολογισμών, σε σχέση με αυτήν που είχαν αρχικά περιγράψει οι Thomson και Haskell.

Σύμφωνα με την τεχνική αυτή η ορίζουσα της *Εξ.* 3.46 αναλύεται σε γινόμενο επιμέρους πινάκων, κάθε ένας από τους οποίους αντιστοιχεί σε μια διαχωριστική επιφάνεια του οριζόντια στρωματωμένου μέσου και συσχετίζει τις συνιστώσες της κίνησης (τάσεις και μετατοπίσεις) ενός στρώματος στο ένα μέρος μιας διαχωριστικής επιφάνειας με εκείνες του επόμενου στρώματος στην άλλη πλευρά της επιφάνειας αυτής.

Ειδικότερα, η συνάρτηση διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh μπορεί να χαρακτηριστεί ως συνάρτηση α) των καμπυλών διασποράς (θεμελιώδους και ανώτερης τάξης ω – c<sub>R</sub>), της ταχύτητας διάδοσης των διαμήκων (Vp) και εγκαρσίων (Vs) σεισμικών κυμάτων, καθώς επίσης της πυκνότητας (ρ) και του πάχους (h) των στρωμάτων του μοντέλου.

$$F_{R}(\omega, c_{R}) = f(\omega, c_{R}, \mathbf{Vp}, \mathbf{Vs}, \boldsymbol{\rho}, \mathbf{h})$$
(3.47)

Ο υπολογισμός της για m (συμπεριλαμβανομένου και του ημιχώρου) οριζόντια ομοιογενή στρωμάτα, σύμφωνα με τον φορμαλισμό των Schwab and Knopoff (1972) πραγματοποιείται με βάση τη σχέση:

$$F_{R}(\omega,c_{R}) = T^{(0)}\overline{F}^{(1)}F^{(2)}\overline{F}^{(3)}F^{(4)}\dots\begin{cases}F^{(m-2)}\overline{F}^{(m-1)}T^{(m)} & \gamma i\alpha \ m \ \alpha \rho \tau i o \varsigma\\\overline{F}^{(m-2)}F^{(m-1)}\overline{T}^{(m)} & \gamma i\alpha \ m \ \pi \varepsilon \rho i \tau \tau \delta \varsigma\end{cases}$$
(3.48)

και υλοποιείται από το γινόμενο m+1 διανυσμάτων και πινάκων, διαστάσεων (1 x 6) και (6 x 6), αντίστοιχα ((1 × 6)·(6 × 6) . . . (6 × 6)·(6 × 1)). Τα στοιχεία των διανυσμάτων και των πινάκων αυτών είναι:

$$T^{(0)} = \begin{bmatrix} -\gamma_{1}(\gamma_{1}-1) & 0 & (\gamma_{1}-1)^{2} & \gamma_{1}^{2} & 0 & (\gamma_{1}-1) \end{bmatrix}$$

$$F^{(j)} = \begin{bmatrix} F_{1212}^{(j)} & F_{1213}^{(j)} & F_{1214}^{(j)} & F_{1223}^{(j)} & F_{1224}^{(j)} & F_{1234}^{(j)} \\ F_{1312} & F_{1313} & F_{1314} & F_{1323} & F_{1324} & F_{1334} \\ F_{1412} & F_{1413} & F_{1414} & F_{1423} & F_{1424} & F_{1434} \\ F_{2312} & F_{2313} & F_{2314} & F_{2323} & F_{2324} & F_{2334} \\ F_{2412} & F_{2413} & F_{2414} & F_{2423} & F_{2424} & F_{2434} \\ F_{3412} & F_{3413} & F_{3414} & F_{3423} & F_{3424} & F_{3434} \end{bmatrix}$$

$$\left[ \begin{bmatrix} F_{3434}^{(j)} & -F_{3424}^{(j)} & F_{3423}^{(j)} & F_{3414}^{(j)} & -F_{3413}^{(j)} & F_{3412}^{(j)} \\ -F_{2434} & F_{2424} & -F_{2423} & -F_{2414} & F_{2413} & -F_{2412} \end{bmatrix} \right]$$

$$(3.50)$$

$$\overline{F}^{(j)} = \begin{bmatrix} -F_{2434} & F_{2424} & -F_{2423} & -F_{2414} & F_{2413} & -F_{2412} \\ F_{2334} & -F_{2324} & F_{2323} & F_{2314} & -F_{2313} & F_{2312} \\ F_{1434} & -F_{1424} & F_{1423} & F_{1414} & -F_{1413} & F_{1412} \\ -F_{1334} & F_{1324} & -F_{1323} & -F_{1314} & F_{1313} & -F_{1312} \\ F_{1234} & -F_{1224} & F_{1223} & F_{1214} & -F_{1213} & F_{1212} \end{bmatrix}$$
(3.51)
$$T^{(m)} = \begin{bmatrix} 0 \\ -r_{Vp^{m}} \\ r_{Vp^{m}} r_{Vs^{m}} \\ 1 \\ -r_{Vs^{m}} \\ 0 \end{bmatrix} \cdot \varepsilon \qquad \kappa \alpha i \qquad \overline{T}^{(m)} = \begin{bmatrix} 0 \\ r_{Vs^{m}} \\ 1 \\ r_{Vp^{m}} r_{Vs^{m}} \\ r_{Vp^{m}} \\ 0 \end{bmatrix} \cdot \varepsilon \qquad (3.52)$$

Τα στοιχεία  $F_{IJKL}^{(j)}$  παρατίθενται αναλυτικά τον Πίνακα 3.2, ενώ για κάθε στρώμα j οι παραπάνω συμβολισμοί αντιστοιχούν:

$$\begin{aligned} \alpha v \ j < m \\ h_{j} : \pi \alpha \chi_{0} \varsigma \ \sigma \tau \rho \dot{\omega} \mu \alpha \tau \varsigma \varsigma \\ \rho_{j} : \pi u \kappa v \dot{\sigma} \eta \tau \alpha \\ V p_{j} : \pi \alpha \chi' \tau \eta \tau \alpha \delta i \alpha \mu \dot{\eta} \kappa \omega v \ \kappa u \mu \dot{\alpha} \tau \omega v \\ V s_{j} : \tau \alpha \chi' \tau \eta \tau \alpha \delta i \alpha \mu \dot{\eta} \kappa \omega v \ \kappa u \mu \dot{\alpha} \tau \omega v \\ V s_{j} : \tau \alpha \chi' \tau \eta \tau \alpha \delta i \alpha \mu \dot{\eta} \kappa \omega v \ \kappa u \mu \dot{\alpha} \tau \omega v \\ V s_{j} : \tau \alpha \chi' \tau \eta \tau \alpha \delta i \alpha \mu \dot{\eta} \kappa \omega v \ \kappa u \mu \dot{\alpha} \tau \omega v \\ V s_{j} : \tau \alpha \chi' \tau \eta \tau \alpha \delta i \alpha \mu \dot{\eta} \kappa \omega v \ \kappa u \mu \dot{\alpha} \tau \omega v \\ V s_{j} : \tau \alpha \chi' \tau \eta \tau \alpha \delta i \alpha \mu \dot{\eta} \kappa \omega v \ \kappa u \mu \dot{\alpha} \tau \omega v \\ V s_{j} : \tau \alpha \chi' \tau \eta \tau \alpha \delta i \alpha \mu \dot{\eta} \kappa \omega v \ \kappa u \mu \dot{\alpha} \tau \omega v \\ V s_{j} : \tau \alpha \chi' \tau \eta \tau \alpha \delta i \alpha \mu \dot{\eta} \kappa \omega v \ \kappa u \mu \dot{\alpha} \tau \omega v \\ V s_{j} : \tau \alpha \chi' \tau \eta \tau \alpha \delta i \alpha \mu \dot{\eta} \kappa \omega v \ \kappa u \mu \dot{\alpha} \tau \omega v \\ \gamma_{j} = 2 (V s_{j} / c_{R}) \\ P_{j} = (\omega / c_{R}) r_{V p j} h_{j} \\ Q_{j} = (\omega / c_{R}) r_{V p j} h_{j} \\ \varphi = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu p^{m}} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} / \gamma_{m} r_{\nu s^{m}} \rho_{m}^{2} V p_{m}^{2} \\ \varepsilon = (-1)^{m-1} \rho_{1}^{2} c_{R}^{2} /$$

Ο υπολογισμός της τιμής της συνάρτησης διασποράς πραγματοποιείται με διαδοχικούς πολλαπλασιασμούς ενός διανύσματος διαστάσεων (1 × 6) με έναν πίνακα διαστάσεων (6 × 6):

$$\begin{bmatrix} U^{(j+1)}, iV^{(j+1)}, W^{(j+1)}, R^{(j+1)}, iS^{(j+1)}, -U^{(j+1)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \delta & 0 & \nu & \upsilon & 0 & \eta \\ i\kappa & \ddots & \ddots & -i\kappa \\ \theta & \ddots & \ddots & -\theta \\ \phi & \ddots & \ddots & -\theta \\ i\iota & \ddots & \ddots & -i\iota \\ \eta & 0 & -\nu & -\upsilon & 0 & \delta \end{bmatrix}$$
(3.53)

Λόγω συμμετρίας τόσο του διανύσματος, όσο και των πινάκων της *Εξ. 3.53*, καθώς επίσης και αλγεβρικών παραγοντοποιήσεων, πραγματοποιούνται απλοποιήσεις στις πράξεις, επιταχύνοντας τον υπολογισμό της συνάρτησης διασποράς (Schwab and Knopoff, 1972).

kl ij	12	13	14	23	24	34
12	-£ <sup>8</sup> (j)	0	$\varepsilon_{13}^{(j)}$	ε <sub>6</sub> (j)	0	$\varepsilon_{10}^{(j)}$
13	- $i(\epsilon_{11}\zeta_9 + \epsilon_7\zeta_{10})$	εις ζι4	$i(\epsilon_{14}\zeta_9+\epsilon_{12}\zeta_{10})$	$i(\epsilon_9 \zeta_9 + \epsilon_5 \zeta_{10})$	- 815 ζ7	$i(\epsilon_{11}\zeta_9+\epsilon_7\zeta_{10})$
14	ε11ζ7 - ε7ζ12	i(ε <sub>15</sub> ζ <sub>10</sub> )	- $\epsilon_{14} \zeta_7 + \epsilon_{12} \zeta_{12}$	- ε <sub>9</sub> ζ <sub>7</sub> + ε <sub>5</sub> ζ <sub>12</sub>	$i(\epsilon_{15} \zeta_8)$	- $\varepsilon_{11} \zeta_7 + \varepsilon_7 \zeta_{12}$
23	$- \varepsilon_{11} \zeta_{15} + \varepsilon_7 \zeta_7$	i(ε <sub>15</sub> ζ9)	ε <sub>14</sub> ζ <sub>15</sub> - ε <sub>12</sub> ζ <sub>7</sub>	ε9 ζ15 - ες ζ7	i(ε <sub>15</sub> ζ <sub>11</sub> )	ε <sub>11</sub> ζ15 - ε7 ζ7
24	- $i(\epsilon_{11}\zeta_{11}+\epsilon_{7}\zeta_{8})$	- ε <sub>15</sub> ζ <sub>7</sub>	$i(\epsilon_{14}\zeta_{11}+\epsilon_{12}\zeta_8)$	$i(\epsilon_9 \zeta_{11} + \epsilon_5 \zeta_8)$	εις ζι3	$i(\epsilon_{11} \zeta_{11} + \epsilon_7 \zeta_8)$
34	£10	0	<b>-</b> £13	- 5 <sub>6</sub>	0	- 58
		$\epsilon_0^{(j)} = \rho_{j+1}/\ \rho_j$	$\boldsymbol{\epsilon_8}^{(j)} = \boldsymbol{\epsilon_1}^{(j)}  \boldsymbol{\epsilon_4}^{(j)}$	$\zeta_1^{(j)} = \cos(P_j)$	$\zeta_9^{(j)} = \zeta_1^{(j)} \zeta_6^{(j)}$	
		$\epsilon_{l}=\gamma_{j}-\epsilon_{0}\gamma_{j+1}$	$\epsilon_6 = {\epsilon_2}^2$	$\zeta_2 = \cos(Q_j)$	$\zeta_{10}=\zeta_2\;\zeta_3$	
		$\epsilon_2 = \epsilon_1 - 1$	$\epsilon_{10} = \epsilon_2  \epsilon_3$	$\zeta_3 = \mathrm{r_{Vp}}^{j} \mathrm{sin}(P_j)$	$\zeta_{11}=\zeta_2\;\zeta_4$	
		$\varepsilon_3 = \varepsilon_{1+}\varepsilon_0$	$\varepsilon_{11} = \varepsilon_2  \varepsilon_4$	$\zeta_{4} = \sin(P_{\rm j}/{\rm rv_{\rm p}}^{\rm j})$	$\zeta_{12}=\zeta_3\;\zeta_5$	
		$\epsilon_4=\epsilon_2+\epsilon_0$	$\epsilon_{12} = \epsilon_3^2$	$\zeta_5 = r_{\rm Vs}^{\rm J} \sin(Q_{\rm j})$	$\zeta_{13}=\zeta_4\;\zeta_5$	
		$\varepsilon_5 = \varepsilon_1^2$	$\epsilon_{13} = \epsilon_3  \epsilon_4$	$\zeta_6 = \sin(Q_j/r_{ m Vs}^{ m j})$	$\zeta_{14}=\zeta_3\;\zeta_6$	
		$E_6 = E_1 E_2$	${\bf E_{14}}={\bf E_4}^2$	$\zeta_7=\zeta_1\ \zeta_2$	$\zeta_{14}=\zeta_3\ \zeta_6$	
		$\epsilon_7 = \epsilon_1  \epsilon_3$	$\epsilon_{15} = - \epsilon_0$	$\zeta_8=\zeta_1\ \zeta_5$	$\zeta_{15}=\zeta_4\;\zeta_6$	
			$\epsilon_{16} = \epsilon_{8} + \epsilon_{10}$			

Πίνακας 3.2: Εκωράσεις νια τις ποσότητες  $F_{inkr}^{(j)}$  των Εξ. 3.49 και 3.50 (Schwab and Knopoff. 1972).

Αρχικά, η συνάρτηση διασποράς υπολογίζεται ως διάνυσμα από τις πραγματικές ποσότητες:

$$\widetilde{\mathbf{F}}_{R}^{(0)}(\omega,c_{R}) = T^{(0)} = \begin{bmatrix} U^{(0)} & V^{(0)} & W^{(0)} & R^{(0)} & S^{(0)} & -U^{(0)} \end{bmatrix}$$
$$= \begin{bmatrix} -\gamma_{1}(\gamma_{1}-1) & 0 & (\gamma_{1}-1)^{2} & \gamma_{1}^{2} & 0 & \gamma_{1}(\gamma_{1}-1) \end{bmatrix}$$
(3.54)

με το σύμβολο «~» και τον εκθέτη να υποδηλώνει ότι έκφραση αυτή της συνάρτησης διασποράς αποτελεί ενδιάμεση ποσότητα. Το γινόμενο της ενδιάμεσης αυτής ποσότητας πολλαπλασιασμένο κάθε φορά με κάποιον από τους πίνακες  $F^{(j)}$  (*Εξ.* 3.50) ή  $\overline{F}^{(j)}$  (*Εξ.* 3.51) δίνει:

$$\widetilde{\mathbf{F}}_{R}^{(j+1)}(\omega, c_{R}) = \begin{bmatrix} U^{(j+1)} & V^{(j+1)} & W^{(j+1)} & R^{(j+1)} & S^{(j+1)} & -U^{(j+1)} \end{bmatrix}$$
$$= T^{(0)}\overline{F}^{(1)}F^{(2)}\overline{F}^{(3)}F^{(4)} \dots \begin{cases} F^{(j)}\overline{F}^{(j+1)} & j & \alpha \rho \tau \iota o \varsigma \\ \overline{F}^{(j)}F^{(j+1)} & j & \pi \varepsilon \rho \iota \tau \omega \varsigma \end{cases}$$
(3.55)

με

$$U^{(j+1)} = -\varepsilon_{16}^{(j+1)}U^{(j)} + \varepsilon_{11}^{(j+1)}K^{(j+1)} + \varepsilon_{7}^{(j+1)}L^{(j+1)}$$

$$V^{(j+1)} = \varepsilon_{15}^{(j+1)} \Big( \zeta_{14}^{(j+1)}V^{(j+1)} + \zeta_{10}^{(j+1)}W^{(j)} + \zeta_{9}^{(j+1)}R^{(j)} - \zeta_{7}^{(j+1)}S^{(j)} \Big)$$

$$W^{(j+1)} = -\varepsilon_{14}^{(j+1)}K^{(j+1)} - \varepsilon_{12}^{(j+1)}L^{(j+1)} + 2\varepsilon_{13}^{(j+1)}U^{(j)}$$

$$R^{(j+1)} = -\varepsilon_{9}^{(j+1)}K^{(j+1)} - \varepsilon_{5}^{(j+1)}L^{(j+1)} + 2\varepsilon_{6}^{(j+1)}U^{(j)}$$

$$S^{(j+1)} = \varepsilon_{15}^{(j+1)} \Big( \zeta_{7}^{(j+1)}V^{(j+1)} + \zeta_{8}^{(j+1)}W^{(j)} + \zeta_{11}^{(j+1)}R^{(j)} - \zeta_{13}^{(j+1)}S^{(j)} \Big)$$
(3.56)

όπου

$$K^{(j+1)} = \zeta_{9}^{(j+1)} V^{(j)} + \zeta_{7}^{(j+1)} W^{(j)} - \zeta_{15}^{(j+1)} R^{(j)} + \zeta_{11}^{(j+1)} S^{(j)}$$

$$L^{(j+1)} = \zeta_{10}^{(j+1)} V^{(j)} - \zeta_{12}^{(j+1)} W^{(j)} + \zeta_{7}^{(j+1)} R^{(j)} + \zeta_{8}^{(j+1)} S^{(j)}$$
(3.57)

όταν το j είναι περιττός αριθμός, ή με

$$U^{(j+1)} = -\varepsilon_{16}^{(j+1)}U^{(j)} + \varepsilon_{11}^{(j+1)}X^{(j+1)} + \varepsilon_{7}^{(j+1)}Z^{(j+1)}$$

$$V^{(j+1)} = \varepsilon_{15}^{(j+1)} \Big( \zeta_{13}^{(j+1)}V^{(j+1)} - \zeta_{11}^{(j+1)}W^{(j)} - \zeta_{8}^{(j+1)}R^{(j)} - \zeta_{7}^{(j+1)}S^{(j)} \Big)$$

$$W^{(j+1)} = \varepsilon_{9}^{(j+1)}X^{(j+1)} + \varepsilon_{5}^{(j+1)}Z^{(j+1)} - 2\varepsilon_{6}^{(j+1)}U^{(j)}$$

$$R^{(j+1)} = \varepsilon_{14}^{(j+1)}X^{(j+1)} + \varepsilon_{12}^{(j+1)}Z^{(j+1)} - 2\varepsilon_{13}^{(j+1)}U^{(j)}$$

$$S^{(j+1)} = \varepsilon_{15}^{(j+1)} \Big( -\zeta_{7}^{(j+1)}V^{(j+1)} - \zeta_{9}^{(j+1)}W^{(j)} - \zeta_{10}^{(j+1)}R^{(j)} + \zeta_{14}^{(j+1)}S^{(j)} \Big)$$
(3.58)

όπου

$$V^{(j+1)} = \varepsilon_{15}^{(j+1)} \left( \zeta_{13}^{(j+1)} V^{(j+1)} - \zeta_{11}^{(j+1)} W^{(j)} - \zeta_{8}^{(j+1)} R^{(j)} - \zeta_{7}^{(j+1)} S^{(j)} \right)$$

$$W^{(j+1)} = \varepsilon_{9}^{(j+1)} X^{(j+1)} + \varepsilon_{5}^{(j+1)} Z^{(j+1)} - 2\varepsilon_{6}^{(j+1)} U^{(j)}$$

$$R^{(j+1)} = \varepsilon_{14}^{(j+1)} X^{(j+1)} + \varepsilon_{12}^{(j+1)} Z^{(j+1)} - 2\varepsilon_{13}^{(j+1)} U^{(j)}$$

$$S^{(j+1)} = \varepsilon_{15}^{(j+1)} \left( -\zeta_{7}^{(j+1)} V^{(j+1)} - \zeta_{9}^{(j+1)} W^{(j)} - \zeta_{10}^{(j+1)} R^{(j)} + \zeta_{14}^{(j+1)} S^{(j)} \right)$$
(3.58)

όταν το j είναι άρτιος αριθμός.

$$X^{(j+1)} = \zeta_{11}^{(j+1)} V^{(j)} + \zeta_{15}^{(j+1)} W^{(j)} - \zeta_{7}^{(j+1)} R^{(j)} + \zeta_{9}^{(j+1)} S^{(j)}$$
  

$$Z^{(j+1)} = \zeta_{8}^{(j+1)} V^{(j)} - \zeta_{7}^{(j+1)} W^{(j)} + \zeta_{12}^{(j+1)} R^{(j)} + \zeta_{10}^{(j+1)} S^{(j)}$$
(3.59)

ΥΛΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH

Η *Εξ.* 3.55 εφαρμόζεται για τα m-1 οριζόντια στρώματα, ενώ λαμβάνοντας υπόψη τις εδαφικές παραμέτρους του ημιχώρου, η τελική τιμή της συνάρτησης διασποράς δίνεται από τη σχέση (Schwab and Knopoff, 1972) :

$$F(\omega, c_{R}) = \begin{bmatrix} U^{(m-1)} & V^{(m-1)} & W^{(m-1)} & R^{(m-1)} & S^{(m-1)} & -U^{(m-1)} \end{bmatrix} \cdot \\ \begin{bmatrix} 0 \\ -\sqrt{(1-c_{R}^{2}/Vp_{m}^{2}} & \sqrt{(1-c^{2}/Vs_{m}^{2}} \\ -\sqrt{(1-c_{R}^{2}/Vs_{m}^{2}} & \sqrt{(1-c^{2}/Vs_{m}^{2}} \\ 0 \end{bmatrix} \cdot \frac{(-1)^{m-1}\rho_{1}^{2}c_{R}^{2}}{\gamma_{m}r_{pm}r_{pm}\rho_{m}^{2}Vp_{m}^{2}} \quad \gamma \alpha \ m \ \dot{\alpha}\rho\tau io \\ \begin{bmatrix} 0 \\ \sqrt{(1-c_{R}^{2}/Vs_{m}^{2}} \\ 0 \end{bmatrix} \cdot \frac{(-1)^{m-1}\rho_{1}^{2}c_{R}^{2}}{\gamma_{m}r_{pm}r_{pm}r_{pm}\rho_{m}^{2}Vp_{m}^{2}} \quad \gamma \alpha \ m \ \pi \varepsilon \rho i\tau \sigma \phi \\ \sqrt{(1-c_{R}^{2}/Vp_{m}^{2}} & \sqrt{(1-c_{R}^{2}/Vs_{m}^{2}} \\ -\sqrt{(1-c_{R}^{2}/Vp_{m}^{2}} & \sqrt{(1-c_{R}^{2}/Vs_{m}^{2}} \\ 0 \end{bmatrix} \cdot \frac{(-1)^{m-1}\rho_{1}^{2}c_{R}^{2}}{\gamma_{m}r_{pm}r_{pm}r_{pm}\rho_{m}^{2}Vp_{m}^{2}} \quad \gamma \alpha \ m \ \pi \varepsilon \rho i\tau \sigma \phi \quad (3.60)$$

# 3.4. ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΤΩΝ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ

Η διαδικασία της αντιστροφής αποτελεί το πρόβλημα προσδιορισμού των παραμέτρων του εδαφικού μοντέλου από τις καμπύλες διασποράς. Στο ευθύ πρόβλημα οι εδαφικές παράμετροι χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό των θεωρητικών καμπυλών διασποράς ενώ, στη διαδικασία της αντιστροφής, τα σεισμικά δεδομένα (πειραματικές καμπύλες διασποράς) χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση των παραμέτρων του εδαφικού μοντέλου.

Ο ακριβής προσδιορισμός των πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς αποτελεί σημαντικό κομμάτι στην ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων, ωστόσο, η αντιστροφή τους είναι η διαδικασία εκείνη που θα επηρεάσει κατά κύριο λόγο την ορθότητα της τελικής λύσης. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο μεγάλο πλήθος των πιθανών μοντέλων που αναπαράγουν τις πειραματικές καμπύλες διασποράς. Έτσι, η επιλογή της κατάλληλης τεχνικής αντιστροφής και κυρίως η κρίση των αποτελεσμάτων ίσως είναι το κλειδί για την επιτυχία.

Για τον λόγο αυτό, στην παρούσα εργασία αναπτύχθηκαν και εφαρμόστηκαν (μεμονωμένα ή σε συνδυασμό) διάφορες τεχνικές αντιστροφής, οι οποίες και περιγράφονται στην παράγραφο αυτή από τις απλούστερες προς τις πιο σύνθετες. Ειδικότερα, αναλύεται η ευαισθησία των καμπυλών διασποράς στις παραμέτρους του μοντέλου, καθορίζεται το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων του προβλήματος και περιγράφονται οι τεχνικές προσδιορισμού του Ιακωβιανού πίνακα. Ακολούθως, αναλύεται η μεθοδολογία αντιστροφής χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων χωρίς περιορισμούς και η ανάλυση πινάκων SVD, πραγματοποιείται στάθμιση με τα σφάλμα των μετρήσεων ή/και τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα, ενώ εισάγονται έννοιες για την αντιστροφή με απόσβεση, με εξομάλυνση και με σταθμισμένη εξομάλυνση. Τέλος, περιγράφεται η μεθοδολογία αντιστροφής κατά την οποία πραγματοποιείται ελαχιστοποίηση του αθροίσματος της απόλυτης τιμής των διαφορών (νόρμα L<sub>1</sub>) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς.

# 3.4.1. Ανάλυση της ευαισθησίας της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς στις εδαφικές παραμέτρους

Κάθε μια εδαφική παράμετρος επηρεάζει την καμπύλη διασποράς σε διαφορετικό βαθμό. Έτσι, μια εδαφική παράμετρος μπορεί να εξαιρεθεί από τη διαδικασία της αντιστροφής αν επηρεάζει πολύ λίγο την καμπύλη διασποράς, σε ένα συγκεκριμένο εύρος συχνοτήτων. Σε αυτή την ενότητα εκτιμάται η συνεισφορά κάθε εδαφικής παραμέτρου στον προσδιορισμό της ταχύτητας φάσης των κυμάτων Rayleigh, έτσι ώστε να καθοριστούν οι

εδαφικές παράμετροι που μπορούν να προσδιοριστούν με ικανοποιητική ακρίβεια από μια διαδικασία αντιστροφής.

Η μελέτη για την ευαισθησία της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς στις εδαφικές παραμέτρους ενός οριζόντια στρωματωμένου μέσου, έχει πραγματοποιηθεί από τους Xia et al (1999a) για εύρος συχνοτήτων από 5 Hz έως 30 Hz. Στην παρούσα εργασία, μελετάται η ευαισθησία της θεμελιώδους και των 2 καμπυλών διασποράς ανώτερης τάξης, στις παραμέτρους του ίδιου μοντέλου, για συχνότητες από 5 Hz έως 50 Hz. Οι παράμετροι του προς εξέταση μοντέλου παρατίθενται στον Πίνακα 3.3.

Α/α στρωμάτων	Vs (m/sec)	Vp (m/sec)	ρ (gr/cm³)	H (m)
1	194,0	650,0	1,82	2,0
2	270,0	750,0	1,86	2,3
3	367,0	1400,0	1,91	2,5
4	485,0	1800,0	1,96	2,8
5	603,0	2150,0	2,02	3,2
6	740,0	2800,0	2,09	άπειρο

Πίνακας 3.3: Παράμετροι του εδαφικού μοντέλου (Xia et al, 1999a).

Οι τροποποιήσεις που πραγματοποιήθηκαν στις εδαφικές παραμέτρους ήταν:

- Αύξηση και ελάττωση του πάχους των στρωμάτων κατά 25%.
- Αύξηση και ελάττωση της ταχύτητας Vp κατά 25%.
- Αύξηση και ελάττωση της ταχύτητας Vs κατά 25%.
- Αύξηση και ελάττωση της πυκνότητας κατά 25%.
- Ελάττωση της πυκνότητας των στρωμμάτων 1 και 2 κατά 25% και αύξηση της πυκνότητας των στρωμάτων 3 – 6 κατά 25%.

Η αποτίμηση της ευαισθησίας των καμπυλών διασποράς σε κάθε παράμετρο πραγματοποιήθηκε με την εκατοστιαία απόλυτη διαφορά των καμπυλών διασποράς του τροποποιημένου μοντέλου σε σχέση με την αντίστοιχη καμπύλη του αρχικού μοντέλου. Στον Πίνακα 3.4 συνοψίζονται τα αποτελέσματα της ανάλυσης της ευαισθησίας των παραμέτρων του εν λόγω μοντέλου, ενώ στα Σχήματα 3.2, 3.3 και 3.4, απεικονίζεται η θεμελιώδης και οι ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς, αντίστοιχα, για κάθε μια τροποποίηση του μοντέλου (εκτός από την αύξηση και μείωση της πυκνότητας κατά 25% που έδωσαν σχεδόν μηδενικές διαφορές).

Τροποποιήσεις μοντέλου	Θεμελιώδης (%)	1 <sup>ης</sup> τάξης (%)	2 <sup>ης</sup> τάξης (%)	Μέση τιμή <sup>‡‡</sup> (%)
Αύξηση του πάχους κατά 25% (Η+25%)	11.84	11.07	13.12	11.92
Μείωση του πάχους κατά 25% (Η-25%)	21.39	16.60	19.93	19.48
Αύξηση της ταχύτητας Vp κατά 25% (Vp+25%)	1.21	1.72	0.86	1.29
Μείωση της ταχύτητας Vp κατά 25% (Vp-25%)	3.59	3.30	2.10	3.10
Αύξηση της ταχύτητας Vs κατά 25% (Vs+25%)	40.93	36.96	41.52	39.78
Μείωση της ταχύτητας Vs κατά 25% (Vs-25%)	35.31	34.43	36.90	35.43
Αύξηση της πυκνότητας κατά 25% (ρ+25%)	0.002	0.001	0.002	0.002
Μείωση της πυκνότητας κατά 25% (ρ-25%)	0.004	0.002	0.003	0.003
Μείωση και αύξηση κατά 25% της πυκνότητας των στρωμάτων 1 – 2 και 3 – 6, αντίστοιχα	6.40	6.21	0.66	4.84

Πίνακας 3.4: Σύνοψη των αποτελεσμάτων ανάλυσης της ευαισθησίας των παραμέτρων του μοντέλου του Πίνακα 3.3.



Σχήμα 3.2: Θεμελιώδης καμπύλη διασποράς του αρχικού (True) και των τροποποιημένων μοντέλων.



**Σχήμα 3.3:** Καμπύλη διασποράς 1<sup>ης</sup> ανώτερης τάξης του αρχικού (True) και των τροποποιημένων μοντέλων.

<sup>&</sup>lt;sup>‡‡</sup> Μέση σταθμισμένη με τον αριθμό των σημείων κάθε καμπύλης διασποράς



**Σχήμα 3.4:** Καμπύλη διασποράς 2<sup>ης</sup> ανώτερης τάξης του αρχικού (True) και των τροποποιημένων μοντέλων.

Αυξάνοντας τις ταχύτητες των S – κυμάτων του μοντέλου κατά 25 % παρατηρείται μια μέγιστη διαφορά στην τιμή της ταχύτητας φάσης της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς περίπου 250 m/s στην συχνότητα των 22 Hz ή μια σχετική μεταβολή της τάξης του 41 % στην ταχύτητα φάσης της καμπύλης αυτής. Γενικότερα, παρατηρείται ότι η καμπύλη διασποράς είναι πιο ευαίσθητη στην μεταβολή της ταχύτητας των S – κυμάτων απ' ότι στις υπόλοιπες εδαφικές παραμέτρους.

Η ταυτόχρονη αύξηση ή μείωση της πυκνότητας σε όλα τα στρώματα κατά 25% (που αντιστοιχεί περίπου σε ± 0,5 g/cm<sup>3</sup>) επέφερε σχεδόν μηδενικές διαφορές σε όλες τις καμπύλες διασποράς ενώ, με μείωση και αύξηση κατά 25% της πυκνότητας των στρωμάτων 1 – 2 και 3 – 6, αντίστοιχα, η διαφοροποίηση των καμπυλών διασποράς δεν υπερβαίνει το 6.4%.

Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh επηρεάζεται πολύ λιγότερο από την μεταβολή στην ταχύτητα των P – κυμάτων από ότι από την μεταβολή στην πυκνότητα. Η μείωση στην ταχύτητα των P – κυμάτων κατά 25 % επιφέρει μια μέγιστη διαφορά στην τιμή της ταχύτητας φάσης της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς μικρότερη από 31 m/s στα 20 Hz, ή μια μέση σχετική μεταβολή σε όλες τις καμπύλες διασποράς της τάξης του 3.1 %. Επομένως, σημαντικές μεταβολές στην ταχύτητα των P – κυμάτων P – κυμάτων P – κυμάτων της ταχύτητα των σχετική τα το την ταχύτητα των P – κυμάτως στην ταχύτητα τως P το ταχύτητα τως P το ταχύτητα τως P το ταχύτητα τως P το ταχύτητας φάσης της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς μικρότερη από 31 m/s στα 20 Hz, ή μια μέση σχετική μεταβολή σε όλες τις καμπύλες διασποράς της τάξης του 3.1 %.

Τέλος, η μείωση του πάχους των στρωμάτων κατά 25 % επιφέρει μια μέση σχετική μεταβολή σε όλες τις καμπύλες διασποράς περίπου ίσο με 20 %. Ωστόσο, η επίδραση του πάχους των στρωμάτων πάνω στις ταχύτητες φάσης των κυμάτων Rayleigh είναι δυνατό να ελαχιστοποιηθεί διαιρώντας το υπέδαφος σε όλο και πιο λεπτά στρώματα (Xia et al, 1999a).

Βασισμένοι στην ανάλυση αυτής της ενότητας, συμπεραίνεται ότι, για το συγκεκριμένο παράδειγμα, ο λόγος του ποσοστού μεταβολής στην ταχύτητα φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh προς το ποσοστό της μεταβολής στην ταχύτητα των S – κυμάτων, το πάχος των στρωμάτων, την πυκνότητα και την ταχύτητα των P – κυμάτων είναι 1.59, 0.78, 0.19, και 0.12, αντίστοιχα.

Η ταχύτητα των S – κυμάτων είναι η παράμετρος εκείνη που επηρεάζει στο μέγιστο βαθμό την καμπύλη διασποράς των κυμάτων Rayleigh για το συγκεκριμένο μοντέλο σε ένα εύρος συχνοτήτων 5 – 50 Hz, γεγονός το οποίο αποτελεί το βασικό κίνητρο για την επιλογή της ταχύτητας των S – κυμάτων ως την εδαφική παράμετρο που θα προσδιοριστεί από μια διαδικασία αντιστροφής των καμπυλών διασποράς των κυμάτων Rayleigh. Η ανάλυση που παρουσιάστηκε σε αυτήν την ενότητα είναι βασισμένη σε ένα απλό εδαφικό μοντέλο. Ωστόσο, τα αριθμητικά αποτελέσματα σε περισσότερες από 100 δοκιμές συμφωνούν με το συμπέρασμα αυτό (Xia et al., 1999a).

Συνοψίζοντας, μια λάθος εκτίμηση της ταχύτητας των Ρ – κυμάτων ή της πυκνότητας των πετρωμάτων της τάξεως του 25 % επιφέρει μια διαφορά μεταξύ της προσδιοριζόμενης και της πραγματικής καμπύλης διασποράς μικρότερη από 5 %. Η πυκνότητα των σχηματισμών είναι δυνατό να προσδιοριστεί με ακρίβεια καλύτερη από 25 % σε πραγματικές συνθήκες. Για το λόγο αυτό, η πυκνότητα μπορεί να θεωρηθεί ως γνωστή παράμετρος στη διαδικασία αντιστροφής. Επίσης, είναι δυνατό να πραγματοποιηθούν εκτιμήσεις της ταχύτητας των P - κυμάτων με ακρίβεια ± 25 % σε σχέση με τις πραγματικές τιμές. Επομένως, και η ταχύτητα των Ρ – κυμάτων θεωρείται επίσης γνωστή στην διαδικασία αντιστροφής. Επειδή το υπέδαφος μπορεί πάντα να υποδιαιρεθεί σε λογικό αριθμό (ισοπαχών ή ανισοπαχών) στρωμάτων, κάθε ένα από τα οποία θα έχει σταθερή ταχύτητα των S – κυμάτων, το πάχος δεν εισάγεται ως μεταβλητή στην διαδικασία αντιστροφής. Έτσι, μόνο οι ταχύτητες των S – κυμάτων θεωρούνται ως άγνωστοι. Με αυτές τις προϋποθέσεις, ελαττώνεται ο αριθμός των αγνώστων στην συνάρτηση διασποράς από 4m – 1 (όπου m είναι ο αριθμός των στρωμάτων) σε m ενώ, διασφαλίζεται η αποτελεσματικότητα και η σταθερότητα της διαδικασίας σύγκλισης των θεωρητικών και πειραματικών καμπυλών διασποράς.

## 3.4.2. Καθορισμός του συστήματος γραμμικών εξισώσεων

Η διαδικασία αντιστροφής των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων αποτελεί ένα πρόβλημα επίλυσης πολύπλοκων μη – γραμμικών εξισώσεων. Θεωρώντας ότι η συνάρτηση διασποράς μεταβάλλεται γραμμικά πολύ κοντά στις ρίζες της (καμπύλες διασποράς), το πρόβλημα αυτό μπορεί να προσεγγιστεί από ένα σύστημα γραμμικών εξισώσεων (linearization of non-linear problem) (Menke, 1984, Tarantola, 1987).

Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh, c<sub>R</sub>, για οριζόντια στρωμματωμένο μέσο προσδιορίζεται από την εξίσωση διασποράς F στην μη γραμμική και πεπλεγμένη της μορφή :

$$F(f_i, c_{Rik}, Vs, Vp, \rho, h) = 0 \qquad (i = 1, 2, 3, ..., n)$$
(3.61)

όπου f<sub>i</sub> είναι η συχνότητα σε Hz, c<sub>Rik</sub> είναι η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh για τη συχνότητα f<sub>i</sub> του k τρόπου διάδοσης (mode) των κυμάτων αυτών,  $Vs = (Vs_1, Vs_2, ..., Vs_m)^T$  είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των S – κυμάτων, με Vs<sub>j</sub> την ταχύτητα των S – κυμάτων του j στρώματος (j =1, 2, ..., m), m είναι ο αριθμός των στρωμάτων,  $Vp = (Vp_1, Vp_2, ..., Vp_m)^T$  είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των P – κυμάτων, με Vp<sub>j</sub> την ταχύτητα των P – κυμάτων του j στρώματος,  $p = (p_1, p_2, ..., p_m)^T$  είναι το διάνυσμα των παχυτήτων των P – κυμάτων, με Vp<sub>j</sub> την ταχύτητα των P – κυμάτων του j στρώματος,  $p = (p_1, p_2, ..., p_m)^T$  είναι το διάνυσμα των παχώτητα των P – κυμάτων, με Vp<sub>j</sub> την ταχύτητα των P – κυμάτων του j στρώματος,  $p = (p_1, p_2, ..., p_m)^T$  είναι το διάνυσμα των πυκνοτήτων, με ρ<sub>j</sub> την πυκνότητα του j στρώματος και  $h = (h_1, h_2, ..., h_{m-1})$  είναι το διάνυσμα των παχών των στρωμάτων, με h<sub>j</sub> το πάχος του j στρώματος. Για μια ομάδα παραμέτρων του μοντέλου (Vs, Vp, ρ, και h), οι ρίζες τις *Eξ*. 3.61 σε κάθε συχνότητα (f<sub>i</sub>) αντιστοιχούν στις θεωρητικές καμπύλες διασποράς (θεμελιώδης και ανώτερης τάξης) των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Εφόσον ο αντικειμενικός στόχος είναι ο μηδενισμός της συνάρτησης διασποράς, η ταχύτητα φάσης, c<sub>Rik</sub>, του k τρόπου διάδοσης για μια δεδομένη συχνότητα i είναι δυνατό να εκφραστεί ως συνάρτηση των ταχυτήτων των S-κυμάτων και κάποιων σταθερών όρων (Vp, ρ και h) σύμφωνα με τη σχέση:

$$c_{Rik} = f(Vs_1, Vs_2, \dots, Vs_m, \{Vp_{1,2,\dots,m}, \rho_{1,2,\dots,m}, h_{1,2,\dots,m}\})$$
(3.62)

١

Υπό την προϋπόθεση ότι η συνάρτηση διασποράς μεταβάλλεται γραμμικά πολύ κοντά στις ρίζες της (καμπύλες διασποράς), η *Εξ.* 3.62 είναι δυνατό να προσεγγιστεί χωρίς σημαντικό σφάλμα από τον πρώτο όρο της σειράς Taylor με ανάλυση ως προς την μεταβλητή Vs. Όπως αναφέρθηκε και στην προηγούμενη παράγραφο (§ 3.4.1), λόγω του ότι η μέγιστη μεταβολή της c<sub>Rik</sub> επιφέρεται από τη μεταβολή των ταχυτήτων Vs<sub>j</sub> (j = 1,2,...m) οι ποσότητες { $Vp_{1,2,..m}$ ,  $p_{1,2,..m}$ } στην *Εξ.* 3.62 θεωρούνται σταθερές. Έτσι, ο πρώτος όρος του αναπτύγματος της σειράς Taylor της *Εξ.* 3.62 για έναν συγκεκριμένο τρόπο διάδοσης (k) μπορεί να εκφραστεί συναρτήσει της *Vs* στην γειτονιά ενός αρχικού μοντέλου (*Vs*<sup>θ</sup>) από σχέση:

$$c_{Ri} - c_{Ri}^{0} = \sum_{j=1}^{m} \frac{\partial c_{Ri}}{\partial V s_{j}} \bigg|_{\substack{V_{s1} = V_{s1}^{0} \\ V_{s2} = V_{s2}^{0} \\ \cdots \\ V_{sm} = V_{sm}^{0}}} \cdot (V s_{j} - V s_{j}^{0})$$
(3.63)

όπου  $c_{Ri}$  είναι η τιμή της ταχύτητας φάσης της πειραματικών καμπυλών διασποράς (του k τρόπου διάδοσης) για την συχνότητα i,  $c_{Ri}^0$  είναι η τιμή της ταχύτητας φάσης στην καμπύλη διασποράς (του k τρόπου διάδοσης) που προέκυψε από ένα αρχικό μοντέλο για την συχνότητα i,  $Vs_j^0$  είναι η ταχύτητα διάδοσης των S-κυμάτων του αρχικού μοντέλου, ενώ η μερική παράγωγος της ταχύτητας φάσης ως προς την μεταβλητή Vs υπολογίζεται για τις τιμές που λαμβάνει η μεταβλητή αυτή στο αρχικό μοντέλο. Η *Εξ.* 3.63 στην διανυσματική της μορφή εκφράζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} = \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} \tag{3.64}$$

όπου  $\Delta c_R = c_R - c_R^0$ , εκφράζει το διάνυσμα των διαφορών ανάμεσα στις (n) τιμές της ταχύτητας φάσης που προκύπτουν από τα σεισμικά δεδομένα (θεμελιώδης ή/και ανώτερης τάξης πειραματικές καμπύλες διασποράς) και τις τιμές της ταχύτητας φάσης από ένα εδαφικό μοντέλο,  $\Delta Vs = Vs - Vs^0$ , εκφράζει το διάνυσμα της διόρθωσης που θα πρέπει να πραγματοποιηθεί στις τιμές των ταχυτήτων των S – κυμάτων στα m εδαφικά στρώματα του εδαφικό μοντέλου, έτσι ώστε οι τιμές της ταχύτητας φάσης που προκύπτουν από τα σεισμικά δεδομένα (θεμελιώδης), ότοι θα πρέπει να πραγματοποιηθεί στις τιμές των ταχυτήτων των S – κυμάτων στα m εδαφικά στρώματα του εδαφικού μοντέλου, έτσι ώστε οι τιμές της ταχύτητας φάσης που προκύπτουν από τα σεισμικά δεδομένα να ταυτιστούν με τις τιμές της ταχύτητα φάσης που προκύπτουν από το εδαφικό μοντέλο για κάθε συχνότητα και κάθε τρόπο διάδοσης. Τέλος, J είναι ο Ιακωβιανός πίνακας της *Εξ. 3.64*, διαστάσεων (n x m), ο οποίος είναι δυνατό να προσδιοριστεί έμμεσα από τις μερικές παραγώγους της συνάρτησης διασποράς ως προς την ταχύτητα φάσης και την ταχύτητα Vs, σύμφωνα με τη σχέση:

$$\mathbf{J} = \frac{\partial \mathbf{c}_{\mathbf{R}}}{\partial \mathbf{V}\mathbf{s}} = -\frac{\frac{\partial F}{\partial \mathbf{V}\mathbf{s}}}{\frac{\partial F}{\partial \mathbf{c}_{\mathbf{R}}}}$$
(3.65)

Στην περίπτωση αντιστροφής περισσότερων από μια καμπύλες διασποράς το πλήθος των γραμμικών εξισώσεων ορίζεται από το άθροισμα των πειραματικών δεδομένων (ταχύτητα φάσης) όλων των καμπυλών διασποράς.

Ο προσδιορισμός της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στις συχνότητες f<sub>i</sub> (i = 1, 2, ...., n) για όλες τις καμπύλες διασποράς που προκύπτουν από ένα οριζόντια στρωματωμένο μοντέλο με δεδομένες τιμές των παραμέτρων του, πραγματοποιείται με την εύρεση των ριζών της συνάρτησης διασποράς, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Bisection (Press et al., 1992).

Η ακρίβεια των μερικών παραγώγων στον Ιακωβιανό πίνακα είναι το κλειδί για τον προσδιορισμό της μεταβολής των παραμέτρων του εδαφικού μοντέλου και επιδρά δραματικά στην σύγκλιση της διαδικασίας της αντιστροφής (Xia et al., 1999a). Στην επόμενη παράγραφο, περιγράφονται οι τρόποι προσδιορισμού του Ιακωβιανού πίνακα, με ιδιαίτερη βαρύτητα στην αριθμητική μέθοδο των διαφορών, η οποία και έχει χρησιμοποιηθεί στην παρούσα εργασία.

## 3.4.3. Υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα

Η αποτελεσματικότητα και η ακρίβεια των αποτελεσμάτων μιας διαδικασίας αντιστροφής εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την ακρίβεια υπολογισμού των μερικών παραγώγων της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συναρτήσει των παραμέτρων του μοντέλου (*Eξ. 3.65*). Ο υπολογισμός αυτών των μερικών παραγώγων είναι δυνατό να πραγματοποιηθεί χρησιμοποιώντας (α) αναλυτικές σχέσεις (Lai and Rix, 1998, Aki and Richards, 1980, Herrmann and Ammon, 2002, Schwab and Knopoff, 1972, Novotný et al., 2005, Cercato, 2007) ή (β) μεθόδους αριθμητικής παραγώγισης (Xia et al. 1999a, Forbriger, 2003a,b) καθώς και (γ) προσεγγιστικές μεθόδους προσδιορισμού του Ιακωβιανού πίνακα (Quasi-Newton).

Για τον αναλυτικό προσδιορισμό των μερικών παραγώγων χρησιμοποιούνται τεχνικές για την επίλυση της κυματικής εξίσωσης οριζόντια στρωμματωμένου μέσου υπό τις οριακές συνθήκες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Οι τεχνικές αυτές απαιτούν υπολογισμούς των ιδιοσυναρτήσεων (eigenfunctions) της κυματικής εξίσωσης και των παραγώγων τους, αλλά παράγουν πολύ σταθερές εκτιμήσεις των μερικών παραγώγων (Aki and Richards, 1980). Αντίθετα, λόγω του ότι είναι δυνατός ο υπολογισμός της συνάρτησης διασποράς, ο προσδιορισμός των μερικών παραγώγων της μπορεί να πραγματοποιηθεί χρησιμοποιώντας μεθόδους αριθμητικής παραγώγισης. Ο Cercato (2007) πραγματοποίησε συγκριτικές δοκιμές αναλυτικών και αριθμητικών μεθόδων προσδιορισμού των μερικών παραγώγων του Ιακωβιανού πίνακα και διαπίστωσε ότι και οι δύο μέθοδοι μπορούν να τις προσδιορίσουν με ικανοποιητική ακρίβεια. Οι Xia et al. (1999a) προτείνουν την αριθμητική μέθοδος του Ridder (Press et al., 1992) για τον προσδιορισμό των παραγώγων της συνάρτησης διασποράς. Σε άλλες γεωφυσικές μεθόδους (ηλεκτρική τομογραφία, μαγνητοτελλουρική μέθοδος) έχουν χρησιμοποιηθεί, επίσης, προσεγγιστικές μέθοδοι προσδιορισμού του Ιακωβιανού πίνακα (Quasi-Newton). Κάτι τέτοιο δεν έχει αναφερθεί μέχρι στιγμής στην αντιστροφή των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας έχουν υλοποιηθεί δύο διαφορετικές μεθοδολογίες για τον υπολογισμό των στοιχείων του Ιακωβιανού πίνακα. Η πρώτη μέθοδος αφορά στον αριθμητικό προσδιορισμό των παραγώγων αυτών χρησιμοποιώντας τις τιμές της συνάρτησης διασποράς που προκύπτουν από την μέθοδο Thomson – Haskell και την συλλογιστική που προτείνουν οι Xia et al. (1999a), ενώ η δεύτερη, στον υπολογισμό των προσεγγιστικών τιμών του Ιακωβιανού πίνακα χρησιμοποιώντας την μέθοδο Quasi-Newton (Broyden, 1965).

### 3.4.3.1. <u>ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΟΜSON - HASKELL</u>

Ο αριθμητικός προσδιορισμός των μερικών παραγώγων της συνάρτησης διασποράς βασίζεται στο γεγονός ότι είναι δυνατός ο υπολογισμός της τιμής της συνάρτησης αυτής, δεδομένων των παραμέτρων του μοντέλου και των τιμών της ταχύτητας φάσης για συγκεκριμένη συχνότητα διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Επομένως, χρησιμοποιώντας την ανάλυση κατά Taylor, η πρώτη παράγωγος της συνάρτησης διασποράς διασποράς υπολογίζεται, χωρίς σημαντικό σφάλμα, από την ακόλουθη σχέση:

$$F(x+x_0) = F(x) + x_0 \cdot \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{1}{2x_0^2} \cdot \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} + \frac{1}{6x_0^3} \cdot \frac{\partial^3 F}{\partial x^3} + \dots$$
(3.66)

όπου η μεταβλητή *x*, σύμφωνα με την *Εξ.* 3.65, αντιστοιχεί, είτε στην ταχύτητα φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (**c**<sub>R</sub>), είτε στην ταχύτητα διάδοσης των S-κυμάτων (**Vs**).

Αναλύοντας την συνάρτηση διασποράς έως τον πρώτο όρο της σειράς Taylor, προκύπτει η σχέση:

$$\frac{\partial F}{\partial x} \approx \frac{F(x+x_0) - F(x)}{x_0} \quad \text{orav } x_0 \to 0$$
(3.67)

Η πρώτη παράγωγος της συνάρτησης διασποράς μπορεί επίσης να υπολογιστεί από την συμμετρική μορφή της *Εξ. 3.67*, ως εξής:

$$\frac{\partial F}{\partial x} \approx \frac{F(x+x_0) - F(x-x_0)}{2x_0} \quad \text{orav} \quad x_0 \to 0$$
(3.68)

Η αριθμητική μέθοδος του Ridder για τον προσδιορισμό των παραγώγων μιας συνάρτησης, αναζητά τη σύγκλιση της λύσης όταν το  $x_0 \rightarrow 0$ , ως αποτέλεσμα των επαναληπτικών υπολογισμών των διακριτών διαφορών της *Eξ. 3.68*, με το  $x_0$  να παίρνει όλο και πιο μικρές τιμές σε κάθε επανάληψη. Με τη χρήση του αλγόριθμου του Neville (Press et al., 1992), κάθε νέος υπολογισμός (από κάθε επανάληψη) των διακριτών διαφορών χρησιμοποιείται για να υπολογιστεί μια πρόβλεψη (extrapolation) ενός ανώτερου όρου της σειράς Taylor, αλλά και για να διορθωθούν οι τιμές της παραγώγου που προκύπτουν από

τους προηγούμενους, μικρότερους όρους της σειράς Taylor, για μικρότερες όμως τιμές του  $x_0$ .

Γενικά, για τις μερικές παραγώγους πεπλεγμένων συναρτήσεων που προσδιορίζονται με την τεχνική των διακριτών διαφορών, η εκτίμηση της ακρίβειας των υπολογισμών μπορεί να μην είναι δυνατή. Ωστόσο, η ακρίβεια υπολογισμού της μερικής παραγώγου της συνάρτησης διασποράς ως προς την πυκνότητα είναι δυνατό να προσδιοριστεί, εφόσον η διεύθυνση του διανύσματος των μερικών παραγώγων της συνάρτησης διασποράς ως προς την πυκνότητα είναι δυνατό να προσδιοριστεί, εφόσον η διεύθυνση του διανύσματος των μερικών παραγώγων της συνάρτησης διασποράς ως προς την πυκνότητα είναι δυνατό να προσδιοριστεί, εφόσον η διεύθυνση του διανύσματος των μερικών παραγώγων της συνάρτησης διασποράς ως προς την πυκνότητα (**J**<sub>ρ</sub>) είναι κάθετη στο διάνυσμα της πυκνότητας (**ρ**) (Schwab and Knopoff, 1972). Μαθηματικά, αυτό σημαίνει ότι το εσωτερικό γινόμενο (dot production) των δύο διανυσμάτων θα είναι μηδενικό, σύμφωνα με τη σχέση:

$$\frac{\partial \mathbf{F}}{\partial \boldsymbol{\rho}} \circ \boldsymbol{\rho} = \mathbf{0}_{\$\$} \tag{3.69}$$

Επομένως, οι μερικές παράγωγοι που υπολογίζονται με τη μέθοδο του Ridder μπορούν να ελεγχθούν ως προς την ακρίβειά τους χρησιμοποιώντας την *Εξ. 3.69*. Σύμφωνα με τους Xia et al. (1999a), η εκτίμηση του Ιακωβιανού πίνακα σε ένα εύρος υψηλών συχνοτήτων (> 5 Hz) με τη μέθοδο του Ridder, αποτελεί μια σταθερή και διαδικασία ικανοποιητικής ακρίβειας για τις ανάγκες της αντιστροφής των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

### 3.4.3.2. <u>ΜΕΘΟΔΟΣ QUASI-NEWTON</u>

Η χρήση προσεγγιστικών μεθόδων προσδιορισμού του Ιακωβιανού πίνακα (Quasi-Newton) έχει αναφερθεί σε αντιστροφή σεισμικών (Guitton and Symes, 2003), μαγνητοτελλουρικών δεδομένων (Avdeeva and Avdeev, 2006, 2007, Sasaki, 2004) και κυρίως σε δεδομένα ηλεκτρικής τομογραφίας (Loke and Barker, 1996a&b, Loke and Dahlin, 1997, 2002, Christiansen and Auken, 2004). Ο κύριος στόχος της μεθοδολογίας αυτής είναι ο προσδιορισμός ενός προσεγγιστικού Ιακωβιανού πίνακα κατά την διαδικασία της αντιστροφής, προκειμένου να περιοριστεί ο συνολικός υπολογιστικός χρόνος, κυρίως όταν αντιστρέφεται μεγάλος αριθμός μετρήσεων.

Χρησιμοποιώντας την συμβατική μέθοδο Gauss-Newton σε μια διαδικασία αντιστροφής σε κάθε επανάληψη απαιτείται ο υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα. Η διαδικασία αυτή είναι χρονοβόρα και γι' αυτό έχει προταθεί η χρήση της μεθόδου Quasi – Newton (Broyden, 1965). Σύμφωνα με την μέθοδο αυτή, αντί για τον Ιακωβιανό πίνακα (J), υπολογίζεται και

<sup>&</sup>lt;sup>§§</sup> Το σύμβολο "°" υποδηλώνει εσωτερικό γινόμενο

χρησιμοποιείται μια προσέγγιση του πίνακα αυτού. Ο υπολογισμός του προσεγγιστικού Ιακωβιανού πίνακα (**B**) για την i+1 επανάληψη της διαδικασίας αντιστροφής προκύπτει από τη σχέση:

$$\mathbf{B}_{i+1} = \mathbf{B}_i + \mathbf{u}_i \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}_i^T$$
(3.70)

με

$$\mathbf{u}_{i} = \frac{\mathbf{\Delta}\mathbf{c}_{R} - \mathbf{B}_{i} \cdot \mathbf{\Delta}\mathbf{V}\mathbf{s}_{i}}{\mathbf{\Delta}\mathbf{V}\mathbf{s}_{i}^{T} \cdot \mathbf{\Delta}\mathbf{V}\mathbf{s}_{i}}$$
(3.71)

Ο πίνακας **B** θεωρείται προσέγγιση του Ιακωβιανού πίνακα εφόσον οι τιμές του για την i+1 επανάληψη τροποποιούνται σε σχέση με τις τιμές του ίδιου πίνακα της προηγούμενης επανάληψης. Είναι προφανές ότι για την πρώτη επανάληψη ο πίνακας αυτός δεν μπορεί να υπολογιστεί από την *Eξ. 3.70*. Συνήθως σε μια τέτοια περίπτωση ισχύει:

$$\mathbf{B}_1 = \mathbf{J}_1 \tag{3.72}$$

Σύμφωνα με τους Loke and Barker (1996a), αν και η μέθοδος Gauss-Newton συγκλίνει σε μικρότερο αριθμό επαναλήψεων, ο συνολικός χρόνος που απαιτείται για την σύγκλιση με την εφαρμογή της Quasi-Newton είναι μικρότερος, εφόσον ο αριθμός των πράξεων για τον υπολογισμό του προσεγγιστικού Ιακωβιανού πίνακα (**B**) είναι n<sup>2</sup>, έναντι των n<sup>3</sup> που απαιτούνται σε κάθε επανάληψη με την χρήση της μεθόδου Gauss-Newton.

### 3.4.4. Αντιστροφή χωρίς περιορισμούς

Η αντιστροφή των καμπυλών διασποράς χωρίς περιορισμούς αποτελεί την απλούστερη μορφή προβλήματος αντιστροφής και εστιάζεται στην απλή επίλυση ενός γραμμικού (ή γραμμικοποιημένου στην συγκεκριμένη περίπτωση) συστήματος εξισώσεων.

Θεωρώντας ότι οι μετρήσεις (πειραματικές καμπύλες διασποράς) συμπεριλαμβάνουν τυχαία ή συναφή σφάλματα ορίζεται ως αντικειμενική συνάρτηση η διαφορά μεταξύ υπολογισμένων και πειραματικών τιμών των καμπυλών διασποράς σύμφωνα με τη σχέση:

$$\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} = \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} + \mathbf{e} \tag{3.73}$$

ή καλύτερα:

$$\mathbf{e} = \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} \tag{3.74}$$

<sup>\*\*\*</sup> Το σύμβολο "•" υποδηλώνει πολλαπλασιασμό πινάκων ή διανυσμάτων

όπου οι τιμές του διανύσματος e (διαστάσεων m x 1) αντιστοιχούν: α) σε τυχαία ή/και συναφή σφάλματα των μετρήσεων, β) σε σφάλματα που οφείλονται στις παραμέτρους του μοντέλου (π.χ. θεώρηση των παραμέτρων h, Vp και p ως σταθερές) και γ) σε σφάλματα που προέρχονται από την αποκοπή των μεγαλύτερων όρων της σειράς Taylor και θεωρούνται αμελητέα όταν οι θεωρητικές καμπύλες διασποράς βρίσκονται πολύ κοντά στις αντίστοιχες πειραματικές και εφόσον η συνάρτηση διασποράς (*F*) συμπεριφέρεται γραμμικά κοντά στις πραγματικές της ρίζες.

Η αναζήτηση ελάχιστου της αντικειμενικής συνάρτησης (*Εξ. 3.74*) περιγράφεται από τη σχέση:

$$\min \|\mathbf{e}\|^{t} = \min \|\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}\|^{t}$$
(3.75)

όπου το σύμβολο || || ορίζει μέτρο του διανύσματος τάξης t. Για t = 2 (νόρμα L<sub>2</sub>) αναζητείται το ελάχιστο του αθροίσματος των τετραγώνων της αντικειμενικής συνάρτησης (μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων) και επομένως, η συνάρτηση ελαχιστοποίησης ορίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$q_{1} = \mathbf{e}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{e} = \left(\Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}\right)^{\mathrm{T}} \cdot \left(\Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}\right)$$
(3.76)

όπου ο εκθέτης "Τ" υποδηλώνει ανάστροφο πίνακα ή διάνυσμα. Η τιμή του *q*<sub>1</sub> γίνεται ελάχιστη όταν η πρώτη του παράγωγος σε σχέση με τους αγνώστους (ΔVs) μηδενίζεται (*Εξ.* 3.77).

$$\frac{\partial(q_1)}{\partial(\Delta \mathbf{V}\mathbf{s})} = \frac{\partial \left[ (\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s})^{\mathrm{T}} \cdot (\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}) \right]}{\partial(\Delta \mathbf{V}\mathbf{s})} = 0$$
(3.77)

Αναπτύσσοντας τον αριθμητή του διαφορικού της Εξ. 3.77 προκύπτει:

$$\frac{\partial \left[\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}}^{\mathbf{T}} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}}^{\mathbf{T}} \cdot \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} - \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}^{\mathbf{T}} \cdot \mathbf{J}^{\mathbf{T}} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} + \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}^{\mathbf{T}} \cdot \mathbf{J}^{\mathbf{T}} \cdot \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}\right]}{\partial (\Delta \mathbf{V} \mathbf{s})} = 0$$
(3.78)

Απλοποιώντας την Εξ. 3.78 προκύπτει το ακόλουθο σύστημα γραμμικών εξισώσεων:

$$\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} = \mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}} \tag{3.79}$$

Επιλύνοντας την Εξ. 3.79 ως προς το διάνυσμα των αγνώστων προκύπτει:

$$\Delta \mathbf{V}\mathbf{s} = \left(\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{J}\right)^{-1} \cdot \mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}} = \mathbf{H} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}}$$
(3.80)

Ο πίνακας  $\mathbf{H} = (\mathbf{J}^T \cdot \mathbf{J})^{-1} \cdot \mathbf{J}^T$  ονομάζεται γενικευμένος αντίστροφος και ουσιαστικά είναι ο πίνακας εκείνος που συσχετίζει γραμμικά τις παραμέτρους του μοντέλου με τις πειραματικές μετρήσεις.

Δεδομένου ότι η αντικειμενική συνάρτηση προέκυψε από μία μη γραμμική σχέση (*Εξ.* 3.62), το ελάχιστο της συνάρτησης αυτής προσδιορίζεται με επαναληπτική εφαρμογή της *Εξ.* 3.75. Ειδικότερα, οι παράμετροι του μοντέλου (Vs) προσδιορίζονται σε κάθε επανάληψη (k) από τη σχέση:

$$\mathbf{V}\mathbf{s}^{\mathbf{k}+1} = \mathbf{V}\mathbf{s}^{\mathbf{k}} + \Delta\mathbf{V}\mathbf{s}^{\mathbf{k}} \tag{3.81}$$

Είναι προφανές ότι η μεθοδολογία απαιτεί την ύπαρξη αρχικού μοντέλου ( $Vs^0$ ), γεγονός που την καθιστά ευάλωτη στην επιλογή του κατάλληλου αρχικού μοντέλου. Ένα άλλο μειονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι το γεγονός ότι η επαναληπτική διαδικασία μπορεί να τερματιστεί όταν προσδιοριστεί ένα τοπικό (αντί του ολικού) ελάχιστο της αντικειμενικής συνάρτησης. Τέλος, θα πρέπει να σημειωθεί ότι η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων είναι ευαίσθητη στην ύπαρξη ακραίων τιμών (outliers), δεδομένου ότι δίνει στις τιμές αυτές μεγαλύτερη βαρύτητα κατά την επίλυση του συστήματος των γραμμικών εξισώσεων. Για τους λόγους αυτούς, αρκετοί μελετητές έχουν χρησιμοποιήσει στοχαστικές μεθόδους (genetic algorithms, simulated annealing, Monte Carlo  $\kappa.\alpha.$ ) ελαχιστοποίησης της αντικειμενικής συνάρτησης (Roth and Holliger, 1999, Beaty at al., 2002, Yamanaka, 2005, Nagai et al., 2005, Lu and Zhang, 2007, DalMoro et al., 2007, Socco and Boeiro, 2008) προκειμένου, αφενός να υπερκεράσουν το πρόβλημα επιλογής κατάλληλου αρχικού μοντέλου και αφετέρου, να αντιμετωπίσουν προβλήματα που σχετίζονται με την εύρεση του ολικού ελάχιστου της αντικειμενικής συνάρτησης. Στην παρούσα εργασία (βλ. § 3.6.) παρουσιάζεται επίσης η μεθοδολογία αναζήτησης ελάχιστου της αντικειμενικής συνάρτησης (e) χρησιμοποιώντας ως κριτήριο το άθροισμα των απόλυτων τιμών (νόρμα L1) του διανύσματος της διαφοράς μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών μετρήσεων.

### 3.4.4.1. ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΙΔΙΟΤΙΜΩΝ (SVD)

Η ανάλυση του Ιακωβιανού πίνακα με την χρήση της τεχνικής SVD προσφέρει μεγάλα πλεονεκτήματα στην διαδικασία αντιστροφής. Η SVD αποτελεί μια μαθηματικά εύρωστη και υπολογιστικά σταθερή διαδικασία (Meju, 1994). Επιπλέον, παρέχει τη δυνατότητα εύκολου υπολογισμού χρήσιμων για την αντιστροφή πληροφοριών, όπως του πίνακα διακριτικής ικανότητας (resolution matrix) και του πίνακα συμμεταβλητότητας (covariance matrix).

Σύμφωνα με την παραγοντοποίηση της SVD, ο Ιακωβιανός πίνακας J (διαστάσεων n x m με n  $\ge$  m), είναι δυνατό να γραφεί ως ένα προϊόν γινομένου τριών πινάκων:

$$\mathbf{J} = \mathbf{U} \cdot \mathbf{\Lambda} \cdot \mathbf{V}^{\mathrm{T}} \tag{3.82}$$

Ο πίνακας U έχει διαστάσεις n x m, είναι ορθοκανονικός και περιλαμβάνει τα ιδιοδιανύσματα των δεδομένων. Ο πίνακας V έχει διαστάσεις m x m, είναι ορθοκανονικός και περιλαμβάνει τα ιδιοδιανύσματα των παραμέτρων του μοντέλου. Οι ιδιότητες των πινάκων U και V περιγράφονται από τις ακόλουθες σχέσεις (Press et al., 1992):

$$\mathbf{U}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{U} = \mathbf{I} \tag{3.83}$$

$$\mathbf{V}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{V} = \mathbf{V} \cdot \mathbf{V}^{\mathrm{T}} = \mathbf{I}$$
(3.84)

$$\mathbf{V}^{-1} = \mathbf{V}^{\mathrm{T}} \tag{3.85}$$

Τέλος, ο πίνακας Λ έχει διαστάσεις m x m, είναι διαγώνιος και περιλαμβάνει τις ιδιοτιμές του πίνακα J.

Αναλύοντας την Εξ. 3.80 χρησιμοποιώντας την SVD προκύπτει:

$$\Delta \mathbf{V}\mathbf{s} = \left[ \left( \mathbf{U} \cdot \mathbf{\Lambda} \cdot \mathbf{V}^{\mathrm{T}} \right)^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{U} \cdot \mathbf{\Lambda} \cdot \mathbf{V}^{\mathrm{T}} \right]^{-1} \cdot \left( \mathbf{U} \cdot \mathbf{\Lambda} \cdot \mathbf{V}^{\mathrm{T}} \right)^{\mathrm{T}} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}}$$
(3.86)

Πραγματοποιώντας τις πράξεις μεταξύ των πινάκων, χρησιμοποιώντας τις ιδιότητες που περιγράφονται στις *Εξ. 3.83* – 3.85 προκύπτει:

$$\Delta \mathbf{V}\mathbf{s} = \left(\mathbf{V} \cdot \mathbf{\Lambda}^{-1} \cdot \mathbf{U}^{\mathrm{T}}\right) \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}}$$
(3.87)

Επειδή ο πίνακας **Λ** είναι διαγώνιος, ο αντίστροφός του θα είναι ένας διαγώνιος πίνακας του οποίου τα στοιχεία θα είναι τα αντίστροφα των ιδιοτιμών (1/λ<sub>j</sub>). Το μόνο πρόβλημα που μπορεί να προκύψει κατά την επίλυση του γραμμικού συστήματος της *Eξ*. *3.87* είναι η περίπτωση που κάποια ή κάποιες ιδιοτιμές (λ<sub>j</sub>) είναι μηδενικές ή υπολογιστικά πολύ μικρές («ασθενώς ορισμένο» - ill-posed - πρόβλημα επίλυσης συστήματος γραμμικών εξισώσεων). Το πρόβλημα αυτό αντιμετωπίζεται εύκολα απλά εντοπίζοντας τις πολύ μικρές ιδιοτιμές (οι οποίες θεωρούνται ότι, είτε έχουν προκύψει από τα σφάλματα στρογγυλοποίησης, είτε προσεγγίζουν αυτά με αποτέλεσμα να μην είναι ικανές να μας δώσουν χρήσιμες πληροφορίες) και στη συνέχεια μηδενίζοντας τις αντίστοιχες τιμές 1 / λ<sub>j</sub> στον αντίστροφο πίνακα των ιδιοτιμών (Λ<sup>-1</sup>).

### 3.4.4.2. <u>ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ</u>

#### 3.4.4.2.1. <u>Στάθμιση με τη χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων</u>

Αποτελεί σχεδόν βέβαιο γεγονός ότι κάθε πειραματική διαδικασία είναι συνυφασμένη με την ύπαρξη σφαλμάτων στις πειραματικές μετρήσεις. Τα σφάλματα αυτά μεταφέρονται με τη σειρά τους στις παραμέτρους του μοντέλου που προσδιορίζονται από την διαδικασία αντιστροφής. Αν τα σφάλματα των μετρήσεων είναι γνωστά, τότε αυτά μπορεί αν εμπλακούν στην διαδικασία αντιστροφής προκειμένου η τελική λύση να είναι στατιστικά αποδεκτή.

Η εμπλοκή των σφαλμάτων αυτών πραγματοποιείται με τη στάθμιση των γραμμικών εξισώσεων αντιστρόφως ανάλογα με το σφάλμα κάθε μέτρησης. Υποθέτοντας ότι τα σφάλματα n μετρήσεων είναι στατιστικώς ασυσχέτιστα, ακολουθούν κανονική κατανομή με μηδενική μέση τιμή και τυπική απόκλιση σ<sub>i</sub> (i=1,2,...,n) (Lai et al., 2005), τότε ο διαγώνιος πίνακας:

$$\mathbf{W} = \begin{bmatrix} 1/\sigma_1 & & \\ & 1/\sigma_2 & \\ & & \cdots & \\ & & & 1/\sigma_n \end{bmatrix} = \sigma_i^{-1} \cdot \mathbf{I}$$
(3.88)

περιλαμβάνει τα βάρη στάθμισης των γραμμικών εξισώσεων (Meju, 1994).

Έτσι, η ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτησης, λαμβάνοντας υπόψη τα σφάλματα των μετρήσεων, οριοθετείται από τη σχέση:

$$q_{1} = (\mathbf{W} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{W} \cdot \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s})^{\mathrm{T}} \cdot (\mathbf{W} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{W} \cdot \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s})$$
(3.89)

και το αντίστοιχο σύστημα των γραμμικών εξισώσεων θα δίνεται από τη σχέση:

$$(\mathbf{W} \cdot \mathbf{J})^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{W} \cdot \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} = (\mathbf{W} \cdot \mathbf{J})^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{W} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}}$$
(3.90)

οπότε το διάνυσμα των αγνώστων προσδιορίζεται από την σχέση:

$$\Delta \mathbf{V}\mathbf{s} = \left[\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{W}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{W} \cdot \mathbf{J}\right]^{-1} \left(\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{W}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{W}\right) \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}}$$
(3.91)

Θέτοντας ως σταθμισμένο με τα σφάλματα των μετρήσεων το διάνυσμα των διαφορών Δc
<sub>p</sub> και τον Ιακωβιανό πίνακα Ĵ και χρησιμοποιώντας την ανάλυση SVD προκύπτει:

$$\mathbf{W} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} = \Delta \hat{\mathbf{c}}_{\mathbf{R}} \tag{3.92}$$

$$\mathbf{W} \cdot \mathbf{J} = \widehat{\mathbf{J}} = \widehat{\mathbf{U}} \cdot \widehat{\mathbf{\Lambda}} \cdot \widehat{\mathbf{V}}^{\mathrm{T}}$$
(3.93)

Επομένως, η επίλυση του σταθμισμένου με τα σφάλματα των μετρήσεων γραμμικού συστήματος εξισώσεων χρησιμοποιώντας την SVD, θα δίνεται από την σχέση

$$\Delta \mathbf{V}\mathbf{s} = \left(\widehat{\mathbf{V}} \cdot \widehat{\mathbf{\Lambda}}^{-1} \cdot \widehat{\mathbf{U}}^{\mathrm{T}}\right) \cdot \Delta \widehat{\mathbf{c}}_{\mathrm{R}}$$
(3.94)

#### 3.4.4.2.2. Στάθμιση με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα

Οι τιμές του Ιακωβιανού πίνακα καθορίζουν σε κάθε επανάληψη την βαρύτητα των γραμμικών εξισώσεων ή των παραμέτρων του μοντέλου στο αποτέλεσμα (τιμές διόρθωσης του μοντέλου  $\Delta V s^k$ ) της αντιστροφής. Με την στάθμιση της διαδικασίας αντιστροφής με το μέτρο (τετραγωνική ρίζα του αθροίσματος των τετραγώνων των τιμών) των στοιχείων της κάθε γραμμής του Ιακωβιανού πίνακα επιτυγχάνεται η ανάδειξη της επίδρασης των γραμμικών εξισώσεων (οι οποίες αντιστοιχούν σε διαφορετικά τμήματα των καμπυλών διασποράς) που έχουν μεγαλύτερη βαρύτητα στον υπολογισμό των παραμέτρων του μοντέλου (Xia et al., 1999a). Τα βάρη (*wj<sub>i</sub>*) της στάθμισης αυτής υπολογίζονται από την τετραγωνική ρίζα του αθροίσματος των τετραγώνων των τιμών του Ιακωβιανού πίνακα, σύμφωνα με την σχέση:

$$wj_i = \sqrt{\sum_{j=1}^{m} (J_{ij})^2}$$
 (3.95)

Η υλοποίηση της εν λόγω στάθμισης πραγματοποιείται ακριβώς με τον ίδιο φορμαλισμό που επιτυγχάνεται και η στάθμιση με την χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων με την μόνη διαφορά ότι ο πίνακας στάθμισης (W – *Εξ. 3.88*) δίνεται από τη σχέση:

$$\mathbf{W} = w \boldsymbol{j}_i \cdot \mathbf{I} \tag{3.96}$$

Η εν λόγω σταθμισμένη αντιστροφή είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί συνδυαστικά με την στάθμιση με την χρήση των σφαλμάτων των μετρήσεων χρησιμοποιώντας για τον υπολογισμό του πίνακα στάθμισης την σχέση:

$$\mathbf{W} = \sigma_i^{-1} \cdot w j_i \cdot \mathbf{I} \tag{3.97}$$

# 3.4.5. Αντιστροφή υπό περιορισμούς

Η αναγκαιότητα εισαγωγής περιορισμών στην αντιστροφή έγκειται α) στην προσπάθεια σταθεροποίησης της διαδικασίας αντιστροφής, β) στην προσπάθεια εισαγωγής a-priori πληροφοριών στην διαδικασία αντιστροφής (π.χ. από γεωτρήσεις ή αποτελέσματα άλλων γεωφυσικών μεθόδων) και γ) στον έλεγχο των τελικών αποτελεσμάτων της αντιστροφής.

Η αντιστροφή συστημάτων εξισώσεων που έχουν προκύψει από την γραμμικοποίηση μη γραμμικών συστημάτων γραμμικών εξισώσεων είναι μια διαδικασία η οποία πολλές φορές μπορεί να χαρακτηριστεί ως ασθενώς ορισμένη (ill posed) (Tarantola, 1987). Ακόμη ένα μειονέκτημα της αντιστροφής πειραματικών μετρήσεων που περιλαμβάνουν σφάλματα είναι η ύπαρξη τοπικών ελάχιστων, άλλες φορές κοντά και άλλες μακριά από την περιοχή του ολικού ελάχιστου της αντικειμενικής συνάρτησης.

Για τον περιορισμό του αριθμού των πιθανών λύσεων ή/και τον προσδιορισμό ενός λογικά αποδεκτού αποτελέσματος που να προσεγγίζει την πραγματική λύση, καθώς επίσης και για την σταθεροποίηση της διαδικασίας αντιστροφής, συνήθως εισάγονται περιορισμοί στην ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτησης.

Για την ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτησης e υπό τους περιορισμούς A, B, ..., R, χρησιμοποιώντας την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, το πρόβλημα οριοθετείται βρίσκοντας το ελάχιστο της συνάρτησης:

$$\Phi = q_1 + a^2 q_A + b^2 q_B + \dots + r^2 q_R \tag{3.98}$$

όπου τα  $q_A$ ,  $q_B$ , ...,  $q_R$  είναι το άθροισμα των τετραγώνων του υπόλοιπου επίλυσης των γραμμικών εξισώσεων των περιορισμών A, B, ..., R, αντίστοιχα, τα a, b, ..., r είναι πολλαπλασιαστές Lagrange που εισάγονται στην συνάρτηση ελαχιστοποίησης (Φ) προκειμένου να προσδώσουν διαφορετική βαρύτητα κάθε περιορισμό σε σχέση με την βαρύτητα του αρχικού γραμμικού συστήματος. Οι περιορισμοί, ουσιαστικά εισάγουν επιπλέον γραμμικές εξισώσεις στο αρχικό σύστημα εξισώσεων. Ο τρόπος προσδιορισμού των πολλαπλασιαστών αυτών αναλύεται σε ακόλουθη παράγραφο (§ 3.5.2.) της παρούσας εργασίας.

Ακολούθως, περιγράφονται οι περιορισμοί και τα αντίστοιχα γραμμικά τους συστήματα που έχουν υλοποιηθεί, στα πλαίσια της εργασίας αυτής, στην διαδικασία αντιστροφής. Στο τέλος της παραγράφου αυτής, περιγράφεται το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων που προκύπτει από την συνάρτηση ελαχιστοποίησης (*Εξ.* 3.76).

## 3.4.5.1. <u>ΔΙΑΤΗΡΗΣΗ Α-PRIORΙ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ</u>

Αν σε μια διασκόπηση με την μέθοδο ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων υπάρχουν διαθέσιμες πληροφορίες σχετικά με την ταχύτητα διάδοσης των S-κυμάτων (Vs) σε κάποιον ή κάποιους σχηματισμούς της περιοχής μελέτης. Προφανώς, θα ήταν επιθυμητή η εύρεση της ταχύτητας Vs των στρωμάτων του μοντέλου εκείνου που ελαχιστοποιεί το μέτρο της διαφοράς μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς, ενώ ταυτόχρονα διατηρείται αμετάβλητη η ταχύτητα Vs στους σχηματισμούς για τους οποίους υπάρχει a-priori πληροφορία. Ένα τέτοιο πρόβλημα μπορεί να οριστεί ως εξής (Meju, 1994):

«Με δεδομένο ένα πεπερασμένο αριθμό ανακριβών<sup>†††</sup> μετρήσεων, να βρεθεί από όλα τα πιθανά μοντέλα (λόγω σφαλμάτων των μετρήσεων και του μοντέλου) αυτό που αναπαράγει τις πειραματικές μετρήσεις και ταυτόχρονα ικανοποιεί τις αξιόπιστες εκτιμήσεις των παραμέτρων του μοντέλου»

Ένα τέτοιος περιορισμός μπορεί να εκφραστεί από το ακόλουθο γραμμικό σύστημα:

$$\begin{bmatrix} s_1 & & & \\ & s_2 & & \\ & & & \ddots & \\ & & & & s_m \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} Vs_1 \\ Vs_2 \\ \vdots \\ Vs_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} V_1 \\ V_2 \\ \vdots \\ V_m \end{bmatrix}$$
(3.99)

όπου το s<sub>i</sub> (i = 1, 2, ..., m) λαμβάνει μοναδιαία τιμή (1) αν διατηρείται αμετάβλητη η τιμή της ταχύτητας του i στρώματος και ίση με την τιμή  $V_i$  του διανύσματος στην δεξιά πλευρά της *Εξ.* 3.99. Σε αντίθετη περίπτωση, για να προσδιοριστεί η ταχύτητα Vs για το στρώμα i από την αντιστροφή, τα αντίστοιχα s<sub>i</sub> και  $V_i$  λαμβάνουν μηδενικές τιμές.

Το ίδιο αποτέλεσμα είναι δυνατό να επιτευχθεί αν στα συγκεκριμένα στρώματα του αρχικού μοντέλου ( $Vs^0$ ) εισαχθεί η γνωστή ταχύτητα, ενώ στην *Εξ.* 3.99 τα  $Vs_i$  και  $V_i$  αντικατασταθούν με  $\Delta Vs_i$  και μηδενικά, αντίστοιχα. Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, το γραμμικό σύστημα του εν λόγω περιορισμού περιγράφεται από τη σχέση:

$$\begin{bmatrix} s_1 & & & \\ & s_2 & & \\ & & & \ddots & \\ & & & & s_m \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \Delta V s_1 \\ \Delta V s_2 \\ \\ \\ \Delta V s_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \\ \\ \\ 0 \end{bmatrix}$$
(3.100)

<sup>\*\*\*</sup> Μετρήσεις που περιλαμβάνουν τυχαία ή/και συναφή σφάλματα

όπου το πλήθος των γραμμικών εξισώσεων του συστήματος της *Εξ. 3.100* μπορεί να περιοριστεί μόνο στον αριθμό των στρωμάτων (k) των οποίων η ταχύτητα διατηρείται σταθερή. Αν για παράδειγμα κατά τη διαδικασία αντιστροφής επιθυμούμε να διατηρηθεί σταθερή η ταχύτητα του 1<sup>ου</sup>, 5<sup>ου</sup> και 7<sup>ου</sup> στρώματος (k=3) από ένα πλήθος m (≥ 7) στρωμάτων, τότε η *Εξ. 3.100* γράφεται:

$$k=3 \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & \cdots & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \Delta V s_1 \\ \Delta V s_2 \\ \cdots \\ \Delta V s_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$
(3.101)

ενώ δεν θα πρέπει να παραληφθεί η εισαγωγή της γνωστής ταχύτητας Vs στα αντίστοιχα στρώματα του αρχικού μοντέλου (Vs<sup>0</sup>).

Το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων της Εξ. 3.101 μπορεί να γραφτεί:

$$\mathbf{S} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} = \boldsymbol{\emptyset} \tag{3.102}$$

όπου ο πίνακας S και το διάνυσμα ΔVs έχουν διαστάσεις (k x m) και (m x 1), αντίστοιχα, ενώ το μηδενικό διάνυσμα (Ø) έχει διαστάσεις (k x 1). Η συνάρτηση ελαχιστοποίησης του αθροίσματος των τετραγώνων των σφαλμάτων του περιορισμού αυτού, πολλαπλασιασμένη με τον αντίστοιχο πολλαπλασιαστή Lagrange, δίνεται από τη σχέση:

$$a^{2}q_{A} = a(\mathbf{S} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s} - \mathbf{\emptyset})^{\mathrm{T}} \cdot a(\mathbf{S} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s} - \mathbf{\emptyset}) = a^{2}(\Delta \mathbf{V}\mathbf{s}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{S}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{S} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s})$$
(3.103)

Προκειμένου να δοθεί μεγαλύτερη βαρύτητα στην διατήρηση των a-priori πληροφοριών κατά την διαδικασία αντιστροφής, θα πρέπει ο πολλαπλασιαστής Lagrange (*Eξ. 3.98*) της συνάρτησης ελαχιστοποίησης  $q_A$  να παίρνει τιμές μεγαλύτερες ή ίσες της μονάδας. Επίσης, εφόσον από το αρχικό γραμμικό σύστημα δεν έχουν αφαιρεθεί οι συντελεστές των αγνώστων που αντιστοιχούν στα στρώματα με τη γνωστή ταχύτητα, είναι λογικό, το αποτέλεσμα της αντιστροφής ( $\Delta Vs$ ) μετά το τέλος κάθε επανάληψης να μην είναι μηδενικό για τα στρώματα αυτά, αν και θα πρέπει να προσεγγίζουν την τιμή αυτή. Γι' αυτό, θα πρέπει να λαμβάνεται κατάλληλη μέριμνα για τον μηδενισμό των αντίστοιχων τιμών  $\Delta Vs$  για τα στρώματα αυτά πριν την τροποποίηση του μοντέλου (*Εξ. 3.81*).

### 3.4.5.2. <u>ΑΠΟΣΒΕΣΗ (DAMPING)</u>

Η τεχνική της αντιστροφής με απόσβεση, αρχικά επινοήθηκε από τους Levenberg (1944) και Marquardt (1970) (γι' αυτό και ονομάζεται επίσης και μέθοδος L-M) και

επιτυγχάνει, αφενός να οδηγεί την αντιστροφή με μικρά και σχετικά ασφαλή βήματα προς την λύση και αφετέρου, να σταθεροποιεί την διαδικασία αντιστροφής διασφαλίζοντας ότι οι ιδιοτιμές του ψευδοαντίστροφου του Ιακωβιανού πίνακα (**J**<sup>T</sup>·**J**)<sup>-1</sup> δεν θα τείνουν να μηδενιστούν. Η αντιστροφή με απόσβεση για γραμμικά προβλήματα μπορεί να οριστεί ως εξής:

«Με δεδομένο ένα πεπερασμένο αριθμό ανακριβών μετρήσεων, να βρεθεί από όλα τα πιθανά μοντέλα (λόγω σφαλμάτων των μετρήσεων) αυτό που αναπαράγει τις πειραματικές μετρήσεις και ταυτόχρονα οι παράμετροί του λαμβάνουν τις μικρότερες πιθανές τιμές»

Δεδομένου όμως ότι στην περίπτωση μη γραμμικών προβλημάτων, οι άγνωστες παράμετροι του συστήματος των γραμμικοποιημένων εξισώσεων είναι οι τιμές της διόρθωσης ( $\Delta V s^k$ ) ενός μοντέλου ( $V s^k$ ), ο παραπάνω ορισμός μπορεί να τροποποιηθεί ως εξής:

«Με δεδομένο ένα πεπερασμένο αριθμό ανακριβών μετρήσεων, να βρεθεί από όλα τα πιθανά μοντέλα (λόγω σφαλμάτων των μετρήσεων και του μοντέλου) αυτό που αναπαράγει τις πειραματικές μετρήσεις και ταυτόχρονα οι παράμετροί του δεν απέχουν πολύ από την αρχική τους εκτίμηση»

Ο παραπάνω ορισμός ίσως είναι λίγο αποπροσανατολιστικός εφόσον το τελικό μοντέλο ταχυτήτων, μετά το πέρας της διαδικασίας αντιστροφής, μπορεί να απέχει πάρα πολύ από το αρχικό μοντέλο. Ωστόσο, όπως θα φανεί παρακάτω, η τεχνική της απόσβεσης κατά την διαδικασίας της αντιστροφής εξαναγκάζει την τροποποίηση του μοντέλου να ακολουθεί μικρά βήματα σε κάθε επανάληψη, μέχρι να καταλήξει στην τελική λύση (ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτησης). Επομένως, δεν είναι ατόπημα να θεωρηθεί ότι σε κάθε επανάληψη, η αντιστροφή με απόσβεση περιορίζει τις λύσεις στα μοντέλα εκείνα που αναπαράγουν τις πειραματικές μετρήσεις και ταυτόχρονα οι παράμετροί τους δεν απέχουν από την εκτίμηση της προηγούμενης επανάληψης. Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, το γραμμικό σύστημα του εν λόγω περιορισμού περιγράφεται από τη σχέση:

$$\begin{bmatrix} 1 & & \\ & 1 & \\ & & \dots & \\ & & & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \Delta V s_1 \\ \Delta V s_2 \\ \dots \\ \Delta V s_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \dots \\ 0 \end{bmatrix}$$
(3.104)

όπου m είναι το πλήθος των αγνώστων του μοντέλου. Το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων της *Εξ. 3.104* και η συνάρτηση ελαχιστοποίησης του αθροίσματος των

τετραγώνων των σφαλμάτων του περιορισμού αυτού, πολλαπλασιασμένη με τον αντίστοιχο πολλαπλασιαστή Lagrange, δίνονται από τις αντίστοιχες ακόλουθες σχέσεις:

$$\mathbf{I} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} = \boldsymbol{\emptyset} \tag{3.105}$$

$$b^{2}q_{B} = b(\mathbf{I} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s} - \mathbf{O})^{\mathrm{T}} \cdot b(\mathbf{I} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s} - \mathbf{O}) = b^{2}(\Delta \mathbf{V}\mathbf{s}^{\mathrm{T}} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s})$$
(3.106)

Συγκρίνοντας τις *Eξ. 3.103* και *3.105*, φαίνεται ότι η αντιστροφή με απόσβεση και η διατήρηση a-priori πληροφορίας στην διαδικασία αντιστροφής υλοποιείται με τον ίδιο φορμαλισμό. Οι διαφοροποιήσεις στις δύο τεχνικές είναι ότι αφενός, η πρώτη εφαρμόζεται σε όλες τις παραμέτρους του μοντέλου, σε αντίθεση με την δεύτερη που εφαρμόζεται επιλεκτικά σε παραμέτρους για τις οποίες υπάρχει a-priori πληροφορία και αφετέρου, η βαρύτητα που δίδεται στον περιορισμό της απόσβεσης (μέσω του πολλαπλασιαστή Lagrange) είναι συνήθως πολύ μικρότερη από αυτήν που προσδίδεται στην περίπτωση διατήρησης a-priori πληροφορίας στην διαδικασία αντιστροφής.

Οι δύο περιορισμοί είναι δυνατό να συγχωνευθούν στο ίδιο σύστημα γραμμικών εξισώσεων διαφοροποιώντας τις τιμές του διαγώνιου πίνακα **S**, στο αριστερό μέρος της *Eξ*. 3.102. Οι τιμές των διαγώνιων στοιχείων ( $s_i$ ) του πίνακα αυτού θα αντιστοιχούν στους πολλαπλασιαστές Lagrange κάθε παραμέτρου του συστήματος γραμμικών εξισώσεων. Έτσι, οι πολλαπλασιαστές Lagrange για τις παραμέτρους τις οποίες υπάρχει a-priori πληροφορία θα παίρνουν μοναδιαίες (ή μεγαλύτερες) τιμές, ενώ οι πολλαπλασιαστές Lagrange των υπόλοιπων παραμέτρων θα λαμβάνουν τιμές ίσες με το επιθυμητό βάρος του περιορισμού απόσβεσης (το οποίο συνήθως είναι μικρότερο της μονάδας).

### 3.4.5.3. <u>ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗ (SMOOTHING)</u>

Η τεχνική της αντιστροφής με εξομάλυνση, περιγράφεται (εκτός των άλλων) από τους Tikhonov, 1963, Twomey, 1977, Constable et al., 1987, DeGroot-Hedlin and Constable, 1990, Meju, 1994 και επιτυγχάνει, αφενός να σταθεροποιεί την διαδικασία αντιστροφής και αφετέρου, να υπολογίζει την βέλτιστη συντηρητική εκτίμηση του πραγματικού μοντέλου, ελλείψει αξιόπιστων a-priori πληροφοριών (Meju, 1994). Η αντιστροφή με απόσβεση για μη γραμμικά προβλήματα μπορεί να οριστεί ως εξής:

«Με δεδομένο ένα πεπερασμένο αριθμό ανακριβών μετρήσεων, να βρεθεί από όλα τα πιθανά μοντέλα (λόγω σφαλμάτων των μετρήσεων και του μοντέλου) αυτό που αναπαράγει τις πειραματικές μετρήσεις και ταυτόχρονα οι παράμετροί του διαφέρουν ελάχιστα μεταξύ τους» Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, το γραμμικό σύστημα του εν λόγω περιορισμού περιγράφεται από τη σχέση:

$$\begin{bmatrix} 1 & -1 & & & \\ & 1 & -1 & & \\ & & & \ddots & \\ & & & & 1 & -1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} Vs_1 \\ Vs_2 \\ \vdots \\ Vs_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix}$$
(3.107)

όπου ο πίνακας των διαφορών (πίνακας εξομάλυνσης) της Εξ. 3.107 έχει διαστάσεις (m-1 x m). Το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων της *Εξ. 3.107* και η συνάρτηση ελαχιστοποίησης του αθροίσματος των τετραγώνων των σφαλμάτων του περιορισμού αυτού, πολλαπλασιασμένη με τον αντίστοιχο πολλαπλασιαστή Lagrange, δίνονται από τις αντίστοιχες ακόλουθες σχέσεις:

$$\mathbf{D} \cdot \mathbf{Vs} = \mathbf{\emptyset} \tag{3.108}$$

$$c^{2}q_{C} = c(\mathbf{D}\cdot\mathbf{V}\mathbf{s}-\mathbf{\emptyset})^{\mathrm{T}}\cdot c(\mathbf{D}\cdot\mathbf{V}\mathbf{s}-\mathbf{\emptyset}) = c^{2}(\mathbf{V}\mathbf{s}^{\mathrm{T}}\cdot\mathbf{D}^{\mathrm{T}}\cdot\mathbf{D}\cdot\mathbf{V}\mathbf{s})$$
(3.109)

### 3.4.5.4. ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗ ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗ (BLOCKY INVERSION)

Εισάγοντας περιορισμούς εξομάλυνσης στην διαδικασία αντιστροφής, οι παράμετροι του τελικού μοντέλου (ταχύτητα Vs) αναμένεται να μεταβάλλονται ομαλά σε συνάρτηση με το βάθος διασκόπησης. Κάτι τέτοιο δυσχεραίνει την προσπάθεια ομαδοποίησης των παραμέτρων σε ενιαίους σχηματισμούς. Δεν είναι λίγες άλλωστε οι φορές όπου το υπέδαφος αποτελείται από διακριτά εδαφικά στρώματα με σαφή τα μεταξύ τους όρια. Προκύπτει λοιπόν η αναγκαιότητα εισαγωγής ενός περιορισμού στην διαδικασία αντιστροφής, ο οποίος θα εντείνει την τραχύτητα του μοντέλου, τις διαφορές δηλαδή των παραμέτρων του μοντέλου εκατέρωθεν των διεπιφανειών των σχηματισμών.

Αρκετοί μελετητές έχουν ασχοληθεί με την προσπάθεια ανάδειξης των διεπιφανειών στην διαδικασία αντιστροφής (Smith and Booker, 1988, Smith et al., 1999, Loke et al, 2003, DeGroot-Hedlin and Constable, 2004), κυρίως όμως επιλέγοντας κατάλληλους περιορισμούς έχοντας a-priori γνώση του βάθους στο οποίο απαντώνται οι διεπιφάνειες των σχηματισμών. Η υλοποίηση της προαναφερθείσας συλλογιστικής βασίζεται στην εργασία των Smith et al. (1999), πλην όμως επιχειρείται η ανάδειξη των διεπιφανειών των σχηματισμών χωρίς την εκ των προτέρων γνώση του βάθους, στο οποίο αυτές απαντώνται.

Ειδικότερα, θεωρώντας ότι η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων (Vs) αποτελεί συνεχή συνάρτηση του βάθους (Vs=*f*(z)) τότε, μηδενίζοντας την πρώτη παράγωγο της

συνάρτησης αυτής επιτυγχάνεται η μεγιστοποίηση ή η ελαχιστοποίηση των παραμέτρων του μοντέλου (Vs) συναρτήσει του βάθους. Στην περίπτωση λοιπόν κατά την οποία το αρχικό μοντέλο αποτελείται από μεγάλο πλήθος οριζόντιων στρωμάτων (ομάδες των οποίων οριοθετούν τους εδαφικούς σχηματισμούς) η προαναφερθείσα συλλογιστική δύναται να αναδείξει την πληροφορία που ήδη περιλαμβάνει ο Ιακωβιανός πίνακας σχετικά με το βάθος στο οποίο αλλάζει απότομα η ταχύτητα μεταξύ δύο σχηματισμών, οριοθετώντας μια διεπιφάνεια, αν φυσικά αυτή υπάρχει και εφόσον η πληροφορία αυτή έχει αποτυπωθεί στα δεδομένα. Επομένως, η αντιστροφή υπό τον περιορισμό της σταθμισμένης εξομάλυνσης, για μη γραμμικά προβλήματα, μπορεί να οριστεί ως εξής:

«Με δεδομένο ένα πεπερασμένο αριθμό ανακριβών μετρήσεων, να βρεθεί από όλα τα πιθανά μοντέλα (λόγω σφαλμάτων των μετρήσεων και του μοντέλου) αυτό που αναπαράγει τις πειραματικές μετρήσεις και ταυτόχρονα οι παράμετροί του λαμβάνουν μέγιστες ή ελάχιστες τιμές σε συνάρτηση με την θέση τους»

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, το άθροισμα των τετραγώνων της παραγώγου της συνάρτησης Vs=f(z) θα πρέπει να είναι μηδέν και η μαθηματική έκφραση που οριοθετεί έναν τέτοιο περιορισμό περιγράφεται από το ακόλουθο ολοκλήρωμα ή την διακριτή μορφή στην περίπτωση όπου το υπέδαφος αποτελείται από m οριζόντια στρώματα πάχους h<sub>j</sub> και ταχύτητας Vs<sub>j</sub>:

$$\int_{0}^{z_{\max}} \left(\frac{\partial Vs(z)}{\partial z}\right)^{2} dz = 0$$

$$\sum_{j=1}^{m-1} \left(\lim_{h_{j} \to 0} \left(\frac{Vs_{j} - Vs_{j+1}}{h_{j}}\right)\right)^{2} = 0$$
(3.110)

Η διακριτή μορφή του εν λόγω περιορισμού μπορεί να περιγραφεί από το γραμμικό σύστημα:

$$\begin{bmatrix} 1/h_{1} & -1/h_{1} & & & \\ & 1/h_{2} & -1/h_{2} & & \\ & & & & \\ & & & & \\ & & & & \\ & & & & & & \\ & & & &$$

όπου ο πίνακας των διαφορών (πίνακας σταθμισμένης εξομάλυνσης) της *Εξ. 3.111* έχει διαστάσεις (m-1 x m). Το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων της *Εξ. 3.111* και η συνάρτηση ελαχιστοποίησης του αθροίσματος των τετραγώνων των σφαλμάτων του περιορισμού αυτού, πολλαπλασιασμένη με τον αντίστοιχο πολλαπλασιαστή Lagrange, δίνονται από τις αντίστοιχες ακόλουθες σχέσεις:

$$\mathbf{Z} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s} = \mathbf{0} \tag{3.112}$$

$$d^{2}q_{d} = d(\mathbf{Z} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s} - \mathbf{O})^{\mathrm{T}} \cdot d(\mathbf{Z} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s} - \mathbf{O}) = d^{2}\mathbf{V}\mathbf{s}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{Z}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{Z} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s}$$
(3.113)

Η *Eξ. 3.111* προσεγγίζει την *Eξ. 3.110* όταν το πάχος των στρωμάτων τείνει στο μηδέν. Συνήθως όμως, το πάχος των στρωμάτων του αρχικού μοντέλου αυξάνεται με το βάθος. Σε μια τέτοια περίπτωση, η αναμενόμενη τραχύτητα του μοντέλου μειώνεται με το βάθος. Είναι προφανές, ότι στην περίπτωση ισοπαχών στρωμάτων η *Eξ. 3.113* εκφυλίζεται στην *Εξ. 3.109*, σε περιορισμό εξομάλυνσης δηλαδή.

#### 3.4.5.5. <u>ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΩΝ ΓΡΑΜΜΙΚΩΝ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ</u>

Έως τώρα, στην παράγραφο § 3.4.5., έχουν περιγραφεί οι περιορισμοί και τα αντίστοιχα γραμμικά τους συστήματα. Ακολούθως, αναλύεται το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων που προκύπτει από την συνάρτηση ελαχιστοποίησης (*Εξ. 3.76*) και από το οποίο προκύπτει η τροποποίηση του μοντέλου σε κάθε επανάληψη.

Για την ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτηση (e) (*Eξ.* 3.74) υπό τους περιορισμούς (A) διατήρησης a-priori πληροφοριών (B) απόσβεσης, (C) εξομάλυνσης και (D) σταθμισμένης εξομάλυνσης, αρχικά πραγματοποιούνται οι απαραίτητες συγχωνεύσεις και οριοθετούνται οι προϋποθέσεις για την ταυτόχρονη χρήση τους. Ειδικότερα, όπως προαναφέρθηκε (§ 3.4.5.2.), οι περιορισμοί A και B είναι δυνατό να συγχωνευθούν στο ίδιο σύστημα γραμμικών εξισώσεων οριοθετώντας τον περιορισμό AB ενώ, είναι προφανές ότι οι περιορισμοί C και D δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν ταυτόχρονα (περιορισμός C|D). Έτσι, χρησιμοποιώντας την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, το πρόβλημα οριοθετείται βρίσκοντας το ελάχιστο της συνάρτησης:

$$\Phi = q_1 + \beta^2 q_{AB} + \gamma^2 q_{C|D}$$
(3.114)

όπου το  $q_1$  το άθροισμα των τετραγώνων των σφαλμάτων του αρχικού γραμμικού συστήματος, τα  $q_{AB}$  και  $q_{C|D}$  είναι το άθροισμα των τετραγώνων των σφαλμάτων των περιορισμών AB και C|D, αντίστοιχα ενώ, τα  $\beta$  και  $\gamma$  είναι οι πολλαπλασιαστές Lagrange.

Με βάση τις *Εξ. 3.76, 3.98, 3.106, 3.109* και *3.114* η συνάρτηση ελαχιστοποίησης δίνεται από τη σχέση:

$$\Phi = (\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s})^{\mathrm{T}} \cdot (\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}) + \beta^{2} (\Delta \mathbf{V} \mathbf{s}^{\mathrm{T}} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}) + \gamma^{2} (\mathbf{V} \mathbf{s}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D} \cdot \mathbf{V} \mathbf{s})$$
(3.115)

όπου ο πίνακας **D** αποτελεί πλέον, είτε τον πίνακα εξομάλυνσης, είτε τον πίνακα σταθμισμένης εξομάλυνσης. Με την χρήση και της *Εξ. 3.81*, η *Εξ. 3.115* γίνεται:

$$\Phi = (\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s})^{\mathrm{T}} \cdot (\Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}) + \beta^{2} (\Delta \mathbf{V} \mathbf{s}^{\mathrm{T}} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}) + \gamma^{2} [(\Delta \mathbf{V} \mathbf{s} + \mathbf{V} \mathbf{s}^{k-1})^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D} \cdot (\Delta \mathbf{V} \mathbf{s} + \mathbf{V} \mathbf{s}^{k-1})]$$
(3.116)

όπου το διάνυσμα  $Vs^{k-1}$  αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας των S-κυμάτων της k-1 επανάληψης και θεωρείται ως σταθερά στην παραπάνω εξίσωση (*Eξ. 3.116*) (Meju, 1994). Η συνάρτηση ελαχιστοποίησης λαμβάνει την ελάχιστή της τιμή όταν η (μερική) παράγωγός της ως προς τις μεταβλητές του συστήματος των γραμμικών εξισώσεων (ΔVs) ισούται με το μηδέν:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}} = \frac{\partial \left\{ \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}}^{T} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} - \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}}^{T} \cdot \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s} - \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}^{T} \cdot \mathbf{J}^{T} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathbf{R}} + \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}^{T} \cdot \mathbf{J}^{T} \cdot \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s} \right\}}{\partial \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}} + \frac{\beta^{2} \frac{\partial \left\{ \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}^{T} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s} \right\}}{\partial \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}}}{\partial \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}} + \frac{(3.117)}{2} \frac{\partial \left\{ \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}^{T} \cdot \mathbf{D}^{T} \cdot \mathbf{D} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s} + \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}^{T} \cdot \mathbf{D}^{T} \cdot \mathbf{D} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s}^{k-1} + (\mathbf{V}\mathbf{s}^{k-1})^{T} \cdot \mathbf{D}^{T} \cdot \mathbf{D} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s} + (\mathbf{V}\mathbf{s}^{k-1})^{T} \cdot \mathbf{D}^{T} \cdot \mathbf{D} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s}^{k-1} \right\}}{\partial \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}} = 0$$

Πραγματοποιώντας τις πράξεις στην Εξ. 3.117 προκύπτει:

$$-2(\mathbf{J}^{\mathrm{T}}\cdot\mathbf{\Delta c}_{\mathrm{R}})+2(\mathbf{J}^{\mathrm{T}}\cdot\mathbf{J}\cdot\mathbf{\Delta Vs})+\beta^{2}[2(\mathbf{\Delta Vs})]+\gamma^{2}[2(\mathbf{D}^{\mathrm{T}}\cdot\mathbf{D}\cdot\mathbf{\Delta Vs})+2(\mathbf{D}^{\mathrm{T}}\cdot\mathbf{D}\cdot\mathbf{Vs}^{k-1})]=0$$
(3.118)

από την οποία προκύπτει το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων:

$$\left[\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{J} + \beta^{2} \mathbf{I} + \gamma^{2} (\mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D})\right] \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} = \mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}} - \gamma^{2} (\mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D} \cdot \mathbf{V} \mathbf{s}^{k-1})$$
(3.119)

Επομένως, η τροποποίηση του μοντέλου σε κάθε επανάληψη θα δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta \mathbf{V}\mathbf{s} = \left[\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{J} + \beta^{2}\mathbf{I} + \gamma^{2}(\mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D})\right]^{-1} \cdot \left[\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \Delta \mathbf{c}_{\mathrm{R}} - \gamma^{2}(\mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s}^{k-1})\right]$$
(3.120)

Θέτοντας ως σταθμισμένο με τα σφάλματα των μετρήσεων το διάνυσμα των διαφορών  $\Delta \widehat{c}_{R}$  και τον Ιακωβιανό πίνακα  $\widehat{J}$  η Εξ. 3.120 γίνεται:

$$\Delta \mathbf{V}\mathbf{s} = \left[\mathbf{\hat{J}}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{\hat{J}} + \beta^{2}\mathbf{I} + \gamma^{2}(\mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D})\right]^{-1} \cdot \left[\mathbf{\hat{J}}^{\mathrm{T}} \cdot \Delta \hat{\mathbf{c}}_{\mathrm{R}} - \gamma^{2}(\mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s}^{k-1})\right]$$
(3.121)

Η *Εξ. 3.121* αποτελεί την γενικευμένη σταθμισμένη λύση του συστήματος των γραμμικών εξισώσεων της συνάρτησης ελαχιστοποίησης, χρησιμοποιώντας συνδυαστική εφαρμογή των περιορισμών απόσβεσης (ή/και διατήρησης a-priori πληροφοριών) και εξομάλυνσης ή σταθμισμένης εξομάλυνσης. Ειδική, ίσως, περίπτωση αποτελεί η συνδυαστική εφαρμογή

απόσβεσης και διατήρησης a-priori πληροφοριών, όπου οι τιμές του διαγώνιου πίνακα β<sup>2</sup>Ι ορίζονται από την σχέση:

$$\beta^{2}I_{ii} = \begin{cases} 1 & \gamma i \alpha \, V s_{i} \, \gamma v \omega \sigma \tau \eta \\ \beta^{2} & \gamma i \alpha \, V s_{i} \, \alpha \gamma v \omega \sigma \tau \eta \end{cases} \qquad i = 1, 2, ..., m$$
(3.122)

Διαγράφοντας τον όρο β<sup>2</sup>Ι από την *Εξ. 3.121* η λύση υπόκειται μόνο στον περιορισμό απόσβεσης ή σταθμισμένης εξομάλυνσης ενώ, διαγράφοντας από το αριστερό και δεξί τμήμα της *Εξ. 3.121* τους όρους που περιέχουν τον πίνακα εξομάλυνσης ή σταθμισμένης εξομάλυνσης (**D**) η λύση υπόκειται μόνο στον περιορισμό απόσβεσης ή/και διατήρησης apriori πληροφοριών.

Ορίζοντας το επαυξημένο σταθμισμένο διάνυσμα διαφορών μεταξύ των πειραματικών και των θεωρητικών καμπυλών διασποράς ( $\Delta \widehat{c}_{_R}^+$ ) και τον επαυξημένο σταθμισμένο Ιακωβιανό πίνακα ( $\widehat{J}_+$ ) (Meju, 1994) από τις ακόλουθες σχέσεις:

$$\Delta \hat{\mathbf{c}}_{\mathbf{R}}^{+} = \begin{bmatrix} \Delta \hat{\mathbf{c}}_{\mathbf{R}} \\ \mathbf{\emptyset} \\ -\gamma \left( \mathbf{D} \cdot \mathbf{V} \mathbf{s}^{\mathbf{k}-1} \right) \end{bmatrix}$$
(3.123)

$$\widehat{\mathbf{J}}_{+} = \begin{bmatrix} \widehat{\mathbf{J}} \\ \beta \mathbf{I} \\ \gamma \mathbf{D} \end{bmatrix}$$
(3.124)

με τις τιμές του διαγώνιου πίνακα βΙ να δίνονται, κατ' αντιστοιχία (με β αντί για β<sup>2</sup>), από την *Εξ. 3.122* τότε, η *Εξ. 3.121* θα δίνεται από την απλουστευμένη σχέση:

$$\Delta \mathbf{Vs} = \left[ \widehat{\mathbf{J}}_{+}^{\mathbf{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}}_{+} \right]^{-1} \cdot \left[ \widehat{\mathbf{J}}_{+}^{\mathbf{T}} \cdot \Delta \widehat{\mathbf{c}}_{\mathbf{R}}^{+} \right]$$
(3.125)

ή υπό την ανάλυση του επαυξημένου σταθμισμένου Ιακωβιανού πίνακα με την τεχνική SVD (βλ. *Εξ.* 3.87):

$$\Delta \mathbf{Vs} = \left(\widehat{\mathbf{V}}_{+} \cdot \widehat{\mathbf{A}}_{+}^{-1} \cdot \widehat{\mathbf{U}}_{+}^{\mathrm{T}}\right) \cdot \Delta \widehat{\mathbf{c}}_{\mathrm{R}}^{+}$$
(3.126)

# 3.4.6. Ελαχιστοποίηση του αθροίσματος των απόλυτων τιμών της αντικειμενικής συνάρτησης (νόρμα L₁) με την μέθοδο των επαναληπτικά σταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων

Στην εργασία αυτή χρησιμοποιήθηκε έως τώρα η μεθόδος των ελαχίστων τετραγώνων. Δυστυχώς όμως, οι εκτιμήσεις που προκύπτουν με την χρήση της μεθόδου αυτής είναι ευαίσθητες στην παρουσία ακραίων τιμών (outliers) στα δεδομένα των μετρήσεων (Huber, 1981). Στην παράγραφο αυτή περιγράφεται μια διαφορετική εκτιμήτρια του ελάχιστου της αντικειμενικής συνάρτησης που βασίζεται στον προσδιορισμό του αθροίσματος των απόλυτων τιμών (νόρμα L<sub>1</sub>) της συνάρτησης αυτής.

Η ελαχιστοποίηση του αθροίσματος των απόλυτων τιμών (νόρμα L<sub>1</sub>) της αντικειμενικής συνάρτησης μπορεί να περιγραφεί από τη σχέση:

$$\min \left\| \mathbf{e} \right\|^{1} = \min \sum_{i=1}^{n} \left| \Delta c_{Ri} - \mathbf{J}_{i} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s} \right|$$
(3.127)

όπου το **J**<sub>i</sub> εκφράζει το διάνυσμα της i γραμμής του Ιακωβιανού πίνακα. Υπολογιστικά, η εξασφάλιση της εύρεσης ελάχιστου στην περίπτωση αυτή είναι δυνατό να επιτευχθεί με την μέθοδο των επαναληπτικά σταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων (Iteratively Reweighted Least Squares – IRLS) (Scales et al., 1988). Το βασικό πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ότι υλοποιεί την ελαχιστοποίηση του αθροίσματος των απόλυτων τιμών των διαφορών μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς, μέσω μιας επαναληπτικής διαδικασίας σταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων, εξασφαλίζοντας πάντα την ύπαρξη ελάχιστου της αντικειμενικής συνάρτησης. Μια τέτοια συλλογιστική μπορεί να εκφραστεί από την ακόλουθη σχέση (Kuzmic et al, 2004):

$$\min \|\mathbf{e}\|^{1} \cong \min \left[\mathbf{W}^{\mathbf{L}_{1}} \cdot \|\mathbf{e}\|^{2}\right] = \min \sum_{i=1}^{n} w_{i}^{L_{1}} [\Delta c_{Ri} - \mathbf{J}_{i} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}]^{2}$$
(3.128)

Σε κάθε επανάληψη (k), οι καλύτερα προσαρμοζόμενες τιμές των καμπυλών διασποράς χρησιμοποιούνται για τον επαναπροσδιορισμό των βαρών  $w_i^{L_1}$ . Μετά από ικανοποιητικό αριθμό επαναληπτικών εφαρμογών των σταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων, οι παράμετροι του μοντέλου (Vs) συγκλίνουν στις τιμές που θα προέκυπταν από την ελαχιστοποίηση του αθροίσματος των απόλυτων τιμών των διαφορών μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς (Kuzmic et al, 2004).

Ο Huber (1981) αναφέρει η κατανομή των τυχαίων πειραματικών σφαλμάτων που προκύπτουν στις φυσικές επιστήμες θα μπορούσε να περιγραφεί από μια «μολυσμένη» κανονική κατανομή, σύμφωνα με τη σχέση:

$$G(x) = (1 - \varepsilon) \cdot \Phi\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right) + \varepsilon \cdot \Phi\left(\frac{x - \mu}{3\sigma}\right)$$
(3.129)

όπου το x η μετρούμενη μεταβλητή, μ η μέση τιμή της και

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{x} e^{-\frac{y^2}{2}} dy$$
(3.130)

Το «ε» εκφράζει το ποσοστό των ακραίων ή «κακών» δεδομένων στις μετρήσεις. Σύμφωνα με τον ίδιο μελετητή, το ποσοστό αυτό κυμαίνεται μεταξύ 0.01 και 0.1, χωρίς βέβαια να σημαίνει υποχρεωτικά ότι 1-10% των δεδομένων κατανέμεται σε ακραίες τιμές, παρόλο που πολλές φορές ο ισχυρισμός αυτός ισχύει. Η υπόθεση ότι 0.01  $\leq \varepsilon \leq$  0.1 απλά υποδηλώνει την ύπαρξη δύο κατηγοριών δεδομένων. Στην πλειονότητά τους τα δεδομένα αυτά θεωρούνται αξιόπιστα και έχουν τυπική απόκλιση σ, ενώ ένα μικρό τους ποσοστό είναι αναξιόπιστα και περιγράφονται από μια διαφορετική κατανομή με τυπική απόκλιση αρκετές φορές μεγαλύτερη από την αντίστοιχη των αξιόπιστων δεδομένων.

Η διαδικασία των επαναληπτικά σταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων μπορεί να περιγραφεί ως εξής: Σε όλα τα αξιόπιστα δεδομένα προσδίδεται το ίδιο βάρος  $w_i^{L_1}$ , όπως συμβαίνει και στην περίπτωση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων. Αντίθετα, δεδομένα με μεγάλες τυπικές αποκλίσεις λαμβάνουν ολοένα και μικρότερα βάρη σε μια επαναληπτική διαδικασία με αποτέλεσμα να αποδυναμώνεται η επίδρασή τους στο άθροισμα των ελαχίστων τετραγώνων. Αξιόπιστη τιμή θεωρείται εκείνη της οποίας η κανονικοποιημένη απόκλιση, εκφραζόμενη από τη σχέση:

$$G_{i} = \frac{\Delta c_{Ri} - \mathbf{J}_{i} \cdot \Delta \mathbf{V} \mathbf{s}}{\breve{\sigma} \sqrt{1 - y_{i}}}$$
(3.131)

είναι μικρότερη κατά απόλυτη τιμή από ένα πολλαπλάσιο της εκτιμώμενης από τα δεδομένα τυπικής απόκλισης ( $\breve{\sigma}$ ) των πειραματικών σφαλμάτων, η οποία υπολογίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\vec{\sigma} = \frac{med\left[\left[\left(\Delta c_{\rm R} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}\right) - med\left(\Delta c_{\rm R} - \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{V}\mathbf{s}\right)\right]\right]}{0.6745}$$
(3.132)

όπου το med(x) αντιστοιχεί στον ενδιάμεσο ενός ταξινομημένου (ως προς τις τιμές των στοιχείων του) διανύσματος (x).

Τα *y<sub>i</sub>* στην *Εξ. 3.131* αντιστοιχούν στα διαγώνια στοιχεία του συμμετρικού πίνακα διακριτικής ικανότητας (Resolution Matrix – βλ. § 3.4.7.2) των μετρήσεων (διαστάσεων n x n), ο οποίος υπολογίζεται σύμφωνα με τη σχέση:

$$\mathbf{R} = \mathbf{J} \cdot (\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{J})^{-1} \cdot \mathbf{J}^{\mathrm{T}}$$
(3.133)

Έτσι, τα βάρη σε κάθε επανάληψη υπολογίζονται ως εξής:

$$w_i^{L_1} = \begin{cases} 1 & \alpha v |G_i| \le c \\ 1/|G_i| & \alpha v |G_i| > c \end{cases}$$
(3.134)

με την σταθερά *c* να αποτελεί έναν εμπειρικό συντελεστή. Ο Huber (1981) έδειξε ότι με την τιμή της σταθεράς *c* ίση με 1.345, η προτεινόμενη εκτιμήτρια της διακύμανσης των σφαλμάτων είναι 95% αποτελεσματική (efficient). Με τον όρο «*αποτελεσματικός*» εκφράζεται ο λόγος της διακύμανσης της εν λόγω εκτιμήτριας προς την διακύμανση της εκτιμήτριας των ελαχίστων τετραγώνων, υπό την προϋπόθεση ότι η κατανομή των πειραματικών σφαλμάτων είναι κανονική (Εγχειρίδιο Χρήσης Matlab<sup>™</sup> - [7]<sup>‡‡‡</sup>).

Τα εν λόγω βάρη που προσδιορίζονται σε κάθε επανάληψη εμπλέκονται στην διαδικασία αντιστροφής σύμφωνα με την μεθοδολογία της σταθμισμένης αντιστροφής που περιγράφεται στην παρούσα εργασία (§ 3.4.4.2.).

## 3.4.7. Αποτίμηση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής

Η εκτίμηση των παραμέτρων ενός εδαφικού μοντέλου που προκύπτουν από την ανάλυση των γεωφυσικών δεδομένων με τη χρήση τεχνικών αντιστροφής χαρακτηρίζονται από αβεβαιότητα ενώ, η ακρίβειά τους διαφοροποιείται στα εκάστοτε προβλήματα. Ωστόσο, υπάρχουν στατιστικά «*εργαλεία*» που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την αποτίμηση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής. Μερικά από τα εργαλεία αυτά που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία είναι: α) το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ των πειραματικών και των θεωρητικών καμπυλών διασποράς, β) ο πίνακας διακριτικής ικανότητας των δεδομένων και των παραμέτρων του μοντέλου (Resolution matrix), γ) ο πίνακας συμμεταβλητότητας των παραμέτρων του μοντέλου (Covariance matrix) και δ) ο πίνακας ευαισθησίας (Ιακωβιανός πίνακας).

<sup>\*\*\*</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές Νο 7

## 3.4.7.1. ΜΕΣΟ ΕΚΑΤΟΣΤΙΑΙΟ ΤΕΤΡΑΓΩΝΙΚΟ ΣΦΑΛΜΑ

Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα είναι το πιο ευρέως διαδεδομένο κριτήριο σύγκλισης στους αλγόριθμους αντιστροφής, εκφράζοντας την προσαρμογή των θεωρητικών στις πειραματικές καμπύλες διασποράς. Στην παρούσα εργασία το σφάλμα αυτό ανάγεται σε ποσοστιαίες μονάδες προκειμένου να είναι ανεξάρτητο από μέγεθος των τιμών των πειραματικών μετρήσεων. Το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα δίνεται από τη σχέση:

$$RMS(\%) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} \left[\frac{100(\Delta c_{Ri})}{c_{Ri}}\right]^{2}}{n}}$$
(3.135)

Στην παρούσα εργασία υπολογίζονται επίσης και κάποιες στατιστικές παράμετροι που αφορούν στην κατανομή του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς. Ειδικότερα, οι παράμετροι αυτοί είναι:

- Η κατανομή του πλήθους των παρατηρήσεων στις διάφορες τιμές του απόλυτου μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος (Σχήμα 3.5a). Η κατανομή αυτή βοηθάει στον εντοπισμό ακραίων τιμών.
- Η κατανομή του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος συναρτήσει του αριθμού των παρατηρήσεων (Σχήμα 3.5b). Η κατανομή αυτή βοηθάει στον εντοπισμό κάποιας πιθανής τάσης των σφαλμάτων.
- Η εκατοστιαία συνεισφορά του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος στις διάφορες συχνότητες παρατήρησης (Σχήμα 3.5c). Η κατανομή αυτή βοηθάει στον εντοπισμό των σημείων των καμπυλών διασποράς που συνεισφέρουν περισσότερο στο συνολικό μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα.

### 3.4.7.2. ΠΙΝΑΚΑΣ ΔΙΑΚΡΙΤΙΚΗΣ ΙΚΑΝΟΤΗΤΑΣ

Ο πίνακας διακριτικής ικανότητας των παραμέτρων του μοντέλου (Resolution matrix - **R**) αποτελεί έναν δείκτη για την μοναδικότητα της επίλυσης των παραμέτρων αυτών. Είναι ένας συμμετρικός πίνακας διαστάσεων m x m, o οποίος, ιδανικά, προσεγγίζει τον μοναδιαίο πίνακα (**I**). Σε μια τέτοια ιδανική περίπτωση, οι παράμετροι του μοντέλου επιλύονται μονοσήμαντα από την διαδικασία αντιστροφής, δηλαδή, κάθε παράμετρος του μοντέλου είναι ανεξάρτητη από τις υπόλοιπες. Το γεγονός αυτό αποτελεί ικανή (αλλά όχι αναγκαία) συνθήκη για την σύγκλιση των παραμέτρων αυτών προς τις αντίστοιχες πραγματικές. Σε διαφορετική περίπτωση (**R** ≠ **I**), οι παράμετροι του μοντέλου εξαρτώνται μεταξύ τους σε βαθμό που ορίζεται από τις τιμές του πίνακα αυτού.



**Σχήμα 3.5:** Παράδειγμα (a) κατανομής του πλήθους των παρατηρήσεων στις διάφορες τιμές του απόλυτου μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος, (b) κατανομής του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος συναρτήσει του αριθμού των παρατηρήσεων και (c) εκατοστιαίας συνεισφοράς του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος στις διάφορες συχνότητες παρατήρησης. Το συνολικό μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα για τις τρεις καμπύλες διασποράς είναι 1.9%.

Μαθηματικά, ο πίνακας διακριτικής ικανότητας ορίζεται ως το γινόμενο του γενικευμένου αντίστροφου (Η) του συστήματος των γραμμικών εξισώσεων του προβλήματος με τον Ιακωβιανό πίνακα. Για αντιστροφή χωρίς περιορισμούς, και δεδομένης της ύπαρξης και του ακριβούς υπολογισμού του γενικευμένου αντίστροφου, ο πίνακας αυτός προσδιορίζεται από τη σχέση:

$$\mathbf{R} = \mathbf{H} \cdot \mathbf{J} = \left[ (\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{J})^{-1} \cdot \mathbf{J}^{\mathrm{T}} \right] \cdot \mathbf{J} = \mathbf{I}$$
(3.136)

Όπως φαίνεται από την ακόλουθη σχέση, ο πίνακας διακριτικής ικανότητας που προκύπτει από την εφαρμογή του περιορισμού απόσβεσης στην διαδικασία αντιστροφής δεν μπορεί εκ των πραγμάτων να αντιστοιχεί στον μοναδιαίο πίνακα (Meju, 1994) (ανεξάρτητα αν οι παράμετροι του μοντέλου εξαρτώνται μεταξύ τους ή όχι).

$$\mathbf{R} = \left[ \left( \mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{J} + \beta^{2} \mathbf{I} \right)^{-1} \cdot \mathbf{J}^{\mathrm{T}} \right] \cdot \mathbf{J} = \mathbf{I} + \left( \frac{\mathbf{J}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{J}}{\beta^{2} \mathbf{I}} \right)$$
(3.137)

Στην περίπτωση σταθμισμένης αντιστροφής υπό περιορισμούς, τότε, αντικαθιστώντας στην *Εξ. 3.136* τον Ιακωβιανό πίνακα με τον αντίστοιχο επαυξημένο σταθμισμένο Ιακωβιανό πίνακα και κάνοντας χρήση της μεθόδου ανάλυσης ιδιοτιμών (SVD), ο πίνακας διακριτικής ικανότητας δίδεται από τη σχέση:

$$\mathbf{R} = \left(\widehat{\mathbf{J}}_{+}^{\mathrm{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}}_{+}\right)^{-1} \cdot \widehat{\mathbf{J}}_{+}^{\mathrm{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}}_{+} = \left(\widehat{\mathbf{V}}_{+} \cdot \widehat{\mathbf{\Lambda}}_{+}^{-1} \cdot \widehat{\mathbf{U}}_{+}^{\mathrm{T}}\right) \cdot \left(\widehat{\mathbf{U}}_{+} \cdot \widehat{\mathbf{\Lambda}}_{+} \cdot \widehat{\mathbf{V}}_{+}^{\mathrm{T}}\right) = \widehat{\mathbf{V}}_{+} \cdot \widehat{\mathbf{V}}_{+}^{\mathrm{T}}$$
(3.138)

### 3.4.7.3. ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΥΜΜΕΤΑΒΛΗΤΟΤΗΤΑΣ

Μια σημαντική παράμετρος στην ανάλυση των γεωφυσικών δεδομένων με μεθόδους αντιστροφής αποτελεί η εκτίμηση των σφαλμάτων των παραμέτρων του προσδιοριζόμενου μοντέλου. Η απλούστερη μορφή της εκτίμησης αυτής αποτελεί ο προσδιορισμός των ορίων εμπιστοσύνης των τιμών των παραμέτρων του μοντέλου, μέσω του πίνακα συμμεταβλητότητας (Covariance matrix) των παραμέτρων αυτών (Meju, 1994). Ο πίνακας συμμεταβλητότητας των παραμέτρων του μοντέλου εξαρτάται από την συμμεταβλητότητα των πειραματικών σφαλμάτων και από τον τρόπο με τον οποίο αυτά αντιστοιχούνται στα σφάλματα των προσδιοριζόμενων παραμέτρων (Menke, 1984).

Ο πίνακας συμμεταβλητότητας (**Cov**) των παραμέτρων του μοντέλου είναι ένας τετραγωνικός συμμετρικός πίνακας διαστάσεων m x m (όπου m το πλήθος των παραμέτρων του μοντέλου), του οποίου τα διαγώνια στοιχεία (*Cov<sub>ii</sub>*) αντιστοιχούν στην διακύμανση ( $\sigma^2_i$ ) των παραμέτρων του μοντέλου, ενώ τα μη διαγώνια στοιχεία ποσοτικοποιούν την συσχέτιση τους. Μεγάλες τιμές των *ij* μη διαγώνιων στοιχείων του πίνακα αυτού σημαίνει ότι οι *i* και *j* παράμετροι του μοντέλου συσχετίζονται αρκετά μεταξύ τους. Η τετραγωνική ρίζα των διαγώνιων στοιχείων του πίνακα συμμεταβλητότητας θεωρείται ως η τυπική απόκλιση των παραμέτρων του μοντέλου που προκύπτει από την εκτιμήτρια των ελαχίστων τετραγώνων.

Υπό την προϋπόθεση ότι τα πειραματικά σφάλματα είναι στατιστικώς ασυσχέτιστα με ίδια διακύμανση (σ<sup>2</sup>), τότε ο πίνακας συμμεταβλητότητας των παραμέτρων του μοντέλου θα δίνεται από τη σχέση:

$$\mathbf{Cov}(\mathbf{Vs}) = \overline{\mathbf{H}} \cdot \mathbf{Cov}(\mathbf{c}_{\mathbf{R}}) \cdot \overline{\mathbf{H}}^{\mathrm{T}} = \overline{\mathbf{H}} \cdot \left[\sigma^{2}\mathbf{I}\right] \cdot \overline{\mathbf{H}}^{\mathrm{T}}$$
(3.139)

Ο πίνακας **H** είναι ο γενικευμένος αντίστροφος του συστήματος των γραμμικών εξισώσεων του προβλήματος, επιλύνοντας όμως το σύστημα ως προς **Vs**<sup>k</sup> αντί για **ΔVs**. Σε μια τέτοια περίπτωση, η γενικευμένη σταθμισμένη λύση του συστήματος των γραμμικών εξισώσεων της συνάρτησης ελαχιστοποίησης δίνεται από τη σχέση:
$$\mathbf{V}\mathbf{s}^{k} = \left\{ \left[ \widehat{\mathbf{J}}^{\mathrm{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}} + \beta^{2}\mathbf{I} + \gamma^{2}(\mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D}) \right]^{-1} \cdot \widehat{\mathbf{J}}^{\mathrm{T}} \right\} \cdot \left[ \Delta \widehat{\mathbf{c}}_{\mathrm{R}} + \widehat{\mathbf{J}} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s}^{k-1} \right] = \overline{\mathbf{H}} \cdot \left[ \Delta \widehat{\mathbf{c}}_{\mathrm{R}} + \widehat{\mathbf{J}} \cdot \mathbf{V}\mathbf{s}^{k-1} \right]$$
(3.140)

Επομένως, συνδυάζοντας την *Εξ. 3.139* και *Εξ. 3.140* και πραγματοποιώντας τις πράξεις, ο πίνακας συμμεταβλητότητας θα δίνεται από τη σχέση:

$$\mathbf{Cov}(\mathbf{Vs}) = \left[\widehat{\mathbf{J}}^{\mathrm{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}} + \beta^{2}\mathbf{I} + \gamma^{2}(\mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D})\right]^{-1} \cdot \widehat{\mathbf{J}}^{\mathrm{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}} \cdot \left[\widehat{\mathbf{J}}^{\mathrm{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}} + \beta^{2}\mathbf{I} + \gamma^{2}(\mathbf{D}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{D})\right]^{-1}$$
(3.141)

Χρησιμοποιώντας την συλλογιστική του επαυξημένου σταθμισμένου Ιακωβιανού πίνακα  $(\hat{J}_{+})$  (*Εξ. 3.124*), η *Εξ. 3.141* γίνεται:

$$\mathbf{Cov}(\mathbf{Vs}) = \left[\widehat{\mathbf{J}}_{+}^{\mathrm{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}}_{+}\right]^{-1} \cdot \widehat{\mathbf{J}}_{+}^{\mathrm{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}}_{+} \cdot \left[\widehat{\mathbf{J}}_{+}^{\mathrm{T}} \cdot \widehat{\mathbf{J}}_{+}\right]^{-1}$$
(3.142)

ενώ, αναλύοντας τον Ιακωβιανό πίνακα με την βοήθεια της SVD, η *Εξ. 3.142* απλοποιείται στην σχέση:

$$\mathbf{Cov}(\mathbf{Vs}) = \widehat{\mathbf{V}}_{+} \cdot \widehat{\mathbf{A}}_{+}^{-2} \cdot \widehat{\mathbf{V}}_{+}^{\mathrm{T}}$$
(3.143)

### 3.4.7.4. <u>ΠΙΝΑΚΑΣ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ</u>

Ως πίνακας ευαισθησίας (Sensitivity matrix) στην επίλυση ενός γραμμικού προβλήματος χαρακτηρίζεται ο Ιακωβιανός πίνακας (Παπαδόπουλος, 2006). Ο λόγος για τον οποίο αποκαλείται έτσι είναι το γεγονός ότι οι τιμές του εκφράζουν την ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου στις αντίστοιχες πειραματικές μετρήσεις. Άλλωστε, ο Ιακωβιανός πίνακας είναι ο πίνακας αυτός που συσχετίζει (γραμμικά) τις παραμέτρους του μοντέλου με τις πειραματικές μετρήσεις.

Αν θεωρηθεί λοιπόν ότι ο πίνακας ευαισθησίας (**J**) είναι διαστάσεων n x m, όπου n είναι το πλήθος των πειραματικών παρατηρήσεων ενώ, m είναι το πλήθος των παραμέτρων του μοντέλου, η τιμή  $J_{ij}$  του πίνακα αυτού θα εκφράζει την ευαισθησία της *j* παραμέτρου του μοντέλου στην *i* πειραματική μέτρηση ή την ευαισθησία της *i* πειραματικής μέτρησης στην *j* παράμετρο. Επομένως, το μέτρο (άθροισμα των απόλυτων τιμών – νόρμα L<sub>1</sub>, άθροισμα των τετραγώνων των τιμών - νόρμα L<sub>2</sub> κ.λ.π.) της *i* γραμμής του πίνακα αυτού εκφράζει την επίδραση της *i* πειραματικής μέτρησης σε όλες τις παραμέτρους του μοντέλου ενώ, το μέτρο της *j* στήλης εκφράζει την ευαισθησία της *j* παραμέτρου του μοντέλου σε όλες τις πειραματικές μετρήσεις.

Σε προηγούμενη παράγραφο (§ 3.4.4.2.2.) περιγράφηκε ότι το μέτρο (τετραγωνική ρίζα του αθροίσματος των τετραγώνων των τιμών) των γραμμών του Ιακωβιανού πίνακα

χρησιμοποιείται για την στάθμιση της αντιστροφής. Στα πλαίσια της εργασίας αυτής υπολογίζεται επίσης και το μέτρο της ευαισθησίας (*Sens<sub>j</sub>*) κάθε παραμέτρου (*j*) του μοντέλου (εκατοστιαίο άθροισμα των απόλυτων τιμών) από την ακόλουθη σχέση:

$$Sens_{j} = 100 * \frac{\sum_{i=1}^{n} |J_{ij}|}{\sum_{j=1}^{m} \sum_{i=1}^{n} |J_{ij}|}$$
(3.144)

Είναι προφανές ότι, οι παράμετροι του μοντέλου με μεγάλες τιμές ευαισθησίας θεωρούνται πιο αξιόπιστες (από τις παραμέτρους με μικρές τιμές), εφόσον η επίδραση των πειραματικών μετρήσεων σε αυτές είναι μεγαλύτερη.

### 3.5. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ kriSIS ΚΑΙ ΤΟΥ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Στα πλαίσια της εργασίας αυτής, αφενός αναπτύχθηκαν πρωτότυποι αλγόριθμοι για την υλοποίηση της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων και αφετέρου, ελέγχθηκαν και χρησιμοποιήθηκαν έτοιμοι αλγόριθμοι από την διεθνή βιβλιογραφία ή από πηγές στο διαδίκτυο. Το όνομα kriSIS αντιπροσωπεύει ένα σύνολο αλγόριθμων δομημένων σε γλώσσα προγραμματισμού MATLAB™ και FORTRAN που στοχεύουν στην ολοκληρωμένη επεξεργασία σεισμικών καταγραφών με την μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων. Το πρώτο συνθετικό του ονόματος αυτού (kri) προέρχεται από το επίθετο του συγγραφέα της παρούσας διατριβής ενώ το δεύτερο, από το ακρωνύμιο: "Rayleigh <u>S</u>urface waves <u>I</u>nversion <u>S</u>oftware" (λογισμικό αντιστροφής επιφανειακών κυμάτων Rayleigh).

Ο πυρήνας του kriSIS αποτελείται από ένα εκτελέσιμο αρχείο (ACDC.EXE) δομημένο σε γλώσσα FORTRAN που υλοποιεί την επίλυση του ευθέως προβλήματος και την αντιστροφή των πειραματικών καμπυλών διασποράς και πλαισιώνεται με αλγόριθμους σε γλώσσα MATLAB<sup>™</sup> οι οποίοι χρησιμοποιούνται, αφενός για την ανάγνωση σεισμικών δεδομένων και τον προσδιορισμό των πειραματικών καμπυλών διασποράς τους και αφετέρου, για την διαχείριση και απεικόνιση των ενδιάμεσων και τελικών αποτελεσμάτων της επεξεργασίας.

### 3.5.1. Περιγραφή του kriSIS

Στην παρούσα φάση, έχει ολοκληρωθεί η αυτοματοποιημένη έκδοση του kriSIS (kriSISauto), όπου ο χρήστης καθοδηγείται με συγκεκριμένα βήματα κατά την επεξεργασία των σεισμικών καταγραφών με την μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων. Παράλληλα, βρίσκονται σε στάδιο εξέλιξης βοηθητικοί αλγόριθμοι (όπως αυτοί για την δημιουργία συνθετικών καμπυλών διασποράς) οι οποίοι, μαζί με νέους (που θα αφορούν στην διαχείριση των ενδιάμεσων και τελικών αποτελεσμάτων), θα αποτελέσουν μελλοντικά μια νέα έκδοση του kriSIS. Σχεδόν σε όλα στάδια επεξεργασίας με το kriSIS, ο χρήστης καλείται να χρησιμοποιήσει και την δική του «κρίση», όχι μόνο για την επιλογή των καταλληλότερων παραμέτρων επεξεργασίας, αλλά και για την αξιολόγηση των τελικών αποτελεσμάτων.

Τα κύρια βήματα της αυτοματοποιημένης έκδοσης του kriSIS συνοψίζονται στο διάγραμμα ροής του Σχήματος 3.6, ενώ περιγράφονται πιο αναλυτικά από τα ακόλουθα στάδια:



**Σχήμα 3.6:** Διάγραμμα ροής των κυρίων βημάτων του kriSIS auto για την επεξεργασία των σεισμικών καταγραφών με την μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων.

### 3.5.1.1. ΑΝΑΓΝΩΣΗ ΚΑΙ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ

Κατά το στάδιο αυτό πραγματοποιείται η ανάγνωση και η απεικόνιση (Σχήμα 3.7) των σεισμικών καταγραφών από αρχεία SEG Y (Barry et al, 1975, Norris and Faichney, 2002). Για την ανάγνωση των αρχείων αυτών τροποποιήθηκαν στις ανάγκες του kriSIS οι αλγόριθμοι του <u>SegyMAT</u> [8]<sup>§§§</sup>. Αντίστοιχα, για την απεικόνιση των αρχείων αυτών τροποποιήθηκαν στις ανάγκες του kriSIS οι αλγόριθμοι του <u>Seismic-Lab</u> [9]<sup>\*\*\*\*</sup>.



**Σχήμα 3.7:** Απεικόνιση συνθετικών σεισμικών καταγραφών (μοντέλο SSR-2, βλ. κεφ. 4.) Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζονται τα σεισμικά ίχνη, ενώ στον κατακόρυφο ο χρόνος σε ms.

### 3.5.1.2. ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ

Κατά το στάδιο αυτό πραγματοποιείται ο μετασχηματισμός του κυματικού πεδίου (Radon Transform). Εισάγονται παράμετροι που αφορούν στην γεωμετρία του πειράματος (υπάρχει δυνατότητα ανάγνωσης της από τις επικεφαλίδες του αρχείου SEG Y) και του μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου (Σχήμα 3.8). Οι παράμετροι αυτοί είναι:

- Η θέση του πρώτου γεωφώνου κατά μήκος της σεισμική γραμμή μελέτης (First Receiver Coordinate).
- Η ισαπόσταση των γεωφώνων (Receiver Interval).
- Η συντεταγμένη του τελευταίου γεωφώνου στην σεισμική γραμμή μελέτης (Last Receiver Coordinate).
- Η θέση της πηγής (Source Coordinate).

<sup>§§§</sup> Ηλεκτρονική πηγή No 8

<sup>\*\*\*\*</sup> Ηλεκτρονική πηγή Νο 9

- Επιλογή (ή όχι) της κανονικοποίησης του πλάτους των σεισμικών ιχνών (Normalize amplitudes of original (t,x) data).
- Η ελάχιστη ταχύτητα φάσης (Minimum Phase Velocity (m/s) V<sub>Rmin</sub>).
- Η μέγιστη ταχύτητα φάσης (Maximum Phase Velocity (m/s) V<sub>Rmax</sub>).
- > Το βήμα διακριτοποίησης του άξονα της ταχύτητας φάσης (Velocity Increment (m/s)).
- Η ελάχιστη συχνότητα (Minimum Frequency (Hz) f<sub>min</sub>).
- Η μέγιστη συχνότητα (Maximum Frequency (Hz) f<sub>max</sub>).
- > Το βήμα διακριτοποίησης του άξονα της συχνότητας (Frequency Increment (Hz)).

Για τον μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου δημιουργήθηκαν αλγόριθμοι που βασίζονται σε αυτούς του <u>Seismic-Lab</u> [9].

🐠 Wavefield Transformation Pa	ramet 🔀									
WAVEFIELD TRANSFORMATION PA	RAMETERS									
Shot Geometry										
Get from Headers / Set Irregular Group Interval										
First Receiver Coordinate	1.00									
Receiver Interval (m)	1.00									
Last Receiver Coordinate	100.00									
Source Coordinate	0.00									
Wavefield Transformation     Ormalize amplitudes of original (t,x)	on									
Minimum Phase Velocity (m/s)	100.0									
Maximum Phase Velocity (m/s)	300.0									
Velocity Increment (m/s)	1.0									
Minimum Frequency (Hz)	1.0									
Maximum Frequency (Hz)	70.0									
Frequency Increment (Hz)	1.0									
Cancel Default	OK									

**Σχήμα 3.8:** Ορισμός των παραμέτρων του μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου.

### 3.5.1.3. <u>ΕΠΙΛΟΓΗ ΤΩΝ ΚΑΜΠΥΛΩΝ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ</u>

Οι καμπύλες διασποράς (θεμελιώδης ή/και ανώτερης τάξης) επιλέγονται περικλείοντας τα τοπικά ενεργειακά μέγιστα που αντιστοιχούν σε αυτές (Σχήμα 3.9) και έχουν υπολογιστεί για κάθε συχνότητα. Υπάρχει η δυνατότητα εισαγωγής και απεικόνισης καμπυλών διασποράς άλλων (ή και των ίδιων) σεισμικών καταγραφών. Για κάθε σημείο της καμπύλης διασποράς πραγματοποιείται η εκτίμηση της τυπικής απόκλισης των πειραματικών δεδομένων. Με την παραδοχή ότι η ενέργεια που κατανέμεται στις καμπύλες διασποράς ακολουθεί, για κάθε συχνοτητα, κανονική κατανομή, η εκτίμηση αυτή αντιστοιχεί (για δεδομένη συχνότητα και καμπύλη διασποράς) στην ελάχιστη απόσταση (κατά μήκος του άξονα των ταχυτήτων φάσης) μεταξύ του σημείου της καμπύλης διασποράς και του



αντίστοιχου σημείου στο οποίο η σεισμική ενέργεια είναι μικρότερη ή ίση από το 60,65 % της ενέργειας του σημείου της καμπύλης διασποράς.

**Σχήμα 3.9:** Απεικόνιση της σχετικής κατανομής της σεισμικής ενέργειας (χρωματική κλίμακα) συνθετικών καταγραφών (μοντέλο SSR-2 βλ. κεφ. 4) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα, ενώ οι λευκές διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν το ελάχιστο (δεξιά) και το μέγιστο (αριστερά) μήκος κύματος. Η επιλεγμένη καμπύλη διασποράς (θεμελιώδης) οριοθετείται με τα τετράγωνα ενώ, με κύκλους απεικονίζονται οι τρεις καμπύλες διασποράς (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης) που έχουν αποθηκευτεί από προηγούμενη επεξεργασία των ίδιων καταγραφών. Για κάθε μέτρηση έχει πραγματοποιηθεί η εκτίμηση της διακύμανσής της (απεικονίζεται με το σύμβολο |—|). Παρέχεται η δυνατότητα επιλογής καμπύλης διασποράς ανώτερης τάξης.

## 3.5.1.4. <u>ΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ ΑΡΧΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ, ΤΗΣ</u> <u>ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΚΡΙΤΗΡΙΩΝ ΣΥΓΚΛΙΣΗΣ</u>

Κατά το στάδιο πραγματοποιείται ο ορισμός των παραμέτρων του αρχικού μοντέλου (model parameters), των παραμέτρων αντιστροφής (Inversion parameters) και των κριτηρίων σύγκλισης του αλγόριθμου αντιστροφής (Σχήμα 3.10).

Οι παράμετροι του αρχικού μοντέλου (πάχος στρωμάτων, ταχύτητα Vp, ταχύτητα Vs και πυκνότητα) είναι δυνατό να εκτιμηθούν αυτόματα από την θεμελιώδη καμπύλη διασποράς ή να καθοριστούν (ημιαυτόματα ή χειροκίνητα) από τον χρήστη. Παρέχεται επίσης η δυνατότητα εισαγωγής αποθηκευμένου αρχικού μοντέλου (Load). Για τον αυτόματο προσδιορισμό του αρχικού εδαφικού μοντέλου από την θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (Calculate from DC) λαμβάνονται υπόψη τα εξής:

Από τις καμπύλες διασποράς και για κάθε τιμή ταχύτητας φάσης και συχνότητας είναι δυνατό να προσδιοριστεί το αντίστοιχο μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, σύμφωνα με τη θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής:

$$c_R = \lambda_R \cdot f_R \tag{3.145}$$

όπου  $c_R$  είναι η ταχύτητα φάσης,  $f_R$  η συχνότητα και  $\lambda_R$  το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

- Τα επιφανειακά κύματα Rayleigh διεισδύουν πρακτικά σε μέγιστο βάθος περίπου ίσο με το μήκος κύματός τους (Nazarian, 1984) και επομένως οι πληροφορίες που εμπεριέχουν για τους εδαφικούς σχηματισμούς συνοψίζονται μέχρι το βάθος αυτό.
- Για ομοιογενή ημιχώρο, η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (V<sub>R</sub>) είναι σταθερή σε όλες τις συχνότητες (c<sub>R</sub> = V<sub>R</sub>)συνδέεται με την ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (V<sub>S</sub>) με τη σχέση:

$$V_R(f_i) = a \cdot V_S(f_i) \tag{3.146}$$

όπου ο αριθμητικός συντελεστής α λαμβάνει τιμές από 0.874 έως 0.955 για αντίστοιχες τιμές του λόγου Poisson από 0.0 έως 0.5 (Xia et al, 1999a, Stokoe et al, 1994, Sheriff and Geldart, 1995).

Εν κατακλείδι, υπολογίζεται το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh από την *Eξ. 3.145*. Στη συνέχεια ορίζοντας τον λόγο του μήκους κύματος ως προς την διείσδυσή του (λ / depth ratio – λαμβάνει τιμές από 1 έως 3), υπολογίζεται το μέγιστο βάθος διείσδυσης των επιφανειακών κυμάτων (max depth) και το πάχος (Thickness) των στρωμάτων του εδαφικού μοντέλου, χρησιμοποιώντας τρεις διαβαθμίσεις στρωμάτωσης (coarse, medium, fine). Η αρχική εκτίμηση της κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (Vs) με το βάθος πραγματοποιείται λαμβάνοντας υπόψη την *Εξ. 3.146*. Ακολούθως, θεωρώντας σταθερό λόγο του Poisson (*ν*) για κάθε εδαφικό στρώμα είναι δυνατό να εκτιμηθεί η ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων (*Vp*). Τέλος, με τη χρήση εμπειρικών σχέσεων (Tezcan et al., 2006) εκτιμάται και η πυκνότητα (ρ) κάθε εδαφικού στρώματος σύμφωνα με τη σχέση:

$$\rho = 0.0002 * Vp + 1.7 \quad \sigma \varepsilon \ gr / cm^3 \tag{3.147}$$

Για τον ημιαυτόματο προσδιορισμό του αρχικού εδαφικού μοντέλου, ο χρήστης καθορίζει τον αριθμό των στρωμάτων (No of Layers) και το μέγιστο βάθος διασκόπησης (max depth) και επιλέγει αν τα στρώματα θα είναι ισοπαχή (Equal) ή (γραμμικά) μεταβαλλόμενου (Variable) πάχους σε συνάρτηση με το βάθος. Οι υπόλοιποι παράμετροι του μοντέλου (Vs, Vp και ρ) υπολογίζονται όπως περιγράφηκε προηγουμένως.

Η απεικόνιση όλων των παραμέτρων του μοντέλου πραγματοποιείται σε πίνακα (Σχήμα 3.10) μέσω του προεγκατεστημένου προγράμματος ελεύθερης χρήσης <u>Simple Grid</u> [10]<sup>††††</sup>. Έτσι, ο χρήστης έχει την δυνατότητα να τροποποιήσει χειροκίνητα οποιανδήποτε παράμετρο του μοντέλου, πληκτρολογώντας την νέα του τιμή στο αντίστοιχο κελί.

A-priori πληροφορίες για τις παραμέτρους του εδαφικού μοντέλου που προέρχονται από άλλες μεθόδους (γεωφυσικές, γεωτρήσεις κ.λ.π.) είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν προκειμένου να διατηρηθούν αναλλοίωτες οι τιμές των παραμέτρων αυτών κατά την διαδικασία αντιστροφής (θέτοντας την παράμετρο fixed Vp, Vs, Pois, ρ ίση με μηδέν – Σχήμα 3.10).



**Σχήμα 3.10:** Ορισμός των παραμέτρων του αρχικού μοντέλου (model parameters), των παραμέτρων αντιστροφής (Inversion parameters) και των κριτηρίων σύγκλισης (convergence criteria) του αλγόριθμου αντιστροφής.

<sup>&</sup>lt;sup>++++</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές No 10

Οι παράμετροι αντιστροφής που καθορίζονται είναι οι εξής:

- Επιλογή ανάμεσα στον υπολογισμό του Ιακωβιανού πίνακα (Jacobian) με την μέθοδο Thomson – Haskell (T – H) και την Quasi – Newton.
- Επιλογή (καμίας, μιας ή/και συνδυασμού) σταθμισμένης αντιστροφής (Weighting) ανάμεσα στις: (α) στάθμιση με τη τυπική απόκλιση της καμπύλης διασποράς (DC error), (β) στάθμιση με το άθροισμα των απόλυτων τιμών των γραμμών της Ιακωβιανής (Jacobian Values) και (γ) στάθμιση με τη διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών των καμπυλών διασποράς (Robust Inversion).
- Επιλογή περιορισμού αντιστροφής (Constraint) ανάμεσα στους περιορισμούς: (α) εξομάλυνσης, (β) απόσβεσης, (γ) Σταθμισμένης εξομάλυνσης, (δ) συνδυασμού του (α) και (β), και (ε) συνδυασμού του (β) και (γ).

Τα κριτήρια σύγκλισης (Convergence Criteria) που καθορίζονται και οι τιμές που μπορούν να πάρουν είναι οι εξής:

(1)	Υπολογισμός βέλτιστου βάρους του περιορισμού (Optimizing RMS)	: ΝΑΙ ή ΟΧΙ
(2)	Μέγιστος αριθμός των επαναλήψεων (Max Iterations)	: <b>1 – 200</b>
(3)	Ελάχιστο εκατοστιαίο μέσο τετραγωνικό σφάλμα (Min %RMS error)	: 0.1 – 100
(4)	Μέγιστη τροποποίηση του μοντέλου όταν το κριτήριο του σφάλματος ικανοποιείται (προαιρετική επιλογή – Max Vs correction for RMS satisfied (m/s))	: <b>0.1 – 999.9</b>

(5) Ελάχιστη τροποποίηση του μοντέλου όταν το κριτήριο του σφάλματος δεν ικανοποιείται (Min Vs correction for RMS NOT satisfied (m/s)) : **0.001 – 0.1** 

Η επαναληπτική διαδικασία τερματίζεται όταν ικανοποιηθεί το κριτήριο (2), ή το κριτήριο (3) όταν δεν είναι ενεργοποιημένο το κριτήριο (4), ή ταυτόχρονα το κριτήριο (3) και (4), όταν είναι ενεργοποιημένο το κριτήριο (4), ή το κριτήριο (5). Η επαναληπτική διαδικασία επίσης τερματίζεται αυτόματα (α) όταν πραγματοποιείται ο υπολογισμός του βέλτιστου βάρους περιορισμού και παρατηρηθεί στην k επανάληψη αύξηση του σφάλματος RMS% σε σχέση με την επανάληψη k-1 ή όταν η διαφορά του σφάλματος αυτού σε δύο διαδοχικές επαναλήψεις είναι μικρότερη από -5·10<sup>-6</sup> (ένδειξη ότι ο αλγόριθμος συγκλίνει πολύ αργά), (β) όταν ο συντελεστής Lagrange ενός περιορισμού πάρει τιμή μεγαλύτερη από 10<sup>10</sup> (ένδειξη ότι ο αλγόριθμος αποκλίνει) και (γ) όταν ο συντελεστής Lagrange ενός περιορισμος συγκλίνει πολύ αργά).

Μετά την ολοκλήρωση του ορισμού των παραμέτρων του αρχικού μοντέλου, των παραμέτρων αντιστροφής και των κριτηρίων σύγκλισης του αλγόριθμου 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 αλγόριθμων σε γλώσσα MATLAB™.

## 3.5.1.5. <u>ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΚΑΙ ΑΠΟΘΗΚΕΥΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ</u> <u>ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ</u>

Μετά το τέλος της διαδικασίας αντιστροφής, πραγματοποιείται η ανάγνωση των τριών αλφαριθμητικών αρχείων εξόδου, τα οποία περιλαμβάνουν τα αποτελέσματα της αντιστροφής. Στο πρώτο αρχείο εξόδου (ACDC\_OUT.TXT) αποθηκεύονται πληροφορίες που αφορούν τις υπολογιζόμενες (θεωρητικές) καμπύλες διασποράς και το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό (RMS%) σφάλμα σε σχέση με τις πειραματικές, το εδαφικό μοντέλο από το οποίο προέκυψαν και τις τιμές των πολλαπλασιαστών Lagrange για κάθε επανάληψη. Το μοντέλο για το οποίο παρατηρείται το μικρότερο RMS% σφάλμα μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς επιλέγεται και απεικονίζεται (Σχήμα 3.11 ως το βέλτιστο μοντέλο ενώ παράλληλα, απεικονίζονται και οι τιμές αυτού του σφάλματος για κάθε επανάληψη (Σχήμα 3.12). Επίσης, υπολογίζονται και απεικονίζονται οι στατιστικές παράμετροι που αφορούν στην κατανομή του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς και περιγράφονται στην παράγραφο §3.4.7.1 (Σχήμα 3.13). Τέλος, σε ένα από τα άλλα δύο αρχεία εξόδου (ACDC RES.TXT) αποθηκεύονται για κάθε επανάληψη οι τιμές του πίνακα διακριτικής ικανότητας (Resolution Matrix) και του πίνακα συμμεταβλητότητας (Covariance Matrix), ενώ στο δεύτερο (ACDC\_JAC.TXT), οι τιμές του Ιακωβιανού πίνακα. Από τον πίνακα συμμεταβλητότητας και τον Ιακωβιανό πίνακα υπολογίζονται και απεικονίζονται οι τυπικές αποκλίσεις και η ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, αντίστοιχα (Σχήμα 3.14), ενώ πραγματοποιείται και η απεικόνιση των τιμών του πίνακα διακριτικής ικανότητας (Σχήμα 3.14).

Για το βέλτιστο μοντέλο αντιστροφής πραγματοποιείται σε δεύτερη φάση η επίλυση του ευθέως προβλήματος για τον υπολογισμό όλων των καμπυλών διασποράς που περιλαμβάνονται στο παράθυρο του μετασχηματισμένου κυματικού πεδίου στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας φάσης [ $(f_{min}, V_{Rmin})$ ,  $(f_{max}, V_{Rmax})$ ]. Οι θεωρητικές αυτές καμπύλες απεικονίζονται σε υπέρθεση με τις τιμές του κυματικού πεδίου στο χώρο συχνότητας ταχύτητας φάσης (Σχήμα 3.15). Ο στόχος της απεικόνισης αυτής είναι αφενός, η αποτίμηση των επιλεγμένων σημείων των καμπυλών διασποράς και αφετέρου, η αναγνώριση μη επιλεγμένων καμπυλών διασποράς ανώτερης τάξης μπορούσαν που θα να χρησιμοποιηθούν σε πιθανή επανεπεξεργασία των σεισμικών δεδομένων.



**Σχήμα 3.11:** 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).



**Σχήμα 3.12:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (DC RMS ERROR) μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη (Iteration). Το τρέχον (ελάχιστο) σφάλμα είναι 0.773% και ο παράγοντας εξομάλυνσης 0.0723.



**Σχήμα 3.13:** Κατανομή του πλήθους των παρατηρήσεων στις διάφορες τιμές του απόλυτου μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος (πάνω), κατανομή του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος συναρτήσει του αύξοντα αριθμού παρατήρησης (ενδιάμεσα) και εκατοστιαία συνεισφορά του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος στις διάφορες συχνότητες παρατήρησης (κάτω).



**Σχήμα 3.14:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου συναρτήσει του βάθους, εκφρασμένη επί τοις εκατό (% Sensitivity) και όρια των παραμέτρων του μοντέλου (Model bounds) που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά).



**Σχήμα 3.15:** Υπέρθεση (μαύρες διακεκομμένες γραμμές) των θεωρητικών καμπυλών διασποράς (θεμελιώδους και 8 ανώτερης τάξης) που προέκυψαν από την επίλυση του ευθέως προβλήματος του βέλτιστου μοντέλου (Σχήμα 3.11) στην κατανομή της σεισμικής ενέργειας στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας φάσης.

Κατά την αποθήκευση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής, δημιουργείται ένας φάκελος με όνομα και θέση που επιλέγει ο χρήστης, ο οποίος περιέχει: α) τα αρχεία εισόδου και εξόδου από τον αλγόριθμο αντιστροφής, β) πίνακες MATLAB™ με τις πειραματικές καμπύλες διασποράς και το βέλτιστο μοντέλο αντιστροφής (κατανομή Vs με το βάθος), γ) αρχείο \*.xls με το βέλτιστο μοντέλο αντιστροφής και τις αντίστοιχες καμπύλες διασποράς του και δ) αρχεία εικόνων αντίστοιχα με αυτά που απεικονίζονται στα Σχήματα 3.7 και 3.11 έως 3.15.

### 3.5.2. Περιγραφή του αλγόριθμου αντιστροφής (ACDC)

Ο αλγόριθμος αντιστροφής βασίζεται σε πρωτότυπους αλγόριθμους που αναπτύχθηκαν σε παλαιότερες εργασίες του συγγραφέα της παρούσας διατριβής (Κρητικάκης, 2000), οι οποίοι έχουν δοκιμαστεί επιτυχώς σε αρκετές εφαρμογές (Κρητικάκης, 2001). Τα κύρια χαρακτηριστικά του αλγόριθμου αυτού συνοψίζονται στο διάγραμμα ροής του Σχήματος 3.16, ενώ περιγράφονται πιο αναλυτικά από τα ακόλουθα στάδια:



**Σχήμα 3.16:** Διάγραμμα ροής των κύριων βημάτων που ακολουθούνται κατά την εκτέλεση του αλγόριθμου αντιστροφής (ACDC).

- Ανάγνωση δεδομένων από το αρχείο εισόδου και εκτύπωσή τους στο 1° αρχείο εξόδου (ACDC\_OUT.TXT).
- 2. Επίλυση του ευθέως προβλήματος. Το στάδιο αυτό περιλαμβάνει τον προσδιορισμό ενός αρχικού διαστήματος στο οποίο να εμπεριέχεται μια ρίζα της συνάρτησης διασποράς (bracketing) και εν συνεχεία, τον υπολογισμό των ριζών της συνάρτησης διασποράς (bisection) (Press et al., 1992).
- 3. Υπολογισμός του RMS%. Έλεγχος κριτηρίων σύγκλισης ή έλεγχος προϋποθέσεων αυτόματου τερματισμού. Τερματισμός της αντιστροφής εφόσον τα κριτήρια ή οι προϋποθέσεις ικανοποιούνται. Διατήρηση των παραμέτρων της προηγούμενης επανάληψης αν το σφάλμα RMS% της τρέχουσας επανάληψης είναι μεγαλύτερο από αυτό της προηγούμενης. Εκτύπωση των αποτελεσμάτων στο 1° αρχείο εξόδου.
- 4. Τροποποίηση των πολλαπλασιαστών Lagrange στην περίπτωση που δεν έχει επιλεγεί η εύρεση των βέλτιστων τιμών τους.
- 5. Υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα με την μέθοδο Thomson Haskell ή με την Quasi-Newton (εκτός της 1<sup>ης</sup> επανάληψης) και εκτύπωση των τιμών του στο 3° αρχείο εξόδου (ACDC\_JAC.TXT).
- 6. Στάθμιση της αντιστροφής με την τυπική απόκλιση της καμπύλης διασποράς ή/και με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα ή/και με τη διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών των καμπυλών διασποράς (Robust Inversion).
- Εισαγωγή των a-priori πληροφοριών (αν υπάρχουν) στην διαδικασία αντιστροφής με την δημιουργία του επαυξημένου συστήματος των γραμμικών εξισώσεων.
- 8. Έλεγχος για την εισαγωγή των περιορισμών (εξομάλυνσης, απόσβεσης, σταθμισμένης εξομάλυνσης) στην διαδικασία αντιστροφής. Στην περίπτωση επιλογής της εύρεσης των βέλτιστων πολλαπλασιαστών Lagrange πραγματοποιούνται τα ακόλουθα βήματα:
  - (α) Υπολογισμός 11 ή 5 τιμών του πολλαπλασιαστή Lagrange για τον περιορισμό απόσβεσης ή εξομάλυνσης-σταθμισμένης εξομάλυνσης, αντίστοιχα.
  - (β) Έναρξη εσωτερικών επαναλήψεων. Δημιουργία του επαυξημένου συστήματος γραμμικών εξισώσεων.
  - (γ) Ανάλυση του Ιακωβιανού πίνακα με την SVD και έλεγχος ιδιοτιμών.
  - (δ) Επίλυση του (επαυξημένου) συστήματος των γραμμικών εξισώσεων.
  - (ε) Έλεγχος της διόρθωσης του μοντέλου και τροποποίηση των παραμέτρων.
  - (στ) Επίλυση του ευθέως προβλήματος.
  - (ζ) Υπολογισμός του RMS%.
  - (η) Επανάληψη των βημάτων 8α έως 8ζ και εύρεση του βέλτιστου μοντέλου.
  - (θ) Τερματισμός των επαναλήψεων εφόσον το σφάλμα του βέλτιστου μοντέλου είναι μεγαλύτερο από αυτό της προηγούμενης (καθολικής) επανάληψης. Διαφορετικά, υπολογίζονται οι πίνακες διακριτικής ικανότητας και συμμεταβλητότητας, των οποίων οι τιμές αποθηκεύονται στο 2° αρχείο εξόδου (ACDC\_RES.TXT) και επαναλαμβάνονται τα βήματα 2 έως 8.

Στην περίπτωση που δεν επιλέγεται η εύρεση των βέλτιστων πολλαπλασιαστών Lagrange ακολουθούνται τα ακόλουθα βήματα:

- 9. Δημιουργία του επαυξημένου συστήματος των γραμμικών εξισώσεων για την εισαγωγή των περιορισμών (εφόσον έχουν επιλεγεί).
- 10. Ανάλυση του Ιακωβιανού πίνακα με την SVD και έλεγχος ιδιοτιμών.
- 11. Επίλυση του (επαυξημένου ή μη) συστήματος των γραμμικών εξισώσεων.

- 12. Έλεγχος της διόρθωσης του μοντέλου και αναβάθμιση των παραμέτρων.
- 13. Υπολογισμός του πίνακα συμμεταβλητότητας και διακριτικής ικανότητας και εκτύπωση των τιμών τους στο 2° αρχείο εξόδου (ACDC\_RES.TXT).
- 14. Επανάληψη των βημάτων 2 έως 13.

Στην παρούσα εργασία, από τα προαναφερθέντα στάδια δεν έχουν περιγραφεί οι τεχνικές που έχουν χρησιμοποιηθεί για τον τρόπο προσδιορισμού των (βέλτιστων ή μη) πολλαπλασιαστών Lagrange (στάδιο 2γ) και τον έλεγχο της διόρθωσης του μοντέλου, πριν την τροποποίηση των παραμέτρων του (στάδιο 9).

Στην περίπτωση που δεν επιλέγεται ο βέλτιστος προσδιορισμός των πολλαπλασιαστών Lagrange (παράγοντας εξομάλυνσης, απόσβεσης και σταθμισμένης εξομάλυνσης) τότε, λαμβάνοντας μια αρχική τιμή ίση με 0.001 και ανάλογα αν το σφάλμα RMS% είναι μικρότερο ή μεγαλύτερο από αυτό της προηγούμενης (καθολικής) επανάληψης, πραγματοποιείται ο υποδεκαπλασιασμός ή ο δεκαπλασιασμός τους, αντίστοιχα (Marquardt, 1963). Σε αντίθετη περίπτωση, στην πορεία της αντιστροφής πραγματοποιείται μια εσωτερική επαναληπτική διαδικασία κατά την οποία αναζητείται ο βέλτιστος<sup>‡‡‡‡</sup> πολλαπλασιαστής Lagrange. Η διαδικασία αυτή διαφέρει, ανάλογα την επιλογή του περιορισμού.

Ο τρόπος προσδιορισμού του βέλτιστου παράγοντα απόσβεσης (damping factor) βασίζεται στην συλλογιστική του Marquardt (1963) με τη διαφοροποίηση ότι σε κάθε καθολική επανάληψη εξετάζονται από 1 έως 11 τιμές του. Ο υπολογισμός των τιμών αυτών πραγματοποιείται από τη σχέση:

$$\beta_{k}(j) = \beta_{k-1} \cdot 10^{-j+4} \quad \gamma \alpha \ \beta_{k-1} \neq 0 \qquad j = 1, 2, 3, \dots 10$$
  
$$\beta_{k}(j) = 10^{-j+1} \qquad \gamma \alpha \ \beta_{k-1} = 0 \qquad j = 1, 2, 3, \dots 10$$
  
$$\beta_{k}(11) = 0 \qquad (3.148)$$

όπου  $\beta_{k-1}$  είναι ο παράγοντας απόσβεσης της προηγούμενης καθολικής επανάληψης και  $\beta_0$ =0.001. Κατά την εσωτερική επαναληπτική διαδικασία ο παράγοντας απόσβεσης λαμβάνει διαδοχικά τιμές από την μεγαλύτερη (*j*=1) προς την μικρότερη (*j*=10). Ως βέλτιστος παράγοντας απόσβεσης θεωρείται εκείνος που δίνει το μικρότερο σφάλμα RMS%, ενώ θα πρέπει να σημειωθεί ότι η εσωτερική επαναληπτική διαδικασία τερματίζεται όταν παρατηρηθεί αύξηση του σφάλματος RMS%.

Ο τρόπος προσδιορισμού του βέλτιστου παράγοντα εξομάλυνσης και σταθμισμένης εξομάλυνσης (smoothing και blocky factor) βασίζεται στην συλλογιστική που αναφέρεται από

<sup>\*\*\*\*\*</sup> Σε κάποιο προκαθορισμένο εύρος

τον Tsourlos (1995). Ο βέλτιστος πολλαπλασιαστής Lagrange σε αυτήν την περίπτωση αναζητείται μεταξύ των τιμών:

$$\gamma_k(j) = 10^j \gamma_{k-1}$$
  $j = -2, -1, 0, 1, 2$  (3.149)

όπου  $\gamma_0=0.001$  και  $\gamma_{k-1}$  είναι ο πολλαπλασιαστής Lagrange της προηγούμενης καθολικής επανάληψης, ή της ελάχιστης τιμής μιας συνάρτησης παρεμβολής<sup>§§§§</sup> που υπολογίζεται με την μέθοδο της κυβικής πολυονυμικής παρεμβολής (cubic spline) (De Boor, 1978) από τις τιμές του δεκαδικού (log<sub>10</sub>) λογάριθμου των  $\gamma_k(j)$  (*Eξ. 3.149*). Ως βέλτιστος παράγοντας απόσβεσης θεωρείται εκείνος που δίνει το μικρότερο σφάλμα RMS%. Η ελάχιστη τιμή της συνάρτησης παρεμβολής πορωγούμενης αυτής μας συνάρτησης παρεμβολής ποροδιορίζεται στο σημείο μηδενισμού της πρώτης παραγώγου της, υπολογίζοντας αρχικά ένα διάστημα που να εμπεριέχει μια ρίζα της συνάρτησης αυτής (bracketing) και στη συνέχεια, υπολογίζοντας τις ρίζες της με την μέθοδο της διχοτόμησης (bisection) (Press et al., 1992).

Ο έλεγχος της διόρθωσης του μοντέλου, πριν την τροποποίηση των παραμέτρων του (στάδιο 9) είναι απαραίτητη, κυρίως στις αρχικές επαναλήψεις (όπου ο αλγόριθμος τείνει να συγκλίνει με μεγαλύτερα βήματα προς τη λύση) και στην περίπτωση μη επιλογής εύρεσης του βέλτιστου πολλαπλασιαστή Lagrange. Σε διαφορετική περίπτωση, μπορεί να προκληθούν αριθμητικά σφάλματα στην διαδικασία αντιστροφής, λόγω αρνητικών ή πολύ μεγάλων τιμών Vs. Κατά τον έλεγχο της διόρθωσης του μοντέλου, συνήθως λαμβάνεται μέριμνα έτσι ώστε να διατηρηθεί αναλλοίωτη η κατεύθυνση του διανύσματός των παραμέτρων του μοντέλου και τροποποιείται μόνο το μέτρο του. Στην παρούσα εργασία η συλλογιστική αυτή έδωσε χειρότερα αποτελέσματα σε σχέση με αυτήν που προτείνεται

$$Vs^{k+1}(j) = Vs^{k}(j) + \Delta Vs^{k}(j) \qquad \qquad \delta \tau \alpha \nu \quad \left| \Delta Vs^{k}(j) \right| \ge Vs^{k}(j)/10 \quad j = 1, 2, \dots m$$

$$Vs^{k+1}(j) = Vs^{k}(j) + \frac{\Delta Vs^{k}(j)}{|\Delta Vs^{k}(j)|} \cdot Vs^{k}(j)/10 \quad \acute{o}\tau\alpha\nu \quad |\Delta Vs^{k}(j)| < Vs^{k}(j)/10 \quad j = 1, 2, ...m$$
(3.150)

Με τον τρόπο αυτό επιτυγχάνεται η ελάττωση του μεγέθους της διόρθωσης που επιβάλει ο αλγόριθμος σε κάθε επανάληψη στις προηγούμενες τιμές των Vs. Έτσι, αποφεύγεται η μεγάλη διακύμανση στις τιμές των Vs και επομένως αυξάνεται η πιθανότητα σύγκλισης του αλγόριθμου ή τις περισσότερες φορές επιτυγχάνεται ο αλγόριθμος να μην αποκλίνει πολύ από την πραγματική λύση.

<sup>&</sup>lt;sup>§§§§</sup> Με πεδίο ορισμού το j=[-2,2]

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

# ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Για τον έλεγχο του αλγόριθμου αντιστροφής χρησιμοποιήθηκαν οι συνθετικές καμπύλες διασποράς 2 εδαφικών μοντέλων (SDC-1 και SDC-2, Πίνακες 4.1 και 4.2), οι οποίες προσδιορίστηκαν από την επίλυση του ευθέως προβλήματος. Επίσης, δημιουργήθηκαν συνθετικά σεισμικά δεδομένα και προσδιορίστηκαν οι καμπύλες διασποράς από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων για άλλα 2 εδαφικά μοντέλα (SSR-1 και SSR-2, Πίνακες 4.3 και 4.4). Οι καμπύλες αυτές χρησιμοποιήθηκαν επίσης για τον έλεγχο του αλγόριθμου αντιστροφής. Οι δοκιμές πραγματοποιήθηκαν σε υπολογιστή με επεξεργαστή Intel® Core™2 Duo, CPU T7250 @ 2.0 GHz και μνήμη RAM 2 GB στα 2 GHz.

Σχηματισμός	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (g/cm³)
1	3.00	2100.0	1200.0	0.258	1.200
2	2.00	1400.0	800.0	0.258	1.000
3	∞	4000.0	2300.0	0.253	2.300

Πίνακας 4.1:	Εδαφικό μοντέλο	SDC-1	(Misiek,	1994).
--------------	-----------------	-------	----------	--------

Σχηματισμός	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (g/cm³)
1	2.40	650.0	194.0	0.451	1.820
2	2.40	750.0	270.0	0.426	1.860
3	2.40	1400.0	367.0	0.463	1.910
4	2.40	1800.0	485.0	0.461	1.960
5	3.60	2150.0	603.0	0.457	2.020
6	8	2800.0	740.0	0.462	2.090

Πίνακας 4.2: Εδαφικό μοντέλο SDC-2 (Luo et al., 2007).

Πίνακας 4.3: Εδαφικό μοντέλο SSR-1 (Roth and Holliger, 1999).

Σχηματισμός	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (g/cm³)
1	5.00	1100.0	330.0	0.451	1.600
2	8	1800.0	540.0	0.451	2.000

Πίνακας 4.4: Εδαφικό μοντέλο SSR-2 (Tokimatsu et al., 1992).

Σχηματισμός	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (g/cm³)
1	2.00	300.0	180.0	0.219	1.800
2	4.00	1000.0	120.0	0.493	1.800
3	8.00	1400.0	180.0	0.492	1.800
4	∞	1400.0	360.0	0.465	1.800

### 4.1. ΣΥΝΘΕΤΙΚΕΣ ΚΑΜΠΥΛΕΣ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ

Οι παράμετροι που εξετάστηκαν, ως προς την επίδρασή τους στα αποτελέσματα της αντιστροφής των συνθετικών καμπυλών διασποράς, παρατίθενται στον Πίνακα 4.5. Σε κάθε παράμετρο που εξετάστηκε, αποδόθηκε ένας κωδικός 2 κεφαλαίων λατινικών χαρακτήρων, συνοδευόμενος από έναν μονοψήφιο αριθμό, οποίος αντιστοιχεί, ανάλογα, στις δυνατές επιλογές τροποποίησης της παραμέτρου αυτής. Έτσι, μία συστοιχία 8 κωδικών, περιγράφει συνοπτικά τις επιλογές που πραγματοποιήθηκαν σε μια δοκιμή ελέγχου του αλγόριθμου αντιστροφής. Για παράδειγμα, ο έλεγχος του αλγόριθμου χρησιμοποιώντας τις συνθετικές καμπύλες διασποράς του μοντέλου SDC-1 με τις επιλογές: DC3-NS1-MP0-MH0-JB1-WT3-CS2-OP1 σημαίνει:

- DC3: Αντιστροφή της θεμελιώδους, της πρώτης και δεύτερης ανώτερης τάξης καμπύλης διασποράς.
- NS1: Εισαγωγή τυχαίου θορύβου στις καμπύλες διασποράς.
- MP0: Γνωστές τιμές των παραμέτρων Vp και ρ του μοντέλου.
- MH0: Γνωστά τα πάχη των σχηματισμών.
- JB1: Υπολογισμός της Ιακωβιανής με την μέθοδο Thomson Haskell.
- WT3: Σταθμισμένη αντιστροφή με τις διαφορές μεταξύ πειρματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς.
- CS2: Αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.
- OP1: Υπολογισμός βέλτιστου βάρους του περιορισμού.

Λόγω του πλήθους των παραμέτρων και ειδικότερα του μεγάλου πλήθους όλων των πιθανών συνδυασμών αυτών, ο έλεγχος του αλγόριθμου πραγματοποιήθηκε σε 4 διακριτά στάδια. Ο βαθμός δυσκολίας σύγκλισης του αλγόριθμου αντιστροφής προς την πραγματική λύση αυξανόταν από το αρχικό προς το τελικό στάδιο. Για να περιοριστεί ο αριθμός των ελέγχων, όσες **παράμετροι αντιστροφής** (Πίνακας 4.5) δεν έδιναν ικανοποιητικά αποτελέσματα σε κάποιο στάδιο δεν ελέγχονταν περαιτέρω. Το κατώφλι σφάλματος οριζόταν μετά την ολοκλήρωση της διαδικασίας ελέγχου για κάθε στάδιο. Ως κριτήριο για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων αντιστροφής χρησιμοποιήθηκε το μέσο σταθμισμένο με το πάχος τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (RMSW% Error) μεταξύ του πραγματικού (κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος) και του υπολογισμένου από την αντιστροφή μοντέλου, χρησιμοποιώντας τη σχέση:

$$RMSW\% \ Error = \sqrt{\sum_{i=1}^{mm} \left[\frac{100(Vs_{iT} - Vs_{iC})}{Vs_{iT}}\right]^2 \frac{h_i}{h_{tot}}}$$
(4.1)

όπου:

тт	:	το πλήθος των διεπιφανειών που οριοθετούνται από την ένωση (U) του πλήθους των διεπιφανειών του πραγματικού μοντέλου με τις αντίστοιχες διεπιφάνειες του προς εξέταση μοντέλου.
$Vs_{iT}$	:	η πραγματική ταχύτητα Vs του στρώματος i.
$Vs_{iC}$	:	η υπολογισμένη ταχύτητα Vs του στρώματος i.
$h_i$	:	το πάχος του στρώματος i.
$h_{tot}$	:	το συνολικό πάχος όλων των στρωμάτων.

Το πάχος του τελευταίου στρώματος (ημιχώρος) στον παραπάνω υπολογισμό, θεωρείται ίσο με το πάχος του προηγούμενού του στρώματος.

Σε όλα τα στάδια ελέγχου διατηρήθηκαν τα ίδια (εκτός από τον υπολογισμό του βέλτιστου βάρους των περιορισμών) αυστηρά κριτήρια σύγκλισης:

	Μέγιστος αριθμός επαναλήψεων:	100
≻	Ελάχιστο εκατοστιαίο μέσο τετραγωνικό σφάλμα:	max(1%, %DCerror) <sup>*</sup>
	Μέγιστη τροποποίηση του μοντέλου όταν το κριτήριο του σφάλματος ικανοποιείται:	1 m/s
	Ελάχιστη τροποποίηση του μοντέλου όταν το κριτήριο του σφάλματος δεν ικανοποιείται:	0.01 m/s

1. ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΜΟΝΤΕΛΟΥ									
Παράμετρος	Κωδικός	Επιλογή							
1.1 Αριθμός καμπικλών	DC1	1.1.1. Θεμελιώδης καμπύλη διασποράς							
διασποράς (DC)	DC3	1.1.2. Θεμελιώδης και 2 καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης							
1.2. Επίδραση θορύβου στις	NS0	1.2.1. Χωρίς την επίδραση θορύβου στις καμπύλες διασποράς							
καμπύλες διασποράς (NS)	NS1	<ol> <li>1.2.2. Εισαγωγή τυχαίου θορύβου στις καμπύλες διασποράς</li> </ol>							
<ol> <li>Επίδραση των προκαθορισμένων</li> </ol>	MP0	<ol> <li>1.3.1. Γνωστές τιμές των παραμέτρων Vp και ρ του μοντέλου (μεταβαλλόμενη η παράμετρος ν)</li> </ol>							
παραμέτρων Vp, ρ και ν (MP)	MP1	1.3.2. Μεταβαλλόμενες τιμές των παραμέτρων Vp και ρ του μοντέλου (γνωστή η παράμετρος ν)							
	MH0	1.4.1. Γνωστά τα πάχη των στρωμάτων							
<ol> <li>Επίδραση του πάχους των στρωμάτων (ΜΗ)</li> </ol>	MH1 MH2	Άγνωστα τα πάχη των στρωμάτων 1.4.2. Ίσα πάχη στρωμάτων. Διατήρηση διεπιφανειών. 1.4.3. Διαφορετικά πάχη στρωμάτων. Άγνωστο το βάθος των διεπιφανειών							
	2. ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ								
Παράμετρος	Κωδικός	Επιλογή							
2.1. Υπολογισμός Ιακωβιανού	JB1	2.1.1. Με την μέθοδο Thomson – Haskell							
πίνακα (JB)	JB2	2.1.2. Με την μέθοδο Quasi – Newton							
	WT0	2.2.1. Χωρίς στάθμιση							
	WT1	2.2.2. Με τη τυπική απόκλιση της καμπύλης διασποράς							
2.2. Σταθμισμένη αντιστροφή	WT2	2.2.3. Με το άθροισμα των απόλυτων τιμών των γραμμών της Ιακωβιανής							
(Weighted inversion) (WT)	WT3	2.2.4. Με τη διαφορά πειραματικής και θεωρητικής καμπύλης διασποράς (Robust inversion)							
	WT*   *(12 ή 13 ή   23 ή 123)	2.2.5. Συνδυασμός των 2.2.2., 2.2.3. και 2.2.4.							
	CS1	2.3.1. Με εξομάλυνση (Smoothing)							
2.3. Αντιστροφή υπό	CS2	2.3.2. Με απόσβεση (Damping)							
περιορισμούς (Constraints)	CS3	2.3.3. Με σταθμισμένη εξομάλυνση (Blocky inversion)							
(CS)	CS12	2.3.4. Συνδυασμός των 2.3.1. και 2.3.2. (Combined)							
	CS23	2.3.5. Συνδυασμός των 2.3.2. και 2.3.3. (Combined)							
	3. KPITI	ΗΡΙΑ ΣΥΓΚΛΙΣΗΣ							
Παράμετρος	Κωδικός	Επιλογή							
3.1. Βέλτιστο βάρος	OP0	3.1.1. Χωρίς υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού							
RMS) (OP)	OP1	3.1.2. Με υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού							

Πίνακας 4.5: Παράμετροι του μοντέλου, της αντιστροφής και κριτήρια σύγκλισης.

<sup>\*</sup> Μέγιστη τιμή μεταξύ του 1 % και της εκατοστιαίας διακύμανσης της καμπύλη διασποράς.

### 4.1.1. Πρώτο στάδιο ελέγχου

Στο στάδιο αυτό εξετάζεται η ικανότητα του αλγόριθμου να προσδιορίζει την ταχύτητα Vs των σχηματισμών όταν:

- Δεν υπάρχει θόρυβος στις καμπύλες διασποράς (NS0).
- Όλες οι υπόλοιπες παράμετροι του μοντέλου (Vp, ρ και h) είναι γνωστές και παραμένουν σταθερές κατά την αντιστροφή (MP0 και MH0).
- Δεν χρησιμοποιείται σταθμισμένη αντιστροφή (WT0).

Οι παράμετροι Vp, ρ και h του αρχικού μοντέλου που χρησιμοποιήθηκαν για την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των μοντέλων SDC-1 και SDC-2 διατηρήθηκαν σταθερές και ίσες με τις πραγματικές τιμές, ενώ η ταχύτητα Vs για όλα τα στρώματα ορίστηκε ίση με 1000 m/s και 443 m/s για τα δύο μοντέλα, αντίστοιχα. Το σφάλμα RMSW% του αρχικού μοντέλου για τα SDC-1 και SDC-2 είναι 34.8 % και 59.2 %, αντίστοιχα. Το κατώφλι σφάλματος για τον περαιτέρω έλεγχο μιας δοκιμής στο επόμενο στάδιο ορίστηκε ως εξής:

# <u>RMSW% Error < 5 % τουλάχιστον σε ένα από τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC-1 και SDC-2), τουλάχιστον σε μια ομάδα δοκιμών DC1 (θεμελιώδης καμπύλη διασποράς) και DC3 (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς).</u>

Οι δοκιμές ελέγχου του πρώτου σταδίου ελέγχου περιγράφονται κωδικοποιημένα (βλ. Πίνακα 4.5) στον Πίνακα 4.7. Στα Σχήματα 4.1 και 4.2 απεικονίζεται, αντίστοιχα, το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς και το σφάλμα RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του εν λόγω σταδίου για το μοντέλο SDC-1. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το μοντέλο SDC-2 απεικονίζονται στα Σχήματα 4.3 και 4.4. Ενδεικτικά, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την δοκιμή 1-10 για το μοντέλο SDC-2, της οποίας το RMSW% ήταν πλησιέστερα στο κατώφλι του σφάλματος (4.3 %). Στο Σχήμα 4.5 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς, καθώς και η σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό. Το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη απεικονίζεται στο Σχήμα 4.6, ενώ παρέχονται επίσης οι τιμές του συντελεστή απόσβεσης (Current DampF) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (Current BlockF) για την επανάληψη με το μικρότερο σφάλμα (11<sup>n</sup>). Τέλος, στο Σχήμα 4.7 απεικονίζεται ο πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (resolution matrix), καθώς επίσης η τιμή της ευαισθησίας για κάθε παράμετρο του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και τα όρια για κάθε παράμετρο του μοντέλου που αντιστοιχούν στην διασπορά των τιμών της ταχύτητας Vs.

Πίνακας 4.6:	Συνοπτική	περιγραφή	του	1 <sup>ou</sup>	σταδίου	και	των	δοκιμών	ελέγχου	του	αλγόριθμου
αντιστροφής. Ο	ι γραμμοσκι	ασμένες περ	οιοχές	avi	τιστοιχούν	/ στι	ς δοκ	ιμές που	θα ελεγχθ	ούν	στο επόμενο
στάδιο. Με Χ και V συμβολίζεται η αποτυχία ή η επιτυχία μιας δοκιμής να δώσει σφάλμα RMSW% Error											
μικρότερο από :	το κατώφλι ά	σφάλματος γ	ια τα δ	δύο	εξεταζόμ	ενα	μοντέ	έλα (SDC-	· 1 каı 2),	αντία	ποιχα.

ΣΤΑΔΙΟ 1 (SDC-1 & SDC-2)										
	ΔΟΚΙΜΕΣ Ε	ΛΕΓ	'XO'	<b>Υ (Επ</b> ι	<b>τυχείς 20 / 40)</b>					
ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC1	1	2	ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC3	1	2			
1-01	DC1-NS0-MP0-MH0-JB1-WT0-CS1-OP0	V	V	1-21	DC3-NS0-MP0-MH0-JB1-WT0-CS1-OP0	V	V			
1-02	CS2-	V	V	1-22	CS2-	V	V			
1-03	CS3-	V	V	1-23	CS3-	V	Х			
1-04	CS12-	V	V	1-24	CS12-	V	V			
1-05	CS23-	V	V	1-25	CS23-	V	V			
1-06	DC1-NS0-MP0-MH0-JB1-WT0-CS1-OP1	V	V	1-26	DC3-NS0-MP0-MH0-JB1-WT0-CS1-OP1	V	V			
1-07	CS2-	V	V	1-27	CS2-	V	V			
1-08	CS3-	V	V	1-28	CS3-	V	Х			
1-09	CS12-	V	V	1-29	CS12-	V	V			
1-10	CS23-	V	V	1-30	CS23-	V	V			
1-11	DC1-NS0-MP0-MH0-JB2-WT0-CS1-OP0	Х	Х	1-31	DC3-NS0-MP0-MH0-JB2-WT0-CS1-OP0	Х	Х			
1-12	CS2-	Х	Х	1-32	CS2-	Х	Х			
1-13	CS3-	Х	Х	1-33	CS3-	Х	Х			
1-14	CS12-	Х	Х	1-34	CS12-	Х	Х			
1-15	CS23-	Х	Х	1-35	CS23-	Х	Х			
1-16	DC1-NS0-MP0-MH0-JB2-WT0-CS1-OP1	Х	Х	1-36	DC3-NS0-MP0-MH0-JB2-WT0-CS1-OP1	Х	Х			
1-17	CS2-	Х	Х	1-37	CS2-	Х	Х			
1-18	CS3-	Х	Х	1-38	CS3-	Х	Х			
1-19	CS12-	Х	Х	1-39	CS12-	Х	Х			
1-20	CS23-	Х	Х	1-40	CS23-	Х	Х			

Από τις δοκιμές του σταδίου αυτού παρατηρείται ότι ήταν αποτυχημένες αυτές για τις οποίες ο Ιακωβιανός πίνακας υπολογίστηκε με την μέθοδο Quasi-Newton. Επίσης, οι δοκιμές 1-23 και 1-28 έδωσαν σφάλματα πολύ μεγαλύτερα από το κατώφλι σφάλματος για το μοντέλο SDC-2, ωστόσο θα εξεταστούν στο επόμενο στάδιο, καθώς οι αντίστοιχες δοκιμές στο μοντέλο SDC-1 ήταν επιτυχείς. Στον Πίνακα 4.7 παρατίθενται πληροφορίες σχετικά με τον αριθμό των επαναλήψεων και τον υπολογιστικό χρόνο<sup>\*\*\*\*\*</sup> των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο στάδιο αυτό.

Πίνακας 4.7: Μέσος αριθμός επαναλήψεων και μέσος υπολογιστικός χρόνος<sup>1</sup> των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο 1° στάδιο.

	Χωρίς υτ	πολογισμό τ περιορισι	ου βέλτιστοι μού (ΟΡ0)	υ βάρους	Με υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού (OP1)			
	1 καμπύλη διασποράς 3 καμπύλες διασποράς			<mark>,</mark> 1 καμπύλη διασποράς 3 καμπύλες δια			διασποράς	
ΜΟΝΤΕΛΟ	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)
SDC-1	12	1.4	39.8	7.8	9.2	7.2	8	14.9
SCD-2	60	4.1	32.6	4.2	10.8	4.8	8	7.1

<sup>&</sup>lt;sup>\*\*\*\*\*</sup> Ο υπολογιστικός χρόνος αυτός αφορά μόνο στην αντιστροφή των καμπυλών διασποράς



**Σχήμα 4.1:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 1<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (62.8%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 1-36 και 1-38, ενώ το ελάχιστο (2.0e-5%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-25.



RMSW Error (%) between true and calculated Models for SDC-11

**Σχήμα 4.2:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 1<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (5%). Το μέγιστο σφάλμα (44.2%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-37, ενώ το ελάχιστο (0%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 1-25 και 1-29.



**Σχήμα 4.3:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 1<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (52.6%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-38, ενώ το ελάχιστο (6.9e-5 %) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 1-01 έως 1-08.



RMSW Error (%) between true and calculated Models for SDC-21

**Σχήμα 4.4:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 1<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (5%). Το μέγιστο σφάλμα (121%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-33, ενώ το ελάχιστο (0%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 1-21 και 1-29.



**Σχήμα 4.5:** Προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) και σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό (δεξιά) για την δοκιμή 1-10 του μοντέλου SDC-2.



**Σχήμα 4.6:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη της δοκιμής 1-10 του μοντέλου SDC-2.



**Σχήμα 4.7:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και όρια των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά) για την δοκιμή 1-10 του μοντέλου SDC-2.

### 4.1.2. Δεύτερο στάδιο ελέγχου

Στο στάδιο αυτό εξετάζεται η ικανότητα του αλγόριθμου να προσδιορίζει την ταχύτητα Vs των σχηματισμών όταν:

- Δεν υπάρχει θόρυβος στις καμπύλες διασποράς (NS0).
- Οι παράμετροι Vp και ρ τροποποιούνται κατά τη διάρκεια των επαναλήψεων διατηρώντας σταθερό (και ίσο με τον πραγματικό) λόγο του Poisson (MP1).
- Κάθε σχηματισμός διαιρείται σε ακέραιο αριθμό στρωμάτων ίσου πάχους, διατηρώντας στα ίδια βάθη τις διαχωριστικές επιφάνειες των σχηματισμών (MH1).
- Δεν χρησιμοποιείται η αντιστροφή υπό τον περιορισμό σταθμισμένης εξομάλυνσης και οι συνδυασμοί αυτής (χωρίς CS3, CS23).
- Ελέγχονται όλες οι περιπτώσεις της σταθμισμένης αντιστροφής εκτός της στάθμισης με την τυπική απόκλιση της καμπύλης διασποράς και οι συνδυασμοί αυτής (χωρίς WT1, WT12, WT13 και WT123), εφόσον ο συντελεστής στάθμισης για όλες τις μετρήσεις είναι μοναδιαίος, ελλείψει θορύβου στις καμπύλες διασποράς.

Οι παράμετροι του αρχικού μοντέλου παρατίθενται στους Πίνακες 4.8 και 4.9, αντίστοιχα. Το σφάλμα RMSW% του αρχικού μοντέλου για τα SDC-1 και SDC-2 είναι 29.7 %

και 27.0 %, αντίστοιχα. Το κατώφλι σφάλματος για τον περαιτέρω έλεγχο μιας δοκιμής στο επόμενο στάδιο ορίστηκε ως εξής:

#### RMSW% Error < 12 % και στα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC-1 & SDC-2), τουλάχιστον σε μια ομάδα δοκιμών DC1 (θεμελιώδης καμπύλη διασποράς) και DC3 (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς)

Οι δοκιμές ελέγχου του δεύτερου σταδίου περιγράφονται κωδικοποιημένα (βλ. Πίνακα 4.5) στον Πίνακα 4.10. Στα Σχήματα 4.8 και 4.9 απεικονίζονται, αντίστοιχα, το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς και το σφάλμα RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του εν λόγω σταδίου για το μοντέλο SDC-1. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το μοντέλο SDC-2 απεικονίζονται στα Σχήματα 4.12, 4.13 και 4.14 παρουσιάζονται, ενδεικτικά, τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την δοκιμή 2-15 και το μοντέλο SDC-1, της οποίας το RMSW% ήταν πλησιέστερα στο κατώφλι του σφάλματος (11.5%).

Πίνακας 4.8:	Παράμετροι του αρχικού μοντέλου για το SDC-1 στο 2°	στάδιο ελέγχου.
--------------	---	-----------------

Στρώμα	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (gr/cm³)
1	1.00	1751.0	1000.0	0.258	2.050
2	1.00	1751.0	1000.0	0.258	2.050
3	1.00	1751.0	1000.0	0.258	2.050
4	1.00	1751.0	1000.0	0.258	2.050
5	1.00	1751.0	1000.0	0.258	2.050
6	8	1739.0	1000.0	0.253	2.048

Στρώμα	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (gr/cm³)
1	1.20	812.8	242.6	0.451	1.863
2	1.20	978.4	292.0	0.451	1.896
3	1.20	948.4	341.4	0.426	1.890
4	1.20	1085.6	390.8	0.426	1.917
5	1.20	1679.3	440.2	0.463	2.036
6	1.20	1867.8	489.6	0.463	2.074
7	1.20	2000.5	539.0	0.461	2.100
8	1.20	2183.9	588.4	0.461	2.137
9	1.20	2274.3	637.8	0.457	2.155
10	1.20	2450.4	687.3	0.457	2.190
11	1.20	2626.6	736.7	0.457	2.225
12	∞	2974.3	786.1	0.462	2.295

Πίνακας 4.9: Παράμετροι του αρχικού μοντέλου για το SDC-2 στο 2° στάδιο ελέγχου.

Πίνακας 4.10:	Συνοπτική	περιγραφή	то <i>и</i> 2°	σταδίου	και τω	υν δοκιμών	ελέγχου	του	αλγόριθμου
αντιστροφής. Οι	ι γραμμοσκι	ασμένες περ	οιοχές α	ντιστοιχού	ν στις δ	οκιμές που (	θα ελεγχθ	ούν (	στο επόμενο
στάδιο. Με Χ κα	ιι V συμβολί	ζεται η αποτ	υχία ή r	επιτυχία μ	μας δοι	κιμής να δώα	σει σφάλμ	α RN	ISW% Error
μικρότερο από τ	το κατώφλι ά	σφάλματος γ	νια τα δύ	ο εξεταζόμ	ιενα μο	ντέλα (SDC-	· 1 каı 2),	αντίς	ποιχα.

	ΣΤΑΔΙΟ 2 (SDC-1 & SDC-2)										
	ΔΟΚΙΜΕΣ Ε	ΛΕΓ	'XOʻ	<mark>Υ (Ε</mark> πι	τυχείς 22 / 48)						
ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC1	1	2	ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC3	1	2				
2-01	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP0	Х	Х	2-25	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP0	V	Х				
2-02	CS2-	Х	Х	2-26	CS2-	V	Х				
2-03	CS12-	Х	Х	2-27	CS12-	V	Х				
2-04	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	Х	V	2-28	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	V	V				
2-05	CS2-	Х	Х	2-29	CS2-	V	V				
2-06	CS12-	Х	V	2-30	CS12-	V	V				
2-07	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP0	Х	Х	2-31	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP0	V	V				
2-08	CS2-	V	Х	2-32	CS2-	V	Х				
2-09	CS12-	V	Х	2-33	CS12-	V	Х				
2-10	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	Х	V	2-34	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	V	V				
2-11	CS2-	Х	Х	2-35	CS2-	Х	Х				
2-12	CS12-	Х	V	2-36	CS12-	Х	V				
2-13	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP0	Х	Х	2-37	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP0	Х	Х				
2-14	CS2-	V	V	2-38	CS2-	V	Х				
2-15	CS12-	V	V	2-39	CS12-	V	Х				
2-16	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP1	Х	V	2-40	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP1	V	V				
2-17	CS2-	Х	Х	2-41	CS2-	V	Х				
2-18	CS12-	Х	V	2-42	CS12-	V	V				
2-19	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP0	Х	Х	2-43	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP0	Х	Х				
2-20	CS2-	Х	Х	2-44	CS2-	Х	Х				
2-21	CS12-	Х	Х	2-45	CS12-	Х	Х				
2-22	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP1	V	V	2-46	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP1	V	V				
2-23	CS2-	Х	Х	2-47	CS2-	Х	Х				
2-24	CS12-	V	V	2-48	CS12-	V	V				

Από τις δοκιμές του σταδίου αυτού παρατηρείται ότι ήταν αποτυχημένες αυτές για τις οποίες αντιστρέφεται μόνο η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς (18), σε σχέση με τις δοκιμές όπου αντιστρέφεται η θεμελιώδης και 2 καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης (7). Αντίθετα, το σφάλμα μεταξύ πειραματικής και υπολογισμένης καμπύλης διασποράς είναι πολύ μικρότερο στις δοκιμές 2-01 έως 2-24, δηλαδή στις δοκιμές όπου αντιστρέφεται μόνο η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς. Τέλος, παρατηρείται μεγαλύτερη αποτυχία στις (18) δοκιμές στις οποίες δεν υπολογίζεται το βέλτιστο βάρος περιορισμού (OP0) σε σχέση με εκείνες (8) που υπολογίζεται (OP1). Στον Πίνακα 4.11 παρατίθενται πληροφορίες σχετικά με τον αριθμό των επαναλήψεων και τον υπολογιστικό χρόνο αντιστροφής των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο στάδιο αυτό.

	Χωρίς υτ	πολογισμό τ περιορισι	ου βέλτιστο μού (ΟΡ0)	υ βάρους	Με υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού (OP1)			
	1 καμπύλη διασποράς 3 καμπύλες διασποράς			1 καμπύλη διασποράς 3 καμπύλες διασπορ			; διασποράς	
ΜΟΝΤΕΛΟ	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)
SDC-1	35	6.4	36	13	11.9	21.1	9	28
SCD-2	32	4.8	22.7	6.9	4.8	4.7	7.3	13.6

Πίνακας 4.11: Μέσος αριθμός επαναλήψεων και μέσος υπολογιστικός χρόνος των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο 2° στάδιο.



RMS Error (%) between true and calculated Dispersion Curves for SDC-12

**Σχήμα 4.8:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 2<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (49.9%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-39, ενώ το ελάχιστο (0.915 %) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-06.



**Σχήμα 4.9:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 2<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (12%). Το μέγιστο σφάλμα (48.1%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-36, ενώ το ελάχιστο (5.58%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-14.



RMS Error (%) between true and calculated Dispersion Curves for SDC-22

**Σχήμα 4.10:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 2<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (39.6%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-41, ενώ το ελάχιστο (0.136%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-04.



**Σχήμα 4.11:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 2<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (12%). Το μέγιστο σφάλμα (85.1%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-01, ενώ το ελάχιστο (5.38%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-48.



**Σχήμα 4.12:** Προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) και σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό (δεξιά) για την δοκιμή 2-15 του μοντέλου SDC-1.



**Σχήμα 4.13:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη της δοκιμής 2-15 του μοντέλου SDC-1.



**Σχήμα 4.14:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και όρια των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά) για την δοκιμή 2-15 του μοντέλου SDC-1.

### 4.1.3. Τρίτο στάδιο ελέγχου

Στο στάδιο αυτό εξετάζεται η ικανότητα του αλγόριθμου να προσδιορίζει την ταχύτητα Vs των σχηματισμών όταν:

- Δεν υπάρχει θόρυβος στις καμπύλες διασποράς (NS0).
- Οι παράμετροι Vp και ρ τροποποιούνται κατά τη διάρκεια των επαναλήψεων διατηρώντας σταθερή την τιμή του πραγματικού λόγου του Poisson (MP1).
- Κάθε σχηματισμός διαιρείται σε μη ακέραιο αριθμό στρωμάτων διαφορετικού (συνήθως αυξανόμενου με το βάθος) πάχους, διατηρώντας στο ίδιο βάθος την διαχωριστική επιφάνεια του ημιχώρου (MH2). Το πάχος (και η αρχική ταχύτητα Vs για το μοντέλο SDC-2) κάθε στρώματος υπολογίστηκε από τις τιμές της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς.
- Ελέγχονται όλες οι περιπτώσεις της σταθμισμένης αντιστροφής εκτός της στάθμισης με την τυπική απόκλιση της καμπύλης διασποράς και οι συνδυασμοί αυτής (χωρίς WT1, WT12, WT13 και WT123).

Οι παράμετροι του αρχικού μοντέλου για τα SDC-1 και SDC-2 παρατίθενται στους Πίνακες 4.12 και 4.13, αντίστοιχα. Το σφάλμα RMSW% του αρχικού μοντέλου για τα SDC-1 και SDC-2 είναι 33.5 % και 77.7 %, αντίστοιχα. Το κατώφλι σφάλματος για τον περαιτέρω έλεγχο μιας δοκιμής στο επόμενο στάδιο ορίστηκε ως εξής:

#### RMSW% Error < 15 % και στα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC-1 & SDC-2), τουλάχιστον σε μια ομάδα δοκιμών DC1 (θεμελιώδης καμπύλη διασποράς) και DC3 (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς)

Οι δοκιμές ελέγχου του τρίτου σταδίου περιγράφονται κωδικοποιημένα (βλ. Πίνακα 4.5) στον Πίνακα 4.14. Στα Σχήματα 4.15 και 4.16 απεικονίζονται, αντίστοιχα, το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς και το σφάλμα RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του εν λόγω σταδίου για το μοντέλο SDC-1. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το μοντέλο SDC-2 απεικονίζονται στα Σχήματα 4.19, 4.20 και 4.21 παρουσιάζονται, ενδεικτικά, τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την δοκιμή 3-20 και το μοντέλο SDC-1, της οποίας το RMSW% ήταν πλησιέστερα στο κατώφλι του σφάλματος (14.3 %).

Στρώμα	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	V	ρ (gr/cm³)
1	0.04	1751.0	1000.0	0.256	2.050
2	0.22	1751.0	1000.0	0.256	2.050
3	0.28	1751.0	1000.0	0.256	2.050
4	0.34	1751.0	1000.0	0.256	2.050
5	0.46	1751.0	1000.0	0.256	2.050
6	0.59	1751.0	1000.0	0.256	2.050
7	0.51	1751.0	1000.0	0.256	2.050
8	0.85	1751.0	1000.0	0.256	2.050
9	1.71	1751.0	1000.0	0.256	2.050
10	∞	1739.0	1000.0	0.256	2.048

Πίνακας 4.12: Παράμετροι του αρχικού μοντέλου για το SDC-1 στο 3° στάδιο ελέγχου.

Πίνακας 4.13: Παράμετροι του αρχικού μοντέλου για το SDC-2 στο 3° στάδιο ελέγχου.

Στρώμα	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (gr/cm³)
1	0.32	827.6	242.6	0.453	1.866
2	0.20	865.4	253.7	0.453	1.873
3	0.26	955.6	280.1	0.453	1.891
4	0.37	1083.9	317.7	0.453	1.917
5	0.51	1274.6	373.6	0.453	1.955
6	0.58	1522.5	446.3	0.453	2.005
7	0.84	1811.5	531.0	0.453	2.062
8	0.98	2086.1	611.5	0.453	2.117
9	0.55	2256.4	661.4	0.453	2.151
10	0.60	2350.7	689.0	0.453	2.170
11	1.37	2452.5	718.9	0.453	2.190
12	0.82	2525.0	740.1	0.453	2.205
13	0.98	2562.2	751.1	0.453	2.212
14	1.21	2594.9	760.6	0.453	2.219
15	1.55	2625.0	769.5	0.453	2.225
16	2.06	2653.6	777.9	0.453	2.231
17	8	2681.7	786.1	0.453	2.236

Από τα αποτελέσματα των δοκιμών του σταδίου αυτού παρατηρείται ότι κατά κύριο λόγο πέρασαν στο επόμενο στάδιο ελέγχου οι δοκιμές στις οποίες χρησιμοποιείται σταθμισμένη αντιστροφή με τη διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών των καμπυλών διασποράς (Robust inversion). Επίσης, παρατηρείται ότι καμία δοκιμή στην οποία δεν υπολογίζεται το βέλτιστο βάρος περιορισμού δεν έδωσε σφάλματα μικρότερα από το κατώφλι σφάλματος. Στον Πίνακα 4.15 παρατίθενται πληροφορίες σχετικά με τον αριθμό των επαναλήψεων και τον υπολογιστικό χρόνο των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο στάδιο αυτό.

Πίνακας 4.14: Συνοπτική περιγραφή του 3<sup>ου</sup> σταδίου και των δοκιμών ελέγχου του αλγόριθμου αντιστροφής. Οι γραμμοσκιασμένες περιοχές αντιστοιχούν στις δοκιμές που θα ελεγχθούν στο επόμενο στάδιο. Με X και V συμβολίζεται η αποτυχία ή η επιτυχία μιας δοκιμής να δώσει σφάλμα RMSW% Error μικρότερο από το κατώφλι σφάλματος για τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC- 1 και 2), αντίστοιχα.

	ΣΤΑΔ	10 3	(SI	DC-1 &	sDC-2)		
	ΔΟΚΙΜΕΣ Ε	ΛΕΓ	'XO'	Y (Επι	τυχείς 18 / 42)		
ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC1	1	2	ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC3	1	2
3-01	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	Х	V	3-22	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	Х	V
3-02	CS2-	V	Х	3-23	CS2-	Х	Х
3-03	CS3-	Х	V	3-24	CS3-	Х	V
3-04	CS12-	Х	V	3-25	CS12-	Х	V
3-05	CS23-	Х	V	3-26	CS23-	V	V
3-06	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP0	Х	Х	3-27	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP0	Х	Х
3-07	CS3-	Х	Х	3-28	CS3-	Х	Х
3-08	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	Х	V	3-29	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	Х	V
3-09	CS3-	Х	V	3-30	CS3-	V	V
3-10	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS2-OP0	V	Х	3-31	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS2-OP0	Х	Х
3-11	CS3-	Х	Х	3-32	CS3-	Х	Х
3-12	CS12-	V	Х	3-33	CS12-	Х	Х
3-13	CS23-	Х	Х	3-34	CS23-	Х	Х
3-14	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP1	V	V	3-35	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS2-OP1	Х	V
3-15	CS3-	V	V	3-36	CS3-	Х	V
3-16	CS12-	V	V	3-37	CS12-	Х	V
3-17	CS23-	V	V	3-38	CS23-	Х	V
3-18	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP1	V	V	3-39	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP1	Х	V
3-19	CS3-	V	V	3-40	CS3-	V	Х
3-20	CS12-	V	V	3-41	CS12-	Х	V
3-21	CS23-	Х	V	3-42	CS23-	Х	Х

Πίνακας 4.15: Μέσος αριθμός επαναλήψεων και μέσος υπολογιστικός χρόνος των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο 3° στάδιο.

	Χωρίς υτ	πολογισμό τ περιορισι	ου βέλτιστοι μού (ΟΡ0)	υ βάρους	Με υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού (OP1)			
	1 καμπύλη	διασποράς	3 καμπύλες	ς διασποράς	1 καμπύλη	διασποράς	3 καμπύλες	; διασποράς
ΜΟΝΤΕΛΟ	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)
SDC-1	-	-	-	-	10.1	25.3	10.2	55.4
SCD-2	-	-	-	-	10	16.8	10.3	31.2


**Σχήμα 4.15:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 3<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (27.6%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-41, ενώ το ελάχιστο (0.847%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-05.



RMSW Error (%) between true and calculated Models for SDC-13

**Σχήμα 4.16:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 3<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (15%). Το μέγιστο σφάλμα (37.6%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-06, ενώ το ελάχιστο (9.49%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-19.



**Σχήμα 4.17:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 3<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (105 %) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-32, ενώ το ελάχιστο (0.109 %) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-04.



**Σχήμα 4.18:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 3<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (15%). Το μέγιστο σφάλμα (148 %) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-27, ενώ το ελάχιστο (6.71 %) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-21.



**Σχήμα 4.19:** Προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) και σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό (δεξιά) για την δοκιμή 3-20 του μοντέλου SDC-1.



**Σχήμα 4.20:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη της δοκιμής 3-20 του μοντέλου SDC-1.



**Σχήμα 4.21:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και όρια των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά) για την δοκιμή 3-20 του μοντέλου SDC-1.

# 4.1.4. Τέταρτο στάδιο ελέγχου

Στο στάδιο αυτό εξετάζεται η ικανότητα του αλγόριθμου να προσδιορίζει την ταχύτητα Vs των σχηματισμών όταν:

- Στις καμπύλες διασποράς εισάγεται τυχαίος θόρυβος κανονικής κατανομής με μηδενική μέση τιμή και τυπική απόκλιση ίση με 2% της ταχύτητας φάσης (NS1).
- Οι παράμετροι Vp και ρ τροποποιούνται κατά τη διάρκεια των επαναλήψεων διατηρώντας σταθερή την τιμή του πραγματικού λόγου του Poisson (MP1).
- Κάθε σχηματισμός διαιρείται σε μη ακέραιο αριθμό στρωμάτων διαφορετικού (συνήθως αυξανόμενου με το βάθος) πάχους, διατηρώντας μόνο το βάθος στο οποίο απαντάται ο ημιχώρος (MH2).
- Ελέγχονται όλες οι περιπτώσεις της σταθμισμένης αντιστροφής συμπεριλαμβανομένης της στάθμισης με την τυπική απόκλιση της καμπύλης διασποράς και οι συνδυασμοί αυτής (WT0, WT1, WT2, WT3, WT12, WT13, WT23 και WT123)

Στο στάδιο αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιες παράμετροι του αρχικού μοντέλου με το 3° στάδιο ελέγχου (Πίνακες 4.10 και 4.11, αντίστοιχα). Ικανοποιητικές θεωρήθηκαν οι δοκιμές των οποίων το σφάλμα RMSW% Error πληροί την συνθήκη:

#### <u>RMSW% Error < 15 % και στα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC-1 & SDC-2) και τουλάχιστον ένα</u> <u>εκ των δύο μοντέλων και στις δύο ομάδες δοκιμών DC1 (θεμελιώδης καμπύλη διασποράς) και</u> <u>DC3 (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς)</u>

Οι δοκιμές ελέγχου του τέταρτου σταδίου περιγράφονται κωδικοποιημένα (βλ. Πίνακα 4.5) στον Πίνακα 4.16. Στα Σχήματα 4.22 και 4.23 απεικονίζονται, αντίστοιχα, το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς και το σφάλμα RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του εν λόγω σταδίου για το μοντέλο SDC-1. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το μοντέλο SDC-2 απεικονίζονται στα Σχήματα 4.26, 4.27 και 4.28 παρουσιάζονται, ενδεικτικά, τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την δοκιμή 4-04 για το μοντέλο SDC-2, από την οποία προέκυψε το μικρότερο σφάλμα RMSW% (7.99 %) ανάμεσα στις δοκιμές που κρίθηκαν ικανοποιητικές.

Από τα αποτελέσματα των δοκιμών του σταδίου αυτού παρατηρείται ότι σε όλες τις επιτυχείς δοκιμές χρησιμοποιείται αντιστροφή υπό περιορισμούς σταθμισμένης εξομάλυνσης (CS3 - Blocky inversion). Η δοκιμή 4-04 (DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT1-CS3-OP1) έδωσε το μικρότερο σφάλμα (από τις δοκιμές που κρίθηκαν ικανοποιητικές) και για τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC-1 και SDC-2). Ωστόσο, ως πιο αξιόπιστες δοκιμές κρίνονται αυτές κατά τις οποίες χρησιμοποιείται συνδυαστική σταθμισμένη αντιστροφή WT23 ή WT123 και αντιστροφή υπό περιορισμούς CS3 (Blocky inversion), δεδομένου ότι πληρούν το κριτήριο σφάλματος και για τα 2 εξεταζόμενα μοντέλα, τόσο για την αντιστροφή μόνο της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς (DC1), όσο και για την αντιστροφή της θεμελιώδους και των 2 καμπυλών διασποράς ανώτερης τάξης (DC3). Στον Πίνακα 4.17 παρατίθενται πληροφορίες σχετικά με τον αριθμό των επαναλήψεων και τον υπολογιστικό χρόνο των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο στάδιο αυτό.

Πίνακας 4.16: Συνοπτική περιγραφή του 4<sup>ου</sup> σταδίου και των δοκιμών ελέγχου του αλγόριθμου αντιστροφής. Οι γραμμοσκιασμένες περιοχές αντιστοιχούν στις δοκιμές που θα ελεγχθούν στο επόμενο στάδιο. Με X και V συμβολίζεται η αποτυχία ή η επιτυχία μιας δοκιμής να δώσει σφάλμα RMSW% Error μικρότερο από το κατώφλι σφάλματος για τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC-1 και 2), αντίστοιχα.

	ΣΤΑΔΙΟ 4 (SDC-1 & SDC-2)									
	ΔΟΚΙΜΕΣ Ε	ΛΕΓ	'OX	Y (Επι <sup>.</sup>	τυχείς 12 / 58)					
ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC1	1	2	ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC3	1	2			
4-01	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT0-CS23-OP1	Х	Х	4-30	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT0-CS23-OP1	Х	V			
4-02	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT1-CS1-OP1	Х	Х	4-31	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT1-CS1-OP1	V	V			
4-03	CS2-	Х	Х	4-32	CS2-	Х	V			
4-04	CS3-	V	V	4-33	CS3-	Х	V			
4-05	CS12-	Х	V	4-34	CS12-	Х	V			
4-06	CS23-	Х	Х	4-35	CS23-	Х	v			
4-07	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT2-CS3-OP1	Х	V	4-36	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT2-CS3-OP1	Х	Х			
4-08	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP1	Х	Х	4-37	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP1	Х	V			
4-09	CS3-	Х	V	4-38	CS3-	Х	v			
4-10	CS12-	Х	V	4-39	CS12-	Х	V			
4-11	CS23-	Х	V	4-40	CS23-	V	V			
4-12	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT12-CS1-OP1	Х	V	4-41	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT12-CS1-OP1	Х	v			
4-13	CS2-	V	Х	4-42	CS2-	Х	Х			
4-14	CS3-	Х	V	4-43	CS3-	Х	Х			
4-15	CS12-	Х	V	4-44	CS12-	Х	V			
4-16	CS23-	Х	V	4-45	CS23-	V	V			
4-17	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT13-CS1-OP1	Х	Х	4-46	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT13-CS1-OP1	Х	V			
4-18	CS2-	Х	Х	4-47	CS2-	Х	V			
4-19	CS3-	Х	V	4-48	CS3-	Х	V			
4-20	CS12-	Х	V	4-49	CS12-	Х	v			
4-21	CS23-	Х	V	4-50	CS23-	V	V			
4-22	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP1	Х	V	4-51	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP1	Х	Х			
4-23	CS3-	V	V	4-52	CS3-	V	V			
4-24	CS12-	V	V	4-53	CS12-	Х	Х			
4-25	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT123-CS1-OP1	Х	V	4-54	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT123-CS1-OP1	Х	Х			
4-26	CS2-	Х	Х	4-55	CS2-	Х	Х			
4-27	CS3-	V	V	4-56	CS3-	V	V			
4-28	CS12-	V	V	4-57	CS12-	Х	Х			
4-29	CS23-	Х	V	4-58	CS23-	Х	V			

Πίνακας 4.17: Μέσος αριθμός επαναλήψεων και μέσος υπολογιστικός χρόνος των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο 4° στάδιο.

	Χωρίς υτ	πολογισμό τ περιορισι	ου βέλτιστοι μού (ΟΡ0)	υ βάρους	Με υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού (OP1)			
	1 καμπύλη διασποράς 3 καμπύλες διασποράς		1 καμπύλη διασποράς 3 καμπύλες διασπορό			; διασποράς		
ΜΟΝΤΕΛΟ	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)
SDC-1	-	-	-	-	12.8	32.3	8.2	39.7
SCD-2	-	-	-	-	8.7	13.9	11	30.9



**Σχήμα 4.22:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 4<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (56.4%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 4-55, ενώ το ελάχιστο (2.09 %) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 4-05.



**Σχήμα 4.23:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 4<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (15%). Το μέγιστο σφάλμα (71.1%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 4-11 και 4-21, ενώ το ελάχιστο (11.2%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 4-04.

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

RMSW Error (%) between true and calculated Models for SDC-14



**Σχήμα 4.24:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 4<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (86.8 %) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 4-47, ενώ το ελάχιστο (1.73 %) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 4-04.



RMSW Error (%) between true and calculated Models for SDC-24

**Σχήμα 4.25:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 4<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SDC-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (15%). Το μέγιστο σφάλμα (47.4%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 4-55, ενώ το ελάχιστο (7.47%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 4-09 και 4-19.



**Σχήμα 4.26:** Προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) και σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό (δεξιά) για την δοκιμή 4-04 του μοντέλου SDC-2.



**Σχήμα 4.27:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη της δοκιμής 4-04 του μοντέλου SDC-2.



**Σχήμα 4.28:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και όρια των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά) για την δοκιμή 4-04 του μοντέλου SDC-2.

### 4.2. ΣΥΝΘΕΤΙΚΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ

Εκτός από τις συνθετικές καμπύλες διασποράς, για τον έλεγχο του αλγόριθμου αντιστροφής χρησιμοποιήθηκαν επίσης, 2 εδαφικά μοντέλα από την βιβλιογραφία (Roth and Holliger, 1999 - SSR-1 και Tokimatsu et al., 1992 - SSR-2, Πίνακες 4.3 και 4.4). Για τα μοντέλα αυτά οι O'Neil and Matsuoka (2005) δημιούργησαν συνθετικά σεισμικά δεδομένα (που είχαν την ευγενή καλοσύνη να μου παραχωρήσουν μετά από προσωπική επικοινωνία), στα οποία και προσδιορίστηκαν οι καμπύλες διασποράς από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων. Οι καμπύλες αυτές χρησιμοποιήθηκαν επίσης για τον έλεγχο του αλγόριθμου αντιστροφής.

Οι σεισμικές καταγραφές του πρώτου μοντέλου (SSR-1) (Σχήμα 4.29) αποτελούνται από 100 σεισμικά ίχνη (traces) με ισαπόσταση γεωφώνων 2 m. Η μικρότερη απόσταση πηγής-γεωφώνου (nearest offset) είναι 2 m, ενώ η μεγαλύτερη 200 m. Κάθε σεισμικό ίχνος αποτελείται από 2048 δείγματα σε διαστήματα δειγματοληψίας των 0.5 ms, προκύπτοντας

έτσι διάρκεια καταγραφής ίση με 1023.5 ms. Αντίστοιχα, οι καταγραφές του μοντέλου SSR-2 (Σχήμα 4.30), αποτελούνται από 100 σεισμικά ίχνη (traces) με ισαπόσταση γεωφώνων 1 m. Οι αποστάσεις πηγής-γεωφώνου κυμαίνονται από 1 m έως 100 m. Κάθε σεισμικό ίχνος αποτελείται από 2048 δείγματα σε διαστήματα δειγματοληψίας των 1.0 ms, με αποτέλεσμα η διάρκεια καταγραφής να είναι 2047 ms.

Στην φάση αυτή του ελέγχου του αλγόριθμου αντιστροφής χρησιμοποιήθηκε η ίδια συλλογιστική που αναπτύχθηκε και στην προηγούμενη παράγραφο (§ 4.1). Οι δοκιμές κωδικοποιήθηκαν με τον ίδιο τρόπο (Πίνακας 4.5), πραγματοποιήθηκαν επίσης σε 4 στάδια ενώ, χρησιμοποιήθηκαν τα ίδια κριτήρια σύγκλισης του αλγόριθμου αντιστροφής και το ίδιο κριτήριο αξιολόγησης των δοκιμών (RMSW% Error). Οι μόνες διαφοροποιήσεις σε αυτές τις δοκιμές ήταν: α) Στο 1° στάδιο εξετάστηκαν μόνο οι επιτυχημένες δοκιμές, σύμφωνα με τα αποτελέσματα του αντίστοιχου σταδίου του ελέγχου των συνθετικών καμπυλών διασποράς, β) η εισαγωγή του τυχαίου θορύβου (στο 4° στάδιο) πραγματοποιήθηκε στις σεισμικές καταγραφές και όχι στις καμπύλες διασποράς ενώ, γ) η τυπική απόκλιση της ταχύτητας φάσης εκτιμήθηκε από την κατανομή της σεισμικής ενέργειας γύρω από τις καμπύλες διασποράς, όπως απεικονίζεται στο χώρο ταχύτητας φάσης – συχνότητας.



**Σχήμα 4.29:** Συνθετικές σεισμικές καταγραφές για το μοντέλο SSR-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζονται τα σεισμικά ίχνη, ενώ στον κατακόρυφο ο χρόνος σε ms.



**Σχήμα 4.30:** Συνθετικές σεισμικές καταγραφές για το μοντέλο SSR-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζονται τα σεισμικά ίχνη, ενώ στον κατακόρυφο ο χρόνος σε ms.

Για τον μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου των συνθετικών σεισμικών καταγραφών χρησιμοποιήθηκαν οι παράμετροι που περιγράφονται στον Πίνακα 4.18. Στο Σχήμα 4.31 απεικονίζεται η σεισμική ενέργεια των συνθετικών καταγραφών του μοντέλου SSR-1 στο πεδίο συχνότητας – ταχύτητας φάσης. Τα ενεργειακά μέγιστα οριοθετούν τις καμπύλες διασποράς. Έχει επιλεγεί η θεμελιώδης (από 20 Hz έως 200 Hz), η 1<sup>η</sup> (από 62 Hz έως 200 Hz) και η 2<sup>η</sup> (από 110 Hz έως 200 Hz) καμπύλη διασποράς ανώτερης τάξης. Η μέγιστη τιμή της διακύμανσης των πειραματικών μετρήσεων εκτιμήθηκε στο 5 % (24 m/s) στα 20 Hz της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς ενώ, η ελάχιστη τιμή, 1.1 % (4 m/s) στα 104 Hz της καμπύλης διασποράς 1<sup>ης</sup> ανώτερης τάξης. Το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ αυτών των πειραματικών καμπυλών διασποράς και των αντίστοιχων θεωρητικών, που προκύπτουν από την επίλυση του ευθέως προβλήματος, είναι 0.45%. Στο Σχήμα 4.32 απεικονίζονται οι ίδιες πληροφορίες, με την μόνη διαφοροποίηση ότι στις σεισμικές καταγραφές έχει προστεθεί τυχαίος θόρυβος κανονικής κατανομής με μηδενική μέση τιμή και τυπική απόκλιση ίση με το 30% της δειγματικής τυπικής απόκλισης των κανονικοποιημένων πλατών των καταγραφών (NS1). Σε αυτήν την περίπτωση, το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ αυτών των πειραματικών καμπυλών διασποράς και των αντίστοιχων θεωρητικών, που προκύπτουν από την επίλυση του ευθέως προβλήματος, είναι 0.61%.

Για το μοντέλο SSR-2 έχει επιλεγεί η θεμελιώδης (από 6 Hz έως 34 Hz), η 1<sup>η</sup> (από 26 Hz έως 50 Hz) και η 2<sup>η</sup> (από 45 Hz έως 70 Hz) καμπύλη διασποράς ανώτερης τάξης (Σχήμα 4.33). Η μέγιστη τιμή της εκτιμώμενης διακύμανσης των πειραματικών μετρήσεων είναι 17% (38 m/s) στα 6 Hz της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς, ενώ η ελάχιστη, είναι 1.3% (2 m/s) στα 62 Hz της καμπύλης διασποράς 2<sup>ης</sup> ανώτερης τάξης. Στα συνθετικά αυτά δεδομένα έχει προστεθεί, επίσης, τυχαίος θόρυβος κανονικής κατανομής με μηδενική μέση τιμή και τυπική απόκλιση ίση με 30% της δειγματικής τυπικής απόκλισης των κανονικοποιημένων πλατών των καταγραφών (NS1) (Σχήμα 4.34). Το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ των πειραματικών καμπυλών διασποράς και των αντίστοιχων θεωρητικών, που προκύπτουν από την επίλυση του ευθέως προβλήματος, για τις καταγραφές με και χωρίς την προθήκη θορύβου είναι και στις δύο περιπτώσεις 1.1%.

Πίνακας 4.18: Παράμετροι μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου των συνθετικών σεισμικών καταγραφών για τα μοντέλα SSR-1 και SSR-2.

Παράμετροι μετασχηματισμού	Μοντέλο SSR-1	Μοντέλο SSR-2
Ελάχιστη συχνότητα	2 Hz	1 Hz
Μέγιστη συχνότητα	200 Hz	70 Hz
Βήμα συχνότητας	2 Hz	1 Hz
Ελάχιστη ταχύτητα φάσης	250 m/s	100 m/s
Μέγιστη ταχύτητα φάσης	600 m/s	300 m/s
Βήμα ταχύτητας φάσης	2 m/s	1 m/s
Κανονικοποίηση του πλάτους των σεισμικών καταγραφών	NAI	NAI



**Σχήμα 4.31:** Ενδεικτική κατανομή της σεισμικής ενέργειας των καταγραφών του μοντέλου SSR-1 (χωρίς προσθήκη τυχαίου θορύβου) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα, ενώ οι λευκές διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν το ελάχιστο (δεξιά) και το μέγιστο (αριστερά) μήκος κύματος. Οι επιλεγμένες καμπύλες διασποράς (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης) οριοθετούνται με τα τετράγωνα, ενώ για κάθε μέτρηση έχει πραγματοποιηθεί η εκτίμηση της διακύμανσής της (απεικονίζεται με το σύμβολο |—|).



**Σχήμα 4.32:** Ενδεικτική κατανομή της σεισμικής ενέργειας των καταγραφών του μοντέλου SSR-1 (με την προσθήκη τυχαίου θορύβου 30 %) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα, ενώ οι λευκές διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν το ελάχιστο (δεξιά) και το μέγιστο (αριστερά) μήκος κύματος. Οι επιλεγμένες καμπύλες διασποράς (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης) οριοθετούνται με τα τετράγωνα, ενώ για κάθε μέτρηση έχει πραγματοποιηθεί η εκτίμηση της διακύμανσής της (απεικονίζεται με το σύμβολο |—|).



**Σχήμα 4.33:** Ενδεικτική κατανομή της σεισμικής ενέργειας των καταγραφών του μοντέλου SSR-2 (χωρίς προσθήκη τυχαίου θορύβου) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα, ενώ οι λευκές διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν το ελάχιστο (δεξιά) και το μέγιστο (αριστερά) μήκος κύματος. Οι επιλεγμένες καμπύλες διασποράς (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης) οριοθετούνται με τα τετράγωνα, ενώ για κάθε μέτρηση έχει πραγματοποιηθεί η εκτίμηση της διακύμανσής της (απεικονίζεται με το σύμβολο |—|).



**Σχήμα 4.34:** Ενδεικτική κατανομή της σεισμικής ενέργειας των καταγραφών του μοντέλου SSR-2 (με την προσθήκη τυχαίου θορύβου 30%) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα, ενώ οι λευκές διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν το ελάχιστο (δεξιά) και το μέγιστο (αριστερά) μήκος κύματος. Οι επιλεγμένες καμπύλες διασποράς (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης) οριοθετούνται με τα τετράγωνα, ενώ για κάθε μέτρηση έχει πραγματοποιηθεί η εκτίμηση της διακύμανσής της (απεικονίζεται με το σύμβολο |—|).

## 4.2.1. Πρώτο στάδιο ελέγχου

Στο στάδιο αυτό εξετάζεται η ικανότητα του αλγόριθμου να προσδιορίζει την ταχύτητα Vs των σχηματισμών όταν:

- Δεν υπάρχει θόρυβος στις καμπύλες διασποράς (NS0).
- Όλες οι υπόλοιπες παράμετροι του μοντέλου (Vp, ρ και h) είναι γνωστές και παραμένουν σταθερές κατά την αντιστροφή (MP0 και MH0).
- Δεν χρησιμοποιείται σταθμισμένη αντιστροφή (WT0).

Οι παράμετροι Vp, ρ και h του αρχικού μοντέλου που χρησιμοποιήθηκαν για την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των μοντέλων SSR-1 και SSR-2 διατηρήθηκαν σταθερές και ίσες με τις πραγματικές τιμές, ενώ η ταχύτητα Vs για όλα τα στρώματα ορίστηκε ίση με 435 m/s και 210 m/s για τα δύο μοντέλα, αντίστοιχα. Το σφάλμα RMSW% του αρχικού μοντέλου για τα SSR-1 και SSR-2 είναι 26.4 % και 33.9 %, αντίστοιχα. Το κατώφλι σφάλματος για τον περαιτέρω έλεγχο μιας δοκιμής στο επόμενο στάδιο ορίστηκε ως εξής:

# <u>RMSW% Error < 5 % τουλάχιστον σε ένα από τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SSR-1 και SSR-2), τουλάχιστον σε μια ομάδα δοκιμών DC1 (θεμελιώδης καμπύλη διασποράς) και DC3 (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς).</u>

Οι δοκιμές ελέγχου του πρώτου σταδίου περιγράφονται κωδικοποιημένα (βλ. Πίνακα 4.5) στον Πίνακα 4.19. Στα Σχήματα 4.35 και 4.36 απεικονίζονται, αντίστοιχα, το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (RMS-%) και το σφάλμα RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του εν λόγω σταδίου και το μοντέλο SSR-1. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το μοντέλο SSR-2 απεικονίζονται στα Σχήματα 4.37 και 4.38. Ενδεικτικά, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την δοκιμή 1-16 για το μοντέλο SSR-2, της οποίας το RMSW% ήταν πλησιέστερα στο κατώφλι του σφάλματος (4.2 %). Στο Σχήμα 4.39 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς, καθώς και η σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό. Το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη απεικονίζεται στο Σχήμα 4.40 ενώ, παρέχεται επίσης η τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης (Current SmthF) για την επανάληψη με το μικρότερο σφάλμα (23<sup>η</sup>). Τέλος, στο Σχήμα 4.41 απεικονίζεται ο πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (resolution matrix), καθώς επίσης οι τιμές της ευαισθησίας των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένες επί τοις εκατό και οι τιμές των ορίων των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην διασπορά των τιμών της ταχύτητας Vs.

Πίνακας 4.19: Συνοπτική περιγραφή του 1 <sup>ου</sup> σταδίου και των δοκιμών ελέγχου του αλγόριθμ	JOU
αντιστροφής. Οι γραμμοσκιασμένες περιοχές αντιστοιχούν στις δοκιμές που θα ελεγχθούν στο επόμ	ενο
στάδιο. Με Χ και V συμβολίζεται η αποτυχία ή η επιτυχία μιας δοκιμής να δώσει σφάλμα RMSW% Ει	rror
μικρότερο από το κατώφλι σφάλματος για τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SSR- 1 και 2), αντίστοιχα.	

~ · ·

	ΣΤΑΔΙΟ 1 (SSR-1 & SSR-2)								
	ΔΟΚΙΜΕΣ ΕΛΕΓΧΟΥ (Επιτυχείς 20 / 20)								
ΚΩΔ.	ΔOF	XIMEΣ D	21	1	2	ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC3	1	2
1-01	DC1-NS0-MP0-M	IHO-JB1-W	T0-CS1-OP0	V	V	1-11	DC3-NS0-MP0-MH0-JB1-WT0-CS1-OP0	V	Х
1-02			-CS2-	V	V	1-12	CS2-	V	Х
1-03			-CS3-	V	V	1-13	CS3-	V	Х
1-04			-CS12-	V	V	1-14	CS12-	V	Х
1-05			-CS23-	V	V	1-15	CS23-	V	Х
1-06	DC1-NS0-MP0-M	IHO-JB1-W	T0-CS1-OP1	V	V	1-16	DC3-NS0-MP0-MH0-JB1-WT0-CS1-OP1	V	V
1-07			-CS2-	V	V	1-17	CS2-	V	Х
1-08			-CS3-	V	V	1-18	CS3-	V	Х
1-09			-CS12-	V	V	1-19	CS12-	V	Х
1-10			-CS23-	V	V	1-10	CS23-	V	Х

Από τα αποτελέσματα των δοκιμών του σταδίου αυτού παρατηρείται ότι όλες οι δοκιμές (εκτός από την 1-16) έδωσαν σφάλματα πολύ μεγαλύτερα από το κατώφλι σφάλματος για το μοντέλο SSR-2, όταν αντιστράφηκαν ταυτόχρονα τρεις καμπύλες διασποράς. Ωστόσο, θα εξεταστούν στο επόμενο στάδιο, εφόσον οι αντίστοιχες δοκιμές στο μοντέλο SSR-1 ήταν επιτυχείς. Στον Πίνακα 4.20 παρατίθενται πληροφορίες σχετικά με τον αριθμό των επαναλήψεων και τον υπολογιστικό χρόνο αντιστροφής των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς.

Πίνακας 4.20: Μέσος αριθμός επαναλήψεων και μέσος υπολογιστικός χρόνος των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο 1° στάδιο.

	Χωρίς υτ	Χωρίς υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού (ΟΡ0)				Με υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού (OP1)			
	1 καμπύλη	διασποράς	ράς 3 καμπύλες διασποράς		1 καμπύλη διασποράς		3 καμπύλες διασποράς		
ΜΟΝΤΕΛΟ	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	
SSR-1	5	0.4	5.4	0.7	5.2	2.2	3.8	2.9	
SSR-2	10	0.5	25.4	2.6	10.4	2.0	18	15.5	



**Σχήμα 4.35:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 1<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (0.31%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 1-11, 1-13, 1-15 και 1-6, ενώ το ελάχιστο (0.17%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-10.



**Σχήμα 4.36:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 1<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό είναι 5%. Το μέγιστο σφάλμα (0.38%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-17, ενώ το ελάχιστο (0.15%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-08.



**Σχήμα 4.37:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 1<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (5.9%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 1-17 και 1-19, ενώ το ελάχιστο (0.27%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-07.



**Σχήμα 4.38:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 1<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (5%). Το μέγιστο σφάλμα (60.2%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-20, ενώ το ελάχιστο (3.1%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 1-06.



**Σχήμα 4.39:** Προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) και σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό (δεξιά) για την δοκιμή 1-16 του μοντέλου SSR-2.



**Σχήμα 4.40:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη της δοκιμής 1-16 του μοντέλου SSR-2.



**Σχήμα 4.41:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και όρια των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά) για την δοκιμή 1-16 του μοντέλου SSR-2.

## 4.2.2. Δεύτερο στάδιο ελέγχου

Στο στάδιο αυτό εξετάζεται η ικανότητα του αλγόριθμου να προσδιορίζει την ταχύτητα Vs των σχηματισμών όταν:

- > Δεν υπάρχει θόρυβος στις καμπύλες διασποράς (NS0).
- Οι παράμετροι Vp και ρ τροποποιούνται κατά τη διάρκεια των επαναλήψεων διατηρώντας σταθερό (και ίσο με τον πραγματικό) λόγο του Poisson (MP1).
- Κάθε σχηματισμός διαιρείται σε ακέραιο αριθμό στρωμάτων ίσου πάχους, διατηρώντας στα ίδια βάθη τις διαχωριστικές επιφάνειες των σχηματισμών (MH1).
- Δεν χρησιμοποιείται η αντιστροφή υπό τον περιορισμό σταθμισμένης εξομάλυνσης και οι συνδυασμοί αυτής (χωρίς CS3, CS23).
- Ελέγχονται όλες οι περιπτώσεις της σταθμισμένης αντιστροφής εκτός της στάθμισης με την τυπική απόκλιση της καμπύλης διασποράς και οι συνδυασμοί αυτής (χωρίς WT1, WT12, WT13 και WT123), εφόσον ο συντελεστής στάθμισης για όλες τις μετρήσεις είναι μοναδιαίος, ελλείψει θορύβου στις καμπύλες διασποράς

Οι παράμετροι του αρχικού μοντέλου που χρησιμοποιήθηκαν για την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των μοντέλων SSR-1 και SSR-2 παρατίθενται στους Πίνακες 4.21 και 4.22, αντίστοιχα. Το σφάλμα RMSW% του αρχικού μοντέλου για τα SSR-1 και SSR-2 είναι 29.8 % και 39.8 %, αντίστοιχα. Το κατώφλι σφάλματος για τον περαιτέρω έλεγχο μιας δοκιμής στο επόμενο στάδιο ορίστηκε ως εξής:

#### RMSW% Error < 16 % και στα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC-1 & SDC-2), τουλάχιστον σε μια ομάδα δοκιμών DC1 (θεμελιώδης καμπύλη διασποράς) και DC3 (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς)

Οι δοκιμές ελέγχου του δεύτερου σταδίου περιγράφονται κωδικοποιημένα (βλ. Πίνακα 4.5) στον Πίνακα 4.23. Στα Σχήματα 4.42 και 4.43 απεικονίζονται, αντίστοιχα, το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς και το σφάλμα RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του εν λόγω σταδίου για το μοντέλο SSR-1. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το μοντέλο SSR-2 απεικονίζονται στα Σχήματα 4.46, 4.47 και 4.48 παρουσιάζονται, ενδεικτικά, τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την δοκιμή 2-10 για το μοντέλο SSR-2 με σφάλμα RMSW% 14.8 %.

Στρώμα	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (gr/cm³)
1	1.25	1456.1	435.0	0.451	1.991
2	1.25	1456.1	435.0	0.451	1.991
3	1.25	1456.1	435.0	0.451	1.991
4	1.25	1456.1	435.0	0.451	1.991
5	∞	1456.1	435.0	0.451	1.991

Πίνακας 4. 21: Παράμετροι του αρχικού μοντέλου για το SSR-1 στο 2° στάδιο ελέγχου.

Στρώμα	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	V	ρ (gr/cm³)
1	2.00	350.1	210.0	0.219	1.770
2	2.00	1787.2	210.0	0.493	2.057
3	2.00	1787.2	210.0	0.493	2.057
4	2.00	1673.4	210.0	0.492	2.035
5	2.00	1673.4	210.0	0.492	2.035
6	2.00	1673.4	210.0	0.492	2.035
7	2.00	1673.4	210.0	0.492	2.035
8	8	821.0	210.0	0.465	1.864

Πίνακας 4. 22: Παράμετροι του αρχικού μοντέλου για το SSR-2 στο 2° στάδιο ελέγχου.

Από τα αποτελέσματα των δοκιμών του σταδίου αυτού παρατηρείται ότι απέτυχαν σχεδόν όλες (εκτός από την 2-38) οι δοκιμές στις οποίες αντιστρέφονται ταυτόχρονα 3 καμπύλες διασποράς για το μοντέλο SSR-2, ενώ από την αντιστροφή μόνο της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς του ίδιου μοντέλου, προέκυψαν 4 επιτυχείς δοκιμές (2-04, 2-10, 2-20 και 2-21). Εν γένει, όπως φάνηκε και από το πρώτο στάδιο, η αντιστροφή των καμπυλών διασποράς του μοντέλου SSR-2 οδηγεί σε εσφαλμένα αποτελέσματα. Αντίθετα, σχεδόν όλες οι δοκιμές (με εξαίρεση τις 2-13,14,15,16 και 2-18) του μοντέλου SSR-1 έδωσαν ικανοποιητικά αποτελέσματα σε αυτό το στάδιο ελέγχου.

Πίνακας 4.23: Συνοπτική περιγραφή του 2<sup>ου</sup> σταδίου και των δοκιμών ελέγχου του αλγόριθμου αντιστροφής. Οι γραμμοσκιασμένες περιοχές αντιστοιχούν στις δοκιμές που θα ελεγχθούν στο επόμενο στάδιο. Με X και V συμβολίζεται η αποτυχία ή η επιτυχία μιας δοκιμής να δώσει σφάλμα RMSW% Error μικρότερο από το κατώφλι σφάλματος για τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SSR-1 και 2), αντίστοιχα.

	ΣΤΑΔΙΟ 2 (SSR-1 & SSR-2)								
	ΔΟΚΙΜΕΣ Ε	ΛΕΓ	-XO	Y (Επι	τυχείς 10 / 48)				
ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC1	1	2	ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC3	1	2		
2-01	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP0	V	Х	2-25	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP0	V	Х		
2-02	CS2-	V	Х	2-26	CS2-	V	Х		
2-03	CS12-	V	Х	2-27	CS12-	V	Х		
2-04	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	V	V	2-28	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	V	Х		
2-05	CS2-	V	Х	2-29	CS2-	V	Х		
2-06	CS12-	V	Х	2-30	CS12-	V	Х		
2-07	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP0	V	Х	2-31	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP0	V	Х		
2-08	CS2-	V	Х	2-32	CS2-	V	Х		
2-09	CS12-	V	Х	2-33	CS12-	V	Х		
2-10	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	V	V	2-34	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	V	Х		
2-11	CS2-	V	Х	2-35	CS2-	V	Х		
2-12	CS12-	V	Х	2-36	CS12-	V	Х		
2-13	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP0	Х	Х	2-37	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP0	V	Х		
2-14	CS2-	Х	Х	2-38	CS2-	V	V		
2-15	CS12-	Х	Х	2-39	CS12-	V	Х		
2-16	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP1	Х	Х	2-40	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS1-OP1	V	Х		
2-17	CS2-	V	Х	2-41	CS2-	V	Х		
2-18	CS12-	Х	Х	2-42	CS12-	V	Х		
2-19	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP0	V	Х	2-43	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP0	V	Х		
2-20	CS2-	V	V	2-44	CS2-	V	Х		
2-21	CS12-	V	V	2-45	CS12-	V	Х		
2-22	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP1	V	Х	2-46	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS1-OP1	V	Х		
2-23	CS2-	V	Х	2-47	CS2-	V	Х		
2-24	CS12-	V	Х	2-48	CS12-	V	Х		

	Χωρίς υτ	πολογισμό τ περιορισι	ου βέλτιστο ιού (ΟΡ0)	υ βάρους	Με υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού (OP1)			
	1 καμπύλη διασποράς 3 καμπύ			διασποράς 1 καμπύλη διασποράς			3 καμπύλες διασποράς	
ΜΟΝΤΕΛΟ	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)
SSR-1	14.3	1.8	20	4.3	7	5.2	5	6.6
SSR-2	30	1.7	38	6.2	18	4.8	10.5	10.7

Πίνακας 4.24: Μέσος αριθμός επαναλήψεων και μέσος υπολογιστικός χρόνος των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο 2° στάδιο.



**Σχήμα 4.42:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 2<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (29.3%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 2-14 και 2-15, ενώ το ελάχιστο (0.146%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-05.



**Σχήμα 4.43:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 2<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (16%). Το μέγιστο σφάλμα (29.8%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 2-14 και 2-15, ενώ το ελάχιστο (0.91%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-40.



**Σχήμα 4.44:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 2<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (19.6%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-33, ενώ το ελάχιστο (0.202 %) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-10.



**Σχήμα 4.45:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 2<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (16%). Το μέγιστο σφάλμα (83.4%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-07, ενώ το ελάχιστο (12.7%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 2-38.



**Σχήμα 4.46:** Προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) και σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό (δεξιά) για την δοκιμή 2-10 του μοντέλου SSR-2.



**Σχήμα 4.47:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη της δοκιμής 2-10 του μοντέλου SSR-2.



**Σχήμα 4.48:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και όρια των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά) για την δοκιμή 2-10 του μοντέλου SSR-2.

## 4.2.3. Τρίτο στάδιο ελέγχου

Στο στάδιο αυτό εξετάζεται η ικανότητα του αλγόριθμου να προσδιορίζει την ταχύτητα Vs των σχηματισμών όταν:

- Δεν υπάρχει θόρυβος στις καμπύλες διασποράς (NS0).
- Οι παράμετροι Vp και ρ τροποποιούνται κατά τη διάρκεια των επαναλήψεων διατηρώντας σταθερό και ίσο με την μέση τιμή του πραγματικού λόγου του Poisson (MP1).
- Κάθε σχηματισμός διαιρείται σε μη ακέραιο αριθμό στρωμάτων διαφορετικού (συνήθως αυξανόμενου με το βάθος) πάχους, διατηρώντας στο ίδιο βάθος την διαχωριστική επιφάνεια του ημιχώρου (MH2). Το πάχος των στρωμάτων υπολογίστηκαν από τις τιμές της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς.
- Ελέγχονται όλες οι περιπτώσεις της σταθμισμένης αντιστροφής εκτός της στάθμισης με την τυπική απόκλιση της καμπύλης διασποράς και οι συνδυασμοί αυτής (χωρίς WT1, WT12, WT13 και WT123)

Οι παράμετροι του αρχικού μοντέλου που χρησιμοποιήθηκαν για την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των μοντέλων SSR-1 και SSR-2 παρατίθενται στους Πίνακες 4.25 και 4.26, αντίστοιχα. Το σφάλμα RMSW% του αρχικού μοντέλου για τα SSR-1 και SSR-2 είναι 30.1 % και 87.7 %, αντίστοιχα. Το κατώφλι σφάλματος για τον περαιτέρω έλεγχο μιας δοκιμής στο επόμενο στάδιο ορίστηκε ως εξής:

#### RMSW% Error < 21 % και στα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC-1 & SDC-2), τουλάχιστον σε μια ομάδα δοκιμών DC1 (θεμελιώδης καμπύλη διασποράς) και DC3 (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς)

Οι δοκιμές ελέγχου του τρίτου σταδίου ελέγχου περιγράφονται κωδικοποιημένα (βλ. Πίνακα 4.5) στον Πίνακα 4.27. Στα Σχήματα 4.49 και 4.50 απεικονίζονται, αντίστοιχα, το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς και το σφάλμα RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του εν λόγω σταδίου για το μοντέλο SSR-1. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το μοντέλο SSR-2 απεικονίζονται στα Σχήματα 4.53, 4.54 και 4.55 παρουσιάζονται, ενδεικτικά, τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την δοκιμή 3-08 για το μοντέλο SSR-2 με σφάλμα RMSW% 19.4 %.

Στρώμα	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (gr/cm³)
1	0.19	1450.0	435.0	0.451	1.990
2	0.41	1450.0	435.0	0.451	1.990
3	0.53	1450.0	435.0	0.451	1.990
4	0.61	1450.0	435.0	0.451	1.990
5	0.98	1450.0	435.0	0.451	1.990
6	1.24	1450.0	435.0	0.451	1.990
7	1.02	1450.0	435.0	0.451	1.990
8	∞	1450.0	435.0	0.451	1.990

Πίνακας 4.25:	Παράμετροι του αρχικού	μοντέλου για το SSR-	·1 στο 3° στάδιο ελέγχου.
---------------	------------------------	----------------------	---------------------------

Πίνακας 4.26:	Παράμετροι του	αρχικού μοντέλου	για το SSR-2 στο 3°	στάδιο ελέγχου.
---------------	----------------	------------------	---------------------	-----------------

Στρώμα	Πάχος (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	v	ρ (gr/cm³)
1	1.28	500.1	300.0	0.219	1.800
2	0.31	500.1	300.0	0.219	1.800
3	0.31	500.1	300.0	0.219	1.800
4	0.39	2553.1	300.0	0.493	2.211
5	0.47	2553.1	300.0	0.493	2.211
6	0.41	2553.1	300.0	0.493	2.211
7	0.52	2553.1	300.0	0.493	2.211
8	0.71	2553.1	300.0	0.493	2.211
9	1.00	2553.1	300.0	0.493	2.211
10	0.72	2553.1	300.0	0.493	2.211
11	0.98	2390.6	300.0	0.492	2.178
12	1.33	2390.6	300.0	0.492	2.178
13	2.04	2390.6	300.0	0.492	2.178
14	3.58	2390.6	300.0	0.492	2.178
15	∞	1172.9	300.0	0.465	1.935

Από τα αποτελέσματα των δοκιμών του σταδίου αυτού παρατηρείται ότι όλες οι δοκιμές ταυτόχρονης αντιστροφής τριών καμπυλών διασποράς (DC3) του μοντέλου SSR-2 απέτυχαν, ενώ μόνο ορισμένες δοκιμές αντιστροφής της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς (DC1) ήταν επιτυχείς με το σφάλμα RMSW%, όμως, να βρίσκεται οριακά στο κατώφλι που έχει οριστεί για το στάδιο αυτό. Το αξιοσημείωτο είναι ότι η προσαρμογή των θεωρητικών στις πειραματικές καμπύλες διασποράς για το εν λόγω μοντέλο στις περισσότερες δοκιμές είναι αρκετά ικανοποιητική (Σχήμα 4.51). Επίσης, παρατηρείται ότι καμία δοκιμή στην οποία δεν υπολογίζεται το βέλτιστο βάρος περιορισμού δεν έδωσε σφάλματα μικρότερα από το κατώφλι σφάλματος. Στον Πίνακα 4.28 παρατίθενται πληροφορίες σχετικά με τον αριθμό των επαναλήψεων και τον υπολογιστικό χρόνο των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο στάδιο αυτό.

Πίνακας 4.27: Συνοπτική περιγραφή του 3<sup>ου</sup> σταδίου και των δοκιμών ελέγχου του αλγόριθμου αντιστροφής. Οι γραμμοσκιασμένες περιοχές αντιστοιχούν στις δοκιμές που θα ελεγχθούν στο επόμενο στάδιο. Με X και V συμβολίζεται η αποτυχία ή η επιτυχία μιας δοκιμής να δώσει σφάλμα RMSW% Error μικρότερο από το κατώφλι σφάλματος για τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SSR- 1 και 2), αντίστοιχα.

	ΣΤΑΔΙΟ 3 (SSR-1 & SSR-2)										
	ΔΟΚΙΜΕΣ Ε	ΛΕΓ	'XO'	Y (Επι	τυχείς 16 / 42)						
ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC1	1	2	ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC3	1	2				
3-01	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS3-OP0	Х	Х	3-22	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS3-OP0	V	Х				
3-02	CS23-	V	Х	3-23	CS23-	Х	Х				
3-03	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	V	V	3-24	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	V	Х				
3-04	CS3-	V	V	3-25	CS3-	V	Х				
3-05	CS23-	V	V	3-26	CS23-	V	Х				
3-06	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS3-OP0	V	Х	3-27	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS3-OP0	V	Х				
3-07	CS23-	V	Х	3-28	CS23-	Х	Х				
3-08	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	V	V	3-29	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	V	Х				
3-09	CS3-	V	V	3-30	CS3-	V	Х				
3-10	CS23-	V	V	3-31	CS23-	V	Х				
3-11	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS2-OP0	Х	Х	3-32	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS2-OP0	V	Х				
3-12	CS3-	V	Х	3-33	CS3-	V	Х				
3-13	CS23-	Х	Х	3-34	CS23-	Х	Х				
3-14	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS3-OP1	V	V	3-35	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT3-CS3-OP1	V	Х				
3-15	CS23-	V	V	3-36	CS23-	V	Х				
3-16	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS2-OP0	v	Х	3-37	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS2-OP0	V	Х				
3-17	CS3-	V	Х	3-38	CS3-	V	Х				
3-18	CS12-	V	Х	3-39	CS12-	Х	Х				
3-19	CS23-	V	Х	3-40	CS23-	Х	Х				
3-20	DC1-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS3-OP1	V	Х	3-41	DC3-NS0-MP1-MH1-JB1-WT23-CS3-OP1	V	Х				
3-21	CS23-	V	Х	3-42	CS23-	V	Х				

Πίνακας 4.28: Μέσος αριθμός επαναλήψεων και μέσος χρόνος αντιστροφής των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο 3° στάδιο.

	Χωρίς υτ	πολογισμό τ περιορισι	ου βέλτιστο μού (ΟΡ0)	υ βάρους	Με υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού (OP1)			
	1 καμπύλη διασποράς 3 καμπύλες διασποράς			1 καμπύλη διασποράς 3 καμπύλες διασπ			διασποράς	
ΜΟΝΤΕΛΟ	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)
SSR-1	-	-	-	-	8.1	11.6	5.9	11.6
SSR-2	-	-	-	-	12	8.6	7.6	19.2



**Σχήμα 4.49:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 3<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (77.3%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 3-23, 3-28, 3,34, 3-39 και 3.40, ενώ το ελάχιστο (0.127%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-07.



**Σχήμα 4.50:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 3<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (21%). Το μέγιστο σφάλμα (30.1%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 3-11, 3-13, 3-23, 3-28, 3-34, 3-39 και 3-40, ενώ το ελάχιστο (4.45%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-33.



**Σχήμα 4.51:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 3<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (92.1%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-22, ενώ το ελάχιστο (0.23%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-13.



**Σχήμα 4.52:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 3<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (21%). Το μέγιστο σφάλμα (101%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-01, ενώ το ελάχιστο (16.1%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 3-09.



**Σχήμα 4.53:** Προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) και σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό (δεξιά) για την δοκιμή 3-08 του μοντέλου SSR-2.



**Σχήμα 4.54:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη της δοκιμής 3-08 του μοντέλου SSR-2.



**Σχήμα 4.55:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και όρια των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά) για την δοκιμή 3-08 του μοντέλου SSR-2.

## 4.2.4. Τέταρτο στάδιο ελέγχου

Στο στάδιο αυτό εξετάζεται η ικανότητα του αλγόριθμου να προσδιορίζει τις ταχύτητες Vs των σχηματισμών όταν:

- Στις σεισμικές καταγραφές εισάγεται τυχαίος θόρυβος κανονικής κατανομής με μηδενική μέση τιμή και τυπική απόκλιση ίση με 30% της δειγματικής τυπικής απόκλισης των κανονικοποιημένων πλατών των καταγραφών (NS1).
- Οι παράμετροι Vp και ρ τροποποιούνται κατά τη διάρκεια των επαναλήψεων διατηρώντας σταθερό και ίσο με την μέση τιμή του πραγματικού λόγου του Poisson (MP1).
- Κάθε σχηματισμός διαιρείται σε μη ακέραιο αριθμό στρωμάτων διαφορετικού (συνήθως αυξανόμενου με το βάθος) πάχους, διατηρώντας μόνο το βάθος στο οποίο απαντάται ο ημιχώρος (MH2).
- Ελέγχονται όλες οι περιπτώσεις της σταθμισμένης αντιστροφής συμπεριλαμβανομένης της στάθμισης με την τυπική απόκλιση της καμπύλης διασποράς και οι συνδυασμοί αυτής (WT0, WT1, WT2, WT3, WT12, WT13, WT23 και WT123).
- Το κριτήριο σύγκλισης του αλγόριθμου αντιστροφής που αφορά στο ελάχιστο εκατοστιαίο μέσο τετραγωνικό σφάλμα υπολογίστηκε σε κάθε περίπτωση από την

εκτίμηση της διακύμανσης των καμπυλών διασποράς και για το μοντέλο SSR-1 ορίστηκε στο 1.85% και 1.57% για την αντιστροφή της θεμελιώδους και των τριών καμπυλών διασποράς, αντίστοιχα. Το κριτήριο αυτό για το μοντέλο SSR-2 ορίστηκε στο 5.90% και 3.92%, αντίστοιχα.

Στο στάδιο αυτό, για την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των μοντέλων SSR-1 και SSR-2, χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιες παράμετροι του αρχικού μοντέλου με το 3° στάδιο ελέγχου (Πίνακες 4.25 και 4.26, αντίστοιχα). Ικανοποιητικές θεωρήθηκαν οι δοκιμές των οποίων το σφάλμα RMSW% Error πληροί την συνθήκη:

#### <u>RMSW% Error < 21 % και στα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SSR-1 & SSR-2) και τουλάχιστον ένα</u> εκ των δύο μοντέλων και στις δύο ομάδες δοκιμών DC1 (θεμελιώδης καμπύλη διασποράς) και <u>DC3 (θεμελιώδης και 2 ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς)</u>

Οι δοκιμές ελέγχου του τέταρτου σταδίου ελέγχου περιγράφονται κωδικοποιημένα (βλ. Πίνακα 4.5) στον Πίνακα 4.29. Στα Σχήματα 4.56 και 4.57 απεικονίζονται, αντίστοιχα, το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς και το σφάλμα RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του εν λόγω σταδίου για το μοντέλο SSR-1. Τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το μοντέλο SSR-2 απεικονίζονται, ενδεικτικά, τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την δοκιμή 4-30 για το μοντέλο SSR-1, από την οποία προέκυψε το μικρότερο σφάλμα RMSW% (4.1%) ανάμεσα σε όλες τις δοκιμές που κρίθηκαν ικανοποιητικές. Λόγω μεγάλης διαφοροποίησης του σφάλματος RMSW% στα δύο μοντέλα, παρουσιάζονται επίσης και τα αποτελέσματα της αντιστροφής για το σφάλματα της αντιστροφής αποτελέσματα της αντιστροφής αποτελέσματα της αντιστροφής στα δύο μοντέλα, παρουσιάζονται επίσης και τα αποτελέσματα της αντιστροφής για το σφάλματα της αντιστροφής για το σφάλματα το σφάλματος RMSW% στα δύο μοντέλα, παρουσιάζονται επίσης και τα αποτελέσματα της αντιστροφής για το σφάλματα της αντιστροφής για το σφάλματα της αντιστροφής για το σφάλματα της αντιστροφής του σφάλματα το μοντέλο SSR-1, από την οποία προέκυψε το μικρότερο σφάλμα RMSW% (4.1%) ανάμεσα σε όλες τις δοκιμή 4-08 για το μοντέλο SSR-2, από την οποία προέκυψε το μικρότερο σφάλμα RMSW% (16.4%) ανάμεσα στις δοκιμές του μοντέλου SSR-2 που κρίθηκαν ικανοποιητικές (Σχήματα 4.63, 4.64 και 4.65).

Από τα αποτελέσματα των δοκιμών του σταδίου αυτού παρατηρείται ότι οι περισσότερες δοκιμές θεωρούνται επιτυχείς, πλην όμως, το κατώφλι σφάλματος δεν είναι αρκετά υψηλό. Τα σφάλματα του τελικού μοντέλου είναι μεγαλύτερα κατά την αντιστροφή μόνο της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς του μοντέλου SSR-1, από τα αντίστοιχα σφάλματα κατά την ταυτόχρονη αντιστροφή τριών καμπυλών διασποράς. Το αντίθετο συμβαίνει στο μοντέλο SSR-2. Η δοκιμή 4-04 (DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT1-CS3-OP1) έδωσε το μικρότερο σφάλμα (από τις δοκιμές που κρίθηκαν ικανοποιητικές) και για τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SDC-1 και SDC-2). Ωστόσο, ως πιο αξιόπιστες δοκιμές κρίνονται αυτές κατά τις οποίες χρησιμοποιείται συνδυαστική σταθμισμένη αντιστροφή WT23 ή WT123 και αντιστροφή υπό περιορισμούς CS3 (Blocky inversion), δεδομένου ότι πληρούν το κριτήριο σφάλματος και για τα 2 εξεταζόμενα μοντέλα, τόσο για την αντιστροφή μόνο της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς (DC1), όσο και για την αντιστροφή της θεμελιώδους και των 2 καμπυλών διασποράς ανώτερης τάξης (DC3). Στον Πίνακα 4.30 παρατίθενται

πληροφορίες σχετικά με τον αριθμό των επαναλήψεων και τον υπολογιστικό χρόνο των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο στάδιο αυτό.

Πίνακας 4.29: Συνοπτική περιγραφή του 4<sup>ου</sup> σταδίου και των δοκιμών ελέγχου του αλγόριθμου αντιστροφής. Οι γραμμοσκιασμένες περιοχές αντιστοιχούν στις δοκιμές που θα ελεγχθούν στο επόμενο στάδιο. Με X και V συμβολίζεται η αποτυχία ή η επιτυχία μιας δοκιμής να δώσει σφάλμα RMSW% Error μικρότερο από το κατώφλι σφάλματος για τα δύο εξεταζόμενα μοντέλα (SSR- 1 και 2), αντίστοιχα.

ΣΤΑΔΙΟ 4 (SSR-1 & SSR-2)										
	ΔΟΚΙΜΕΣ Ε	ΛΕΓ	'XOʻ	<mark>Υ (Επ</mark> ι	τυχείς 32 / 40)					
ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC1	1	2	ΚΩΔ.	ΔΟΚΙΜΕΣ DC3	1	2			
4-01	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	V	V	4-21	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT0-CS1-OP1	V	Х			
4-02	CS3-	V	V	4-22	CS3-	V	Х			
4-03	CS23-	V	V	4-23	CS23-	V	Х			
4-04	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT1-CS1-OP1	V	V	4-24	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT1-CS1-OP1	V	Х			
4-05	CS3-	V	V	4-25	CS3-	V	Х			
4-06	CS23-	V	V	4-26	CS23-	V	Х			
4-07	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	V	V	4-27	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT2-CS1-OP1	V	Х			
4-08	CS3-	V	V	4-28	CS3-	V	Х			
4-09	CS23-	V	V	4-29	CS23-	V	Х			
4-10	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT3-CS3-OP1	V	V	4-30	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT3-CS3-OP1	V	Х			
4-11	CS23-	V	V	4-31	CS23-	V	V			
4-12	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT12-CS1-OP1	V	V	4-32	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT12-CS1-OP1	V	Х			
4-13	CS3-	V	V	4-33	CS3-	V	Х			
4-14	CS23-	V	V	4-34	CS23-	V	Х			
4-15	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT13-CS1-OP1	V	Х	4-35	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT13-CS1-OP1	V	Х			
4-16	CS3-	V	V	4-36	CS3-	V	Х			
4-17	CS23-	V	V	4-37	CS23-	V	V			
4-18	DC1-NS1-MP1-MH1-JB1-WT123-CS1-OP1	V	Х	4-38	DC3-NS1-MP1-MH1-JB1-WT123-CS1-OP1	V	Х			
4-19	CS3-	V	Х	4-39	CS3-	V	Х			
4-20	CS23-	V	Х	4-40	CS23-	V	Х			

Πίνακας 4.30: Μέσος αριθμός επαναλήψεων και μέσος υπολογιστικός χρόνος των δοκιμών που θεωρήθηκαν επιτυχείς στο 4° στάδιο.

	Χωρίς υτ	πολογισμό τ περιορισι	ου βέλτιστο μού (ΟΡ0)	υ βάρους	Με υπολογισμό του βέλτιστου βάρους περιορισμού (OP1)			
	1 καμπύλη	διασποράς	3 καμπύλες	; διασποράς	1 καμπύλη	διασποράς	3 καμπύλες	; διασποράς
ΜΟΝΤΕΛΟ	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)	Μέσος αριθμός επαναλ.	Μέσος χρόνος αντιστρ. (s)
SSR-1	-	-	-	-	7.6	10.2	5.1	13.5
SSR-2	-	-	-	-	11.9	8.2	12.8	32.4



**Σχήμα 4.56:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 4<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (0.838%) παρατηρήθηκε στην δοκιμή 4-39, ενώ το ελάχιστο (0.176%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 4-02 και 4-05.



**Σχήμα 4.57:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 4<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (21%). Το μέγιστο σφάλμα (13.5%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 4-10 και 4-16, ενώ το ελάχιστο (4.12%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 4-30 και 4.36.


**Σχήμα 4.58:** Απεικόνιση του μέσου τετραγωνικού εκατοστιαίου σφάλματος (RMS-%) μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς για τις διάφορες δοκιμές του 4<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το RMS σφάλμα (%). Το μέγιστο σφάλμα (33.2%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 4-28 και 4-33, ενώ το ελάχιστο (0.48%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 4-07 και 4-12.



**Σχήμα 4.59:** Απεικόνιση του σφάλματος RMSW% Error για τις διάφορες δοκιμές του 4<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου για το μοντέλο SSR-2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο αριθμός της δοκιμής, ενώ στον κατακόρυφο το σφάλμα RMSW% Error. Με οριζόντια διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται το κατώφλι σφάλματος για το στάδιο αυτό (21%). Το μέγιστο σφάλμα (35.9%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 4-28 και 4-33, ενώ το ελάχιστο (16.4%) παρατηρήθηκε στις δοκιμές 4-08 και 4-13.



**Σχήμα 4.60:** Προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) και σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό (δεξιά) για την δοκιμή 4-30 του μοντέλου SSR-1.



**Σχήμα 4.61:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη της δοκιμής 4-30 του μοντέλου SSR-1.



**Σχήμα 4.62:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και όρια των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά) για την δοκιμή 4-30 του μοντέλου SSR-1.



**Σχήμα 4.63:** Προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) και σύγκριση του προσδιοριζόμενου μοντέλου (κατανομή της Vs με το βάθος) σε σχέση με το πραγματικό (δεξιά) για την δοκιμή 4-08 του μοντέλου SSR-2.



**Σχήμα 4.64:** Μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη της δοκιμής 4-08 του μοντέλου SSR-2.



**Σχήμα 4.65:** Πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής (αριστερά). Ευαισθησία των παραμέτρων του μοντέλου, εκφρασμένη επί τοις εκατό και όρια των παραμέτρων του μοντέλου που αντιστοιχούν στην τυπική απόκλιση των τιμών της ταχύτητας Vs (δεξιά) για την δοκιμή 4-08 του μοντέλου SSR-2.

### 4.3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΤΟΥ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Τα στάδια των δοκιμών του αλγόριθμου αντιστροφής οριοθετήθηκαν έτσι ώστε, αφενός να ελεγχθεί (με το 1° στάδιο ελέγχου) και αφετέρου, να εξεταστεί υπό συνθήκες σχεδόν πλήρους έλλειψης a-priori δεδομένων (4° στάδιο ελέγχου), όπως συνήθως συμβαίνει στις διασκοπήσεις με την μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το πάχος των στρωμάτων στο 3° και 4° στάδιο ελέγχου υπολογίστηκε από τις τιμές της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς.

Από το πρώτο κιόλας στάδιο ελέγχου φάνηκε η αδυναμία σύγκλισης του αλγόριθμου αντιστροφής σε όλες τις περιπτώσεις όπου ο Ιακωβιανός πίνακας υπολογίζεται με την μέθοδο Quasi-Newton.

Σε όλα τα στάδια ελέγχου, η επιλογή του βέλτιστου συντελεστή περιορισμού (OP1) αποτελεί εγγύηση για την ομαλή σύγκλιση του αλγόριθμου προς μικρότερο σφάλμα μεταξύ πειραματικών και μετρούμενων καμπυλών διασποράς, χωρίς όμως αυτό να σημαίνει απαραίτητα, ούτε την σύγκλιση στο μικρότερο δυνατό σφάλμα, ούτε και την εύρεση του βέλτιστου μοντέλου.

Η συνδυαστική αντιστροφή με την επιλογή περισσότερων του ενός περιορισμών δεν δείχνει να δίνει τα αναμενόμενα αποτελέσματα. Απεναντίας, κάθε φορά φαίνεται να υπερισχύει μία εκ των δύο επιλογών, ακόμη και στις περιπτώσεις όπου οι συντελεστές των περιορισμών αποκτούν την ίδια τιμή σε κάθε επανάληψη. Επίσης, δεν διαφαίνεται κάποια μέθοδος περιορισμών να υπερισχύει κατ' εξακολούθηση έναντι μιας άλλης. Η επικράτηση μιας μεθόδου περιορισμών δείχνει να επηρεάζεται, τόσο από το εδαφικό μοντέλο, όσο και από την διαδρομή που ακολουθείται κατά την διάρκεια της αντιστροφής από το αρχικό μοντέλο προς την λύση. Άρα, απαιτείται πιο ενδελεχής έρευνα για την εύρεση των τιμών των συντελεστών περιορισμού σε περιπτώσεις συνδυαστικής εφαρμογής περιορισμών, προκειμένου να εξισορροπείται η επίδραση των περιορισμών σε κάθε επανάληψη κατά την διάρκεια μιας διαδικασίας αντιστροφής.

Η ταυτόχρονη αντιστροφή καμπυλών διασποράς υψηλότερης τάξης σε σχέση με την αντιστροφή μόνο της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς δεν φαίνεται να επηρεάζει ιδιαίτερα τα αποτελέσματα που προέκυψαν για το μοντέλο SDC-2. Αντίθετα, παρατηρείται μια μεγάλη διαφοροποίηση στα αποτελέσματα του μοντέλου SDC-1. Ειδικότερα, στο 2° στάδιο ελέγχου το πλήθος των επιτυχημένων δοκιμών ήταν πολύ μεγαλύτερο με την ταυτόχρονη αντιστροφή καμπυλών διασποράς υψηλότερης τάξης (17 έναντι 6), χωρίς μάλιστα να επιτυγχάνεται ιδιαίτερα ικανοποιητική προσαρμογή των θεωρητικών καμπυλών διασποράς στις αντίστοιχες πειραματικές. Ωστόσο, το αντίθετο φαινόμενο παρατηρείται στο 3° στάδιο ελέγχου (4 έναντι 10). Δεδομένου ότι η μόνη ουσιαστική διαφορά μεταξύ του 2<sup>ου</sup> και του 3<sup>ου</sup> σταδίου ελέγχου είναι η διατήρηση (στο 2° στάδιο) ή μη (στο 3° στάδιο) του βάθους των διαχωριστικών επιφανειών των σχηματισμών, μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι στην περίπτωση όπου παρατηρείται αναστροφή ταχυτήτων Vs (μοντέλο SDC-1), η επίδραση του πάχους του σχηματισμό στις καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη επίδρασή του στην θεμελιώδη χαρακτηριστική καμπύλη. Βέβαια, η διαπίστωση αυτή προέρχεται από περιορισμένο αριθμό δοκιμών και μοντέλων.

Σχολιάζοντας τα αποτελέσματα αντιστροφής των καμπυλών διασποράς που προέκυψαν από τις συνθετικές καταγραφές (μοντέλα SSR-1 και SSR-2) παρατηρείται μια εγγενής αδυναμία του αλγόριθμου αντιστροφής να δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα για το μοντέλο SSR-2, ακόμη και κάτω από (θεωρητικά) εύκολες συνθήκες, όπως αυτές στο στάδιο 1 και 2. Η αδυναμία αυτή ενισχύεται όταν αντιστρέφονται ταυτόχρονα τρεις καμπύλες διασποράς. Αυτό πιθανόν να οφείλεται στο ότι η αντιστροφή των καμπυλών διασποράς του μοντέλου αυτού αποτελεί ένα πρόβλημα έντονα μη γραμμικό, το οποίο επιδεινώνεται κατά την αντιστροφή πολλών καμπυλών διασποράς. Η αδυναμία επίσης σύγκλισης του μοντέλου προς το πραγματικό, αν και σε πολλές περιπτώσεις παρατηρείται εξαιρετική προσαρμογή των θεωρητικών στις πειραματικές καμπύλες διασποράς υποδηλώνει την ύπαρξη πολλών

Οι δοκιμές ελέγχου με τον περιορισμό σταθμισμένης εξομάλυνσης (CS3 - Blocky inversion) και εν γένει σε συνδυασμό με την στάθμιση της αντιστροφής με τη διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών των καμπυλών διασποράς (WT3 - Robust inversion) έδωσε ικανοποιητικά αποτελέσματα στα τελευταία στάδια ελέγχου, κυρίως για το μοντέλο SDC-2. Θα πρέπει όμως να σημειωθεί ότι κατά το πρώτο στάδιο ελέγχου, οι δοκιμές με την χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης (CS3) απέτυχαν να δώσουν ικανοποιητικό σφάλμα RMSW% για το μοντέλο SDC-2. Αυτό ίσως οφείλεται στο γεγονός ότι η μέθοδος αυτή επηρεάζεται πιο πολύ από τις άλλες από το αρχικό μοντέλο και δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα όταν αυτό είναι σχετικά κοντά στο πραγματικό.

Το τυχαίο σφάλμα (2%) που εισήχθηκε στα δεδομένα των καμπυλών διασποράς δεν φαίνεται να επηρεάζει ιδιαίτερα το αποτέλεσμα της αντιστροφής, ιδιαίτερα στο μοντέλο SDC-2. Η ίδια παρατήρηση προκύπτει και στην περίπτωση εισαγωγής τυχαίου θορύβου στις συνθετικές καταγραφές (SSR-1 και SSR-2). Ωστόσο, για πιο αξιόπιστα συμπεράσματα, θα πρέπει να εξεταστούν μεγαλύτερες τιμές σφάλματος ή/και εισαγωγή ακραίων τιμών (outliers) στα δεδομένα των καμπυλών διασποράς.

Τέλος, ιδιαίτερο χαρακτηριστικό των αποτελεσμάτων της σταθμισμένης με τη διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών των καμπυλών διασποράς αντιστροφής (Robust inversion) αποτελεί η πολύ μεγάλη τυπική απόκλιση των υπολογιζόμενων τιμών της ταχύτητας Vs (βλ. Σχήμα 4.12). Το φαινόμενο αυτό δεν παρατηρείται σε όλες τις δοκιμές αντιστροφής που λαμβάνει χώρα η προαναφερθείσα τεχνική, αλλά κατά κανόνα, κατά την αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς και εντείνεται όταν οι τιμές των συντελεστών περιορισμού (smoothing, damping ή blocky factor) είναι κατά πολύ μικρότερες της μονάδας.

Κατά κανόνα, υψηλές τιμές ευαισθησίας μιας παραμέτρου συνοδεύονται και από μικρή τυπική απόκλιση. Αν και ο πίνακας διακριτικής ικανότητας δεν φαίνεται να βοηθάει στην αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής, εφόσον είναι σχεδόν πάντα ίσος με τον μοναδιαίο πίνακα, ανεξάρτητα από το τελικό αποτέλεσμα εντούτοις, ο υπολογισμός της ευαισθησίας και της τυπικής απόκλισης των παραμέτρων αποτελεί κατά κανόνα ένα σημαντικό δείκτη για την αξιοπιστία υπολογισμού της κάθε παραμέτρου.

Συνοψίζοντας και λαμβάνοντας υπόψη μόνο τις πραγματοποιηθείσες δοκιμές, συμπεραίνεται ότι ο προσδιορισμός της Ιακωβιανής με την χρήση τεχνικών Quasi – Newton θα πρέπει πάντα να αποφεύγεται. Αντίθετα, η χρήση του βέλτιστου συντελεστή περιορισμού (ΟΡ1) θεωρείται αναγκαία επιλογή για την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς και θα πρέπει να αποφεύγεται μόνο στην περίπτωση που μικρή αύξηση του σφάλματος στα αρχικά στάδια των επαναλήψεων οδηγεί στον τερματισμό της αντιστροφής πριν να επιτευχθεί κάποια αξιόλογη σύγκλιση των θεωρητικών στις πειραματικές καμπύλες διασποράς. Ο περιορισμός σταθμισμένης εξομάλυνσης (CS3 - Blocky inversion), αν και φαίνεται ότι δρα στα αποτελέσματα της αντιστροφής με παρόμοιο τρόπο όπως η εξομάλυνση, έδωσε, κατά κανόνα, τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα σε όλα τα μοντέλα που εξετάστηκαν, κυρίως στα τελευταία στάδια ελέγχου που ο βαθμός δυσκολίας σύγκλισης είναι μεγαλύτερος. Η παράλληλη χρήση της σταθμισμένης με τη διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών των καμπυλών διασποράς (WT3 - Robust inversion) αντιστροφής δύναται να βελτιώσει το αποτέλεσμα της αντιστροφής, πλην όμως η εκτίμηση της τυπικής απόκλισης των παραμέτρων καθίσταται αναξιόπιστη για πολύ μικρές τιμές των συντελεστών περιορισμού. Η χρήση των άλλων μεθόδων στάθμισης (WT1 και WT2) δεν φαίνεται να επιδρά σημαντικά στην διαμόρφωση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής των καμπυλών διασποράς. Τέλος, η συνδυαστική εφαρμογή των περιορισμών, με τον φορμαλισμό που έχει υλοποιηθεί στην παρούσα εργασία, δεν φαίνεται να παράγει τα αναμενόμενα συνδυαστικά αποτελέσματα.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

## ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ. ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΕΣ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

#### 5.1. ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ

Η αξιολόγηση της μεθοδολογίας που περιγράφεται στην παρούσα διατριβή πραγματοποιήθηκε με τη χρήση πραγματικών σεισμικών δεδομένων που αποκτήθηκαν πλησίον θέσεως όπου διεξάχθηκε πείραμα με την μέθοδο της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων (cross-hole). Τα δεδομένα αυτά αντιστράφηκαν τόσο με τους πρωτότυπους αλγόριθμους που αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, όσο και με αντίστοιχα εμπορικά πακέτα επεξεργασίας. Η προσδιοριζόμενη ταχύτητα Vs που προέκυψε από την ταχύτητα Vs που προέκυψε από την μέθοδο της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων (cross-hole).

Ειδικότερα, τόσο τα δεδομένα του πειράματος της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων (cross-hole), όσο και τα σεισμικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την αντιστροφή αποκτήθηκαν κατόπιν προσωπικής επικοινωνίας με τον Δρ. Δ. Ραπτάκη,

επίκουρο καθηγητή του Εργαστήριου Εδαφομηχανικής της Πολυτεχνικής Σχολής των Πολιτικών Μηχανικών του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.). Οι μετρήσεις και τα αποτελέσματα δημοσιεύθηκαν στη διδακτορική διατριβή του (Ραπτάκης, 1995) και σε επόμενες δημοσιεύσεις (Raptakis et al., 1996; Raptakis et al., 2000), και χρηματοδοτήθηκαν στα πλαίσια του προγράμματος EuroSeisTest. Η θέση πραγματοποίησης των προαναφερθέντων γεωφυσικών πειραμάτων βρίσκεται στην Μυγδονία λεκάνη του νομού Θεσσαλονίκης, ανάμεσα στις λίμνες Λαγκαδά και Βόλβη. Ειδικότερα, η απόσταση των δύο γεωτρήσεων μεταξύ των οποίων πραγματοποιήθηκε το πείραμα της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων είναι 4.48 m. Η σχετική θέση της σεισμικής γραμμής SS1 ως προς τις δύο αυτές γεωτρήσεις απεικονίζεται στο Σχήμα 5.1



**Σχήμα 5.1:** Τοπογραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης στα πλαίσια του προγράμματος EuroSeisTest, όπου απεικονίζεται η σχετική θέση της σεισμικής γραμμής μελέτης SS1 ως προς τις δυο γεωτρήσεις ( ) που χρησιμοποιήθηκαν για το πείραμα της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων (τροποποιημένο από Ραπτάκης, 1995).

Για την απόκτηση των σεισμικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν 12 γεώφωνα κατακόρυφης συνιστώσας ιδιοσυχνότητας 4.5 Hz σε ισαποστάσεις των 10 m. Ως σεισμική πηγή χρησιμοποιήθηκε ζελατινοδυναμίτιδα 150 - 200 gr, η οποία τοποθετήθηκε κατά μήκος της γραμμής μελέτης, αρχικά σε απόσταση 97.5 m (καταγραφή SS1-L) και ακολούθως 7.5 m

(καταγραφή SS1-S) από το κοντινότερο (1°) γεώφωνο. Το διάστημα δειγματοληψίας και η διάρκεια καταγραφής και για τις δύο καταγραφές ορίστηκε στα 2.002 ms και 2 s, αντίστοιχα. Τα δεδομένα αυτά μετατράπηκαν από ASCII σε SGY και SG2 και κατόπιν πραγματοποιήθηκε επεξεργασία με την μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων χρησιμοποιώντας α) τους αλγόριθμους του kriSIS-auto (Ver. 1.03), β) το εμπορικό πακέτο SeisImager™ (Pickwin, Ver. 3.14 και WaveEq, Ver. 2.07) της OYO Corporation και γ) το εμπορικό πακέτο SurfSeis™ (Ver.1.2) του Kansas Geological Survey.

Αντίθετα, η επεξεργασία των δεδομένων της μεθόδου σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος EuroSeisTest (Ραπτάκης, 1995; Raptakis et al., 1996; Raptakis et al., 2000). Στον Πίνακα 5.1 παρατίθεται το μοντέλο βάθους της ταχύτητας των S – κυμάτων, όπως προέκυψε από την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων.

**Πίνακας 5.1:** Μοντέλο βάθους της ταχύτητας Vs, όπως προέκυψε από την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων (Ραπτάκης, 1995; Raptakis et al., 1996; Raptakis et al., 2000).

Βάθος (m)	2.5	5.0	7.5	12.0	14.0	16.0	17.0	18.5	20.5	22.0	24.0	26.0	28.0	30.0	32.0	34.0	36.0	38.0	40.0	42.0	44.0
Vs (m/s)	163	209	190	211	185	185	281	263	235	273	311	289	289	260	358	325	295	308	295	372	283

#### 5.1.1. Επεξεργασία με τους αλγόριθμους του kriSIS-auto

Αρχικά πραγματοποιήθηκε ανάγνωση των SGY δεδομένων. Στα Σχήματα 5.2 και 5.3 απεικονίζονται οι σεισμικές καταγραφές SS1-L και SS1-S, αντίστοιχα, στο πεδίο απόστασης – χρόνου (x – t). Οι παράμετροι μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου που χρησιμοποιήθηκαν ήταν:

- Επιλογή κανονικοποίησης του πλάτους των σεισμικών ιχνών.
- Η ελάχιστη ταχύτητα φάσης ορίστηκε στα 100 m/s.
- Η μέγιστη ταχύτητα φάσης ορίστηκε στα 400 m/s.
- > Το βήμα διακριτοποίησης του άξονα της ταχύτητας φάσης ορίστηκε στο 1 m/s.
- Η ελάχιστη συχνότητα ορίστηκε στα 1 Ηz.
- Η μέγιστη συχνότητα ορίστηκε στα 30 Hz.
- Το βήμα διακριτοποίησης του άξονα της συχνότητας ορίστηκε στα 0.2 Ηz.

Στα Σχήματα 5.4 και 5.5 απεικονίζονται οι επιλεγμένες θεμελιώδεις καμπύλες διασποράς για τις καταγραφές SS1-L και SS1-S, αντίστοιχα, ενώ στο Σχήμα 5.6 εμφανίζονται οι παράμετροι του αρχικού μοντέλου και αντιστροφής, καθώς και τα κριτήρια σύγκλισης που επιλέχθηκαν για την αντιστροφή των αντίστοιχων καμπυλών διασποράς.



**Σχήμα 5.2:** Σεισμικές καταγραφές SS1-L. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζονται τα σεισμικά ίχνη, ενώ στον κατακόρυφο ο χρόνος σε ms. Η σεισμική πηγή βρίσκεται 97.5 m.πριν από το πρώτο γεώφωνο.



**Σχήμα 5.3:** Σεισμικές καταγραφές SS1-S. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζονται τα σεισμικά ίχνη, ενώ στον κατακόρυφο ο χρόνος σε ms. Η σεισμική πηγή βρίσκεται 7.5 m.πριν από το πρώτο γεώφωνο.



**Σχήμα 5.4:** Απεικόνιση της κατανομής της κανονικοποιημένης σεισμικής ενέργειας (χρωματική κλίμακα) της καταγραφής SS1-L στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα, ενώ οι λευκές διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν το ελάχιστο (δεξιά) και το μέγιστο (αριστερά) μήκος κύματος. Η επιλεγμένη καμπύλη διασποράς (θεμελιώδης) οριοθετείται με τα τετράγωνα. Για κάθε μέτρηση έχει πραγματοποιηθεί η εκτίμηση της διακύμανσής της (απεικονίζεται με το σύμβολο |—|).



**Σχήμα 5.5:** Απεικόνιση της κατανομής της κανονικοποιημένης σεισμικής ενέργειας (χρωματική κλίμακα) της καταγραφής SS1-S στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα, ενώ οι λευκές διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν το ελάχιστο (δεξιά) και το μέγιστο (αριστερά) μήκος κύματος. Η επιλεγμένη καμπύλη διασποράς (θεμελιώδης) οριοθετείται με τα τετράγωνα. Για κάθε μέτρηση έχει πραγματοποιηθεί η εκτίμηση της διακύμανσής της (απεικονίζεται με το σύμβολο |—|).



**Σχήμα 5.6:** Ορισμός των παραμέτρων του αρχικού μοντέλου (model parameters), των παραμέτρων αντιστροφής (Inversion parameters) και των κριτηρίων σύγκλισης (convergence criteria) για την αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς της καταγραφής SS1-L (αριστερά) και SS1-S (δεξιά).

Στο Σχήμα 5.7 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς της καταγραφής SS1-L και η τελική κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος μετά το τέλος της αντιστροφής. Το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα της προσαρμογής των δύο καμπυλών είναι 2.03 % και επιτεύχθηκε μετά από 3 επαναλήψεις και συνολικό χρόνο αντιστροφής<sup>\*</sup> 11 s (55 σημεία – 26 στρώματα). Στο Σχήμα 5.8 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς της καταγραφής SS1-S και η τελική κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος μετά το τέλος της αντιστροφής. Το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα της προσαρμογής των δύο καμπυλών είναι 3.72 % και επιτεύχθηκε μετά από 5 επαναλήψεις και συνολικό χρόνο αντιστροφής<sup>\*</sup> 18 s (59 σημεία – 28 στρώματα).

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup>Σε υπολογιστή με επεξεργαστή Intel® Core™2 Duo, CPU T7250 @ 2.0 GHz και μνήμη RAM 2 GB στα 2 GHz



**Σχήμα 5.7:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) της καταγραφής SS1-L. 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).



**Σχήμα 5.8:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) της καταγραφής SS1-S. 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).

#### 5.1.2. Επεξεργασία με λογισμικό SeisImager

Το λογισμικό επεξεργασίας επιφανειακών κυμάτων SeisImager™ της OYO Corporation αποτελείται από 2 υποπρογράμματα: το Pickwin (Ver. 3.14) και το WaveEq (Ver. 2.07), τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό της πειραματικής καμπύλης διασποράς και του τελικού μοντέλου αντιστροφής, αντίστοιχα. Στα Σχήματα 5.9 και 5.10 απεικονίζονται οι επιλεγμένες θεμελιώδεις καμπύλες διασποράς για τις καταγραφές SS1-L και SS1-S, αντίστοιχα. Η επιλογή τους πραγματοποιείται αυτόματα από το λογισμικό με δυνατότητα επέμβασης του χρήστη.

Στο Σχήμα 5.11 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς της καταγραφής SS1-L και η τελική κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος μετά το τέλος της αντιστροφής. Το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα της προσαρμογής των δύο καμπυλών είναι 1.40 % και επιτεύχθηκε μετά από 10 επαναλήψεις και συνολικό χρόνο αντιστροφής<sup>\*</sup> 8 s (18 σημεία – 26 στρώματα). Στο Σχήμα 5.12 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς της καταγραφής SS1-S και η τελική κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος μετά το τέλος της αντιστροφής. Το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα της προσαρμογής των δύο καμπυλών είναι 1.13 % και επιτεύχθηκε μετά από 10 επαναλήψεις και συνολικό χρόνο αντιστροφής<sup>\*</sup> 15 s (30 σημεία – 28 στρώματα).



**Σχήμα 5.9:** Απεικόνιση της κατανομής της σεισμικής ενέργειας (χρωματική κλίμακα) της καταγραφής SS1-L στο χώρο συχνότητας (κατακόρυφος άξονας) – ταχύτητας φάσης (οριζόντιος άξονας). Η επιλεγμένη θεμελιώδης καμπύλη διασποράς απεικονίζεται με κόκκινες κουκίδες ενωμένες με γραμμή.

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup>Σε υπολογιστή με επεξεργαστή Intel® Core™2 Duo, CPU T7250 @ 2.0 GHz και μνήμη RAM 2 GB στα 2 GHz



**Σχήμα 5.10:** Απεικόνιση της κατανομής της σεισμικής ενέργειας (χρωματική κλίμακα) της καταγραφής SS1-S στο χώρο συχνότητας (κατακόρυφος άξονας) – ταχύτητας φάσης (οριζόντιος άξονας). Η επιλεγμένη θεμελιώδης καμπύλη διασποράς απεικονίζεται με κόκκινες κουκίδες ενωμένες με γραμμή.



**Σχήμα 5.11:** Προσαρμογή της θεωρητικής (μαύρη γραμμή) στην πειραματική (κύκλοι) θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) της καταγραφής SS1-L και κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος για το βέλτιστο μοντέλο (δεξιά). Ως μέγιστο αξιόπιστο βάθος διασκόπησης, σύμφωνα με τις τιμές της καμπύλης διασποράς, θεωρούνται τα 25 m (σκούρο γκρι-δεξιά).



**Σχήμα 5.12:** Προσαρμογή της θεωρητικής (μαύρη γραμμή) στην πειραματική (κύκλοι) θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά) της καταγραφής SS1-S και κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος για το βέλτιστο μοντέλο (δεξιά). Ως μέγιστο αξιόπιστο βάθος διασκόπησης, σύμφωνα με τις τιμές της καμπύλης διασποράς, θεωρούνται τα 30 m (σκούρο γκρι-δεξιά).

#### 5.1.3. Επεξεργασία με λογισμικό SurfSeis

Το λογισμικό επεξεργασίας επιφανειακών κυμάτων SurfSeis™ V.1.2 του Kansas Geological Survey χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό των πειραματικών καμπυλών διασποράς των καταγραφών SS1-L και SS1-S και κατ' επέκταση τον υπολογισμό της κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας Vs. Στα Σχήματα 5.13 και 5.14 απεικονίζονται οι επιλεγμένες θεμελιώδεις καμπύλες διασποράς για τις καταγραφές SS1-L και SS1-S, αντίστοιχα. Η επιλογή τους πραγματοποιείται αυτόματα από το λογισμικό με δυνατότητα έμμεσης επέμβασης του χρήστη (ορισμός παράθυρου και σημείου έναρξης αυτόματης αναζήτησης της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς Ο. Η αδυναμία άμεσης επιλογής της καμπύλης διασποράς σχεδόν αποκλείει την δυνατότητα χρήσης του υψίσυχνου τμήματος της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς στο αντίστοιχο εύρος συχνοτήτων. Στο Σχήμα 5.13, για παράδειγμα, το τμήμα της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς που αντιστοιχεί στα 13 – 15 Ηz ήταν αδύνατο να επιλεγεί, λόγω της εμφάνισης της καμπύλης διασποράς 1<sup>ης</sup> ανώτερης τάξης στο ίδιο εύρος συχνοτήτων, σε μεγαλύτερη ταχύτητα φάσης (≈ 225 m/s).

Στο Σχήμα 5.15 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς της καταγραφής SS1-L και η τελική κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος μετά το τέλος της αντιστροφής. Το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα της προσαρμογής των δύο καμπυλών είναι 0.498 % και επιτεύχθηκε μετά από 10 επαναλήψεις και συνολικό χρόνο αντιστροφής<sup>\*</sup> 10.9 s (20 σημεία – 20 στρώματα). Αντίστοιχα, στο Σχήμα 5.16 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς της καταγραφής SS1-S και η τελική κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος μετά το τέλος της αντιστροφής. Το μέσο τετραγωνικό εκατοστιαίο σφάλμα της προσαρμογής των δύο καμπυλών είναι 0.479 % και επιτεύχθηκε μετά από 5 επαναλήψεις και συνολικό χρόνο αντιστροφής<sup>\*</sup> 6.2 s (24 σημεία – 20 στρώματα).



**Σχήμα 5.13:** Εκατοστιαία κατανομή της σεισμικής ενέργειας (χρωματική κλίμακα) της καταγραφής SS1-L στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (αριστερός κατακόρυφος άξονας). Η επιλεγμένη θεμελιώδης καμπύλη διασποράς απεικονίζεται με γκρι κουκίδες ενωμένες με μαύρη γραμμή, ενώ με κόκκινη γραμμή απεικονίζεται η εκτίμηση του λόγου σήματος προς θόρυβο της καμπύλης αυτής (δεξιός κατακόρυφος άξονας).



**Σχήμα 5.14:** Εκατοστιαία κατανομή της σεισμικής ενέργειας (χρωματική κλίμακα) της καταγραφής SS1-S στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (αριστερός κατακόρυφος άξονας). Η επιλεγμένη θεμελιώδης καμπύλη διασποράς απεικονίζεται με γκρι κουκίδες ενωμένες με μαύρη γραμμή, ενώ με κόκκινη γραμμή απεικονίζεται η εκτίμηση του λόγου σήματος προς θόρυβο της καμπύλης αυτής (δεξιός κατακόρυφος άξονας).

<sup>&</sup>lt;sup>\*</sup>Σε υπολογιστή με επεξεργαστή Intel<sup>®</sup> Core<sup>m2</sup> Duo, CPU T7250 @ 2.0 GHz και μνήμη RAM 2 GB στα 2 GHz



**Σχήμα 5.15:** Προσαρμογή της θεωρητικής (μαύρη γραμμή) στην πειραματική (κύκλοι) θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (σφάλμα RMS = 0.498 %) της καταγραφής SS1-L και κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος (συνεχής μπλε γραμμή) για το βέλτιστο μοντέλο. Με διακεκομμένη μπλε και μαύρη γραμμή απεικονίζεται το αρχικό μοντέλο και η αντίστοιχη θεωρητική καμπύλη διασποράς.



**Σχήμα 5.16:** Προσαρμογή της θεωρητικής (μαύρη γραμμή) στην πειραματική (κύκλοι) θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (σφάλμα RMS = 0.479 %) της καταγραφής SS1-S και κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος (συνεχής μπλε γραμμή) για το βέλτιστο μοντέλο. Με διακεκομμένη μπλε και μαύρη γραμμή απεικονίζεται το αρχικό μοντέλο και η αντίστοιχη θεωρητική καμπύλη διασποράς.

#### 5.1.4. Συγκρίσεις αποτελεσμάτων

Στο Σχήμα 5.17 απεικονίζονται οι θεμελιώδεις καμπύλες διασποράς, όπως προέκυψαν από την ανάλυση του κυματικού πεδίου στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας φάσης των καταγραφών SS1-L και SS1-S, χρησιμοποιώντας τα τρία συγκρινόμενα πακέτα επεξεργασίας (kriSIS-auto, SeisImager και SurfSeis). Σε συχνότητες μικρότερες από 5.5 Hz παρατηρείται διαφοροποίηση στις συγκρινόμενες καμπύλες διασποράς, τόσο στις δύο διαφορετικές καταγραφές, όσο και στον προσδιορισμό τους από τα συγκρινόμενα πακέτα επεξεργασίας. Σε μεγαλύτερες συχνότητες, όλες οι καμπύλες διασποράς (με εξαίρεση αυτή που προέκυψε από το SurfSeis για την καταγραφή SS1-L) σχεδόν ταυτίζονται. Συγκρίνοντας τις προσδιοριζόμενες θεμελιώδεις καμπύλες διασποράς ως προς την ευκρίνειά τους στο κυματικό πεδίο συχνότητας – ταχύτητας φάσης (Σχήματα 5.4, 5.5, 5.9, 5.10, 5.13 και 5.14), τα τρία πακέτα επεξεργασίας κατατάσσονται (από το καλύτερο προς το χειρότερο) ως εξής: SurfSeis, kriSIS και SeisImager. Λαμβάνοντας όμως υπόψη και τις καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης, το kriSIS υπερέχει έναντι των άλλων πακέτων επεξεργασίας, με επόμενο καλύτερο το SeisImager. Παρατηρούμε ότι, κατά κανόνα, οι καμπύλες διασποράς είναι πιο ευκρινείς χρησιμοποιώντας το kriSIS. Εντούτοις, με τη χρήση του SeisImager, ενδεχομένως να διασφαλίζεται καλύτερα η αξιοπιστία επιλογής των καμπυλών διασποράς στις χαμηλές συχνότητες, εφόσον στο συχνοτικό αυτό εύρος οι καμπύλες διασποράς οριοθετούνται από μεγαλύτερη σεισμική ενέργεια (σε σύγκριση με το kriSIS).

Αναφορικά με την ευκολία προσδιορισμού των καμπυλών διασποράς από την κατανομή της σεισμικής ενέργειας στο πεδίο συχνότητας – ταχύτητας φάσης προκύπτει ότι, σε αντίθεση με το kriSIS, όπου ο χρήστης κυκλώνει τα τοπικά ενεργειακά μέγιστα της θεμελιώδους και ανώτερης τάξης καμπύλες διασποράς, το Seislmager επιλέγει αυτόματα την θεμελιώδη καμπύλη διασποράς. Εντούτοις, ο χρήστης στο Seislmager θα πρέπει οπωσδήποτε να επέμβει χειροκίνητα για να αποκλείσει σημεία που έχουν επιλεγεί εσφαλμένα (π.χ. καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης καμπύλης διασποράς. Τέλος, στο SurfSeis δεν επιτρέπεται η άμεση επιλογή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς. Τέλος, στο SurfSeis δεν επιτρέπεται η άμεση επιλογή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς. Παρέχεται, ωστόσο, η δυνατότητα: α) επαναδειγματοληψίας (Resampling) και β) αποκοπής τμημάτων της αυτόματα επιλεγμένης καμπύλης διασποράς παρέχεται και στο Seislmager). Στο kriSIS-auto δεν παρέχεται (προς το παρόν) η δυνατότητα τροποποίησης της επιλεγμένης καμπύλης διασποράς.



**Σχήμα 5.17:** Θεμελιώδεις καμπύλες διασποράς που προέκυψαν κατά την ανάλυση του κυματικού πεδίου στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας φάσης των καταγραφών SS1-L (συνεχείς καμπύλες) και SS1-S (διακεκομμένες καμπύλες) από τα τρία συγκρινόμενα πακέτα επεξεργασίας.

Στο Σχήμα 5.18, απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολής της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών SS1-L και SS1-S με την χρήση των συγκρινόμενων πακέτων, καθώς επίσης και η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας Vs που προέκυψε από το πείραμα της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων (βλ. Πίνακα 5.1). Στο σχήμα αυτό, παρατηρείται ότι όλα τα αποτελέσματα αντιστροφής δεν συμπίπτουν με τα αντίστοιχα αποτελέσματα από το πείραμα της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων στα πρώτα 5 – 6 m, πιθανόν λόγω της μεγάλης ισαπόστασης των γεωφώνων (10 m). Το αντίθετο συμβαίνει στα βάθη 6 έως 16 m, περίπου. Σε βάθος 20 και 30 m εντοπίζονται αναστροφές ταχυτήτων, οι οποίες εντοπίζονται μόνο στο μοντέλο βάθους που προέκυψε από το kriSIS για την καταγραφή SS1-S. Σε βάθος μεγαλύτερο από 30 m τα αποτελέσματα αντιστροφής επίσης δεν συμφωνούν με τα αντίστοιχα αποτελέσματα από το πείραμα της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων, ενδεχομένως, λόγω της μεγάλης αβεβαιότητας που έχουν οι καμπύλες διασποράς στα μεγάλα μήκη κύματος (χαμηλές συχνότητες). Ωστόσο, τα αποτελέσματα από το SeisImager και το SurfSeis (μόνο για την καταγραφή SS1-S) για τα βάθη αυτά, περιγράφουν καλύτερα την μέση ταχύτητα Vs, σε αντίθεση με τα αντίστοιχα αποτελέσματα από το kriSIS, που υπερεκτιμούν την ταχύτητα Vs. Η γενική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων αντιστροφής πραγματοποιήθηκε με την μέση, σταθμισμένη με το πάχος, τετραγωνική, εκατοστιαία διαφορά (RMSW% Error, βλ. Εξ. 4.1) μεταξύ της ταχύτητας Vs που προέκυψε από το πείραμα της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων και του υπολογισμένου από την αντιστροφή μοντέλου, χρησιμοποιώντας την Εξ. 4.1. Η διαφορά αυτή για τα αποτελέσματα του kriSIS υπολογίστηκε ίση με 16.6 και 20.4 % για τις καταγραφές SS1-L και SS1-S αντίστοιχα, για το SeisImager, 13.8 και 13.0 % αντίστοιχα και για το SurfSeis 21.2 και 13.1 %, ομοίως. Αν και οι διαφορές που προέκυψαν θεωρούνται υψηλές (ειδικά κατά την επεξεργασία με το kriSIS) εντούτοις, μπορούν να θεωρηθούν στα αποδεκτά όρια, δεδομένου ότι το κριτήριο σύγκρισης που χρησιμοποιήθηκε (RMSW%) είναι αρκετά αυστηρό.

Το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα της προσαρμογής της θεωρητικής θεμελιώδους καμπύλης διασποράς στην αντίστοιχη πειραματική είναι μικρότερο στις περιπτώσεις που χρησιμοποιείται το SurfSeis. Τα σχετικά υψηλά σφάλματα που προέκυψαν με τη χρήση του kriSIS οφείλονται στην ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub> (robust) που εφαρμόστηκε.

Τέλος, συγκρίνοντας το χρόνο ολοκλήρωσης της διαδικασίας αντιστροφής στα τρία πακέτα επεξεργασίας προκύπτει ότι ο αλγόριθμος αντιστροφής του kriSIS (ACDC) μπορεί να θεωρηθεί αρκετά γρήγορος, λαμβάνοντας υπόψη ότι για την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών SS1-S και SS1-L χρησιμοποιήθηκε μεγαλύτερος αριθμός σημείων και στρωμάτων από τα άλλα πακέτα επεξεργασίας.



**Σχήμα 5.18:** Κατακόρυφη μεταβολής της ταχύτητας Vs που προέκυψε: (α) από το πείραμα της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων και (β) από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών SS1-L (αριστερά) και SS1-S (δεξιά) με την χρήση των πακέτων kriSIS, SeisImager™ και SurfSeis™.

#### 5.2. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ

Στα πλαίσια της εργασίας αυτής παρουσιάζονται εφαρμογές της μεθοδολογίας της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε τρεις περιοχές περιβαλλοντικού ενδιαφέροντος. Οι δύο από αυτές, πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού προγράμματος HYGEIA-EVK4-2001-00046 (HYbrid Geophysical technology for the Evaluation of Insidious contaminated Areas), σε ισάριθμες περιβαλλοντικά επιβαρημένες περιοχές: α) στην περιοχή Porto Marghera, στη Βενετία και β) στην βιομηχανική περιοχή Porto Petroli, στη Γένοβα της Ιταλίας. Η εν λόγω μεθοδολογία έχει επίσης εφαρμοστεί για τη χαρτογράφηση του υπεδάφους και τη μελέτη του φαινομένου της υφαλμύρωσης στην ευρύτερη περιοχή του Στύλου Χανίων, στα πλαίσια του προγράμματος ΠΥΘΑΓΟΡΑΣ ΙΙ με τίτλο υποέργου: «Συνδυασμένη γεωφυσική έρευνα για την ανίχνευση του μετώπου υφαλμύρωσης και τη διαχείριση των υπόγειων νερών στην περιοχή στύλος Χανίων».

Η προτεινόμενη μεθοδολογία αποδεικνύεται πολύ χρήσιμη στην περιοχή του Porto Marghera για την οριοθέτηση ενός θαμμένου παλαιοκαναλιού που εικάζεται ότι άγει τους ρύπους στον σύγχρονο υδροφόρο και στη χαρτογράφηση του ανάγλυφου του υποβάθρου της βιομηχανικής περιοχής του Porto Petroli, μέσω του προσδιορισμού της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων. Στην περιοχή του Στύλου Χανίων, χρησιμοποιήθηκε συνδυαστική εφαρμογή της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων και της σεισμικής διάθλασης για την οριοθέτηση της διεπιφάνειας μεταξύ των προσχώσεων και των καρστικοποιημένων σχηματισμών.

Για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων με την μέθοδο MASW χρησιμοποιήθηκαν οι καταγραφές με τις πιο ευκρινείς καμπύλες διασποράς. Η αντιστροφή της κάθε καμπύλης διασποράς πραγματοποιήθηκε με τη χρήση α) του περιορισμού απόσβεσης και β) του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης με ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>. Στον Πίνακα 5.2 παρατίθενται οι παράμετροι αντιστροφής και τα κριτήρια σύγκλισης που επιλέχθηκαν σε κάθε περίπτωση. Οι ψευδοτομές της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων κατασκευάστηκαν με τη χρήση του λογισμικού Transform™ (Ver. 3.4) και διγραμμικής παρεμβολής μεταξύ των κατακόρυφων κατανομών της Vs.

Τέλος, για κάθε γραμμή μελέτης των τριών προαναφερθέντων περιοχών, παρατίθεται η σύγκριση της κατακόρυφης κατανομής της ταχύτητας Vs για μια ενδεικτική σεισμική καταγραφή κοινής πηγής. Η ερμηνεία των ψευδοτομών έχει, αρχικά, πραγματοποιηθεί με βάση τα αποτελέσματα της αντιστροφής με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης, ενώ πραγματοποιείται και η σύγκριση των ψευδοτομών που προέκυψαν από τις δύο μεθόδους αντιστροφής.

	Παράμετρος	Περιορισμός απόσβεσης	Περιορισμός σταθμισμένης εξομάλυνσης και ελαχιστοποίηση της νόρμας L <sub>1</sub>		
Γροι Φής	Υπολογισμός Ιακωβιανού πίνακα	Με τη μέθοδο Thomson – Haskell	Με τη μέθοδο Thomson – Haskell		
οτρο	Σταθμισμένη αντιστροφή	Χωρίς στάθμιση	Με τη διαφορά πειραματικής και θεωρητικής καμπύλης διασποράς		
Πα	Αντιστροφή υπό περιορισμούς	Με απόσβεση	Με σταθμισμένη εξομάλυνση		
Κριτήρια σύγκλισης	Βέλτιστο βάρος περιορισμού	Όχι	Ναι <sup>†††††</sup>		
	Μέγιστος αριθμός επαναλήψεων	100	30*****		
	Ελάχιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα	3 m/s	1 %		
	Μέγιστη τροποποίηση του μοντέλου όταν το κριτήριο του σφάλματος ικανοποιείται	1 m/s	Χωρίς περιορισμό		
	Ελάχιστη τροποποίηση του μοντέλου όταν το κριτήριο του σφάλματος δεν ικανοποιείται	0.01 m/s	0.01 m/s		

**Πίνακας 5.2:** Παράμετροι αντιστροφής και κριτήρια σύγκλισης που επιλέχθηκαν για την επεξεργασία των δεδομένων της περιοχής του Στύλου Χανίων.

#### 5.2.1. Porto Marghera

Η εφαρμογή της μεθοδολογίας της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves - MASW) πραγματοποιήθηκε στην περιοχή Porto Marghera, στη Βενετία της Ιταλίας από το προσωπικό του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης, όπου διασκοπήθηκαν (εκτός των άλλων) 3 σεισμικές γραμμές μελέτης, στον προαύλιο χώρο της εταιρίας ModeFibre. Ο στόχος της διασκόπησης ήταν η χαρτογράφηση ενός θαμμένου παλαιοκαναλιού της περιοχής, κατά μήκος του οποίου οι ρύποι είναι δυνατόν να συγκεντρώνονται ή/και να μετακινούνται. Περισσότερες πληροφορίες για την θέση των γραμμών μελέτης σε σχέση με το παλαιοκανάλι παρατίθενται από τους Kritikakis et al, 2006, (βλ. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α).

Για την απόκτηση των σεισμικών δεδομένων γραμμής μελέτης Line 1 πραγματοποιήθηκαν 25 καταγραφές κοινής πηγής, χρησιμοποιώντας την τεχνική της κύλισης (roll along) της διάταξης πηγής – γεωφώνων, οριοθετώντας 96 m ψευδοτομής με την μέθοδο MASW. Αντίστοιχα, για τις γραμμές μελέτης Line 2 και Line 3 πραγματοποιήθηκαν 13 καταγραφές κοινής πηγής, οριοθετώντας υπεδαφική κάλυψη 48 m (η κάθε μια). Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών συνοψίζονται στον Πίνακα 5.3.

<sup>\*\*\*\*\*</sup> Απενεργοποίηση σε περιπτώσεις όπου η αντιστροφή απέκλινε στις αρχικές επαναλήψεις

Αριθμός ενεργών γεωφώνων	24				
Τύπος γεωφώνων	Κατακόρυφης συνιστώσας (14 Hz)				
Ισαπόσταση γεωφώνων	2 m				
Απόσταση πηγής – κοντινότερου γεωφώνου (1°)	4 m				
Ισαπόσταση πηγών	4 m				
Ρυθμός δειγματοληψίας (sampling rate)	1 ms				
Διάρκεια καταγραφής (record length)	1024 ms				
Είδος σεισμικής πηγής	Βαριοπούλα 5 kg				
Τύπος καταγραφικού	ES-2401 της Geometrics				

Πίνακας 5.3: Παράμετροι που επιλέχθηκαν για την καταγραφή επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή του Porto Marghera.

Ενδεικτικά, οι θεμελιώδεις πειραματικές καμπύλες διασποράς για τις σεισμικές καταγραφές κοινής πηγής με κωδικούς καταγραφής πεδίου (Field File IDentification number - FFID) 1008 (αντιστοιχεί στα 28 m της γραμμής μελέτης Line 1), 2005 (αντιστοιχεί στα 16 m της γραμμής μελέτης Line 2) και 3006 (αντιστοιχεί στα 20 m της γραμμής μελέτης Line 3) απεικονίζονται στα Σχήματα 5.19, 5.20, και 5.21 αντίστοιχα. Η αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς για όλες τις καταγραφές πραγματοποιήθηκε με δύο διαφορετικές τεχνικές: α) με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης και β) με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και την ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>. Και στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε το ίδιο αρχικό μοντέλο. Ακολούθως, πραγματοποιείται η παρουσίαση και η σύγκριση των αποτελεσμάτων αντιστροφής των δύο προαναφερθέντων τεχνικών αντιστροφής.



**Σχήμα 5.19:** Κατανομή της κανονικοποιημένης σεισμικής ενέργειας της καταγραφής κοινής πηγής με FFID 1008 (στα 28 m της γραμμής μελέτης Line 1) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τη μαύρη γραμμή.

<sup>\*\*\*\*\* 100</sup> στις περιπτώσεις απενεργοποίησης εύρεσης του βέλτιστου βάρος περιορισμού



**Σχήμα 5.20:** Κατανομή της κανονικοποιημένης σεισμικής ενέργειας της καταγραφής κοινής πηγής με FFID 2005 (στα 16 m της γραμμής μελέτης Line 2) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τη μαύρη γραμμή.



**Σχήμα 5.21:** Κατανομή της κανονικοποιημένης σεισμικής ενέργειας της καταγραφής κοινής πηγής με FFID 3006 (στα 20 m της γραμμής μελέτης Line 3) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τη μαύρη γραμμή.

#### 5.2.1.1. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ</u>

Στα Σχήματα 5.22, 5.23 και 5.24 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για τις καταγραφές με FFID 1008, 2005 και 3006, αντίστοιχα. Η γεωλογική ερμηνεία των ψευδοτομών της ταχύτητας Vs (Σχήματα 5.25, 5.26 και 5.27) εστιάστηκε στον προσδιορισμό του πυθμένα του παλαιοκαναλιού και πραγματοποιήθηκε με βάση γεωλογικές πληροφορίες για την περιοχή μελέτης από παρακείμενη γεώτρηση (Kritikakis et al, 2006).



**Σχήμα 5.22:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 0.74 %) της καταγραφής με FFID 1008 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.23:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 1.26 %) της καταγραφής με FFID 2005 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.24:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 0.45 %) της καταγραφής με FFID 3006 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.25:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης Line 1 στην περιοχή Porto Marghera, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Με μαύρη γραμμή οριοθετείται ο πιθανός πυθμένας του παλαιοκαναλιού.



**Σχήμα 5.26:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης Line 2 στην περιοχή Porto Marghera, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Με μαύρη γραμμή οριοθετείται ο πιθανός πυθμένας του παλαιοκαναλιού.



**Σχήμα 5.27:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης Line 3 στην περιοχή Porto Marghera, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Με μαύρη γραμμή οριοθετείται ο πιθανός πυθμένας του παλαιοκαναλιού.

#### 5.2.1.2. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ</u> <u>ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L<sub>1</sub></u>

Οι καμπύλες διασποράς και τα αρχικά μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτή τη φάση είναι ίδια με τις αντίστοιχες καμπύλες και μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν κατά την επεξεργασία με την χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στα Σχήματα 5.28, 5.29 και 5.30 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για τις καταγραφές με FFID 1008, 2005 και 3006, αντίστοιχα. Σε κάθε ψευδοτομή της Vs που προέκυψε (Σχήματα 5.31, 5.32 και 5.33) χρησιμοποιήθηκε η αντίστοιχη χρωματική κλίμακα των Σχημάτων 5.25, 5.26 και 5.27. Στις ψευδοτομές απεικονίζεται η γεωλογική ερμηνεία (προσδιορισμός του πυθμένα του παλαιοκαναλιού) με βάση τα αποτελέσματα της αντιστροφής με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.28:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 0.87 %) της καταγραφής με FFID 1008 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.



**Σχήμα 5.29:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 1.4 %) της καταγραφής με FFID 2005 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.



**Σχήμα 5.30:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 0.90 %) της καταγραφής με FFID 3006 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.



**Σχήμα 5.31:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης Line 1 στην περιοχή Porto Marghera, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Με μαύρη γραμμή οριοθετείται ο πιθανός πυθμένας του παλαιοκαναλιού, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση με τη χρήση περιορισμού ατόσβεσης.



**Σχήμα 5.32:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης Line 2 στην περιοχή Porto Marghera, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Με μαύρη γραμμή οριοθετείται ο πιθανός πυθμένας του παλαιοκαναλιού, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με



**Σχήμα 5.33:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης Line 3 στην περιοχή Porto Marghera, όπως προέκυψε από την επεξεργασία με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Με μαύρη γραμμή οριοθετείται ο πιθανός πυθμένας του παλαιοκαναλιού, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης.

#### 5.2.1.3. <u>ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ</u>

Στο Σχήμα 5.34, απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών με FFID 1008 (Σχήμα 5.34a), 2005 (Σχήμα 5.35b) και 3006 (Σχήμα 5.36c) με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης και σταθμισμένης εξομάλυνσης. Από το σχήμα αυτό, αλλά και από τις ψευδοτομές της ταχύτητας Vs, παρατηρείται ότι η αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης οδηγεί σε μεγαλύτερες μεταβολές των τιμών της ταχύτητας Vs σε σχέση με το αντίστοιχο αποτέλεσμα που προκύπτει με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, να μην εμφανίζεται στις ψευδοτομές που προέκυψαν με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης εξομάλυνσης εξομάλυνσης του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και σταθμισμένης αποτέλεσμα και που προκύπτει με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, να μην εμφανίζεται στις ψευδοτομές που προέκυψαν με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης ένα ενδιάμεσο στρώμα σχετικά υψηλής ταχύτητας Vs σε βάθος περίπου 1.5 έως 2.5 m, ενώ δεν είναι δυνατός και ο προσδιορισμός δομών που να μπορούσαν να αποδοθούν στην ύπαρξη του παλαιοκαναλιού.

Το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα της προσαρμογής της θεωρητικής θεμελιώδους καμπύλης διασποράς στην αντίστοιχη πειραματική είναι μικρότερο στις περιπτώσεις που χρησιμοποιείται ο περιορισμός απόσβεσης. Το γεγονός αυτό οφείλεται στην ταυτόχρονη ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub> (robust) που εφαρμόζεται παράλληλα με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Σε αυτήν την περίπτωση, δεν λαμβάνονται υπόψη στην προσαρμογή (ή για την ακρίβεια, λαμβάνουν μικρότερα βάρη) τα δεδομένα που θεωρούνται (στατιστικώς) ακραίες τιμές (outliers).

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την επεξεργασία με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης παρουσιάζουν αρκετά καλή συμφωνία, τόσο με τα εδαφικά στρώματα που εντοπίστηκαν σε παρακείμενη γεώτρηση, όσο και με ένα σκαρίφημα της κάτοψης του προς έρευνα παλαιοκαναλιού (Kritikakis et al., 2006 – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α). Έτσι, η μέθοδος αυτή θεωρείται πιο επιτυχημένη σε σχέση με τη χρήση περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>, στην συγκεκριμένη εφαρμογή.



#### 5.2.2. Porto Petroli

Η εφαρμογή της μεθοδολογίας της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves - MASW) πραγματοποιήθηκε στην περιοχή Porto Petroli, στη Γένοβα της Ιταλίας, όπου διασκοπήθηκαν 4 σεισμικές γραμμές μελέτης, ανάμεσα σε κτήρια της βιομηχανικής περιοχής (Κρητικάκης κ.α., 2004a - ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α). Ωστόσο, στην εργασία αυτή παρατίθενται τα αποτελέσματα της επεξεργασίας μόνο της σεισμικής γραμμής Profile 1. Η συλλογή των σεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε από Γάλλους γεωφυσικούς του BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) συνεργάτες του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού προγράμματος ΗYGEIA. Ο στόχος της διασκόπησης ήταν η χαρτογράφηση του εξαλλοιωμένου οφειολιθικού υποβάθρου της περιοχής προκειμένου, αφενός να εντοπιστούν πιθανές θέσεις όπου οι ρύποι είναι δυνατόν να εισχωρήσουν σε βαθύτερους σχηματισμούς και αφετέρου, να πραγματοποιηθεί καλύτερος σχεδιασμός άλλων γεωφυσικών μεθόδων.

Για την απόκτηση των σεισμικών δεδομένων γραμμής μελέτης Profile 1 πραγματοποιήθηκαν 27 καταγραφές κοινής πηγής, χρησιμοποιώντας την τεχνική της κύλισης (roll along) της διάταξης πηγής – γεωφώνων, οριοθετώντας 104 m υπεδαφική κάλυψη με την μέθοδο MASW. Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών συνοψίζονται στον Πίνακα 5.4.

Πίνακας 5.4: Παράμετροι που επιλέχθηκαν για την καταγραφή επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή του Porto Petroli.

Αριθμός ενεργών γεωφώνων	24
Τύπος γεωφώνων	Συρόμενα (gimbals)
Ισαπόσταση γεωφώνων	2 m
Απόσταση πηγής – κοντινότερου γεωφώνου (24°)	4 m
Ισαπόσταση πηγών	4 m
Ρυθμός δειγματοληψίας (sampling rate)	1 ms
Διάρκεια καταγραφής (record length)	1024 ms
Είδος σεισμικής πηγής	Άγνωστη
Τύπος καταγραφικού	Άγνωστο

Ενδεικτικά, η θεμελιώδης πειραματική καμπύλη διασποράς για τα σεισμικά δεδομένα με κωδικό καταγραφής πεδίου (Field File IDentification number - FFID) 748 (20 m) της γραμμής μελέτης Profile1 απεικονίζεται στο Σχήμα 5.35. Η αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς για όλες τις καταγραφές πραγματοποιήθηκε με δύο διαφορετικές τεχνικές: α) με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης και β) με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και την ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>. Στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε διαφορετικό αρχικό μοντέλο. Ακολούθως, πραγματοποιείται η παρουσίαση και η σύγκριση των αποτελεσμάτων αντιστροφής των δύο προαναφερθέντων τεχνικών αντιστροφής.


**Σχήμα 5.35:** Κατανομή της κανονικοποιημένης σεισμικής ενέργειας της καταγραφής με FFID 748 στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τα τετράγωνα.

#### 5.2.2.1. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ</u>

Στο Σχήμα 5.36 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για την καταγραφή με FFID 748 (20 m κατά μήκος της γραμμής μελέτης Profile 1), ενώ στο Σχήμα 5.37 η ψευδοτομή της ταχύτητας Vs.

Η γεωλογική ερμηνεία της τομής (προσδιορισμός του ανάγλυφου του υποβάθρου) πραγματοποιήθηκε με βάση γεωλογικές πληροφορίες για την περιοχή μελέτης και συνοψίζεται ως εξής:

- Επιφανειακά, εντοπίζεται ένα στρώμα με ταχύτητες διάδοσης των S κυμάτων που κυμαίνονται από 180 έως 600 m/s. Το στρώμα αυτό απαντάται μέχρι τα 8 m στην αρχή της τομής, ενώ το πάχος του στο τέλος της τομής δεν ξεπερνά τα 4 m.
- Το δεύτερο στρώμα εμφανίζεται σε βάθος 5 8 m, με ταχύτητες που κυμαίνονται από 600 έως 1200 περίπου m/s. Το στρώμα αυτό αποδίδεται στο εξαλλοιωμένο οφειολιθικό υπόβαθρο της περιοχής μελέτης.



**Σχήμα 5.36:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά) της καταγραφής με FFID 748 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την διαδικασία αντιστροφής.



**Σχήμα 5.37:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για την γραμμή μελέτης Profile 1 στην περιοχή Porto Petroli, όπως προέκυψε από την επεξεργασία με την χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίματα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Με μαύρη γραμμή οριοθετείται το πιθανό βάθος του αποσαθρωμένου οφειολιθικού υποβάθρου.

# 5.2.2.2. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ</u> <u>ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L<sub>1</sub></u>

Τα αρχικά μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτή τη φάση είναι διαφορετικά από το αντίστοιχα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν κατά την επεξεργασία με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στο Σχήμα 5.38 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για την καταγραφή με FFID 748 (20 m κατά μήκος της γραμμής μελέτης Profile 1), ενώ στο Σχήμα 5.39 η ψευδοτομή της ταχύτητας Vs. Πάνω στην τομή αυτή έχει υπερτεθεί η γεωλογική ερμηνεία (οριοθέτηση του υποβάθρου) που πραγματοποιήθηκε με βάση τα αποτελέσματα αντιστροφής με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης. Η χρωματική κλίμακα της ψευδοτομής αυτής είναι ίδια με την αντίστοιχη χρωματική κλίμακα του Σχήματος 5.37.



**Σχήμα 5.38:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά) της καταγραφής με FFID 748 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από τη διαδικασία αντιστροφής.



**Σχήμα 5.39:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για την γραμμή μελέτης Profile 1 στην περιοχή Porto Petroli, όπως προέκυψε από την επεξεργασία με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Με μαύρη γραμμή οριοθετείται το πιθανό βάθος του αποσαθρωμένου οφειολιθικού υποβάθρου, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης.

#### 5.2.2.3. <u>ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ</u>

Στο Σχήμα 5.40, απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών με FFID 748 με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky). Στο σχήμα αυτό παρατηρείται σημαντική διαφοροποίηση μεταξύ των δύο μεθόδων ως προς την προσδιοριζόμενη ταχύτητα Vs του υποβάθρου. Κατά κανόνα, η χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης οδήγησε σε πιο συντηρητικές εκτιμήσεις της ταχύτητας διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων στο οφειολιθικό υπόβαθρο. Το γεγονός αυτό πιθανόν αποδίδεται στην αδυναμία προσαρμογής της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς στα μεγάλα μήκη κύματος (μικρή συχνότητα και μεγάλη ταχύτητα φάσης – βλ. Σχήμα 5.38), λόγω της ελαχιστοποίησης της νόρμας L<sub>1</sub> που εφαρμόστηκε παράλληλα με τον περιορισμό σταθμισμένης εξομάλυνσης. Παρόλα αυτά, και οι δύο μέθοδοι αντιστροφής έδωσαν παρόμοια αποτελέσματα ως προς τον εντοπισμό του υποβάθρου της περιοχής με ιδιαίτερο χαρακτηριστικό την βύθισή του από το τέλος προς την αρχή της γραμμής μελέτης.



**Σχήμα 5.40:** Σύγκριση της κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς της καταγραφής με FFID 748 με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky).

## 5.2.3. Στύλος Χανίων

Η εφαρμογή της μεθοδολογίας της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves - MASW) πραγματοποιήθηκε στην περιοχή του Στύλου Χανίων στα πλαίσια του προγράμματος ΠΥΘΑΓΟΡΑΣ ΙΙ. Το αντικείμενο του συνολικού έργου ήταν η ανάπτυξη μεθοδολογίας συνδυασμένης γεωφυσικής έρευνας για την ανίχνευση της υφαλμύρωσης σε παράκτιους καρστικούς υδροφορείς και η χρήση της μεθοδολογίας αυτής για τη διαχείριση των υπογείων νερών στην ευρύτερη περιοχή του Στύλου Χανίων (Hamdan et al, 2007 - ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α).

Στα πλαίσια του συνολικού έργου διασκοπήθηκαν (εκτός των άλλων γεωφυσικών μεθόδων) 13 σεισμικές γραμμές μελέτης συνολικού μήκους 2770 m (Σχήμα 5.41). Σε όλες τις γραμμές μελέτης εφαρμόστηκε η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης, ενώ σε 8 από αυτές (STS1-7 και FGS4, Σχήμα 5.41) εφαρμόστηκε παράλληλα και η μέθοδος MASW. Στις πρώτες αφίξεις εφαρμόστηκε επίσης επεξεργασία με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας.

Στόχος της σεισμικής διασκόπησης ήταν να προσδιοριστεί η στρωματογραφία των γεωλογικών σχηματισμών που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, να εντοπιστούν πιθανές τεκτονικές συνθήκες που ευνοούν την διείσδυση του θαλασσινού νερού, καθώς επίσης και να οριοθετηθεί η ζώνη των καρστικών σχηματισμών.

Για την καταγραφή επιφανειακών κυμάτων Rayleigh χρησιμοποιήθηκε ο 12-κάναλος σεισμογράφος GEODE™ της Geometrics, γεώφωνα κατακόρυφης συνιστώσας ιδιοσυχνότητας 4.5 Hz, μια βαριά (6 kg) ή το Seisgun "Betsy" ως σεισμική πηγή και διάταξη κοινής πηγής (χωρίς κύλιση – roll along). Οι παράμετροι, οι θέσεις των γεωφώνων και των πηγών που επιλέχθηκαν για την καταγραφή επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην εν λόγω περιοχή παρατίθενται στον Πίνακα 5.5.



**Σχήμα 5.41:** Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του Στύλου Χανίων όπου απεικονίζονται οι 13 σεισμικές γραμμές μελέτης. Οι συντεταγμένες του χάρτη είναι σε ΕΓΣΑ '87 (Βαφείδης, 2007 - [11]<sup>\$\$\$\$\$\$</sup>).

<sup>&</sup>lt;sup>§§§§§</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές No 11

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας παρουσιάζονται υπό μορφή ψευδοτομής της ταχύτητας Vs τα αποτελέσματα αντιστροφής 7 σεισμικών γραμμών μελέτης (STS1 – 7, Σχήμα 5.41) οι οποίες αποτελούνται από 18 αναπτύγματα γεωφώνων, οριοθετώντας μια ενοποιημένη γραμμή μελέτης με γενική διεύθυνση ΝΔ – BA, συνολικού μήκους περίπου 1600 m. Στον Πίνακα 5.5 παρατίθενται πληροφορίες σχετικά με το μήκος κάθε αναπτύγματος και τη θέση τους στην ενοποιημένη γραμμή μελέτης. Η διαφοροποίηση στο διάστημα δειγματοληψίας και τη διάρκεια καταγραφής οφείλεται στο γεγονός ότι, αν και το πείραμα αρχικά είχε σχεδιαστεί με παραμέτρους 1.0 ms και 1000 ms, αντίστοιχα εντούτοις, αρκετές καταγραφές που αποκτήθηκαν για την επεξεργασία με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης (διάστημα δειγματοληψίας 0.125 ms και διάρκεια καταγραφής 400 ms) έδωσαν πιο ευκρινείς καμπύλες διασποράς.

Ενδεικτικά, η θεμελιώδης πειραματική καμπύλη διασποράς για τα σεισμικά δεδομένα με κωδικό καταγραφής πεδίου (Field File IDentification number - FFID) 922, που αντιστοιχεί στο 17° ανάπτυγμα (θέση πηγής στα 1542.5 m) της ενοποιημένης γραμμής μελέτης, απεικονίζεται στο Σχήμα 5.42. Η αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς για όλες τις καταγραφές πραγματοποιήθηκε με δύο διαφορετικές τεχνικές: α) με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης και β) με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης και β) με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και την ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>. Στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε διαφορετικό αρχικό μοντέλο. Ακολούθως, πραγματοποιείται η παρουσίαση και η σύγκριση των αποτελεσμάτων αντιστροφής των δύο προαναφερθέντων τεχνικών αντιστροφής.



**Σχήμα 5.42:** Ενδεικτική κατανομή της σεισμικής ενέργειας της καταγραφής με FFID 922 (ανάπτυγμα 17) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τα τετράγωνα.

Πίνακας 5.5:	Παράμετροι,	θέσεις	πηγών κ	αι γεωφώνων	που	επιλέχθηκαν	για τη	ιν καταγραφή	επιφανειακών	κυμάτων	Rayleigh	στην	περιοχή	του 2	Στύλου
Χανίων.															

Γραμμή μελέτης		STS1		STS2	ST	S3		ST	S4		STS5 STS6			STS7				
Ανάπτυγμα γεωφώνων	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12******	13 ++++++	14	15	16 ######	17	18
Ισαπόσταση γεωφώνων	10	10	10	10	10	10	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Διάστημα δειγματοληψίας (ms)	0.125	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	0.125	1.0	1.0	0.125	0.125	0.125	1.0	0.125	0.125	0.125	0.125	0.125
Διάρκεια καταγραφής (ms)	400	1000	1000	1000	1000	1000	400	1000	1000	400	400	400	1000	400	400	400	400	400
Θέση 1 <sup>ου</sup> γεωφώνου	0	120	240	360	480	600	715	775	835	895	955	1015	1130	1190	1250	1425	1485	1545
Θέση 12 <sup>ου</sup> γεωφώνου	110	230	350	470	590	710	770	830	890	950	1010	1055	1185	1245	1305	1480	1540	1600
Θέση πηγής	-5	235	355	475	595	715	772.5	772.5	832.5	892.5	1012.5	1057.5	1127.5	1187.5	1307.5	1482.5	1542.5	1602.5
Θέση κατακόρυφης κατανομής της Vs <sup>\$\$\$\$\$\$</sup>	55	175	295	415	535	655	742.5	802.5	862.5	922.5	982.5	1035	1157.5	1217.5	1277.5	1452.5	1512.5	1572.5

Αποτελείται από 9 γεώφωνα <sup>\*\*\*\*\*\*</sup> Αποτελείται από 9 γεώφωνα <sup>\*\*\*\*\*\*\*</sup> Απέχει 75 m από το προηγούμενο ανάπτυγμα <sup>\*\*\*\*\*\*\*</sup> Απέχει 120 m από το προηγούμενο ανάπτυγμα <sup>\$\$\$\$\$\$\$</sup> Τοποθετήθηκε στο κέντρο της διάταξης των γεωφώνων

#### 5.2.3.1. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ</u>

Στο Σχήμα 5.43 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος για την καταγραφή με κωδικό πεδίου FFID 922. Στην ψευδοτομή της ταχύτητας Vs (Σχήμα 5.44) έχουν υπερτεθεί τα μοντέλα βάθους και οι ταχύτητες των P-κυμάτων που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης (πρώτες αφίξεις) με την τροποποιημένη μέθοδο συν-πλην (Haeni et al, 1987) και την μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας (Εγχειρίδιο χρήσης SeisImager<sup>™</sup> - [12]<sup>\*\*\*\*\*\*</sup>). Το σχετικά αυξημένο βάθος διασκόπησης (π.χ. 40 m) σε αρκετές θέσης κατά μήκος της τομής (π.χ. στα 655 m) οφείλεται στο ικανοποιητικό μήκος των αναπτυγμάτων των γεωφώνων (110 m), την υψηλή σεισμική ενέργεια που δημιουργήθηκε με το SeisGun, αλλά και στο χαμηλό συχνοτικά περιεχόμενο των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Η γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων συνοψίζεται ως εξής:

- Επιφανειακά, εντοπίζεται ένα στρώμα με ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων που κυμαίνεται από 400 έως 1000 m/s. Το στρώμα αυτό εμφανίζεται να έχει πάχος 5 7 m μέχρι τα 1300 m της σεισμικής γραμμής, ενώ στα τελευταία 200 m της σεισμικής γραμμής, το πάχος του δεν υπερβαίνει τα 4 m. Το συγκεκριμένο στρώμα αποδίδεται σε ακόρεστες (λόγω των υψηλών ηλεκτρικών αντιστάσεων που προέκυψαν από γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις) αλουβιακές προσχώσεις.
- Στα τελευταία 200 m της σεισμικής γραμμής (1400 m 1600 m) εμφανίζεται ένα ενδιάμεσο σεισμικό στρώμα με ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων 1000 1800 m/s περίπου. Το στρώμα αυτό αποδίδεται σε μάργες του νεογενούς, οι οποίες φαίνεται να αποσφηνώνονται προς τα ΝΔ της περιοχής (βλ. Σχήμα 5.41), εφόσον δεν εμφανίζονται στην υπόλοιπη γραμμή μελέτης.
- Ο κορεσμένος μαργαϊκός ασβεστόλιθος απαντάται κάτω από τις επιφανειακές αλουβιακές προσχώσεις ή τις μάργες του νεογενούς με ταχύτητα διάδοσης των Ρ – κυμάτων που υπερβαινει τα 1400 m/s.
- Στην ψευδοτομή της ταχύτητας Vs δεν εντοπίζεται η διεπιφάνεια μεταξύ των αλουβιακών προσχώσεων και του μαργαϊκού ασβεστόλιθου. Αντιθέτως, σχετικά υψηλότερες τιμές της Vs (> 300 m/s) εμφανίζονται βαθύτερα από τα 12 m, ενώ οι ενδεικτικές τιμές πιο υγειούς ασβεστόλιθου (> 500 m/s) εμφανίζονται σε βάθη μεγαλύτερα από 20 m. Το γεγονός αυτό, πιθανόν οφείλεται στο ότι ο μαργαϊκός

ασβεστόλιθος είναι επιφανειακά (μέχρι και τα 20 m) έντονα καρστικοποιημένος και κορεσμένος σε νερό (όπως έδειξε και η γεωηλεκτρική διασκόπηση), με αποτέλεσμα να καταγράφεται σχετικά υψηλή ταχύτητα Vp και χαμηλή ταχύτητα Vs, δεδομένου ότι τα εγκάρσια σεισμικά κύματα δεν διαδίδονται σε ρευστά μέσα. Το συμπέρασμα αυτό ενισχύεται επίσης και από το αποτέλεσμα της σεισμικής τομογραφίας, κατά το οποίο δεν διακρίνεται κάποια απότομη μεταβολή στην προσδιοριζόμενη ταχύτητα Vp, αλλά μια σχετικά ομαλή αύξηση από τα 6 έως τα 20 m περίπου.



**Σχήμα 5.43:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά) της καταγραφής του 17<sup>ου</sup> αναπτύγματος γεωφώνων και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την διαδικασία αντιστροφής με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.

<sup>\*\*\*\*\*\*\*</sup> Πηγές από το διαδύκτιο & άλλες πηγές Νο 11



**Σχήμα 5.44:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για την ενοποιημένη γραμμή μελέτης στην περιοχή του Στύλου Χανίων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs, ενώ με μαύρο χρώμα απεικονίζονται οι θέσεις όπου δεν υπάρχουν πληροφορίες για την ταχύτητα Vs. Στην τομή αυτή έχουν υπερτεθεί επίσης τα μοντέλα βάθους και οι ταχύτητες των P-κυμάτων που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης (πρώτες αφίξεις) με τη μέθοδο Ray-Tracing (ταχύτητα Vp<sub>i</sub> και διεπιφάνεια με κόκκινο χρώμα) και της σεισμικής τομογραφίας (ισότιμες καμπύλες ταχύτητας Vp με μαύρο χρώμα).

# 5.2.3.2. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ</u> ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L<sub>1</sub>

Στο Σχήμα 5.45 απεικονίζεται η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος για την καταγραφή με κωδικό πεδίου FFID 922. Στην ψευδοτομή της ταχύτητας Vs (Σχήμα 5.46) έχουν υπερτεθεί τα μοντέλα βάθους και οι ταχύτητες των P-κυμάτων που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης (πρώτες αφίξεις) με τη μέθοδο ιχνιθέτησης των σεισμικών ακτινών (Ray Tracing) (Haeni et al, 1987) και της σεισμικής τομογραφίας (εγχειρίδιο χρήσης SeisImager™).



**Σχήμα 5.45:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά) της καταγραφής του 17<sup>ου</sup> αναπτύγματος γεωφώνων και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από τη διαδικασία αντιστροφής με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.



**Σχήμα 5.46:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για την ενοποιημένη γραμμή μελέτης στην περιοχή του Στύλου Χανίων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs, ενώ με μαύρο χρώμα απεικονίζονται οι θέσεις όπου δεν υπάρχουν πληροφορίες για την ταχύτητα Vs. Στην τομή αυτή έχουν υπερτεθεί επίσης τα μοντέλα βάθους και οι ταχύτητες των P-κυμάτων που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης (πρώτες αφίξεις) με τη μέθοδο Ray-Tracing (ταχύτητα Vp<sub>i</sub> και διεπιφάνεια με κόκκινο χρώμα) και της σεισμικής τομογραφίας (ισότιμες καμπύλες ταχύτητας Vp με μαύρο χρώμα).

#### 5.2.3.3. <u>ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ</u>

Στο Σχήμα 5.47, απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών με FFID 922 με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky). Στο σχήμα αυτό παρατηρείται διαφοροποίηση μεταξύ των δύο μεθόδων ως προς την προσδιοριζόμενη ταχύτητα Vs σχεδόν σε όλο το βάθος διασκόπησης.

Ειδικότερα, στην κατακόρυφη κατανομή της Vs που προέκυψε από τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης, παρατηρείται μεγάλη διακύμανση και αναστροφές στην ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς (μέχρι τα 14 m). Αντίθετα, στην κατακόρυφη κατανομή της Vs που προέκυψε από τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης, παρατηρείται μεγάλη πτώση της ταχύτητας Vs από τα 18 έως τα 28 περίπου μέτρα, ενώ ρηχότερα η μεταβολή της Vs είναι ομαλότερη.

Γενικότερα, τα στρώματα που προέκυψαν από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης εμφανίζονται μετατοπισμένα 1-2 m βαθύτερα σε σχέση με τα αντίστοιχα στρώματα που προέκυψαν με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Χαρακτηριστικό είναι το παράδειγμα ενός στρώματος χαμηλής ταχύτητας (150 – 200 m/s) που εμφανίζεται σε βάθος 4 – 6 m, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της αντιστροφής με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης (Σχήμα 5.47), ενώ το ίδιο στρώμα εμφανίζεται στα 5 – 7 m χρησιμοποιώντας τον περιορισμό σταθμισμένης εξομάλυνσης. Το γεγονός αυτό πιθανόν αποδίδεται στο διαφορετικό πάχος των οριζόντιων στρωμάτων που χρησιμοποιήθηκαν κατά τη διαδικασία αντιστροφής με τις δύο μεθόδους.

Παρόλα αυτά, και από τις δύο μεθόδους αντιστροφής προέκυψαν παρόμοιες ψευδοτομές της ταχύτητας Vs, με εξαίρεση ίσως τα πρώτα 200 m, όπου εμφανίζεται ένα στρώμα υψηλών ταχυτήτων σε βάθος 10 – 18 m στην τομή που προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.47:** Σύγκριση της κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς της καταγραφής με FFID 922 με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky).

## 5.3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ

Στα πλαίσια της εργασίας αυτής παρουσιάζονται εφαρμογές της μεθοδολογίας της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε τέσσερις περιοχές γεωτεχνικού ενδιαφέροντος. Η πρώτη (όπως περιγράφεται στην παρούσα εργασία) εφαρμογή πραγματοποιήθηκε στο χωριό Λιγιδές του νομού Χανίων, σε οικόπεδο όπου επρόκειτο να χτιστεί μονοκατοικία, ενώ η ταχύτητα διάδοσης των Ρ και S κυμάτων μελετήθηκε σε στρώματα μάργας, σε πρανές κατά μήκος της νέας εθνικής οδού Χανίων-Κισσάμου. Ο σκοπός και των δύο προαναφερθέντων εφαρμογών ήταν η εκτίμηση των δυναμικών μηχανικών ιδιοτήτων των εδαφικών στρωμάτων. Άλλη μια εφαρμογή πραγματοποιήθηκε στης Σούδας Χανίων, σε οικόπεδο όπου επρόκειτο να χτιστεί δ-όροφο συγκρότημα διαμερισμάτων, για τη χαρτογράφηση και τον χαρακτηρισμό των εδαφικών σχηματισμών της περιοχής μελέτης. Για τον ίδιο λόγο, πραγματοποιήθηκε και η τελευταία εφαρμογή που περιγράφεται στην παρούσα εργασία, σε οικόπεδο στον Πλατανιά Χανίων, όπου επρόκειτο να ανεγερθεί κτιριακό συγκρότημα.

Για κάθε γραμμή μελέτης που διασκοπήθηκε στις προαναφερθείσες περιοχές, παρατίθεται για μια ενδεικτική σεισμική καταγραφή η σύγκριση της κατακόρυφης κατανομής της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς με τη χρήση α) του περιορισμού απόσβεσης και β) του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης με ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>. Η ερμηνεία των ψευδοτομών στην περιοχή της Σούδας Χανίων έχει, αρχικά, πραγματοποιηθεί με βάση τα αποτελέσματα της αντιστροφής με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης, ενώ πραγματοποιείται και η σύγκριση των ψευδοτομών που προέκυψαν από τις δύο μεθόδους αντιστροφής.

### 5.3.1. Λιγιδές Χανίων

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται και αξιολογούνται τα αποτελέσματα της γεωφυσικής διασκόπησης που πραγματοποιήθηκε στον Λιγιδέ Χανιων (8 – 10 km N-NΔ της πόλης των Χανίων) τον Μάιο του 2001. Η ακριβής θέση που πραγματοποιήθηκε η σεισμική διασκόπηση βρίσκεται στα βορειοανατολικά όρια του χωριού, σε τμήμα οικοπέδου (ιδιοκτησίας κ. Κοτσώνη Γεωργίου) όπου επρόκειτο να πραγματοποιηθεί εκσκαφή για τη θεμελίωση μονοκατοικίας (συντεταγμένες κέντρου του οικοπέδου σε Ε.Γ.Σ.Α. '87, X = 497174, Y = 3926479 – μετατροπή από Google Earth™) (Κρητικάκης, 2001, Kritikakis and Vafidis, 2002, Κρητικάκης κ.α., 2004b - ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α). Στο Σχήμα 5.48 απεικονίζεται τμήμα του γεωλογικού χάρτη «ΦΥΛΛΟ ΑΛΙΚΙΑΝΟΥ» (Ι.Γ.Μ.Ε., 1969), όπου σε κόκκινο πλαίσιο περικλείεται η περιοχή μελέτης. Οι αναμενόμενοι (ξεκινώντας από την επιφάνεια) γεωλογικοί σχηματισμοί είναι: α) Σύγχρονες αποθέσεις και προσχώσεις χειμάρων, β) ερυθροί σχηματισμοί αποθέσεων από μάργες, πηλούς, ψαμμίτες και κροκαλοπαγή και γ) εναλλαγές στρωμάτων άμμων, μαργών, αργίλων και κροκαλοπαγών.

Η γεωφυσική διασκόπηση είχε ως στόχο την απεικόνιση της δομής των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων και κατ' επέκταση, την εκτίμηση των δυναμικών μηχανικών ιδιοτήτων του υπεδάφους. Κατά τον σχεδιασμό της σεισμικής διασκόπησης, οριοθετήθηκαν 2 γραμμές μελέτης για την πραγματοποίηση πειράματος σεισμικής διάθλασης P-κυμάτων (Line1 και Line2) (Σχήμα 5.49). Οι καταγραφές της σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιήθηκαν και για την εφαρμογή της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, χωρίς να δοθεί ιδιαίτερο βάρος στον σχεδιασμό (π.χ. μεγάλοι χρόνοι καταγραφών, μεγάλο διάστημα δειγματοληψίας κ.λ.π.) για την απόκτηση σεισμικών καταγραφών επιφανειακών κυμάτων. Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών

συνοψίζονται στον Πίνακα 5.6. Κατά τη διάρκεια των καταγραφών, συνήθως δύο με τρεις κρούσεις στην ίδια θέση (vertical stacking) ήταν αρκετές για την ευκρινή καταγραφή των πρώτων αφίξεων, αλλά και των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων. Μετά την εκσκαφή, πραγματοποιήθηκαν επί τόπου παρατηρήσεις και ελήφθησαν 2 εδαφικά δείγματα για τον προσδιορισμό της πυκνότητας των επιφανειακών στρωμάτων (Σχήμα 5.50).

Ενδεικτικά, η θεμελιώδης πειραματική καμπύλη διασποράς για τη σεισμική καταγραφή με κωδικό καταγραφής πεδίου (Field File IDentification number - FFID) 258 (η σεισμική πηγή απέχει 0.5 m από το 1° γεώφωνο της γραμμής μελέτης Line2) απεικονίζεται στο Σχήμα 5.51. Η αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς για όλες τις καταγραφές πραγματοποιήθηκε με δύο διαφορετικές τεχνικές: α) με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης και β) με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και την ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>. Και στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε το ίδιο αρχικό μοντέλο 3 στρωμάτων χρησιμοποιώντας (και διατηρώντας αμετάβλητα κατά την διαδικασία της αντιστροφής) την ταχύτητα διάδοσης των διαμήκων κυμάτων (Vp) και το μέσο πάχος που προέκυψαν από τα αποτελέσματα της σεισμικής διάθλασης (Σχήμα 5.52) (Ray Tracing). Επίσης, η (bulk) πυκνότητα (ρ) των δύο επιφανειακών στρωμάτων αντιστροφής των δύο προγματοποιείται η παρουσίαση και η σύγκριση των αποτελεσμάτων αντιστροφής των δύο προαναφερθέντων τεχνικών αντιστροφής.



**Σχήμα 5.48:** Τμήμα του γεωλογικού χάρτη «ΦΥΛΛΟ ΑΛΙΚΙΑΝΟΥ» (Ι.Γ.Μ.Ε., 1969), όπου σε κόκκινο πλαίσιο περικλείεται η περιοχή μελέτης (συντεταγμένες κέντρου του οικοπέδου σε Ε.Γ.Σ.Α. '87, X = 497174, Y = 3926479 – μετατροπή από Google Earth™).

Αριθμός ενεργών γεωφώνων	24
Τύπος γεωφώνων	14 Ηz κατακόρυφης συνιστώσας
Ισαπόσταση γεωφώνων	0.5 m
Ρυθμός δειγματοληψίας (sampling rate)	0.1 ms
Διάρκεια καταγραφής (record length)	204 ms
Φίλτρο αποκοπής (βιομηχανικού θορύβου)	50 Hz (notch filter)
Είδος σεισμικής πηγής	Βαριά (5 kg)
Τύπος καταγραφικού	ES-2401 Geometrics

Πίνακας 5.6: Παράμετροι που επιλέχθηκαν κατά τη σεισμική διασκόπηση στον Λιγιδέ Χανίων.



**Σχήμα 5.49:** Σχηματική παράσταση της περιοχής μελέτης όπου απεικονίζονται οι θέσεις των γραμμών μελέτης (Line1, Line2), των γεωφώνων και των σεισμικών πηγών.



**Σχήμα 5.50:** Η δυτική τομή της εκσκαφής όπου φαίνεται η διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ ξηρής και υγρής αργίλου σε βάθος περίπου 50 cm από την επιφάνεια. Τα κόκκινα τετράγωνα υποδεικνύουν τις θέσεις από όπου ελήφθησαν εδαφικά δείγματα.



**Σχήμα 5.51:** Κανονικοποιημένη κατανομή της σεισμικής ενέργειας της καταγραφής με FFID 258 (γραμμή μελέτης Line2) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τα τετράγωνα.



**Σχήμα 5.52:** Αποτελέσματα της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων διάθλασης P – κυμάτων για τις γραμμές μελέτης Line1 (a) και Line 2 (b). Το 1° και το 2° στρώμα αντιστοιχούν σε ακόρεστες και κορεσμένες αργιλικές προσχώσεις, αντίστοιχα, ενώ το 3° α αποδίδεται σε συμπαγή άργιλο.

#### 5.3.1.1. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ

Στο Σχήμα 5.53 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για την καταγραφή με FFID 258. Στον Πίνακα 5.7 συνοψίζονται οι εδαφικές παράμετροι που προέκυψαν από τη σεισμική διάθλαση (Vp και πάχος) την MASW (Vs) με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης και εργαστηριακές μετρήσεις (πυκνότητα στρώματος 1 και 2) για την εν λόγω περιοχή μελέτης. Στον ίδιο πίνακα αναγράφονται και οι δυναμικές τιμές του λόγου του Posson (v) και του μέτρου ελαστικότητας του Young (E), όπως υπολογίστηκαν, αντίστοιχα, από τις ακόλουθες σχέσεις (Sheriff and Geldart, 1995):

$$v = \frac{0.5 \cdot \left(\frac{Vp}{Vs}\right)^2 - 1}{\left(\frac{Vp}{Vs}\right)^2 - 1}$$
(5. 1)

$$E = 2 \cdot \rho \cdot Vs^2 \cdot (1 + \nu) \tag{5. 2}$$



**Σχήμα 5.53:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 2.9 %) της καταγραφής με FFID 258 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.

Πίνακας 5.7:	Εδαφικές παράμετροι που προέκυψαν από τη σεισμική διάθλαση (Vp και πάχη) την
MASW (Vs) και	εργαστηριακές μετρήσεις (πυκνότητα στρώματος 1 και 2) για την περιοχή μελέτης στο
Λιγιδέ Χανίων.	

			Αριθμός στρώματος	1	2	3	
			Περιγραφή	Ξηρή Άργιλος	Υγρή Άργιλος	Στιφρή Άργιλος	
			Πάχος στρώματος (m)	0.48	3.53	-	
			Πυκνότητα <i>ρ</i> (g/cm³)	1.62	1.92	2.3	
			Ταχύτητα Vp (m/s)	171	395	1209	
	հե		Ταχύτητα Vs (m/s)	48.2	130.4	207.4	
		αβε	Λόγος του Poisson	0.458	0.434	0.484	
	) 252	Aπó	Μέτρο ελαστικότητας του Young (MPa)	10.6	99.8	312.7	
	]I=	έvη	Ταχύτητα Vs (m/s)	94.0	126.8	218.7	
1	_	ησιι άλυλ	Λόγος του Poisson	0.284	0.411	0.482	
LINE		Σταθ} εξομι	Μέτρο ελαστικότητας του Young (MPa)	36.7	89.1	326.1	
		لم	Ταχύτητα Vs (m/s)	47.0	130.1	203.8	
		αβει	Λόγος του Poisson	0.456	0.436	0.484	
	253	Ато́	Μέτρο ελαστικότητας του Young (MPa)	11.3	97.4	306.3	
		ένη ση	Ταχύτητα Vs (m/s))	87.8	128.5	226.8	
	ш	μοιι άλυν	Λόγος του Poisson	0.321	0.441	0.482	
	Σταθ  εξομα		Μέτρο ελαστικότητας του Young (MPa)	33.0	91.3	350.6	
			Πάχος στρώματος (m)	0.63	2.62	-	
			Πυκνότητα <i>ρ</i> (g/cm³)	1.62	1.92	2.3	
			Ταχύτητα Vp (m/s)	184	410	1150	
		Lo	ι αχυτητά VS (m/S) (περιορισμός απόσβεσης)	98.0	120.1	202.1	
		<u></u> ίσβε	Λόγος του Poisson	0.367	0.450	0.483	
	J 255	Апо	Μέτρο ελαστικότητας του Young (MPa)	31.6	85.4	291.7	
	FFII	ένη Ծղ	Ταχύτητα Vs (m/s)	85.9	125.3	205.2	
E 2		μισμ άλυν	Λόγος του Poisson	0.361	0.448	0.484	
LINI		Σταθ  εξομι	Μέτρο ελαστικότητας του Young (MPa)	32.5	87.4	287.4	
		կ	Ταχύτητα Vs (m/s)	63.4	130.1	201.5	
		αβει	Λόγος του Poisson	0.434	0.442	0.484	
	258	Aπó	Μέτρο ελαστικότητας του Young (MPa)	18.4	96.1	286.3	
		եչող նո	Ταχύτητα Vs (m/s)	74.6	130.4	218.7	
	т	λυλί	Λόγος του Poisson	0.402	0.444	0.481	
		Σταθμ εξομό	Μέτρο ελαστικότητας του Young (MPa)	25.3	94.3	325.9	

# 5.3.1.2. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ</u> ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L<sub>1</sub>

Στο Σχήμα 5.54 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για την καταγραφή με FFID 258. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την επεξεργασία με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub> συνοψίζονται στον Πίνακα 5.7.



**Σχήμα 5.54:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 5.1 %) της καταγραφής με FFID 258 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.

#### 5.3.1.3. <u>ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ</u>

Στο Σχήμα 5.55a, απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών με FFID 252 και 253 (Line1) με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky). Κατ' αντιστοιχία, στο Σχήμα 5.55b απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας Vs για τις καταγραφές με FFID 255 και 258 (Line2).

Στα σχήματα αυτά δεν παρατηρείται μεγάλη διαφοροποίηση μεταξύ των δύο μεθόδων ως προς την προσδιοριζόμενη ταχύτητα Vs των εδαφικών στρωμάτων, με εξαίρεση ίσως την ταχύτητα Vs του επιφανειακού στρώματος, στο οποίο ωστόσο, αναμένονται και οι μεγαλύτερες διακυμάνσεις, εφόσον αποτελεί την φυτική γη. Το ίδιο παρατηρείται και στις τιμές του δυναμικού λόγου του Poisson και του μέτρου ελαστικότητας του Young.



**Σχήμα 5.55:** Σύγκριση της κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών με FFID (a) 252 και 253 (Line1) και (b) 255 και 258 (Line2), με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky).

## 5.3.2. 13° km της νέας εθνικής οδού Χανίων - Κισσάμου

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται και αξιολογούνται τα αποτελέσματα της γεωφυσικής διασκόπησης που πραγματοποιήθηκε τον Σεπτέμβριο του 2003 στις παρυφές πρανούς, στο 13° km της νέας εθνικής οδού Χανίων – Κισσάμου (Ε.Ο. 90), ένα περίπου χιλιόμετρο πριν τον κόμβο Πλατανιά (συντεταγμένες κέντρου σε Ε.Γ.Σ.Α. '87, X = 490848, Y = 3929615 – μετατροπή από Google Earth™) (Παπακωνσταντίνου, 2004, Παπακωνσταντίνου κ.α., 2005 - ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α). Στο Σχήμα 5.56 απεικονίζεται τμήμα του γεωλογικού χάρτη «ΦΥΛΛΟ ΠΛΑΤΑΝΙΑΣ» (Ι.Γ.Μ.Ε., 1956), όπου σε κόκκινο πλαίσιο περικλείεται η περιοχή μελέτης. Οι αναμενόμενοι (ξεκινώντας από την επιφάνεια) γεωλογικοί σχηματισμοί είναι: α) Χερσαίες αποθέσεις από μεταφερόμενες μάργες, αργίλους και πηλό και β) μάργες Πλατανιά, τεφρόλευκες, μαλακές με τράπεζες μαργαϊκού ασβεστολίθου.



**Σχήμα 5.56:** Τμήμα του γεωλογικού χάρτη «ΦΥΛΛΟ ΠΛΑΤΑΝΙΑΣ» (Ι.Γ.Μ.Ε., 1956), όπου σε κόκκινο πλαίσιο περικλείεται η περιοχή μελέτης.

Η γεωφυσική διασκόπηση είχε ως στόχο τον προσδιορισμό του δυναμικού μέτρου ελαστικότητας του Young (Ε) σε μαργαϊκό σχηματισμό αποτελούμενο από 2 παραοριζόντια στρώματα και κατ' επέκταση, τη σύγκρισή του με το αρχικό (initial) μέτρο ελαστικότητας από εργαστηριακές δοκιμές. Για την επίτευξη του στόχου πραγματοποιήθηκε συνδυαστική εφαρμογή σεισμικής διάθλασης (Ρ και S-κυμάτων), πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) και ψεύδο-VSP (όπου τα γεώφωνα τοποθετήθηκαν στην παρειά του πρανούς – Σχήμα 5.57) (Ρ και S-κυμάτων). Παράλληλα, ελήφθησαν 2 εδαφικά δείγματα από το 2° στρώμα της μάργας από όπου προέκυψαν 7 αδιατάρακτα κυλινδρικά δοκίμια, στα οποία πραγματοποιήθηκαν δοκιμές υπέρηχων Ρ-κυμάτων, ανεμπόδιστης μονοαξονικής θλίψης και μετρήσεις πυκνότητας. Η μέση τιμή για όλα τα εδαφικά δοκίμια της ταχύτητας Vp, του αρχικού μέτρου ελαστικότητας και της πυκνότητας (ως έχει – bulk) που προσδιορίστηκαν από τις προαναφερθείσες δοκιμές είναι 1068 m/s, 480 MPa και 1.47 g/cm<sup>3</sup>, αντίστοιχα.

Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την απόκτηση των δεδομένων σεισμικής διάθλασης P και S-κυμάτων, αλλά και των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συνοψίζονται στον Πίνακα 5.8. Για την διεξαγωγή του πειράματος ψεύδο-VSP χρησιμοποιήθηκαν 12 γεώφωνα κατακόρυφης και οριζόντιας συνιστώσας χαρακτηριστικής συχνότητας 14 Hz. Η θέση της πηγής (στο φρύδι) και των γεωφώνων (επί της παρειάς του πρανούς) απεικονίζονται στο Σχήμα 5.58.

Στον Πίνακα 5.9 παρατίθενται η μέση τιμή της ταχύτητας διάδοσης των P- και Sκυμάτων, όπως προέκυψε από τα πειράματα της σεισμικής διάθλασης, VSP και των υπερήχων (μόνο P του δεύτερου στρώματος). Ενδεικτικά, στο Σχήμα 5.59 απεικονίζεται η θεμελιώδης πειραματική καμπύλη διασποράς για τη σεισμική καταγραφή με κωδικό B14 (πηγή: Seisgun "Betsy" της Winchester, ισαπόσταση γεωφώνων 1 m, θέση πηγής 1 m μετά το 24° γεώφωνο). Η αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς για την εν λόγω καταγραφή πραγματοποιήθηκε με δύο διαφορετικές τεχνικές: α) με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης και β) με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και την ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>. Και στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε το ίδιο αρχικό μοντέλο. Ακολούθως, πραγματοποιείται η παρουσίαση και η σύγκριση των αποτελεσμάτων αντιστροφής των δύο προαναφερθέντων τεχνικών αντιστροφής.



**Σχήμα 5.57:** Εργασίες για την τοποθέτηση των γεωφώνων (αριστερά). Η πλευρά του πρανούς στην οποία τοποθετήθηκαν τα γεώφωνα οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας (δεξιά). Με διακεκομμένη γραμμή οριοθετείται η διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ των 2 στρωμάτων της μάργας.



**Σχήμα 5.58:** Σχηματική παράσταση της τομής του πρανούς όπου απεικονίζεται η θέση της πηγής και των γεωφώνων στο πείραμα VSP (τροποποιημένο από Παπακωνσταντίνου κ.α., 2005).

Παράμετρος	Διάθλαση Ρ-κυμάτων και απόκτηση επιφανειακών κυμάτων	Διάθλαση S-κυμάτων
Αριθμός ενεργών γεωφώνων	24	24
Τύπος γεωφώνων	14 Ηz κατακόρυφης συνιστώσας	14 Hz οριζόντιας συνιστώσας
Ισαπόσταση γεωφώνων	0.5 , 1 και 2 m	1 m
Θέσεις πηγών	1, 5 και 10 m πριν το 1 <sup>°</sup> και μετά το 24 <sup>°</sup> γεώφωνο	1 m πριν το 1° και μετά το 24° γεώφωνο, ανάμεσα στο 13° και το 14° γεώφωνο
Ρυθμός δειγματοληψίας	0.1 ms	0.1 ms
Διάρκεια καταγραφής	204 ms	204 ms
Είδος σεισμικής πηγής	Βαριά (5 kg) και Seisgun	Βαριά (5 kg) σε ξύλινο δοκάρι
Τύπος καταγραφικού	ES-2401 Geometrics	ES-2401 Geometrics

Πίνακας 5.8: Παράμετροι που επιλέχθηκαν για την καταγραφή σεισμικών δεδομένων στο 13° km της νέας εθνικής οδού Χανίων – Κισσάμου.

Πίνακας 5.9: Μέση ταχύτητα Vp και Vs για τα δύο στρώματα της μάργας, όπως προέκυψε από τα πειράματα της σεισμικής διάθλασης και VSP.

_	Т	αχύτητα Vp (m/s	Ταχύτητα Vs (m/s)			
Στρώμα	Διάθλαση Ρ	VSP	Υπέρηχοι	Διάθλαση S	VSP	
1	376	436	-	130	220	
2	1047	725	1068	342	393	



**Σχήμα 5.59:** Κανονικοποιημένη κατανομή της σεισμικής ενέργειας της καταγραφής με κωδικό B14 (γραμμή μελέτης Line2) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τα τετράγωνα.

#### 5.3.2.1. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ</u>

Στο Σχήμα 5.60 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για την καταγραφή με κωδικό B14. Η μέση σταθμισμένη (με το πάχος) ταχύτητα Vs για το πρώτο στρώμα της μάργας (0 - 3.39 m) υπολογίστηκε ίση με 247 m/s, ενώ για το δεύτερο, 489.5 m/s. Λαμβάνοντας υπόψη τη μέση τιμή της ταχύτητας Vp που προσδιορίστηκε από τη σεισμική διάθλαση των P-κυμάτων για το δεύτερο στρώμα της μάργας (1047 m/s), καθώς και την πυκνότητα που προσδιορίστηκε εργαστηριακά (1.47 g/cm<sup>3</sup>), προκύπτει (από τις Εξ. 5.1 και 5.2) ότι το στρώμα αυτό έχει δυναμικό λόγο του Poisson: v=0.390 και μέτρο ελαστικότητας του Young E = 682.5 MPa.



**Σχήμα 5.60:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 0.8 %) της καταγραφής με κωδικό B14 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.

# 5.3.2.2. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ</u> <u>ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L<sub>1</sub></u>

Στο Σχήμα 5.61 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για την καταγραφή με κωδικό B14. Η μέση σταθμισμένη (με το πάχος) ταχύτητα Vs για το πρώτο στρώμα της μάργας (0 - 3.39 m) υπολογίστηκε ίση με 248 m/s, ενώ για το δεύτερο, 474 m/s. Λαμβάνοντας υπόψη τη μέση τιμή της ταχύτητας Vp που προσδιορίστηκε από τη σεισμική διάθλαση των P-κυμάτων για το δεύτερο στρώμα της μάργας (1047 m/s), καθώς και την πυκνότητα που προσδιορίστηκε εργαστηριακά (1.47 g/cm<sup>3</sup>), προκύπτει (από τις Εξ. 5.1 και 5.2) ότι το στρώμα αυτό έχει δυναμικό λόγο του Poisson: v = 0.371 και μέτρο ελαστικότητας του Young E = 645 MPa.



**Σχήμα 5.61:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 0.84 %) της καταγραφής με κωδικό B14 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.

#### 5.3.2.3. <u>ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ</u>

Στο Σχήμα 5.62, απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς της καταγραφής με κωδικό B14 με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky). Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται επίσης η ταχύτητα Vs για τα δύο στρώματα της μάργας, όπως προέκυψε από τη σεισμική διάθλαση εγκαρσίων κυμάτων και το πείραμα VSP. Στο σχήμα αυτό παρατηρείται ότι με την εφαρμογή και των δύο μεθόδων αντιστροφής επιτυγχάνεται ο διαχωρισμός των δύο στρωμάτων μέσω μιας απότομης αύξησης της Vs σε βάθος (3.19 m) περίπου ίσο με το βάθος της διαχωριστικής επιφάνειας των στρωμάτων αυτών που παρατηρήθηκε στο πρανές (3.5 m). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αντιστροφής, το πρώτο στρώμα της μάργας εμφανίζει σχετικά σταθερή ταχύτητα Vs με μέση τιμή (247 – 248 m/s) λίγο (12.5 %) μεγαλύτερη από αυτήν που προσδιορίστηκε με τη μέθοδο VSP (220 m/s). Αντίθετα, το δεύτερο στρώμα δείχνει να εμφανίζει βαθμιαία αύξηση της ταχύτητας Vs με το βάθος, με τη μέση της τιμή (474 – 489.5 m/s) να είναι αυξημένη κατά 20 – 25 % σε σχέση με αυτήν που προσδιορίστηκε με τη μέθοδο VSP (393 m/s). Η ταχύτητα Vs που προέκυψε από τη σεισμική διάθλαση και για τα δύο στρώματα της μάργας είναι αρκετά μικρότερη από αυτήν που προσδιορίστηκε από τις υπόλοιπες μεθόδους. Αναφορικά με το υπολογιζόμενο μέτρο ελαστικότητας (Ε) που προέκυψε από τις διάφορες μεθόδους (Πίνακας 5.10), παρατηρείται ότι η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης, αλλά και η VSP, προσεγγίζουν ικανοποιητικά (με απόκλιση 4 και 23 %, αντίστοιχα) το μέσο μέτρο ελαστικότητας που μετρήθηκε εργαστηριακά. Αντίθετα, με την MASW προέκυψαν πολύ μεγαλύτερες εκτιμήσεις του μεγέθους αυτού (90 - 101 %). Η μεγάλη διαφοροποίηση στις τιμές του μέτρου ελαστικότητας, πιθανόν οφείλεται στο γεγονός ότι κάθε μέθοδος δειγματοληπτεί διαφορετικό τμήμα του μαργαϊκού σχηματισμού. Η σεισμική διάθλαση, για παράδειγμα, δειγματοληπτεί το επιφανειακό τμήμα του σχηματισμού αυτού, το οποίο ενδεχομένως να είναι περισσότερο εξαλλοιωμένο σε σχέση με τα βαθύτερα του τμήματα. Ομοίως, η μέθοδος ψεύδο-VSP δειγματοληπτεί τον σχηματισμό πολύ κοντά στο πρανές, το οποίο θεωρείται επίσης εξαλλοιωμένο. Αντίθετα, η MASW δειγματοληπτεί στο σύνολό του τον μαργαϊκό σχηματισμό. Αυτός είναι και ο λόγος για τον οποίο το εργαστηριακό μέτρο ελαστικότητα είναι παρόμοιο με αυτά που προέκυψαν από την διάθλαση και την ψεύδο-VSP, εφόσον η δειγματοληψία των (αδιατάρακτων) δοκιμίων πραγματοποιήθηκε στις εξαλλοιωμένες παρειές του πρανούς.

E (MPa)

499

591

			MA	SW	Εργαστηριακές μετρήσεις		
	Διάθλαση	VSP	Απόσβεση	Σταθμισμένη εξομάλυνση	(υπέρηχοι <sup>§</sup> , πυκνότητα <sup>†</sup> και ανεμπόδιστη θλίψη <sup>‡</sup> )		
Vp (m/s)	1047	725	1047 <sup>*</sup>	1047 <sup>*</sup>	1068 <sup>§</sup>		
Vs (m/s)	342	393	489.5	474	-		
ρ (kg/m³)	1470 <sup>#</sup>	1470 <sup>#</sup>	1470 <sup>#</sup>	1470 <sup>#</sup>	1470 <sup>†</sup>		
v	0.440	0.292	0.360	0.371	-		

965

912

480<sup>‡</sup>

Πίνακας 5.10: Λόγος του Poisson και μέτρο ελαστικότητας του Young για το δεύτερο στρώμα της μάργας, όπως προέκυψε από τα πειράματα της σεισμικής διάθλασης (P & S κυμάτων), VSP (P & S κυμάτων), την MASW και τις εργαστηριακές μετρήσεις.



**Σχήμα 5.62:** Σύγκριση της κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς της καταγραφής με κωδικό B14, με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky). Η ταχύτητα Vs των δύο στρωμάτων της μάργας, όπως προέκυψε από τη διάθλαση S-κυμάτων (Refraction) και τη μέθοδο VSP, απεικονίζεται με διακεκομμένες γραμμές.

<sup>\*</sup> Από διάθλαση Ρ-κυμάτων

<sup>&</sup>lt;sup>#</sup> Από εργαστηριακές μετρήσεις

## 5.3.3. Σούδα Χανίων

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται και αξιολογούνται τα αποτελέσματα της γεωφυσικής διασκόπησης που πραγματοποιήθηκε τον Ιανουάριο του 2005 σε οικόπεδο (συντεταγμένες κέντρου σε Ε.Γ.Σ.Α. '87, X = 505944, Y = 3926915 – μετατροπή από Google Earth™) στην Σούδα Χανίων (Vafidis and Kritikakis, 2006, Kritikakis et al, 2009 - ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α). Στο Σχήμα 5.63 απεικονίζεται τμήμα του γεωλογικού χάρτη «ΦΥΛΛΟ ΧΑΝΙΑ» (Ι.Γ.Μ.Ε., 1971), όπου σε κόκκινο πλαίσιο περικλείεται η περιοχή μελέτης. Οι αναμενόμενοι (ξεκινώντας από την επιφάνεια) γεωλογικοί σχηματισμοί είναι: α) Τεταρτογενείς αλουβιακές αποθέσεις που περιλαμβάνουν πηλούς, αργίλους, άμμους και χάλικες, β) θαλάσσιες αποθέσεις αμμώδη πηλού και χαλίκων, γ) μαργαϊκός ψαμμίτης και δ) μάργες.



**Σχήμα 5.63:** Τμήμα του γεωλογικού χάρτη «ΦΥΛΛΟ ΧΑΝΙΑ» (Ι.Γ.Μ.Ε., 1971), όπου σε κόκκινο πλαίσιο περικλείεται η περιοχή μελέτης (συντεταγμένες κέντρου σε Ε.Γ.Σ.Α. '87, Χ = 505944, Υ = 3926915 – μετατροπή από Google Earth™).

Η γεωφυσική έρευνα είχε ως στόχο τη χαρτογράφηση των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων σε τμήμα οικοπέδου όπου επρόκειτο να ανεγερθεί πενταόροφο συγκρότημα κατοικιών και κατ' επέκταση, την εκτίμηση των εδαφικών καθιζήσεων από τα φορτία της οικοδομής, σε συνδυασμό, βέβαια, με εργαστηριακές δοκιμές. Η έρευνα αυτή, περιελάμβανε τρεις σεισμικές γραμμές (S1, S2, S3) συνολικού μήκους 141 m (Σχήμα 5.64) και 1 γραμμή (T1) ηλεκτρικής τομογραφίας μήκους 69 m, τα αποτελέσματα της οποίας όμως δεν παρουσιάζονται στην παρούσα εργασία. Στην περιοχή μελέτης, εκσκάφτηκαν επίσης 2 φρέατα βάθους 5 (Φ1) και 4.5 m (Φ2) αντίστοιχα, για τον γεωλογικό χαρακτηρισμό και τη δειγματοληψία των εδαφικών στρωμάτων της περιοχής.

Για την απόκτηση των σεισμικών δεδομένων σε κάθε γραμμή μελέτης πραγματοποιήθηκαν 13 καταγραφές κοινής πηγής, χρησιμοποιώντας την τεχνική της κύλυσης (roll along) της διάταξης πηγής – γεωφώνων. Η ισαπόσταση των πηγών ορίστηκε στα 2 m, οριοθετώντας 24 m υπεδαφική κάλυψη με τη μέθοδο MASW. Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών συνοψίζονται στον Πίνακα 5.11.

Πίνακας 5.11: Παράμετροι που επιλέχθηκαν για την καταγραφή επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή της Σούδας Χανίων.

Αριθμός ενεργών γεωφώνων	24
Τύπος γεωφώνων	4.5 Hz κατακόρυφης συνιστώσας
Ισαπόσταση γεωφώνων	1 m
Απόσταση πηγής κοντινότερου (24 <sup>ου</sup> )γεωφώνου	2 m
Ισαπόσταση πηγών	2 m
Ρυθμός δειγματοληψίας (sampling rate)	1 ms
Διάρκεια καταγραφής (record length)	512 ms
Είδος σεισμικής πηγής	Βαριά (5 kg)
Τύπος καταγραφικού	ES-2401 Geometrics



**Σχήμα 5.64:** Τοπογραφικό διάγραμμα του οικοπέδου στην περιοχή της Σούδας Χανίων όπου απεικονίζονται οι σεισμικές γραμμές και οι θέσεις των φρεάτων.

Ενδεικτικά, οι θεμελιώδεις πειραματικές καμπύλες διασποράς για τις σεισμικές καταγραφές με κωδικούς καταγραφής πεδίου (Field File IDentification number - FFID) 105 (αντιστοιχεί στα 19.5 m της γραμμής μελέτης S1), 204 (αντιστοιχεί στα 17.5 m της γραμμής μελέτης S2) και 304 (αντιστοιχεί στα 17.5 m της γραμμής μελέτης S3) απεικονίζονται στα Σχήματα 5.65, 5.66, και 5.67, αντίστοιχα. Η αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς για όλες τις καταγραφές πραγματοποιήθηκε με δύο διαφορετικές τεχνικές: α) με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης και β) με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και την ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>. Και στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε το ίδιο αρχικό μοντέλο.

Στην συγκεκριμένη περιοχή πραγματοποιήθηκε προσπάθεια ταξινόμησης των εδαφικών σχηματισμών που απαντώνται στην περιοχή μελέτης σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 (Eurocode 8, 1998 – [3]). Σύμφωνα με τον κώδικα αυτό, οι επιφανειακοί εδαφικοί σχηματισμοί κατατάσσονται σε κατηγορίες με βάση τη σταθμισμένη με το πάχος των σχηματισμών ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων που προσδιορίζεται μέχρι το βάθος των 30 m (*Vs*<sub>30</sub>) από την σχέση:

$$Vs_{30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^{m} \frac{h_i}{Vs_i}}$$
(5.3)

Αν και δεν έχει προσδιοριστεί η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων μέχρι το βάθος των 30 m, εντούτοις προσδιορίστηκε η μέση σταθμισμένη ταχύτητα Vs μέχρι το βάθος διασκόπησης (10 m –  $Vs_{10}$ ) χρησιμοποιώντας, κατ' αντιστοιχία, την *Εξ. 5.3*. Η παράμετρος  $Vs_{10}$  θεωρήθηκε ότι αποτελεί μια συντηρητική εκτίμηση της  $Vs_{30}$ , δεδομένου ότι, κατά κανόνα, αναμένεται αύξηση της ταχύτητας Vs σε βάθη μεγαλύτερα των 10 m.

#### 5.3.3.1. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ</u>

Στα Σχήματα 5.68, 5.69 και 5.70 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για τις καταγραφές με FFID 105, 204 και 304, αντίστοιχα. Η γεωλογική ερμηνεία των ψευδοτομών (Σχήματα 5.71, 5.72 και 5.73) πραγματοποιήθηκε με βάση τις γεωλογικές πληροφορίες που προέκυψαν από τα παρακείμενα φρέατα (Vafidis and Kritikakis, 2006, Kritikakis et al., 2009).

Λαμβάνοντας υπόψη τις τιμές της ταχύτητας Vs σε όλες τις θέσεις των τριών γραμμών μελέτης μέχρι το βάθος των 10 m, προέκυψε ότι η παράμετρος Vs<sub>10</sub> για την περιοχή μελέτης ισούται με 216 m/s (με τυπική απόκλιση 8.2 m/s), γεγονός που κατατάσσει το υπέδαφος,

σύμφωνα με την παράμετρο Vs<sub>30</sub> του Ευροκώδικα 8, σε κατηγορία εδάφους «C», η οποία χαρακτηρίζεται από: «βαθιές αποθέσεις πυκνών έως μέτριας πυκνότητας άμμων, χαλικών ή στιφρής αργίλου». Η κατηγορία αυτή του εδάφους έχει ενδεικτικές τιμές ταχύτητας Vs που κυμαίνονται από 180 m/s έως 360 m/s και τυπική αστράγγιστη διατμητική αντοχή από 70 έως 250 kPa.

Επίσης, υπολογίζοντας από την MASW το πάχος των εδαφικών στρωμάτων κατά μήκος κάθε γραμμής μελέτης και χρησιμοποιώντας την μέγιστη κατακόρυφη τάση που εφαρμόζεται στο έδαφος από την κατασκευή υπό την θεώρηση θεμελίωσης γενικής κοιτόστρωσης (BxLxH = 20x10x0.8 m) και εκτιμώντας τους συντελεστές συμπιεστότητας κάθε εδαφικού στρώματος, υπολογίστηκαν, με τη βοήθεια μεθόδου παρεμβολής, οι αναμενόμενες εδαφικές καθιζήσεις σε όλη την επιφάνεια εφαρμογής της σεισμικής διασκόπησης (Σχήμα 5.74) (Kritikakis et al., 2009).



**Σχήμα 5.65:** Ενδεικτική κατανομή της σεισμικής ενέργειας της καταγραφής με FFID 105 (γραμμή μελέτης S1) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τα τετράγωνα.



**Σχήμα 5.66:** Ενδεικτική κατανομή της σεισμικής ενέργειας της καταγραφής με FFID 204 (γραμμή μελέτης S2) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τα τετράγωνα.



**Σχήμα 5.67:** Ενδεικτική κατανομή της σεισμικής ενέργειας της καταγραφής με FFID 304 (γραμμή μελέτης S3) στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τα τετράγωνα.


**Σχήμα 5.68:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 1.2485 %) της καταγραφής με FFID 105 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.69:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 1.2216 %) της καταγραφής με FFID 204 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.70:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 2.3145 %) της καταγραφής με FFID 304 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.71:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης S1 στην περιοχή της Σούδας Χανίων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Η ερμηνεία της τομής πραγματοποιήθηκε με βάση τα παρακείμενα φρέατα (Φ1 και Φ2), των οποίων οι αποστάσεις από τα άκρα της τομής (κατά μήκος και εκτός γραμμής) αναγράφονται δίπλα στα βέλη.



**Σχήμα 5.72:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης S2 στην περιοχή της Σούδας Χανίων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Η ερμηνεία της τομής πραγματοποιήθηκε με βάση τα παρακείμενα φρέατα (Φ1 και Φ2).



**Σχήμα 5.73:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης S3 στην περιοχή της Σούδας Χανίων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Η ερμηνεία της τομής πραγματοποιήθηκε με βάση τα παρακείμενα φρέατα (Φ1 και Φ2), των οποίων οι αποστάσεις από τα άκρα της τομής (κατά μήκος και εκτός γραμμής) αναγράφονται δίπλα στα βέλη.



**Σχήμα 5.74:** Κατανομή των καθιζήσεων (settlements) σε όλη την επιφάνεια εφαρμογής της σεισμικής διασκόπησης. Με διακεκομμένη γραμμή απεικονίζεται η εδαφική κάλυψη του 5-όροφου συγκροτήματος κατοικιών (Kritikakis et al., 2009).

# 5.3.3.2. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ</u> <u>ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L<sub>1</sub></u>

Στα Σχήματα 5.75, 5.76 και 5.77 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος, για τις καταγραφές με FFID 105, 204 και 304, αντίστοιχα. Στα Σχήματα 5.78, 5.79 και 5.80 απεικονίζονται οι ψευδοτομές της ταχύτητας Vs. Διατηρήθηκε η ίδια χρωματική κλίμακα που χρησιμοποιήθηκε και στα Σχήματα 5.71, 5.72 και 5.73, αντίστοιχα. Για λόγους σύγκρισης, πάνω στις ψευδοτομές έχει υπερτεθεί η στρωματογραφία και η ερμηνεία, όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα αντιστροφής με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης.

Κατά αντιστοιχία με την προαναφερθείσα μέθοδο αντιστροφής, η παράμετρος Vs<sub>10</sub> για την περιοχή μελέτης ισούται με 214 m/s (με τυπική απόκλιση 5.9 m/s), γεγονός που κατατάσσει το υπέδαφος, σύμφωνα με την παράμετρο Vs<sub>30</sub> του Ευροκώδικα 8, σε κατηγορία εδάφους «C».



**Σχήμα 5.75:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 2.2 %) της καταγραφής με FFID 105 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.



**Σχήμα 5.76:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 2.4 %) της καταγραφής με FFID 204 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.



**Σχήμα 5.77:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 3.2 %) της καταγραφής με FFID 304 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.



**Σχήμα 5.78:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης S1 στην περιοχή της Σούδας Χανίων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Πάνω στην τομή έχει υπερτεθεί η στρωματογραφία, όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα αντιστροφής με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.79:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης S2 στην περιοχή της Σούδας Χανίων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Πάνω στην τομή έχει υπερτεθεί η στρωματογραφία, όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα αντιστροφής με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης.



**Σχήμα 5.80:** Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για τη γραμμή μελέτης S3 στην περιοχή της Σούδας Χανίων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της ταχύτητας Vs. Πάνω στην τομή έχει υπερτεθεί η στρωματογραφία, όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα αντιστροφής με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης.

#### 5.3.3.3. <u>ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ</u>

Στο Σχήμα 5.81 απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών με FFID 105 (5.81a), 204 (5.81b) και 304 (5.81c) με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης και σταθμισμένης εξομάλυνσης. Από το σχήμα αυτό, αλλά και από τις ψευδοτομές της ταχύτητας Vs, παρατηρείται αρκετά καλή συμφωνία μεταξύ των αποτελεσμάτων αντιστροφής που προέκυψαν από τις δύο μεθόδους. Θα πρέπει να σημειωθεί βέβαια ότι η προσδιοριζόμενη (από την αντιστροφή) ταχύτητα Vs για το τελευταίο στρώμα (350 – 650 m/s) θεωρείται σχετικά υψηλή, συγκριτικά με την μέγιστη τιμή της ταχύτητας φάσης που παρατηρήθηκε στις καμπύλες διασποράς (< 280 m/s). Το γεγονός αυτό πιθανόν οφείλεται στην αδυναμία δειγματοληψίας των καμπύλων διασποράς σε συχνότητες μικρότερες από 10 Hz, όπου η ταχύτητα φάσης αναμένεται να έχει μεγαλύτερες τιμές.

Οι κυριότερες διαφοροποιήσεις που παρατηρούνται, κυρίως στις ψευδοτομές, είναι στη χαρτογράφηση της άνω επιφάνειας του στρώματος της στιφρής αργίλου, που απαντάται ως τελευταίο στρώμα στις ψευδοτομές. Σε γενικές γραμμές η διεπιφάνεια αυτή εμφανίζεται πιο ομαλή στην περίπτωση επεξεργασίας με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Και σε αυτή την εφαρμογή, το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα της προσαρμογής της θεωρητικής θεμελιώδους καμπύλης διασποράς στην αντίστοιχη πειραματική είναι μικρότερο στις περιπτώσεις που χρησιμοποιείται ο περιορισμός απόσβεσης.



# 5.3.4. Πλατανιάς Χανίων

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται και αξιολογούνται τα αποτελέσματα της γεωφυσικής διασκόπησης σε περιοχή μελέτης του Πλατανιά Χανίων που πραγματοποιήθηκε τον Δεκέμβριο του 2006. Η θέση του οικοπέδου όπου πραγματοποιήθηκε η γεωφυσική έρευνα βρίσκεται περίπου στα 11.5 km επί της παλαιάς εθνικής οδού Χανίων – Κισσάμου και το κέντρο του έχει συντεταγμένες (Χ, Υ) = (491238, 3930075) (σε Ε.Γ.Σ.Α. '87, – μετατροπή από Google Earth<sup>™</sup>). Στην ευρύτερη περιοχή μελέτης, σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη «ΦΥΛΛΟ ΠΛΑΤΑΝΙΑΣ» κλίμακας 1:50.000 (Σχήμα 5.82), εμφανίζονται κυρίως σύγχρονα και αλλουβιακά ποταμοθαλάσσια ιζήματα του τεταρτογενούς που περιλαμβάνουν κυρίως μάργες και αργίλους με μικρό ποσοστό λιθωδών συστατικών. Επίσης, εμφανίζονται γεωλογικοί σχηματισμοί του νεογενούς, όπως μαλακές, τεφρόλευκες μάργες και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι.

Η διασκόπηση αυτή είχε ως στόχο την χαρτογράφηση των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων σε τμήμα οικοπέδου όπου επρόκειτο να ανεγερθεί κτιριακό συγκρότημα και την ταξινόμηση των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 (Eurocode, 1998 – [3]).

Στα πλαίσια της μελέτης αυτής η γεωφυσική διασκόπηση, περιελάμβανε:

- Δυο σεισμικές γραμμές μελέτης (Line 1, Line 2) μήκους 46 και 34.5 m (Σχήμα 5.83). Κάθε γραμμή αποτελούνταν από δύο αναπτύγματα γεωφώνων (Spreads). Η γεωμετρία του πειράματος (θέσεις σεισμικών πηγών και γεωφώνων) των σεισμικών γραμμών μελέτης απεικονίζονται στο Σχήμα 5.84.
- Μια γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας μήκους 60 m. Χρησιμοποιήθηκε η διάταξη Wenner-Schlumberger και η διάταξη διπόλου-διπόλου με ισαπόσταση των ηλεκτροδίων 1.5 m.

Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών συνοψίζονται στον Πίνακα 5.12.

Πίνακας 5.12:	Παράμετροι	που	επιλέχθηκαν	για	την	καταγραφή	των	πρώτων	αφίξεων	και
επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην περιοχή του Πλατανιά Χανίων.										

Αριθμός ενεργών γεωφώνων	12				
Τύπος γεωφώνων	4.5 Hz κατακόρυφης συνιστώσας				
Ισαπόσταση γεωφώνων	2 m (Line 1) και 1.5 m (Line 2)				
Ρυθμός δειγματοληψίας (sampling rate)	0.125 ms				
Διάρκεια καταγραφής (record length)	500 ms				
Είδος σεισμικής πηγής	Βαριά (6 kg)				
Τύπος καταγραφικού	GEODE™ της Geometrics				



**Σχήμα 5.82:** Τμήμα του γεωλογικού χάρτη «ΦΥΛΛΟ ΠΛΑΤΑΝΙΑΣ» (Ι.Γ.Μ.Ε., 1956), όπου σε κόκκινο πλαίσιο περικλείεται η περιοχή μελέτης.

Στη μελέτη αυτή εφαρμόστηκε σεισμική διάθλαση διαμήκων κυμάτων (P-waves). Η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη διάταξη κοινής πηγής. Οι θέσεις της σεισμικής πηγής (Σχήμα 5.84) επιλέχθηκαν με τέτοιο τρόπο ώστε να είναι δυνατή μεταγενέστερα η ένωση δύο καταγραφών ή τμημάτων αυτών. Για παράδειγμα, η σεισμική πηγή βρίσκεται στην ίδια θέση στις καταγραφές με FFID 104 (1° ανάπτυγμα της Line 1) και FFID 110 (2° ανάπτυγμα της Line 1) (Σχήμα 5.84). Έτσι, ενώνοντας το 2° μισό (7°–12° γεώφωνο) του πρώτου αναπτύγματος της Line 1 με το 2° ανάπτυγμα της ίδιας γραμμής, δημιουργήθηκε μια ενοποιημένη καταγραφή (με κωδικό όνομα 104-110) με 18 σεισμικά ίχνη (Σχήμα 5.85). Για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων με την μέθοδο MASW πραγματοποιήθηκαν οι εξής ενοποιήσεις καταγραφών (βλ. Σχήμα 5.84): 102-108 (24 ίχνη), 104-110 (18 ίχνη), 204-212 (18 ίχνη) και 208-215 (24 ίχνη). Με αυτό τον τρόπο, προέκυψαν 4 κατακόρυφες κατανομές της Vs σε κάθε γραμμή μελέτης, αντί για 2, που συμβατικά αντιστοιχούν στα ισάριθμα αναπτύγματα γεωφώνων.

Ενδεικτικά, η θεμελιώδης πειραματική καμπύλη διασποράς για την ενοποιημένη σεισμική καταγραφή με κωδικό 104-110 (το κέντρο της διάταξης των γεωφώνων αντιστοιχεί στα 29 m της γραμμής μελέτης Line 1) απεικονίζεται στο Σχήμα 5.86.

Στις σεισμικές καταγραφές πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των πρώτων αφίξεων: α) με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης, β) με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας, ενώ οι ίδιες καταγραφές χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία με τη μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η αντιστροφή των πιο ευκρινών θεμελιωδών καμπυλών διασποράς πραγματοποιήθηκε με δύο διαφορετικές τεχνικές: α) με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης και β) με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και την ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>. Και στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε το ίδιο αρχικό μοντέλο.

Από την κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος που προέκυψε από τις δύο μεθόδους αντιστροφής υπολογίστηκε η μέση σταθμισμένη (με το πάχος των στρωμάτων) ταχύτητα Vs μέχρι το βάθος των 8 m (Vs<sub>8</sub>) και κατ' επέκταση ο χαρακτηρισμός του υπεδάφους σύμφωνα με τον Ευροκώδικα 8.

Ακολούθως, παρατίθενται τα αποτελέσματα της σεισμικής διασκόπησης που προέκυψαν από την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων με τις τρεις προαναφερθείσες μεθοδολογίες δίνοντας έμφαση στα αποτελέσματα της MASW με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης και του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης και την ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>.



**Σχήμα 5.83:** Τοπογραφική αποτύπωση χρήσης του οικοπέδου όπου εμφανίζονται οι θέσεις των σεισμικών γραμμών μελέτης (με κόκκινο) και της γραμμής ηλεκτρικής τομογραφίας (με μπλε).



**Σχήμα 5.84:** Γεωμετρία των αναπτυγμάτων γεωφώνων των σεισμικών γραμμών μελέτης Line 1 (a & b) και Line 2 (c & d), όπου απεικονίζονται και οι θέσεις των σεισμικών πηγών. Οι τριψήφιοι αριθμοί κάτω από τις θέσεις των πηγών αντιστοιχούν στον κωδικό καταγραφής πεδίου (FFID).



**Σχήμα 5.85:** Ενοποιημένη καταγραφή 18 σεισμικών ιχνών (Traces) που αποτελείται από τις επιμέρους καταγραφές με FFID 104 (γεώφωνα 7-12) και 110 (γεώφωνα 1-12) της γραμμής μελέτης Line 1.



**Σχήμα 5.86:** Κανονικοποιημένη κατανομή της σεισμικής ενέργειας της ενοποιημένης καταγραφής με κωδικό 104-110 της γραμμής μελέτης Line 1, στο χώρο συχνότητας (οριζόντιος άξονας) – ταχύτητας φάσης (κατακόρυφος άξονας). Οι λευκοί σταυροί αντιστοιχούν στα τοπικά ενεργειακά μέγιστα. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς οριοθετείται με τα τετράγωνα.

#### 5.3.4.1. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ

Στο Σχήμα 5.87 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς που προέκυψε από την ενοποιημένη καταγραφή με κωδικό 104-110 της γραμμής μελέτης Line 1, καθώς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος. Αυτή η κατακόρυφη κατανομή αντιστοιχείται στο κέντρο του αναπτύγματος των (18) γεωφώνων, δηλαδή στο μέσο (29 m) της εν λόγω ενοποιημένης γραμμής.



**Σχήμα 5.87:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 0.76299 %) της ενοποιημένης καταγραφής με κωδικό 104-110 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από τη διαδικασία αντιστροφής με την χρήση του περιορισμού απόσβεσης.

Στα Σχήματα 5.88 και 5.89 παρατίθεται η συνδυαστική απεικόνιση των αποτελεσμάτων της σεισμικής διασκόπησης για τις σεισμικές γραμμές μελέτης Line 1 και Line 2, αντίστοιχα. Ως υπόβαθρο έχει χρησιμοποιηθεί η τομή της σεισμικής τομογραφίας, πάνω στην οποία έχει υπερτεθεί το μοντέλο βάθους και η ταχύτητα διάδοσης των Ρ-κυμάτων, όπως προέκυψε από την επεξεργασία των πρώτων αφίξεων με τη μέθοδο της ιχνιθέτησης των σεισμικών ακτινών (Ray Tracing), καθώς και η κατακόρυφη κατανομή της Vs σε 4 θέσεις, που προέκυψε από την επεξεργασία με την μέθοδο MASW.



**Σχήμα 5.88:** Συνδυαστική απεικόνιση των αποτελεσμάτων από α) τη σεισμική διάθλαση με τη μέθοδο Ray – Tracing (ταχύτητα Vp<sub>i</sub> και οριζόντια τεθλασμένες γραμμές), β) τη σεισμική τομογραφία (ισότιμες καμπύλες ταχύτητας Vp) και γ) την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (MASW) (κατακόρυφα τεθλασμένες γραμμές), για τη σεισμική γραμμή μελέτης Line 1. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η κατακόρυφη κατανομή της Vs έχει αντιστοιχηθεί στο κέντρο της διάταξης των γεωφώνων (κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές).



**Σχήμα 5.89:** Συνδυαστική απεικόνιση των αποτελεσμάτων από α) τη σεισμική διάθλαση με τη μέθοδο Ray – Tracing (ταχύτητα Vp<sub>i</sub> και οριζόντια τεθλασμένες γραμμές), β) τη σεισμική τομογραφία (ισότιμες καμπύλες ταχύτητας Vp) και γ) την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (MASW) (κατακόρυφα τεθλασμένες γραμμές), για τη σεισμική γραμμή μελέτης Line 2. Στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης, ενώ στον κατακόρυφο, το βάθος από την επιφάνεια του εδάφους. Η κατακόρυφη κατανομή της Vs έχει αντιστοιχηθεί στο κέντρο της διάταξης των γεωφώνων (κατακόρυφες διακεκομμένες γραμμές).

Αν και δεν έχει προσδιοριστεί η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων μέχρι το βάθος των 30 m, εντούτοις προσδιορίστηκε η μέση σταθμισμένη ταχύτητα Vs μέχρι το βάθος διασκόπησης (8 m – Vs<sub>8</sub>) χρησιμοποιώντας, κατ' αντιστοιχία, την *Εξ. 5.3.* Η παράμετρος Vs<sub>8</sub> αποτελεί μια συντηρητική εκτίμηση της Vs<sub>30</sub>, δεδομένου ότι, θεωρητικά, αναμένεται αύξηση της ταχύτητας Vs σε βάθη μεγαλύτερα των 8 m.

Έτσι, η παράμετρος *Vs*<sup>8</sup> υπολογίστηκε από την κατακόρυφη κατανομή της Vs (που προέκυψε από την αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης) σε όλες τις θέσεις των 2 γραμμών μελέτης και βρέθηκε ίση με: *Vs*<sup>8</sup> = 426 m/s. Σύμφωνα με την τιμή αυτή και με την παραδοχή ότι αυτή προσεγγίζει την παράμετρο *Vs*<sup>30</sup>, οι εδαφικοί σχηματισμοί που απαντώνται στην περιοχή μελέτης ταξινομούνται σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 σε κατηγορία εδάφους «B». Η κατηγορία αυτή χαρακτηρίζεται ως: «*Αποθέσεις πολύ πυκνής άμμου, χαλίκων ή πολύ στιφρής αργίλου, πάχους τουλάχιστον μερικών δεκάδων μέτρων, που χαρακτηρίζονται από βαθμιαία αύξηση των μηχανικών ιδιοτήτων με την αύξηση του βάθους*». Το εύρος της παραμέτρου *Vs*<sup>30</sup> κυμαίνεται από 360 έως 800 m/s, ενώ η αστράγγιστη διατμητική αντοχή της εν λόγω κατηγορίας εδάφους υπερβαίνει τα 250 kPa.

## 5.3.4.2. <u>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΥ ΣΤΑΘΜΙΣΜΕΝΗΣ</u> ΕΞΟΜΑΛΥΝΣΗΣ ΚΑΙ ΕΛΑΧΙΣΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΝΟΡΜΑΣ L<sub>1</sub>

Στο Σχήμα 5.90 απεικονίζεται ενδεικτικά η προσαρμογή της θεωρητικής στην πειραματική καμπύλη διασποράς που προέκυψε από την ενοποιημένη καταγραφή με κωδικό 104-110 της γραμμής μελέτης Line 1, καθώς και η αντίστοιχη κατανομή της Vs με το βάθος.

Η παράμετρος  $Vs_8$  που υπολογίστηκε από την κατακόρυφη κατανομή της Vs με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης βρέθηκε ίση με:  $Vs_8$  = 409 m/s. Σύμφωνα με την τιμή αυτή και με την παραδοχή ότι αυτή προσεγγίζει την παράμετρο  $Vs_{30}$ , οι εδαφικοί σχηματισμοί που απαντώνται στην περιοχή μελέτης ταξινομούνται σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 σε κατηγορία εδάφους «B».



**Σχήμα 5.90:** Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) καμπύλη διασποράς (αριστερά – RMS error = 1.5 %) της ενοποιημένης καταγραφής με κωδικό 104-110 και η αντίστοιχη τελική κατανομή της Vs με το βάθος (δεξιά - final model), όπως προέκυψε από τη διαδικασία αντιστροφής με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης.

#### 5.3.4.3. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Στα Σχήματα 5.91 και 5.92 απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολής της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών της σεισμικής γραμμής Line 1 και Line 2, αντίστοιχα, με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης και σταθμισμένης εξομάλυνσης. Από τα σχήματα αυτά παρατηρείται, κατά κανόνα, αρκετά καλή συμφωνία μεταξύ των αποτελεσμάτων αντιστροφής που προέκυψαν από τις δύο μεθόδους. Ωστόσο, είναι επίσης φανερό ότι η αντιστροφή με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης οδηγεί σε μεγαλύτερες μεταβολές των τιμών της ταχύτητας Vs σε σχέση με το αντίστοιχο αποτέλεσμα που προκύπτει με τη χρήση του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, πολλές φορές να εντοπίζονται αναστροφές ταχύτητας στα αποτελέσματα αντιστροφής με τη χρήση του περιορισμού απόσβεσης, σε αντίθεση με την εφαρμογή του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης. Και σε αυτή την εφαρμογή, το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα της προσαρμογής της θεωρητικής θεμελιώδους καμπύλης διασποράς στην αντίστοιχη πειραματική είναι, στις περισσότερες περιπτώσεις, μικρότερο όταν χρησιμοποιείται ο περιορισμούς απόσβεσης.



**Σχήμα 5.91:** Σύγκριση της κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών της σεισμικής γραμμής Line1 με FFID 105 (a), 113 (b) και των ενοποιημένων καταγραφών με κωδικό 102-108 (c) και 104-110 (d) με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky).



**Σχήμα 5.92:** Σύγκριση της κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών της σεισμικής γραμμής Line2 με FFID 203 (a), 216 (b) και των ενοποιημένων καταγραφών με κωδικό 204-212 (c) και 208-215 (d) με τη χρήση περιορισμού απόσβεσης (damping) και σταθμισμένης εξομάλυνσης (blocky).

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

# ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

## 6.1. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ένας από τους στόχους της παρούσας διατριβής, ήταν η προσπάθεια μεταφοράς της τεχνογνωσίας μεθόδων αντιστροφής που έχουν αναπτυχθεί σε άλλες γεωφυσικές μεθόδους (ηλεκτρικές, μαγνητοτελλουρικές, βαρυτικές κ.λ.π.) στην επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την χρήση των εργαλείων που αναπτύχθηκαν, συνοψίζονται ως εξής:

#### Επιλογή του αρχικού μοντέλου αντιστροφής (model parameters)

- Οι προκαθορισμένες (default) παράμετροι του αρχικού μοντέλου αντιστροφής προκύπτουν από την πειραματική θεμελιώδη καμπύλη διασποράς και οδηγούν σε ικανοποιητικά αποτελέσματα στις περισσότερες των περιπτώσεων.
- Εναλλακτικά, παρέχεται η δυνατότητα στον χρήστη να τις τροποποιήσει ανάλογα με το πρόβλημα που αντιμετωπίζει. Η επιλογή για παράδειγμα αρχικού μοντέλου με στρώματα μεταβλητού πάχους (Layer Thickness: Variable) είναι δυνατό να βελτιώσει την ακρίβεια υπολογισμού της ταχύτητας Vs στους επιφανειακούς σχηματισμούς.
- ✓ Όπως προκύπτει και από την εφαρμογή της προτεινόμενης μεθοδολογίας σε συνθετικά δεδομένα (Κεφάλαιο 4), καθίσταται σαφές ότι η χρήση οποιασδήποτε αξιόπιστης a-priori πληροφορίας για το πάχος, την ταχύτητα Vp και την πυκνότητα

των γεωλογικών σχηματισμών βελτιώνει σημαντικά την ακρίβεια υπολογισμού της ταχύτητας Vs.

#### Επιλογή των παραμέτρων αντιστροφής (inversion parameters)

- Λαμβάνοντας υπόψη τις δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν σε συνθετικά δεδομένα (Κεφάλαιο 4), συμπεραίνεται ότι ο προσδιορισμός της Ιακωβιανής με την χρήση τεχνικών Quasi – Newton αδυνατεί να οδηγήσει την διαδικασία αντιστροφής σε σύγκλιση. Ωστόσο, μεταγενέστερες δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν στα ίδια συνθετικά δεδομένα έδειξαν ότι με την χρήση της τεχνικής αυτής είναι δυνατό να προκύψουν ικανοποιητικά αποτελέσματα με την προϋπόθεση ότι το αρχικό μοντέλο αντιστροφής δεν απέχει πολύ από την τελική λύση.
- ✓ Ο περιορισμός σταθμισμένης εξομάλυνσης (Blocky inversion), αν και φαίνεται ότι δρα στα αποτελέσματα της αντιστροφής με παρόμοιο τρόπο όπως η εξομάλυνση, έδωσε, κατά κανόνα, τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα σε όλα τα μοντέλα που εξετάστηκαν, κυρίως στα τελευταία στάδια ελέγχου των συνθετικών δεδομένων που ο βαθμός δυσκολίας σύγκλισης είναι μεγαλύτερος.
- ✓ Η χρήση της σταθμισμένης με τη διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών των καμπυλών διασποράς (Robust inversion – ελαχιστοποίηση της νόρμας L₁) αντιστροφής δύναται να βελτιώσει το αποτέλεσμα της αντιστροφής, πλην όμως η εκτίμηση της τυπικής απόκλισης των παραμέτρων καθίσταται αναξιόπιστη για πολύ μικρές τιμές των συντελεστών περιορισμού.
- Από την επεξεργασία των πραγματικών δεδομένων (Κεφάλαιο 5) προκύπτει ότι η χρήση του περιορισμού απόσβεσης (Damping) οδηγεί στα μικρότερα σφάλματα προσαρμογής των θεωρητικών καμπυλών διασποράς στις αντίστοιχες πειραματικές, ενώ η στάθμιση με τη διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών των καμπυλών διασποράς (Robust inversion), το αντίθετο.
- Το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα της προσαρμογής των θεωρητικών καμπυλών διασποράς στις αντίστοιχες πειραματικές είναι μεγαλύτερο στις περιπτώσεις που χρησιμοποιείται η ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub>, επειδή σε αυτήν την περίπτωση δεν λαμβάνονται υπόψη στην προσαρμογή (ή για την ακρίβεια, λαμβάνουν μικρότερα βάρη) τα δεδομένα που θεωρούνται (στατιστικώς) ακραίες τιμές (outliers).
- Η χρήση των μεθόδων στάθμισης με την τυπική απόκλιση των τιμών της καμπύλης διασποράς (DC error), καθώς και με τις τιμές του Ιακωβιανού πίνακα (Jacobian Values) δεν φαίνεται να επιδρά σημαντικά στην διαμόρφωση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής των καμπυλών διασποράς.

Τέλος, η συνδυαστική εφαρμογή των περιορισμών, με τον φορμαλισμό που έχει υλοποιηθεί στην παρούσα εργασία, δεν φαίνεται να παράγει μοντέλα βάθους που να είναι επηρεασμένα και από τις δύο τεχνικές αντιστροφής. Απεναντίας, κάθε φορά φαίνεται να υπερισχύει μία εκ των δύο επιλογών, ακόμη και στις περιπτώσεις όπου οι συντελεστές των περιορισμών αποκτούν την ίδια τιμή σε κάθε επανάληψη. Επίσης, δεν διαφαίνεται κάποια μέθοδος περιορισμών να υπερισχύει κατ' εξακολούθηση έναντι μιας άλλης. Η επικράτηση μιας μεθόδου περιορισμών δείχνει να επηρεάζεται από το πραγματικό εδαφικό μοντέλο, από το αρχικό μοντέλο και από τις τιμές των πολλαπλασιαστών Lagrange σε κάθε επανάληψη.

#### Επιλογή των κριτηρίων σύγκλισης (Convergence criteria)

- Η επιλογή των κριτηρίων σύγκλισης της διαδικασίας αντιστροφής είναι δυνατό να επηρεάσει το τελικό αποτέλεσμα. Για το λόγο αυτό, κρίθηκε απαραίτητη η δυνατότητα επιλογής (έως κάποιο βαθμό) των κριτηρίων αυτών.
- Η χρήση του βέλτιστου συντελεστή περιορισμού (Optimizing RMS) θεωρείται αναγκαία επιλογή για την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς και θα πρέπει να αποφεύγεται μόνο στην περίπτωση που μικρή αύξηση του σφάλματος στα αρχικά στάδια των επαναλήψεων οδηγεί στον τερματισμό της αντιστροφής, πριν να επιτευχθεί κάποια αξιόλογη σύγκλιση των θεωρητικών στις πειραματικές καμπύλες διασποράς.
- Η επιλογή αυστηρών κριτηρίων σύγκλισης οδηγεί σε ακριβέστερα αποτελέσματα, υπό την προϋπόθεση ότι τα δεδομένα είναι απαλλαγμένα από τυχαίο ή συναφή θόρυβο.
  Σε αντίθετη περίπτωση, η επιλογή αυστηρών κριτηρίων σύγκλισης μπορεί οδηγήσει σε μη ρεαλιστικά αποτελέσματα, εφόσον αυτά αλλοιώνονται από την προσαρμογή των θεωρητικών καμπυλών διασποράς στον θόρυβο (over-fitting).

Από την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της προτεινόμενης μεθοδολογίας (kriSIS) σε ελεγχόμενα από άλλες γεωφυσικές μεθόδους (σεισμική διασκόπηση μεταξύ γεωτρήσεων) δεδομένα, σε σύγκριση και με τα αντίστοιχα αποτελέσματα που προέκυψαν από εμπορικά πακέτα επεξεργασίας προκύπτουν τα εξής:

#### Προσαρμογή θεωρητικών στις πειραματικές καμπύλες διασποράς

- Το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα της προσαρμογής της θεωρητικής θεμελιώδους καμπύλης διασποράς στην αντίστοιχη πειραματική είναι μικρότερο στις περιπτώσεις που χρησιμοποιείται το SurfSeis.
- Τα σχετικά υψηλά σφάλματα που προέκυψαν με τη χρήση του kriSIS ενδεχομένως να οφείλονται στην ελαχιστοποίηση της νόρμας L<sub>1</sub> (robust inversion) που εφαρμόστηκε.

#### Σύγκριση αποτελεσμάτων αντιστροφής με την κατακόρυφη κατανομή της Vs που προέκυψε από την μέθοδο cross-hole

- Συγκρίνοντας τον αλγοριθμο kriSIS με το SeisImager και το SurfSeis, αυτός παρουσιάζει αρκετά μεγαλύτερη μέση σταθμισμένη με το πάχος τετραγωνική εκατοστιαία διαφορά (RMSW% Error) μεταξύ της ταχύτητας Vs που προέκυψε από το πείραμα της σεισμικής διασκόπησης μεταξύ γεωτρήσεων και της ταχύτητας Vs που προέκυψε από την αντιστροφή. Το γεγονός αυτό πιθανόν οφείλεται στην δυνατότητα των εμπορικών πακέτων να εξομαλύνουν την πειραματική καμπύλη διασποράς, πρίν την διαδικασία της αντιστροφής.
- Τα αποτελέσματα όλων των αλγόριθμων αντιστροφής (ακόμη και του kriSIS) μπορούν να θεωρηθούν αποδεκτά, δεδομένου ότι το κριτήριο σύγκρισης (RMSW% Error) που χρησιμοποιήθηκε είναι αρκετά αυστηρό.

#### Τεχνικά χαρακτηριστικά και η λειτουργικότητα του kriSIS-auto

- Συγκρίνοντας τον χρόνο ολοκλήρωσης της διαδικασίας αντιστροφής στα τρία πακέτα επεξεργασίας προκύπτει ότι ο αλγόριθμος αντιστροφής του kriSIS (ACDC) μπορεί να θεωρηθεί αρκετά γρήγορος, λαμβάνοντας υπόψη ότι για την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς των καταγραφών SS1-S και SS1-L χρησιμοποιήθηκε μεγαλύτερος αριθμός σημείων και στρωμάτων από τα άλλα πακέτα επεξεργασίας (βλ. § 5.1).
- Το kriSIS-auto αποτελεί ένα ευέλικτο εργαλείο που δίνει την δυνατότητα στο χρήστη να δοκιμάσει σε κάθε εφαρμογή μερικούς συνδυασμούς παραμέτρων αρχικού μοντέλου, αντιστροφής και κριτηρίων σύγκλισης.
- Λόγω της δυνατότητας επιλογής διαφόρων παραμέτρων που επηρεάζουν τα αποτελέσματα της αντιστροφής, επιτυγχάνεται η ανάπτυξη κριτικής ικανότητας σε θέματα που αφορούν τον προσδιορισμό γεωφυσικών παραμέτρων με την χρήση τεχνικών αντιστροφής. Για παράδειγμα, τα διαφορετικά αποτελέσματα που είναι δυνατό να προκύψουν από διαφορετικό συνδυασμό παραμέτρων, αν μη τι άλλο προβληματίζουν τον χρήστη για την πληθώρα των πιθανών λύσεων.
- Σε κάθε περιοχή μελέτης, ο χρήστης μπορεί να καταλήξει γρήγορα (χρησιμοποιώντας τις επιλογές «επόμενο» ή «προηγούμενο» στάδιο επεξεργασίας) στον βέλτιστο συνδυασμό παραμέτρων, τις οποίες μπορεί (και θα πρέπει) να χρησιμοποιήσει για το σύνολο των σεισμικών καταγραφών στην εν λόγω περιοχής.

Από την εφαρμογή των δύο τεχνικών αντιστροφής (damping και blocky με robust inversion) σε πραγματικά δεδομένα προκύπτει ότι:

- Κατά κανόνα, τα αποτελέσματα που προέκυψαν είναι παρόμοια, υποδεικνύοντας έτσι ότι η μέθοδος αντιστροφής των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh δεν επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από την επιλογή της μεθόδου αντιστροφής.
- Υπάρχουν, ωστόσο, και οι περιπτώσεις (π.χ. § 5.2.1. Porto Marghera) όπου η επιλογή διαφορετικών παραμέτρων αντιστροφής μπορεί να οδηγήσει σε εντελώς διαφορετικά συμπεράσματα για την δομή του υπεδάφους.
- Σε κάθε περιοχή μελέτης κρίνεται απαραίτητη η εύρεση της καταλληλότερης τεχνικής αντιστροφής.
- ✓ Η προτεινόμενη μεθοδολογία αποδεικνύεται ένα ισχυρό εργαλείο για την επίλυση περιβαλλοντικών και γεωτεχνικών προβλημάτων.

# 6.2. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Στη παράγραφο αυτή προτείνονται τρόποι αντιμετώπισης των προβλημάτων που παρουσιάστηκαν κατά την υλοποίηση της παρούσας διατριβής και πιθανές μελλοντικές κατευθύνσεις για τη βελτιστοποίηση των ήδη προτεινόμενων τεχνικών αντιστροφής ή/και την ανάπτυξη νέων.

#### Από την διερεύνηση των βέλτιστων παραμέτρων αντιστροφής στα συνθετικά δεδομένα προτείνονται τα εξής:

- Ο προσδιορισμός της Ιακωβιανής με την χρήση τεχνικών Quasi Newton θα πρέπει πάντα να αποφεύγεται.
- Ο συνδυασμός του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης (Blocky inversion) και της στάθμισης με τη διαφορά μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών των καμπυλών διασποράς (Robust inversion) αποτελεί την βέλτιστη μεθοδολογία αντιστροφής, αν και με αυτό τον συνδυασμό (κατά κανόνα) προκύπτουν πολύ μεγάλες τιμές της τυπικής απόκλισης για την ταχύτητα Vs κάθε στρώματος. Είναι προφανές ότι η παρατήρηση αυτή χρίζει περαιτέρω διερεύνησης.
- Σε γενικές γραμμές, ανεξάρτητα με την λειτουργικότητα των προτεινόμενων παραμέτρων του αρχικού μοντέλου και της αντιστροφής, πάντα θα πρέπει να πραγματοποιούνται διάφορες δοκιμές στα δεδομένα της ίδιας περιοχής μελέτης για την επιλογή της καταλληλότερης τεχνικής αντιστροφής.

#### Από την χρήση των παραμέτρων αντιστροφής στα πραγματικά και τα συνθετικά δεδομένα προτείνονται τα εξής:

- Κατά την εφαρμογή του περιορισμού σταθμισμένης εξομάλυνσης (Blocky) παρατηρήθηκε ότι τα αποτελέσματα είχαν μεγάλες ομοιότητες με τα αντίστοιχα από την εφαρμογή εξομάλυνσης (Smoothing), κάτι που ήταν, βέβαια, αναμενόμενο για μοντέλα με στρώματα ίσου πάχους. Το φαινόμενο αυτό πιθανόν οφείλεται στις πολύ μικρές τιμές του συντελεστή σταθμισμένης εξομάλυνσης κατά την διαδικασία αντιστροφής. Προτείνεται πιο ενδελεχής έλεγχος του συντελεστή σταθμισμένης εξομάλυνσης, προκειμένου να αναδειχθεί η λειτουργικότητα της μεθοδολογίας έναντι της εφαρμογής του περιορισμού εξομάλυνσης.
- Όταν χρησιμοποιείται συνδυαστική εφαρμογή περιορισμών (απόσβεση και εξομάλυνση ή απόσβεση και σταθμισμένης εξομάλυνση) θα πρέπει, σε κάθε επανάληψη κατά την διαδικασία αντιστροφής, να πραγματοποιείται έλεγχος στις τιμές των πολλαπλασιαστών Lagrange των περιορισμών, προκειμένου να αποδίδεται ίδια βαρύτητα σε κάθε περιορισμό. Με αυτό τον τρόπο θεωρείται ότι θα προκύψουν αποτελέσματα που να χαρακτηρίζονται από τις συνδυαζόμενες τεχνικές αντιστροφής.

#### Αναφορικά στην λειτουργικότητα του kriSIS-auto προτείνονται τα εξής:

- ✓ Η αυτοματοποίηση (ο χρήστης καθοδηγείται με συγκεκριμένα βήματα στην επεξεργασία των σεισμικών καταγραφών) ίσως αποτελεί τροχοπέδη για την υλοποίηση νέων σταδίων επεξεργασίας. Τέτοια στάδια επεξεργασίας θα μπορούσαν να είναι:
  - η προεπεξεργασία των σεισμικών καταγραφών (π.χ. διαγραφή σεισμικών ιχνών, εφαρμογή φίλτρων κ.λ.π.),
  - η a-priori διαμόρφωση (editing) των επιλεγμένων καμπυλών διασποράς (πρόσθεση, διαγραφή ή μετακίνηση σημείων, εφαρμογή φίλτρων εξομάλυνσης κ.λ.π.),
  - η a-posteriori διαμόρφωση (editing) των επιλεγμένων καμπυλών διασποράς με βάση τα στατιστικά χαρακτηριστικά της σύγκλισης των θεωρητικών στις πειραματικές καμπύλες διασποράς (π.χ. αφαίρεση των πειραματικών δεδομένων που αυξάνουν το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα),
  - η ταυτόχρονη διαχείριση πολλών σεισμικών καταγραφών (π.χ. συγκριτική απεικόνιση κατακόρυφης κατανομής της Vs από γειτονικές καταγραφές) και
  - η προσάρτηση επιλογών για την δημιουργία συνθετικών καμπυλών διασποράς (οι αλγόριθμοι έχουν ήδη δημιουργηθεί).

Για την εφαρμογή των παραπάνω, κρίνεται απαραίτητη η ριζική αναβάθμιση της διαδραστικής επιφάνειας (interface) χρήστη – λογισμικού.

# ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

## ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΕΝΕΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ

- 1. **Abbiss C., P., 1981**, *Shear wave measurements of the elasticity of the ground*, Geotechnique, Vol. 31, 91-104
- Abraham, O., Chammas, R., Cote, Ph., Pedersen H., A., and Semblat, J., F., 2004, Mechanical characterization of heterogeneous soils with surface waves: experimental validation on redused-scale physical models, Near Surface geophysics, p.249 – 258.
- 3. Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to micro-tremors, Bull. Erthq. Res. Inst., Vol. 35, p. 415 456.
- 4. Aki, K., 1965, A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the Earth's crust, Geophysics, Vol. 30, p. 665 – 666.
- 5. **Aki, K., and Richards, P., 1980**, *Quantitative Seismology: Theory end Methods*, Vol. 1, W. H. Freeman, San Francisco.
- Al Wardany, R., Ballivy, G., and Rivard, P., 2009, Condition assessment of concrete in hydraulic structures by surface wave non-destructive testing, Materials and Structures, Vol. 42, No 2, p. 251 – 261.
- 7. Al-Eqabi, G., and Hermann, B., R., 1993, Ground roll: A potential tool for constraining shallow shear-wave structure, Geophysics, Vol. 58, No. 5, p.713 719.
- Al-Hunaidi, M., O., 1992, Difficulties with phase spectrum unwrapping in spectral analysis of surface waves nondestructive testing of pavements, Can. Geotech. J., Vol. 29, p. 506-511.
- Al-Hunaidi, M., O., and Rainer, J., H., 1995, Analysis of multi-mode signals of the SASW method, Proceedings 7<sup>th</sup> Int. Conf. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, p. 259-266.
- 10. Aouad, M., F., 1993, Evaluation of flexible pavements and subgrades using the Spectral-Analysis-of-Surface-Waves (SASW) method, PhD thesis, University of Texas at Austin, Texas.
- 11. Αποστολίδης, Π., 2002, Προσδιορισμός της εδαφικής δομής με τη χρήση μικροθορύβου. Εφαρμογή στην εκτίμηση των δυναμικών ιδιοτήτων και της γεωμετρίας των εδαφικών σχηματισμών της Θεσσαλονίκης, Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πολυτεχνική Σχολή, Α.Π.Θ.
- Apostolidis, P., Raptakis, D., Roumelioti, Z., and Pitilakis, K., 2004, Determination of S-Wave Velocity Structure Using Microtremors and SPAC Method Applied in Thessaloniki (Greece), Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 24, p. 49-67.

- Apostolidis, P., Raptakis, D., Pandi, K., Manakou, M., and Pitilakis, K., 2006, Definition of subsoil structure and preliminary ground response in Aigion city (Greece) using microtremors and earthquakes, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 26, p. 922 – 940.
- 14. **Aspel, R., J., and Luco, J., E., 1983**, *On the Green's functions for a layered half space. Part II*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 73, p. 931 – 951.
- 15. Asten, M., W., 1978, Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 68, p.1623-1636.
- 16. Asten, M., W., and Boore, D., M., 2005, Blind comparisons of shear-wave velocities at closelyspaced sites in San Jose, California, Open File Report 2005-1169, USGS, Proceedings of a workshop held at the US Geological Survey, Menlo Park.
- 17. Asten, M., W., and Henstridge, J., D., 1984, Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins, Geophysics, Vol. 49, p.1828-1837.
- 18. Avdeeva, A., and Avdeev, D., 2006, A limited-memory quasi-Newton inversion for 1D magnetotellurics, Geophysics, Vol. 71, No 5, p. 191 196.
- 19. Avdeeva, A., and Avdeev, D., 2007, *Three-dimensional magnetotelluric inversion using quasi-Newton minimization*, 4th International Symposium on Three-Dimensional Electromagnetics Freiberg, Germany, September 27–30.
- Badal, J., Dutta, U., Serón, F., and Biswas, N., 2004, Three-dimensional imaging of shear wave velocity in the uppermost 30 m of the soil column in Anchorage, Alaska, Geophysical Journal International, Vol. 158, p. 983 – 997.
- 21. Barry, K. M., Cavers, D. A. and Kneale, C. W., 1975, Report on recommended standards for digital tape formats, Geophysics, 40, No. 02, p. 344 352.
- Beaty, K., S., Schmitt D., R., and Sacchi, M., 2002, Simulated annealing inversion of multimode Rayleigh wave dispersion curves for geological structure, Geophysical Journal Intenational, Vol. 151, p. 622 – 631.
- 23. Beaty, S., K., and Schmitt, R., D., 2003, *Repeatability of multimode Rayleigh-wave dispersion studies*, Geophysics, Vol. 68, No 3, p. 782 790.
- Bodet, L., Abraham, O., and Clorennec, D., 2009, Near-offset effects on Rayleigh-wave dispersion measurements: Physical modeling, Journal of Applied Geophysics, Vol. 68, p. 95 – 103.
- 25. Bodet, L., Abraham, O., Bitri, A., Leparoux, D., Côte, P., 2004, Effect of dipping layer on seismic surface-wave profiling: a numerical study, Proceedings of SAGEEP, February 22 26, Colorado Springs, Colorado, pp. 5.
- Bodet, L., Van Wijk, K., Bitri, A., Abraham, O., Côte, P., Grandjean G., and Leparoux, D., 2005, Surface-wave inversion limitations from laser-Doppler physical modeling, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol. 10, p. 151 – 162.
- 27. Bohlen, T., Kugler S., Klein, G., and Theilen F., 2004, Case History: 1.5D inversion of lateral variation of Scholte-wave dispersion, Geophysics, Vol. 69, No. 2, p. 330 344.
- 28. Brigham, E., O., 1974, The Fast Fourier Transform, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, pp. 448.
- 29. **Broyden, C., G., 1965**, *A class of methods for solving nonlinear simultaneous equations*, Mathematics of Computations, Vol. 19, p. 577–593.

- 30. Buchen, W., P., and Ben-Hador, R., 1996, *Free-mode surface-wave computation*, Geophysical Journal International, Vol. 124, p. 869 887.
- Burke, W., R., and Schofield, B., N., 2008, The multi-channel analysis of surface waves (MASW) method as a tool for ground improvement certification, Proceedings of SAGEEP, p. 1041 – 1055.
- 32. **Campbell, W., T., 2008**, *Multi-faceted characterization of variable limestone terrains*, Proceedings of SAGEEP, pp. 643–661.
- 33. Campman, X., Van Wijk, K., Riyanti, D., C., Scales, J., and Hermann, G., 2004, Imaging scattered seismic surface waves, Near Surface Geophysics, p. 223 230.
- 34. **Castillo, A., 2006**, *Application of a heuristic method for the estimation of S-wave velocity structure*, Earth Science Research Journal, Vol. 10, p. 41 51.
- Casto, W., D., Luke, B., Calderón-Macias, C., and Kaufmann, R., 2008, Considerations for interpreting surface wave data in sites with shallow bedrock, Proceedings of SAGEEP, pp. 1173 –1185.
- Cercato, M., 2007, Computation of partial derivatives of Rayleigh-wave phase velocity using second-order subdeterminants, Geophysical Journal International, Vol. 170, p. 217 – 238.
- Chávez-García, F., J., Rodríguez, M., and Stephenson, W., R., 2005, An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: exploiting the stationarity of noise, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, p. 277 – 293.
- Chavez-Garcia, F., Rodríguez, M., and Stephenson W., R., 2006, Subsoil Structure Using SPAC Measurements along a Line, Bulletin of the Seismological Society of America, V. 96; p. 729 – 736.
- 39. Chen, X., 1993, A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half space, Geophysical Journal International, Vol. 115, p. 391 409.
- 40. Christiansen, V., A., and Auken, E., 2004, Optimizing a layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data using Broyden's update and 1D derivatives, Journal of Applied Geophysics, Vol. 56, p. 247 261.
- 41. **Comina, C., and Foti, S., 2007**, *Surface wave tests for vibration mitigation studies*, Journal of Geotechnical and Environmental Geophysics, Vol. 133, p. 1320 1324.
- 42. Comina, C., Foti, S., Sambuelli, L., Socco, V., and Strobbia, C., 2002, *Joint inversion of VES* and surface wave data, Proceedings of SAGEEP, pp. 12.
- 43. **Constable, S., Parker, R., and Constable, C., 1987**, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, Geophysics 52, No 3, p. 289 300.
- 44. **Dal Moro, G., 2008**, Vs and Vp vertical profiling via joint inversion of Rayleigh waves and refraction travel times by means of bi-objective evolutionary algorithm, Journal of Applied Geophysics, Vol. 66, p. 15 24.
- 45. **Dal Moro, G., and Pipan, M., 2007**, *Joint inversion of surface wave dispersion curves and reflection travel times via multi-objective evolutionary algorithms*, Journal of Applied Geophysics, Vol. 61, p. 56 81.
- 46. Dal Moro, G., Forte, E., Pipan, M., and Sugan, M., 2006, Velocity spectra and seismic-signal identification for surface-wave analysis, Near Surface Geophysics, p. 243 251.

- 47. Dal Moro, G., Pipan, M., and Gabrielli, P., 2007, Rayleigh wave dispersion curve inversion via genetic algorithms and Marginal Posterior Probability Density estimation, Journal of Applied Geophysics, Vol. 61, p. 39 55.
- 48. **Dal Moro, G., Pipan, M., Forte, E., Finetti, I., 2003**, *Determination of Rayleigh wave dispersion curves for near surface applications in unconsolidated sediments*, Expanded Abstract, Society of Exploration Geophysicists, p. 1247-1250.
- 49. **De Boor, C., 1978**, *A practical guide to splines*, In: Applied Mathematical Scienses 27, Springer, Berlin
- 50. **DeGroot-Hedlin, C., and Constable, S., C., 1990**, Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data, Geophysics, Vol. 55, p. 1613 – 1624.
- 51. **DeGroot-Hedlin, C., and Constable, S., 2004**, *Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with sharp resistivity contrasts*, Geophysics 69, No 1, p. 78 – 86.
- 52. **Dorman, J., Ewing, M., and Oliver, J., 1960**, *Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 50, p. 87-115.
- 53. **Dunkin, W., J., 1965**, *Computation of modal solutions in layered, elastic media at high frequencies*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 55, p. 335 358.
- 54. **Dziewonski, M., A., and Hales, L., A., 1972**, *Numerical analysis of dispersed seismic waves*, in Bolt, B. A., Edition, Methods in computational physics, Academic Press, p. 39 85.
- 55. **Fonquinos M., R., 1995**, *Dynamic nondestructive testing of pavements*, PhD thesis, University of Texas at Austin, Texas.
- 56. **Forbriger, T., 2003a**, *Inversion of shallow-seismic wavefields: I. Wavefield transformations*, Geophysical Journal International, Vol. 153, p. 719 734.
- 57. **Forbriger, T., 2003b**, *Inversion of shallow-seismic wavefields: II. Inferring subsurface properties from wavefield transforms*, Geophysical Journal International, Vol. 153, p. 735 752.
- 58. **Foti, S., 2000**, *Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves*, PhD thesis, Politecnico di Torino, Italy.
- 59. Foti, S., and Strobbia, C., 2002, Some notes on model parameters for surface wave data *inversion*, Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), Las Vegas, Nevada, pp. 11.
- Foti, S., Comina, C., Boiero, D., and Socco L., V., 2009, Non-uniqueness in surface-wave inversion and consequences on seismic site response analyses, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 29. No. 6, p. 982 – 993.
- 61. Foti, S., Sambuelli, L., Socco, V., and Strobbia, C., 2002, Spatial sampling issues in f-k analysis of surface waves, Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), Las Vegas, Nevada, pp. 11.
- 62. Foti, S., Sanmbuelli, L., Socco, L., V., and Strobbia, C., 2003, *Experiments of joint acquisition* of seismic refraction and surface wave data, Near Surface Geophysics, p. 119 129.

- Gabriels, P., Snieder, R., and Nolet, G., 1987, In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves, Geophysical Prospecting. Vol. 35, p. 187 – 196.
- 64. Ganji, V., Gucunski, N., and Nazarian, S., 1998, Automated inversion procedure for spectral analysis of surface waves, Journal of Geotechnical Engineering, (ASCE), Vol. 124, No 8, pp. 757-770.
- 65. **Gilbert, F., Backus, G. E., 1966**, *Propagation matrices in elastic wave and variation problems*, Geophysics, Vol. 31, p. 326 332.
- 66. Glangeaud, F., Mari, J., L., Lacoume, J., L., Mars, J., and Nardin, M., 1999, Dispersive seismic waves in geophysics. Eur. J. Environ. Eng. Geophys. Vol. 3, 265–306.
- 67. **Gucunski, N., and Woods, R., D., 1992**, *Numerical simulation of the SASW test*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 11, No 4, p. 213 227.
- 68. **Guitton, A., and Symes, W., W., 2003**, *Robust inversion of seismic data using the Huber norm*, Geophysics 68, No 4, p. 1310 1319.
- 69. **Haeni, F., P., Grantham, D., G. and Ellefsen, K., 1987**, *Microcomputer-based version of Sipt-. A program for the interpretation of seismic-refraction data*. Open file report 87-103-A. Harford, Connecticut.
- 70. Hamdan, H., Kritikakis, G., Vafidis, A., and Manoutsoglou E., 2007, The role of geophysical methods in salt-water intrusion mapping for strongly karst formations, a case study at Stylos, Chania, Greece, Proceedings of the «13th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics», 3–5 September 2007, Istanbul, Turkey. P12.
- 71. **Haskell, N. A., 1953**, *The dispersion of surface waves in multi-layered media*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 43, p. 17 34.
- 72. Hayashi, C., Tamura, M., Hirade, T., Adhikari, N., K., and Shizhou, Y., 2008, Application of surface-wave method to the evaluation of local site effect of 2007 Noto earthquake, Proceedings of SAGEEP, pp. 1232 –1239.
- 73. Hayashi, K., and Suzuki, H., 2001, Surface wave propagation in two-dimensional models and its application to near-surface S-wave velocity delineation, In EAGE 63rd Conference and Technical Exhibition, Amsterdam, The Netherlands, 11 – 15 June, pp. 8.
- 74. **Hayashi, K., and Suzuki, H., 2002**, *CMP analysis of multi-channel and multi-shot surface-wave data*, SEG expanded abstracts, Vol. 21, p. 2431
- Heisey, J., S., Stokoe II, K., H., and Meyer, A., H., 1982, Moduli of pavement systems from Spectral Analysis of Surface Waves, Transp. Res. Rec., Vol. 852, Washington D.C., p. 22-31.
- 76. Hering, A., Misiek, R., Gyulai, A., Ormos, T., Dobroka, M., and Dersen, L., 1995, A joint inversion algorithm to process geoelectrical and surface wave seismic data, Geophysical Prospecting, Vol. 43, p. 135 156.
- 77. Herrmann, R., and Ammon, C., J., 2002, Computer Programs in Seismology Ver. 3.30 (ed. Herrmann R.), Surface Wave, Receiver Functions and Crustal Structure, St. Louis University.
- 78. **Hiltunen, D., R., and Gucunski, N., 1994**, *Annotated bibliography on SASW in Geophysical characterization of sites*, ISSMFE Technical Committee #10, edited by R.D. Woods, Oxford Publishers, New Delhi.

- 79. **Hiltunen, D., R., and Woods, R., D., 1990**, *Variables affecting the testing of pavements by the surface wave method*, Transp. Res. Rec., Vol. 1260, p. 42-52.
- Hisada, Y., 1994, An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths. Part I, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 84, p. 1456 – 1472.
- Hisada, Y., 1995, An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths. Part II, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 85, p. 1080 – 1093.
- 82. **Horike, M., 1985**, *Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized area*, J. Phys. Earth, Vol. 33, p. 59-96.
- 83. Huber, 1981, *Robust Statistics*, John Wiley & Sons, New York.
- 84. **Hunaidi, O., 1998**, Evolution-based genetic algorithms for analysis of non-destructive surface wave test on pavements, NDT&E International, Vol. 31, No. 4, p. 273 280.
- 85. Hunter, J., A., Benjumea, B., Harris, J., B., Miller, R., D., Pullan, Sear., E., Burns, R., A., and Good, R., L., 2002, Surface and downhole shear wave seismic methods for thick soil site investigations, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 22, p. 931 - 941.
- 86. Hutchinson, J., P., Teschke, J., B., Zollinger, M., K., and Dereume, M., J., 2008, Field applicability of MASW data, Proceedings of SAGEEP, pp. 1226 1231.
- 87. **Ι.Γ.Μ.Ε., 1956,** *Γεωλογικός. Χάρτης 1:50.000 ΦΥΛΛΟ ΠΛΑΤΑΝΙΑΣ*, Φ.Χ. ΙΓΜΕ 302, Χαρτηγράφηση: Dr Martini, J., H.
- 88. **Ι.Γ.Μ.Ε., 1969,** *Γεωλογικός. Χάρτης 1:50.000 ΦΥΛΛΟ ΑΛΙΚΙΑΝΟΥ*, Φ.Χ. ΙΓΜΕ 306, Χαρτηγράφηση: Dr Τατάρης, Α., Α.
- 89. **Ι.Γ.Μ.Ε., 1971,** *Γεωλογικός. Χάρτης 1:50.000 ΦΥΛΛΟ ΧΑΝΙΑ*, Φ.Χ. ΙΓΜΕ 303, Χαρτηγράφηση: Dr Καραγεωργίου, Δ., Ε., Στρωματωγραφία: Τσάλα-Μονόπωλη Σ.
- Inazaki, T., Hayashi, K., Watanabe, F., Matsuo, K., and Tokumaru, T., 2008, Ground truth verification of an integrated geophysical investigation for the assessment of an earthen levee, Proceedings of SAGEEP, pp. 731 – 738.
- 91. Ivanov, J., Miller, R., D., Lacombe, P., Johnson, C., D., and Lane, J., W., Jr., 2006, Delineating a shallow fault zone and dipping bedrock strata using multichannel analysis of surface waves with a land streamer, Geophysics, Vol. 71, No. 5, p. A39 – A42.
- 92. Ivanov, J., Park, B., C., Miller, D., R., Xia, J., and Overton R., 2001, Modal Separation Before Dispersion Curve Extraction by MASW Method, Proceedings of the SAGEEP 2001, Denver, Colorado, pp. 11.
- 93. Ivanov, J., Park, C., B., Miller, D., R., and Xia, J., 2000, Mapping Poisson's ratio of unconsolidated materials from a joint analysis of surface-wave and refraction events, Proceedings of SAGEEP, pp. 9.
- 94. Jin, X., Luke, B., and Louie, J., 2006, Comparison of Rayleigh wave dispersion relations from three surface wave measurements in a complex-layered system, Proceedings, GeoCongress, ed. DeGroot, J., D., DeJong, T., J., Frost, D., J., and Baise, G., L,. American Society of Civil Engineers, Reston, VA, pp. 6.
- 95. **Jones, R., 1955**, *A vibration method for measuring the thickness of concrete road slabs in situ*, Magazine of Concrete Research, Vol. 7, No. 20, p. 97-102.

- 96. **Jones, R., 1962**, *Surface wave technique for measuring the elastic properties and thickness of roads*, Theoretical development, British Journal of Applied Physics, Vol. 13, p. 21-29.
- 97. **Jongmans, D., 1991**, *L'influence des stractures geologiques sur l' amplification des ondes sismiques,* PhD thesis, University of Liege, Belgium.
- Jongmans, D., and Demanet, D., 1993, The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for estimating the dynamic characteristics of soils, Engineering Geology, Vol. 34, p. 105 – 113.
- Kalogeras, S., I., and Burton, W., P., 1996, Shear-Wave Velocity Models From Rayleigh-Wave Dispersion In the Broader Aegean Area, Geophysical Journal International, Vol. 125, p. 679 – 695.
- 100. Kanli, A., I., Tildy, P., Pronay, Z., Pinar, A., and Hermann, L., 2006, Vs<sup>30</sup> mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey, Geophysical Journal International, Vol. 165, p. 223 235.
- 101. Karagianni, E., E., Panagiotopoulos, G., D., Papazachos, B., C., and Burton, W., P., 1999, *A* study of shallow crustal structure in the Mygdonia Basin (N. Greece) based on the dispersion curves of Rayleigh waves, Journal of the Balkan Geophysical Society, Vol. 2, No. 1, p. 3 14.
- 102. **Karray, M., and Lefebvre, G., 2009**, *Techniques for mode separation in Rayleigh wave testing*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 29, p. 607 619.
- 103. Kaufmann, R., D., Xia, J., Benson, R., C., Yuhr, L., B., Casto, W., D., and Park, C., B., 2005, Evaluation of MASW data acquired with a hydrophone streamer in a shallow marine environment, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol. 10, Issue 2, pp. 87-98.
- Kausel, E., 2005, Waves propagation modes: From simple systems to Layered Soils, in Lai, G., C., and Wilmanski, K., edition, Surface waves in geomechanics: Direct and inverse modeling for soil and rocks, Springer Wien, New York, p. 165 – 202.
- 105. Kausel, E., and Roësset, M., J., 1981, *Stiffness matrices for layered soils*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 71, p. 1743 1761.
- 106. Kayen, R., Seed, R., B., Moss, R., E., Cetin, O., Tanaka, Y., and Tokimatsu, K., 2004, Global shear wave velocity database for probabilistic assessment of the initiation of seismic-soil liquefaction, DRAFT for 11<sup>th</sup> International Conference on Soil Dynamics & Earthquake Engineering, Berkeley.
- 107. **Kennett, L., N., B., 1974**, *Reflection, rays, and reverberations*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 64, p. 1685 1696.
- 108. **Kennett, L., N., B., 1983**, *Seismic Wave Propagation in Stratified Media*, Cambridge University Press, pp. 342.
- Kim, D., and Park, H., C., 2002, Determination of dispersive phase velocities for SASW method using harmonic wavelet transform, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 22, p. 675 – 684.
- 110. Klein, G., Bohlen, T., Theilen, F., Kugler, S., and Forbriger, T., 2005, Acquisition and inversion of dispersive seismic waves in shallow marine environments, Marine Geophysical Research, Vol. 26, p. 287 315.
- 111. **Knopoff, L., 1964**, *A matrix method for elastic wave problems*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 54, p. 431 438.

- 112. Κρητικάκης, Γ., 2000, Συμβολή των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην εκτίμηση των μηχανικών ιδιοτήτων του υπεδάφους, Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, σελ. 211.
- 113. Κρητικάκης, Γ., 2001, Εκτίμηση της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων και των δυναμικών μηχανικών παραμέτρων από καταγραφές επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, Μεταπτυχιακή εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, σελ. 177.
- 114. Κρητικάκης, Γ., Βαφείδης, Α., Gourry, J., C., 2004a, Ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και εφαρμογή σε χώρο απόθεσης απορριμμάτων στη Β. Ιταλία και στη βιομηχανική περιοχή Porto Petroli, Genoa, Πρακτικά του 10<sup>ου</sup> Διεθνούς Συνεδρίου της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 15 – 17 Απριλίου, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα. σελ. 1234 – 1243.
- 115. Κρητικάκης, Γ., Βαφείδης, Α., Λούης, Ι., 2004b, Εκτίμηση Ταχυτήτων Διάδοσης Εγκαρσίου Κύματος από Καταγραφές Επιφανειακών Κυμάτων Rayleigh, Τεχνικά Χρονικά, Τόμος 24, Σειρά Ι, Τεύχος 2-3, σελ. 101-111.
- 116. Kritikakis, G., and Vafidis, A., 2002, Combination of refraction method and surface wave analysis for the estimation of dynamic mechanical properties of soils, Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Congress of Balkan Geophysical Society, June 24 –28, Sofia, Bulgaria. p. 87 – 88.
- 117. Kritikakis, G., Economou, N., Hamdan, H., Spanoudakis, N., Antoniou, A., Vafidis, A., Bano, M., Pasadakis, N., and Gourry, J.C., 2006, Contribution of the geophysical methods in delineating soil contamination, Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Conference «Advances in Mineral Resources Management and Environmental Geotechnology (AMIREG)», 25 – 27 September, Chania, Greece. p. 129 – 134.
- 118. Kritikakis, G., Vafidis, A., Agioutantis, Z., Andronikidis, N., and Kanaris, D., 2009, Contribution of the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) method in the geotechnical characterization of soils, Proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Conference «Advances in Mineral Resources Management and Environmental Geotechnology (AMIREG)», 7 – 9 September, Athens, Greece. (accepted for publication)
- 119. Kugler, S., Bohlen, T., Bussat, S., and Klein, G., 2005, Variability of Scholte-wave dispersion in shallow-water marine sediments, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol. 10, Issue 2, pp. 203 – 218.
- 120. Kugler, S., Bohlen, T., Forbriger, T., Bussat, S., and Klein, G., 2007, Scholte-wave tomography for shallow-water marine sediments, Geophysical Journal International, Vol. 168, p. 551 570.
- 121. Kuzmic, P., Hill, C., and Janc, J., 2004, *Practical robust fit of enzyme inhibition data*, Methods in enzymology, Vol. 383, p. 366-381.
- 122. Lai, C., G., and Rix, G., J., 1998, Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near surface characterization, Research Report, Georgia Institute of Technology, Atlanta, Georgia, pp. 370.
- 123. Lai, C., G., Rix, G., J., Foti, S., and Roma, V., 2002, Simultaneous measurement and inversion of surface wave dispersion and attenuation curves, Soil Dynamics & Earthquake Engineering, Vol. 22, p. 923-930.
- 124. Lai, G., C., 2005, Surface waves in dissipative media: forward and inverse problem, in Lai, G., C., and Wilmanski, K., edition, Surface waves in geomechanics: Direct and inverse modeling for soil and rocks, Springer Wien, New York, p. 74 – 163.

- 125. Lai, G., C., and Wilmanski, K, (editors) 2005, Surface waves in geomechanics: direct and inverse modeling for soils and rocks, International Centre for Mechanical Sciences, Courses and Lectures No. 481, Springer Wien, New York.
- 126. Lai, G., C., Foti, S., and Rix, J., G., 2005, Propagation of data uncertainty in surface wave inversion, Journal of Environmental & Engineering Geophysics, Vol. 10, p. 219 – 228.
- 127. Lane W., J., Ivanov, J., Day-Lewis D., F., Clemens, D., Patev, R., and Miller, D., R., 2008, Levee evaluation using MASW: Preliminary findings from the Citrus Lakefront levee, New Orleans, Luisiana, Proceedings of SAGEEP, pp. 703 – 712.
- 128. Lay, T., and Wallace, C., T., 1995, *Modern Global Seismology*, International Geophysics Series, Vol. 58, Academic Press, pp. 521.
- 129. Levenberg, K., 1944, A method for the solution of certain nonlinear problems in least squares, Quant. Appl. Math., Vol. 2, p. 164 – 168.
- Lin, C., P., and Lin, C., H., 2007, Effect of lateral heterogeneity on surface wave testing: Numerical simulations and a countermeasure, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 27, p. 541 – 552.
- 131. Lin, Ch., P., Chang, Ch., Ch., and Chang, Tz., Sh., 2004, The use of MASW method in the assessment of soil liquefaction potential, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 24, p. 689 - 698.
- 132. Lines L., R., and Treitel S., 1984, Tutorial: A review of least-squares inversion and its aplicatrion to geophysical problems, Geophysical prospecting, Vol. 32, p. 159 186.
- 133. Loke, M., Acwirth, I., and Dahlin, T., 2003, A comparison of smooth and blocky inversion methods in electrical imaging surveys, Exploration Geophysics, Vol. 34, No 3, p. 182-187.
- 134. Loke, M., H., and Barker, R., D., 1996a, Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, Geophysical Prospecting, Vol. 44, p. 131 – 152.
- 135. Loke, M., H., and Barker, R., D., 1996b, Practical techniques for 3D resistivity surveys and data *inversion*, Geophysical Prospecting, Vol. 44, p. 499 523.
- 136. Loke, M., H., and Dahlin, T., 1997, A combined Gauss-Newton and Quasi-Newton inversion method for the interpretation of apparent resistivity pseudosections, 3rd Meeting of the Environmental and Engineering Geophysics Society - European Section, Sept. 1997, Aarhus, Denmark.
- 137. Loke, M., H., and Dahlin, T., 2002, A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion, Journal of Applied Geophysics, Vol. 49, p. 149 162.
- Louie, J., N., 2001, Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 91, No. 2, p. 347-364.
- 139. Lu, L., and Zhang, B., 2006, Inversion of Rayleigh Waves Using a Genetic Algorithm in the Presence of a Low-Velocity Layer, Acoustical Physics, Vol. 52, No. 6, pp. 701 – 712.
- 140. Lu, L., Wang, C., and Zang, B., 2007, Inversion of multimode Rayleigh waves in the presence of a low-velocity layer: numerical and laboratory study, Geophysical Journal International, Vol. 168, p. 1235 – 1246.
- 141. Luco, J., E., and Aspel, R., J., 1983, On the Green's functions for a layered half space. Part I, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 73, p. 909 – 929.
- 142. Luke, B., Taylor, W., Calderón-Macías, C., Jin, X., Murvosh, H., and Wagoner, J., 2008, Characterizing anomalous ground for engineering applications using surface-based seismic methods, The Leading Edge, Vol. 27, p. 1544 – 1549.
- 143. Luo, Y., Xia J., Liu, J., Xu, Y., and Liu, Q., 2008a, Generation of a pseudo-2D shear-wave velocity section by inversion of a series of 1D dispersion curves, Journal of Applied Geophysics, Vol. 64, p. 115 – 124.
- 144. Luo, Y., Xia J., Liu, J., Xu, Y., and Liu, Q., 2009a, Research on the middle-of-receiver-spread assumption of the MASW method, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 29, p. 71 – 79.
- 145. Luo, Y., Xia J., Miller D., R., Xu, Y., Liu, J., and Liu, Q., 2008b, Rayleigh-wave dispersive energy imaging using high-resolution linear Radon transform, Pure and Applied Geophysics, Vol. 165, p. 903 – 922.
- 146. Luo, Y., Xia, J., Liu, J., Liu, Q., and Xu, S., 2007, Joint inversion of high-frequency surface waves with fundamental and higher modes, Journal of Applied Geophysics, Vol. 62, p. 375 – 384.
- 147. Luo, Y., Xia, J., Xu, Y., Zeng, C., Miller, D., R, and Liu, Q, 2009b, *Dipping-interface mapping using mode-separated Rayleigh waves*, Pure and Applied Geophysics, Vol. 166, p. 353 374.
- 148. Luo, Y., Xu, Y., Liu, Q., and Xia J., 2008c, Rayleigh-wave dispersive energy imaging and mode separating by high-resolution linear Radon transform, The Leading Edge, Vol. 27, No 11, p. 1536 – 1542.
- 149. Μανάκου, Μ., Αποστολίδης Π., Ραπτάκης, Δ., Πιτιλάκης, Κ., 2006, Προσδιορισμός της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων (Vs) με τη χρήση μικροθορύβου στη Μυγδονία λεκάνη ,Πρακτικά του 5<sup>ου</sup> Συνεδρίου Γεωτεχνικής & Γεωπεριβαλλοντικής Μηχανικής, Ξάνθη, 7 σελ.
- 150. Manakou, V., M., Raptakis, G., D., Chávez-García, J., F., Apostolidis I., P., and Pitilakis, D., K., 2010, 3D soil structure of the Mygdonian basin for site response analysis, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, doi:10.1016 / j.soildyn.2010.04.027 (in press).
- 151. **Marquardt, D. W., 1963**, *An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters*, J. Soc. Indus. Appl. Math., Vol. 2, p. 431 441.
- 152. Mars, I., J., Glangeaud, F., and Mari, L., J., 2004, Advanced signal processing tools for dispersive waves, Near Surface Geophysics, p. 199 210.
- 153. Matthews, M., C., Hope, V., S., and Clayton, C., R., I., 1996, *The use of surface waves in the determination of ground stiffness profiles*, Proc. Instn. Civ. Engrs. Geotech. Engng., Vol. 119, p. 84-95.
- 154. McMechan, G. A., and Yedlin, M. J., 1981, Analysis of dispersive waves by wave field transformation, Geophysics, Vol. 46, p. 869 874.
- 155. **Meju, A., 1994**, *Geophysical data analysis: Understanding inverse problem. Theory and practice*, Society of Exploration Geophysicists, pp. 296.
- 156. Menke, W., 1984, Geophysical data analysis: Discrete inverse theory, Academic Press.

- 157. Miller, R., D., Park, C., B., Ivanov, J., Xia, J., Laflen, D., R., and Gratton, C., 2000, MASW to investigate anomalous near-surface materials at the Indian refinery in Lawrenceville, Illinois, Kansas Geological Survey, Open – file report No 4.
- 158. Miller, R., D., Xia, J., Park, C., B., and Davis, J., C., 1999a, Seismic techniques to delineate dissolution features in the upper 1000 ft at a power plant site, Kansas Geological Survey, SEG, Expanded Abstracts, p. 492 – 495.
- 159. **Miller, R., D., Xia, J., Park, C., B., and Ivanov, J., 2001**, *Shear wave velocity field to detect anomalies under asphalt*, Presented at the 52<sup>nd</sup> Highway Geology Symposium, May 16, Baltimore, Maryland. pp.10.
- 160. Miller, R., D., Xia, J., Park, C., B., and Ivanov, J., M., 1999b, *Multichannel analysis of surface waves to map bedrock*, The Leading Edge, Vol. 18, p. 1392 1396.
- 161. Miller, R., D., Xia, J., Park, C., B., Ivanov, J., and Williams, E., 1999c, Using MASW to map bedrock in Olathe, Kansas, Kansas Geological Survey, SEG, Expanded Abstracts, Vol. 18, p. 433 – 436.
- 162. **Misiek, R., 1996**, *Surface waves: Application to lithostructural interpretation of near-surface layers in the meter and decameter range*, PhD thesis, University of Ruhr, Bochum, Germany.
- 163. Misiek, R., Liebig, A., Gyulai, A., Ormos, T., Dobroka, M., Dresen, L., 1997, A joint inversion algorithm to process geoelectrical and surface wave seismic data. Part II, Geophysical Prospecting, Vol. 45, p. 65 85.
- 164. Mokhtar, T., A., Herrmannt, R., and Russell, D., R., 1988, Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves, Geophysics, Vol. 53, p. 1379-1387.
- 165. Nagai, K., O'Neill, A., Sanada, Y., and Ashida, Y., 2005, Genetic Algorithm Inversion of Rayleigh Wave Dispersion from CMPCC Gathers Over a Shallow Fault Model, Journal of Environmental & Engineering Geophysics, Vol. 10, p. 275 – 286.
- 166. Nasseri-Moghaddam, A., 2006, Study of the effect of lateral inhomogeneities on the propagation of Rayleigh waves in an elastic medium, PhD thesis, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, Canada.
- 167. Nasseri-Moghaddam, A., Cascante, G., Phillips, C., and Hutchinson, D., J., 2007, Effects of underground cavities on Rayleigh waves – Field and numerical experiments, Soil Dynamics & Earthquake Engineering, Vol. 27, p. 300-313.
- 168. **Nazarian, S., 1984**, *In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement system by spectral-analysis-of-surface-waves method*, Ph.D. thesis, University of Texas, Austin, U.S.A.
- 169. Nazarian, S., Stokoe II, K.H., and Hudson, W.R., 1983, Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems, Transp. Res. Rec. Vol. 930, Washington DC, p. 38 45.
- 170. Nazarian, S., Stokoe II, K.H., Briggs, R.C., and Rogers, R., 1987, Determination of pavement layer thicknesses and moduli by SASW method, Transp. Res. Rec., Vol. 1196, Washington DC, p. 133 150.
- 171. Norris, W., M., and Faichney, K., A., 2002, SEG Y rev 1 Data Exchange format, Society of Exploration Geophysicists, pp. 46.
- 172. **Novotný, O., 1976**, *Methods of computing the partial derivatives of dispersion curves*, Pure and Applied Geophysics, Vol. 114, p. 765 775.

- 173. Novotný, O., Mufti, I., and Vicentini, A., G., 2005, Analytical partial derivatives of the phaseand group-velocities for Rayleigh waves propagating in a layer on a halfspace, Stud. Geoph. Geod., Vol. 49, p. 305 – 321.
- 174. **O'Neill, A., 2003**, *Full-waveform reflectivity for modeling, inversion and appraisal of seismic surface wave dispersion in shallow site investigations*, PhD thesis, The University of Western Australia, Australia.
- 175. O'Neill, A., 2004, Shear velocity model appraisal in shallow surface wave inversion: Proc. ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, Viana da Fonseca, A., and Mayne, P.W. (eds.), Millpress, Rotterdam, p. 539 – 546.
- 176. **O'Neill, A., 2005**, *Seismic surface waves special issue guest editorial*, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol. 10, No. 2, p. 67 85.
- 177. **O'Neill, A., and Matsuoka, T., 2005**, *Dominant higher surface-waves modes and possible inversion pitfalls*, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol. 10, No 2, p. 185 201.
- 178. **O'Neill, A., Campbell, T., and Matsuoka, T., 2008**, *Lateral resolution and lithological interpretation of surface-wave profiling*, The Leading Edge, Vol. 27, p. 1550 1563.
- 179. **O'Neill, A., Safani, J., and Matsuoka, T., 2006**, *Surface waves and landstreamers: Testing and results*, Australian Earth Science Convention, Melbourne Australia 2-6 July, pp. 8.
- 180. **Okada, H., 2003**, *The microtremor survey method*, Geophysical monograph series, No. 12, published by Society of Exploration Geophysicists (SEG), Tulsa.
- 181. Pancha, A., Anderson, G., J., Louie, N., J., and Pullammanappallil, K., S., 2008, Measurement of shallow shear wave velocity at a rock site using the ReMi technique, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 28, p. 522 – 535.
- 182. Παπαδόπουλος, Ν., 2006, Ανάπτυξη αλγόριθμων για την τρισδιάστατη αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων που προέρχονται από αρχαιολογικούς χώρους, Διδακτορική διατριβή, Τομέας Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Πολυτεχνική Σχολή Α.Π.Θ., pp. 285.
- 183. Παπακωνσταντίνου, Κ., 2004, Μελέτη των μηχανικών παραμέτρων του εδάφους με τη χρήση σεισμικών μεθόδων και εργαστηριακών μετρήσεων, Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, σελ. 221.
- 184. Παπακωνσταντινου, Κ., Κρητικάκης, Γ., Βαφείδης, Α., Στειακάκης, Ε., 2005, Συνδυαστική Εφαρμογή Γεωφυσικών και Εργαστηριακών Μετρήσεων για τον Προσδιορισμό του Μέτρου Ακαμψίας Μαργαϊκού Σχηματισμού, Τεχνικά Χρονικά, Τόμος 25, Σειρά V, Τεύχος 1-2, σελ. 73-84.
- 185. Park, B., C., and Miller, D., R., 2008, Roadside passive Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW), Journal of Environmental & Engineering Geophysics, Vol. 13, p. 1 – 11.
- 186. Park, B., C., Miller, D., R., and Xia, J., 1996, *Multi-channel analysis of surface waves using Vibroseis*, SEG Expanded Abstracts, p. 68 71.
- 187. Park, B., C., Miller, D., R., and Xia, J., 1998a, Ground roll as a tool to image near-surface anomaly, SEG expanded abstracts, Vol. 23, p. 1437.
- 188. Park, C., B., and Miller, R., D., 2008, Imaging dispersion of passive surface waves with active scheme, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2008), Philadelphia, April 6-10, Proceedings on CD Rom.

- 189. Park, C., B., and Rydèn, N., 2007, Historical overview of the surface-wave method, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2007), Denver, April 1-5, Proceedings on CD Rom.
- 190. Park, C., B., Miller, R., D., and Xia, J., 1999, *Multichannel analysis of surface waves*, Geophysics, Vol. 64, p. 800 808
- 191. Park, C., B., Miller, R., D., and Xia, J., 2001, Offset and resolution of dispersion curve in multichannel analysis of surface waves (MASW), Proceedings of the SAGEEP 2001, Denver, Colorado, SSM4.
- 192. Park, C., B., Miller, R., D., Rydèn, N, Xia, J., and Ivanov, J., 2005a, Combined use of active and passive surface waves, Journal of Environmental & Engineering Geophysics, Vol. 10, p. 323 334.
- 193. Park, C., B., Miller, R., D., Xia, J., and Ivanov, J., 2004, *Imaging dispersion curves of passive surface waves*, SEG Expanded Abstracts, Vol. 23, p. 1357 1360.
- 194. Park, C., B., Miller, R., D., Xia, J., and Ivanov, J., 2005b, *Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) active and passive methods*, The Leading Edge, Vol. p. 60 64.
- 195. Park, C., B., Miller, R., D., Xia, J., Ivanov, J., Sonnichsen, V., G., Hunter, J., A., Good, R., L., Burns, R., A., and Christian, H., 2005c, Underwater MASW to evaluate stiffness of water-bottom sediments, The Leading Edge, Vol. 24, p. 724 – 728..
- 196. Park, C., B., Xia, J., and Miller, R., D., 1998b, Imaging dispersion curves of surface waves on multichannel record, SEG Expanded Abstracts, p. 1377 1380.
- 197. Parolai S., 2009, Determination of dispersive phase velocities by complex seismic trace analysis of surface waves (CASW), Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 29, p. 517 – 524.
- 198. Press, F., Harkrider, D., and Seafeldt., A., C., 1961, A fast, convenient program for computation of surface-wave dispersion curves in multilayered media, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 51, p. 495 502.
- 199. **Press, W. H., Teukosky, S. A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P., 1992**, *Numerical Recipes in Fortran*, 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press.
- 200. Puech, A., Rivoallan, X., and Cherel, L., 2004, The use of surface waves in the characterization of seabed sediments: development of a MASW system for offshore applications, Seatech Week, Brest, France, 21-22 October, pp. 17.
- 201. **Randall, J., M., 1967**, *Fast programs for layered half-space problems*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 57, p. 1299 1315.
- 202. Ραπτάκης, Δ., 1995, Συμβολή στον προσδιορισμό της γεωμετρίας και των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών και στη σεισμική απόκριση τους, Διδακτορική διατριβή, Πολυτεχνική σχολή Α.Π.Θ., Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών.
- 203. Ραπτάκης, Δ., 2001, Η Ταχύτητα Vs και η Επιρροή της στη Σεισμική Απόκριση, Πρακτικά 2ου Πανελλήνιου Συνεδρίου Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας, σελ. 75-86, 28-30 Νοεμβρίου, Θεσσαλονίκη.
- 204. **Ραπτάκης, Δ., και Μάκρα, Κ., 2008**, *Μετρήσεις Μικροθορύβου για την Εκτίμηση Εδαφικών* Προσομοιωμάτων με Εφαρμογή της Εναλλακτικής SPAC, 3° Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας, Αθήνα, Αρ. 1964, σελ. 18.

- 205. Ραπτάκης, Δ., Πιτιλάκης, Κ., Λοντζετίδης, Κ., 1993, Σεισμικές μέθοδοι στην εκτίμηση των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών, 2° Συνέδριο Συλόγου Γεωφυσικών Ελλάδας, 5-7 Μαίου, Φλώρινα.
- 206. Raptakis, D. and Makra, K., 2010, Shear wave velocity structure in western Thessaloniki (Greece) using mainly alternative SPAC method, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 30, pp. 202 214.
- 207. Raptakis, D., G., Chavez-Garcia, F., Makra, K., A. and Pitilakis, K., D., 2000, Site Effects at Euroseistest-I. 2D Determination of the Valley Structure and Confrontation of the Observations with 1D Analysis, Soil Dyn. and Earth. Eng., Vol. 19 (1), p. 1 – 22.
- 208. Raptakis, D., Lontzetidis, K., and Pitilakis, K., 1996, Surface Waves Inversion Method: A Reliable Method for the In Situ Measurements of Shear Wave Velocity, Proc. 4eme Colloque Nationale de Genie Parasismique et Aspects Vibratoires dans le Genie Civil, Vol. I, pp. 160-169, A.F.P.S, 10-12 April 1996, Paris, France.
- 209. Rix, J., G., 2005, Near-surface site characterization using surface waves, in Lai, G. C., Edition, Surface waves in geomechanics: Direct and inverse modeling for soil and rocks, Springer Wien, New York, p. 1 – 46.
- 210. Roth, M., and Holliger, K., 1999, Inversion of source-generated noise in high resolution seismic data, The Leading Edge, Vol. 18, No 12, p. 1402 1406.
- 211. **Russell, D., R., 1987**, *Multichannel processing of dispersed surface waves*, PhD thesis, Saint Louis University.
- 212. **Rydèn, N., 2004**, *Surface wave testing of pavements*, PhD thesis, Department of Engineering Geology, Lund Institute of Technology, Lund University, pp. 139.
- 213. Rydèn, N., and Mooney A., M., 2009, Analysis of surface waves from the light weight deflectometer, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 29, p. 1134 1142.
- 214. Rydèn, N., and Park, B., C., 2006, Fast simulated annealing inversion of surface waves on pavement using phase-velocity spectra, Geophysics, Vol. 71, No. 4, p. R49 R58.
- 215. **Sasaki, Y., 2004**, *Three-dimensional inversion of static-shifted magnetotelluric data*, Earth Planets Space, Vol. 56, p. 239 248.
- 216. Scales, A., J., Gersztenkorn, A., Treitel, S., and Lines, R., L., 1988, *Robust optimization methods in geophysical inverse Theory*, SEG Expanded Abstracts, Vol. 7, p. 827 830.
- 217. Schwab, F., and Knopoff, L., 1970, *Surface-wave dispersion computation*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 60, p. 321 344.
- 218. Schwab, F., and Knopoff, L., 1971, *Surface waves on multilayered anelastic media*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 61, p. 893 912.
- 219. Schwab, F., and Knopoff, L., 1972, *Fast surface wave and free mode computations*, in Bolt, B. A., Edition, Methods in computational physics, Academic Press, p. 87 180.
- 220. Sheriff, R. E., and Geldart, L. P., 1995, *Exploration Seismology*, 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press.
- 221. Shtivelman, V., 2004, Estimating seismic velocities below the sea-bed using surface waves, Near Surface Geophysics, p. 241-247.
- 222. Smith, T., and Booker, J., 1988, Magnetotelluric inversion for minimum structure, Geophysics 53, No 12, p. 1565 1576

- 223. Smith, T., Hoversten, M., Gasperikova, E., and Morrison, F., 1999, Sharp boundary inversion of 2D magnetotelluric data, Geophysical Prospecting, Vol. 47, p. 469 486.
- 224. Socco, L., V., Strobbia, C., and Foti, S, 2002, *Multimodal interpretation of surface wave data*, Proc. 8th Meeting EEGS-ES, Aveiro, Portugal, pp. 5.
- 225. Socco, V., and Boeiro, D., 2008, Improved Monte Carlo inversion of surface wave data, Geophysical Prospecting, Vol. 56, p. 357 371.
- 226. Socco, V., L., and Strobbia, C., 2003, *Extensive modeling to study surface wave resolution*, Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), San Antonio, TX, p. 1312 – 1319.
- 227. Socco, V., L., and Strobbia, C., 2004, Surface-wave method fir near-surface characterization: a tutorial, Near Surface Geophysics, p. 165 – 185.
- 228. Song, X., and Gu, H., 2007, Utilization of multimode surface wave dispersion for characterizing roadbed structure, Journal of Applied Geophysics, Vol. 63, p. 59 67.
- 229. Song, X., Gu, H., Liu, J., Zhang, X., 2007, Estimation of shallow subsurface shear-wave velocity by inverting fundamental and higher-mode Rayleigh waves, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 27, p. 599 607.
- 230. Song, X., Gu., H., Zhang, X., and Liu, J., 2008, Pattern search algorithms for nonlinear inversion of high-frequency Rayleigh-wave dispersion curves, Computers & Geosciences, Vol. 34, p. 611 624.
- 231. Song, Y., Y., Castagna, J., P., Black, R., A., and Knapp, R., W., 1989, Sensitivity of nearsurface shear-wave velocity determination from Rayleigh and Love waves, Technical Program with Biographies, SEG, 59th Annual Meeting, Dallas, TX, 509 – 512.
- 232. Steeples, D., W., Baker, C., S., and Schmeissner, C., 1999, *Toward the autojuggie: Planting* 72 geophones in 2 sec, Geophysical Research Letters, Vol. 26, p. 1085 – 1088.
- 233. Stokoe II, K. H., Wright, G. W., Bay, J. A., Roesset, J, M., 1994, Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Woods, R. D., Edition, Geophysical characterization of sites, Oxford Publishers.
- 234. **Strobbia, C., 2002**, *Surface wave methods acquisition, processing and inversion*, Ph.D. thesis, Technical University of Torino, pp. 317.
- 235. **Strobbia, C., and Foti, S., 2006**, *Multi-offset phase analysis of surface wave data (MOPA)*, Journal of Applied Geophysics, Vol. 59, p. 300 313.
- Suto, K, Wake-Dyster, K., and Li, H., 2006, A search for distribution of competent layers under tailings by Multi-channel Analysis of Surface Wave (MASW) – A case history, expanded abstract in Australian Earth Science Convention (AESC), p. 1 – 3.
- 237. Suzuki, H., and Hayashi, K., 2003,. Shallow S-wave velocity sounding using the microtremors array measurements and the surface wave method, Proceedings of SAGEEP, p. 1371-1376.
- 238. **Svensson, M., 2001**, *Application of the SASW-technique in geotechnical in-situ testing*, Ph.D. thesis, Lund University, pp. 162.
- 239. Takeuchi, H., and Saito, M., 1972, *Seismic surface waves*, in Bolt, B. A., Edition, Methods in computational physics, Academic Press, p. 217 295.

- 240. **Takeuchi, H., Dorman, J., and Saito, M., 1964**, *Partial derivatives of surface wave phase velocity with respect to physical parameter changes within the earth*, Journal of Geophysical Research, Vol. 69, p. 3429 3441.
- 241. **Tarantola, A., 1987**, *Inversion problem theory: methods for data fitting and model parameter estimation*, Elsevier Scientific Publ. Co, New York.
- 242. **Tarantola, A., 2005**, *Inversion problem theory: methods for data fitting and model parameter estimation*, SIAM, Philadelphia, USA.
- 243. **Tezcan, S., S., Keceli, A., and Ozdemir, Z., 2006**, *Allowable bearing capacity of shallow foundations based on shear wave velocity*, Geotechnical and Geological Engineering, Vol. 24, p. 203 218.
- 244. Thitimakorn, T., Anderson, N., Hoffman, D., and Ismail, A., 2006, A comparative analysis of 2-D MASW shear wave velocity profiling technique, Electronic Journal of Geotechnical Engineering (EJGE), Vol. 11, bundle A, pp. 15.
- 245. **Thomson, W. T., 1950**, *Transmission of elastic waves through a stratified solid*, Journal of Applied Physics, Vol. 21, p. 89 93.
- 246. Tian, G., Steeples, D., W., Xia, J., and Spikes, K., T., 2003, Useful resorting in surface wave method with the autojuggie, Geophysics, Vol. 68, p. 1906 1908.
- 247. **Tikhonov, A., 1963**, *Regularization of ill-posed problems*, Doklady Akad., Nauk, SSSR, 153, p. 1–6.
- 248. **Tokimatsu, K., Tamura, S., and Kojima, H., 1992**, *Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion*, Journal of Geotechnical Engineering, Vol. 118, p. 1529 1543.
- 249. **Tselentis G., A., and Delis G., 1998**, *Rapid assessment of S-wave profiles from the inversion of multichannel surface wave dispersion data*, Annali di Geofisica Vol. 41, p. 1 15.
- 250. Tsoflias, P., G., Ivanov, J., Anandakrishman, S., Miller, R., 2008, Use of active source seismic surface waves in glaciology, Proceedings of SAGEEP, pp. 1240 1243.
- 251. **Tsourlos, P., 1995**, *Modelling, interpretation and inversion of multielectrode resistivity survey data*, PhD thesis, University of York.
- 252. **Twomey, S., 1977**, An introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements, Elsevier Scientific Publ. Co, Amsterdam.
- 253. Vafidis, A., and Kritikakis, G., 2006, The application of the Multichannel Analysis of Surface Waves method (MASW) in Geotechnical Investigations, Proceedings of the «17<sup>th</sup> International Geophysical Congress & Exhibition by UCTEA», 14 – 17 November, Ankara, Turkey. p. 1 – 4.
- 254. Vafidis, A., Abramovici F., and Kanasewich, E., R., 1992, *Elastic wave propagation using fully vectorized high order finite differences*, Geophysics, Vol. 57, p. 218 232.
- 255. 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, p. 402 – 410.
- 256. Vafidis, A., Kanasewich, E., R., and Abramovici F., 1999, *Finite Differences in Wave Propagation,* In: Seismic imaging of in situ bitumen reservoirs and the properties of porous media (E.R. Kanasewich), Alberta Oil Sands Technology and Research Authority (AOSTRA) Technical Publication Series number 15, p 41 74.
- 257. Viktorov, I., A., 1967, Rayleigh and Lamb waves, Plenum Press, New York.

- 258. **Watabe, Y., and Sassa, S., 2008**, *Application of MASW technology to identification of tidal flat stratigraphy and its geoenvironmental interpretation*, Marine Geology, Vol. 252, p. 79-88.
- 259. Wathelet, M., 2005, Array recordings of ambient vibrations: Surface wave inversion, PhD thesis, University of Liège, pp.161.
- 260. Wathelet, M., Jongmans, D., and Ohrnberger, M., 2004, Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, Near Surface Geophysics, p. 211 221.
- 261. West, M., Gao, W., and Grand, S., 2004, A simple approach to the joint inversion of seismic body and surface waves applied to the southwest U.S., Geophysical Research Letters, Vol. 31, L16515, p. 1 4.
- 262. Wilken, D., Wölz, S., Müller, C., and Rabbel, W., 2009, FINOSEIS: A new approach to offshore-building foundation soil analysis using high resolution reflection seismic and Scholte-wave dispersion analysis, Journal of Applied Geophysics, Vol. 68, p. 117-123.
- Xia J., Miller, D., R., and Park, B., C., 2000a, Advantages of calculating shear-wave velocity from surface waves with higher modes, SEG Expanded Abstracts, Vol. 19, p. 1295 -1298.
- 264. Xia, J., Chen, C., Li, P.H., and Lewis, M.J., 2004a, Delineation of a collapse feature in a noisy environment using a multichannel surface wave technique, Geotechnique, Vol. 54, No. 1, p. 17 – 27.
- 265. Xia, J., Chen, C., Tian, G., Miller, R., and Ivanov, J., 2005, Resolution of high-frequency Rayleigh-wave data, Journal of Environmental & Engineering Geophysics, Vol. 10, p. 25 – 36.
- 266. Xia, J., Miller, D., R., and Xu, Y., 2008, Data resolution matrix and model resolution matrix for Rayleigh wave inversion using a damped least squares method, Pure and Applied Geophysics, Vol. 165, p. 1227 – 1248.
- 267. Xia, J., Miller, D., R., Park, B., C., and Ivanov, J., 2000b, Construction of 2-D vertical shearwave velocity field by the Multichannel Analysis of Surface Wave Technique, Proceedings of the SAGEEP, Arlington, Vancouver, Canada, p. 1197 – 1206.
- 268. Xia, J., Miller, D., R., Park, C., B., Hunter, A., J., and Harris, J., B., 2000c, Comparing shearwave velocity profiles from MASW with borehole measurements in unconsolidated sediments, Fraser River Delta, B.C., Canada, Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol. 5, Issue 3, pp. 1-13.
- 269. Xia, J., Miller, R., and Park, C., 1999a, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, Geophysics 64, No 3, p. 691 700.
- 270. Xia, J., Miller, R., Chen, C., and Ivanov, J., 2004b, Increasing horizontal resolution of geophysical models by generalized inversion, SEG expanded abstracts, Vol. 23, p. 1437 – 1440.
- 271. Xia, J., Miller, R., D., Park, C., B., and Tian, G., 2002b, Determining Q of near-surface materials from Rayleigh waves, Journal of Applied Geophysics, Vol. 51, No. 2-4, p. 121 129.
- 272. Xia, J., Miller, R., D., Park, C., B., Hunter, J., A., and Harris, J., B., 1999b, Evaluation of the MASW technique in unconsolidated sediments, Kansas Geological Survey, SEG, Expanded Abstracts, Vol. 18, p. 437 440.

- 273. Xia, J., Miller, R., Park, B., C., and Ivanov, J., 2004c, Utilization of high-frequency Rayleigh waves in near-surface geophysics, The Leading Edge, Vol. 23, p. 753 759.
- 274. Xia, J., Miller, R., Park, B., C., and Tian, G., 2003, *Inversion of high frequency surface waves* with fundamental and higher mode, Journal of Applied Geophysics, Vol. 52, p. 45 – 57.
- 275. Xia, J., Nyqyist, E., J., Xu, Y., Roth, JS., M., and Miller, D., R., 2007a, *Feasibility of detecting near-surface feature with Rayleigh-wave diffraction*, Journal of Applied Geophysics, Vol. 62, p. 244 – 253.
- 276. Xia, J., Xu, Y., and Miller D., R., 2007b, Generating an Image of Dispersive Energy by Frequency Decomposition and Slant Stacking, Pure and Applied Geophysics, Vol, 164, No 9, p. 941 – 956.
- 277. Xia, J., Xu, Y., Chen, C., Kaufmann, D., R., and Luo, Y., 2006, Simple equations guide highfrequency surface-wave investigation techniques, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 26, p. 395 – 403.
- Xu, C., and Butt, D., S., 2006, Evaluation of MASW techniques to image steeply dipping cavities in laterally inhomogeneous terrain, Journal of Applied Geophysics, Vol. 59, p. 106 – 116.
- 279. Xu, Q., C., J., Butt, D., S., and Ryall., C., J., P., 2008, Seismic Rayleigh wave method for localizing and imaging subsurface cavities in extensively exploited districts, Proceedings of SAGEEP, pp. 662–678.
- 280. Xu, Y., Xia, J., and Miller, D., R., 2006, *Quantitative estimation of minimum offset for multichannel surface-wave survey with actively exciting source*, Journal of Applied Geophysics, Vol. 59, p. 117 – 125.
- 281. Xu, Y., Xia, J., and Miller, D., R., 2009, Approximation to cutoffs of higher modes of Rayleigh waves for a layered earth model, Pure and Applied Geophysics, Vol. 166, p. 339 351.
- 282. Yamanaka, H., 2005, Comparison of Performance of Heuristic Search Methods for Phase Velocity Inversion in Shallow Surface Wave Method, Journal of Environmental & Engineering Geophysics, Vol. 10, p. 163 – 173.
- 283. Yamanaka, H., and Ishida, H., 1996, Application of genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 86, p. 436 – 444.
- 284. Yeluru, M., P., Barker, S., G., Park, B., C., and Taylor, A., L., 2008, *Exploring MASW surveys* with random receiver arrays for future lunar exploration, Proceedings of SAGEEP, pp. 1244 1250.
- 285. **Yilmaz, O., 1987**, *Seismic data processing*, in Doherty M.S. Edition, Investigations in Geophysics, 2, Society of Exploration Geophysicists.
- 286. Yoon, S., and Rix, J., G., 2009, Near-Field Effects on Array-Based Surface Wave Methods with Active Sources, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 135, p. 399 – 406.
- 287. Yoon, S., and Rix, J., G., 2004, Combined active-passive surface wave measurements for nearsurface site characterization, Proceedings of SAGEEP, p. 1556-1564.
- 288. Yoon, S., and Rix, J., G., 2005, Active and passive surface wave measurements at the William Street Park site, using f-k methods, in Asten W., M., and Boore M., D., Edition, Blind

comparisons of shear-wave velocities at closely spaced sites in San Jose, California, USGS Open-file Report 1169, pp. 15.

- 289. Zhang, X., S., Chan, S., L., and Xia, J., 2004, The selection of field acquisition parameters for dispersion images from multichannel surface wave data, Pure and Applied Geophysics, Vol. 161, p. 185 – 201.
- 290. Zhang, X., S., Chan, S., L., Chen, Y., C., Dai, C., F., Shen, K., X., and Zhong, H., 2003, Apparent phase velocities and fundamental-mode phase velocities of Rayleigh waves, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 23, p. 563 – 569.
- Zywicki, D., J., 1999. Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves. Ph.D. thesis, Georgia Institute of Technology, School of Civil and Environmental Engineering, p. 236.
- 292. **Zywicky, J., D., and Rix, J., G., 2005**, *Mitigation of near-field effects for seismic surface wave velocity estimation with cylindrical beamformers*, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 131, p. 970 977.

# ΠΗΓΕΣ ΑΠΟ ΤΟ ΔΙΑΔΥΚΤΙΟ & ΑΛΛΕΣ ΠΗΓΕΣ

- [1] <u>http://www.masw.com/</u>
- [2] Loke, H., M., 2002, Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, pp. 124
- [3] **EN 1998**: Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance Part 1: General rules seismic actions and rules for buildings
- [4] **UBC, 1997**, Uniform Building Code, Volume 2. International Conference of Building Officials, Whittier (CA), pp. 492.
- [5] <u>http://www.ucl.ac.uk/~ucfbfsi/simons/CLASS/SurfaceWavesI.pdf</u>
- [6] **Βαφείδης, Α., 1993**, *Εφαρμοσμένη Γεωφυσική Ι: Σεισμικές Μέθοδοι*, Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
- [7] Εγχειρίδιο χρήσης Matlab<sup>™</sup>
- [8] SegyMat: http://sourceforge.net/projects/segymat/
- [9] Seismic-Lab: <u>http://seismic-lab.phys.ualberta.ca/index.html</u>
- [10] Simple Grid: http://firsacov.euro.ru/sgrid/intex.html
- [11] Βαφείδης, Α., 2007, Έκθεση συνδυαστικών αποτελεσμάτων της γεωφυσικής διασκόπησης και των γεωτρήσεων, Τεχνική Έκθεση στα πλαίσια του ερευνητικού έργου «Περιβάλλον – Πυθαγόρας ΙΙ: Ενίσχυση ερευνητικών ομάδων Πολυτεχνείου Κρήτης», Υποέργο 2: «Συνδυασμένη Γεωφυσική έρευνα για την ανίχνευση του μετώπου υφαλμύρωσης και την διαχείριση των υπόγειων νερών στην περιοχή Στύλος Χανίων», σελ. 123.
- [12] Εγχειρίδιο χρήσης SeisImager<sup>™</sup>

# ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

# ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΕΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΜΕΝΕΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ

S4-11

# Combination of refraction method and surface wave analysis for the estimation of dynamic mechanical properties of soils

G. Kritikakis and A. Vafidis

Applied Geophysics Lab., Dep. of Mineral Resource Eng., Technical Univ. of Crete, Chania, Greece E-mails: kritik@geoph.tuc.gr; vafidis@mred.tuc.gr

A geophysical method, which involves the determination of shear wave velocity from the ground roll, is presented and applied in a geotechnical project. The method involves planning and acquiring, not only surface wave data, but also seismic refraction data. The processing of refraction data results to the determination of P-wave velocity and thickness for each layer, whereas the S-wave velocity is obtained from the processing of Rayleigh surface waves. The determination of S-wave velocity involves wave field transformation in order to get dispersion curves, and application of an inversion scheme.

Recently, in seismic geophysical surveys, apart from the body waves, surface waves are also studied. In contrast to what is applied to body waves, the dispersion of surface waves is the major study topic. The wavefield transformation of Rayleigh surface waves is used for the determination of dispersion curves, which represent the variation of phase velocity of Rayleigh waves with frequency.

The phase velocity of Rayleigh waves, which propagate through a horizontally layered medium, is a function of the frequency and of four parameters of the medium: 1) The P-wave velocity, 2) the S-wave velocity, 3) the density and 4) the thickness of each layer (Schwab and Knopoff, 1972). S-wave velocity influences the dispersion curves much more than the rest parameters for a large frequency range (> 5 Hz) (Xia, et al., 1999).

Thus, through a procedure which includes transformation of wave field (slant stacking, FFT) and determination of a theoretical ground model (inversion scheme), it is possible to determine the distribution of S-wave velocity with the depth.

This procedure can be briefly described from three steps:

1. Acquisition of broadband ground roll data.

2. Creation of efficient and accurate algorithms, designed to extract Rayleigh wave dispersion curves from ground roll.

3. Development of a stable and efficient inversion algorithm to obtain near- surface Swave velocity profiles.

Not only the fundamental, but also higher order modes were present on the wavefield in frequency-slowness ( $\omega$ ,  $\rho$ ) domain (Fig. 1).

The acquisition of refraction and surface wave data took place at an area near the city of Chania (Greece), where a structure is going to be built. 14 Hz geophones and a 5 kg sledgehammer as source were used. The geophone spacing was 0.5 m and the minimum offset was set to 0.5 m. Even though the record length was only 204 ms, a broadband record of surface waves was acquired. The same record was used for both surface wave analysis and refraction data processing. The depth section deduced from refraction survey (Fig. 2) shows three layers.

3rd Balkan Geophysical Congress and Exhibition, 24-28 June, 2002, Sofia, Bulgaria

The fundamental dispersion curve was the input-in a proprietary inversion algorithm (Kritikakis, 2000), from which the distribution of S-wave velocity (Vs) with depth was estimated. Taking under consideration P-wave velocity, derived from refraction method, S-wave velocity, derived from surface wave analysis, density ( $\rho$ ) of the soil, deduced from soil specimens we calculated the dynamic Poisson's ratio ( $\nu$ ) and Young modulus (E) (Sheriff and Geldart, 1995). In Table 1, the final results deduced from the above-mentioned survey are presented.



Figure 1. Dispersion curves of Rayleigh surface waves. The fundamental and the 1st higher order mode are indicated with continuous and dashed lines, respectively. The horizontal axis represents the frequency (f) and the vertical axis, the phase slowness (p). The impact of notch filter at 50 Hz is appeared as loss of seismic energy at this range of frequency.



Figure2.: Results from refraction survey. Three clayey layers were located.

Layers	Vp (m/sec)	ρ (kg/m <sup>3</sup> )	Vs (m/sec)	v	E (MPa)
1	171	1620	48	0.457	10.9
2	395	1920	130	0.439	93.4
3	1209	2300	207	0.485	292.7

Table 1. Final results deduced from seismic survey and in situ acquisition of soil specimens.

## References

Kritikakis, G., 2000. Contribution of Rayleigh surface waves to the estimation of mechanical properties of subsurface (in Greek), Diploma thesis, Technical University of Crete, Laboratory of applied Geophysics, Department of Mineral Recourses Engineering, Chania.

Schwab, F. and Knopoff, L., 1972. Fast surface wave and free mode computations, Bolt, B. A., Edition, Methods in computational physics, Academic Press, 87 – 180.

Sheriff, R. E. and Geldart, L. P., 1995. Exploration Seismology, 2nd Edition, Cambridge University Press, ISBN 0-521-46282-7.

Xia, J., Miller, R. D. and Park, C. B., 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, Geophysics 64, No 3, 691–700.

# ΚΩΔΙΚΟΣ ΠΕΡΙΛΗΨΗΣ: GP15\_273

Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. ΧΧΧVΙ, 2004 Πρακτικά 10<sup>ου</sup> Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004 Bulletin of the Geological Society of Greece vol. XXXVI, 2004 Proceedings of the 10<sup>th</sup> International Congress, Thessaloniki, April 2004

## ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΧΩΡΟ ΑΠΟΘΕΣΗΣ ΑΠΟΡΡΙΜΜΑΤΩΝ ΣΤΗ Β. ΙΤΑΛΙΑ ΚΑΙ ΣΤΗ ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ PORTO PETROLI, GENOA

#### Κρητικάκης Σ. Γ.<sup>1</sup>, Βαφείδης Α.<sup>1</sup>, Gourry J. C.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, 73100, Πολυτεχνειούπολη, Χανιά, gkritik@mred.tuc.gr, vafidis@mred.tuc.gr

<sup>2</sup> BRGM Development Planning and Natural Risks Division, Orléans, France, jc.gourry@brgm.fr

#### ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το φαινόμενο της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων και ειδικότερα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, έχει αποτελέσει τα τελευταία χρόνια εφαλτήριο για την εφαρμογή σύγχρονων τεχνικών της γεωτεχνικής και περιβαλλοντικής γεωφυσικής. Στις μέρες μας, η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh χρησιμοποιείται ευρύτατα για τον προσδιορισμό των ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων.

Στην εργασία αυτή περιγράφεται κυρίως η μεθοδολογίας ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, ενώ παράλληλα παρουσιάζονται εφαρμογές της σε σεισμικά δεδομένα που προέρχονται από διασκοπήσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού προγράμματος HYGEIA, σε δύο περιβαλλοντικά επιβαρημένες περιοχές: α) στην περιοχή του Monfalcone στη βόρεια Ιταλία και β) στην βιομηχανική περιοχή Porto Petroli, στη Γένοβα.

Η μεθοδολογία αυτή αποδεικνύεται πολύ χρήσιμη στην οριοθέτηση του ετερογενούς εδάφους που περιέχει θαμμένα απορρίμματα στην περιοχή του Monfalcone και στην χαρτογράφηση του ανάγλυφου του υποβάθρου της βιομηχανικής περιοχής του Porto Petroli, μέσω του προσδιορισμού των ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων.

#### 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Είναι γνωστό ότι τα επιφανειακά σεισμικά κύματα παρουσιάζουν έντονο το φαινόμενο της διασποράς (dispersion), δηλαδή της εξάρτησης της ταχύτητας φάσης από τη συχνότητα. Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh σε οριζόντια στρωματωμένο εδαφικό μοντέλο εξαρτάται από τη συχνότητα και τέσσερις εδαφικές παραμέτρους (Schwab and Knopoff, 1972):

- Ταχύτητα των διαμηκών κυμάτων (P κύματα)
- Ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (S κύματα)
- Πυκνότητα των σχηματισμών
- Πάχος κάθε στρώματος

Η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων επηρεάζει την καμπύλη διασποράς περισσότερο από όλες τις άλλες εδαφικές παραμέτρους. Για το λόγο αυτό, χρησιμοποιώντας τεχνικές αντιστροφής, είναι δυνατό να προσδιοριστεί η κατανομή της ταχύτητας των S – κυμάτων συναρτήσει του βάθους, από την καμπύλη διασποράς Rayleigh.

Η πλευρική μεταβολή της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων προσδιορίζεται χρησιμοποιώντας τεχνικές roll along κατά την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών (Miller et al, 1999). Από κάθε καταγραφή κοινής πηγής και μετά την αντιστροφή της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς προκύπτει η ταχύτητα των S – κυμάτων συναρτήσει του βάθους. Τοποθετώντας τα αποτελέσματα από κάθε αντιστροφή στο κέντρο του αναπτύγματος πηγής - γεωφώνων προκύπτει η ψευδοτομή της ταχύτητας των S – κυμάτων.

Πολλές εφαρμογές προσδιορισμού της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων από σεισμικά δεδομένα επιφανειακών κυμάτων (Ραπτάκης, 1995, Stokoe et al., 1994, Misiek, 1996) έχουν αποδείξει την αξιοπιστία της μεθόδου αυτής. Τέλος, οι νέες τάσεις στο συγκεκριμένο αντικείμενο εισάγουν την παράμετρο της πλευρικής ανομοιογένειας της ταχύτητας στα εδαφικά μοντέλα (Misiek, 1996) για

τον χαρακτηρισμό των σχηματισμών με άμεσο γεωτεχνικό και περιβαλλοντικό ενδιαφέρον (Miller and Xia, 1999, Miller et al., 1999).

#### 2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων περιλαμβάνει τη λήψη καταγραφών πλούσιων σε επιφανειακά κύματα Rayleigh και την αντιστροφή των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς τους, για τον καθορισμό της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων κατανεμημένης με το βάθος. Μια από τις κυριότερες διαδικασίες για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων είναι ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς από τις καταγραφές. Η αντιστροφή των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς αποτελεί τη δεύτερη σημαντικότερη φάση της επεξεργασίας.

Από τη διαδικασία της αντιστροφής προσδιορίζονται οι παράμετροι του εδαφικού μοντέλου. Η μεθοδολογία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι δυνατό να χωριστεί σε δύο διακριτά στάδια (Σχ. 1). Κατά το πρώτο στάδιο, από τις σεισμικές καταγραφές κοινής πηγής, οι οποίες θα πρέπει να περιλαμβάνουν σημαντική σεισμική ενέργεια κατανεμημένη στα επιφανειακά κύματα, προκύπτουν οι πειραματικές καμπύλες διασποράς. Ενώ στο δεύτερο στάδιο προσδιορίζονται οι θεωρητικές καμπύλες διασποράς για οριζόντια στρωματωμένο εδαφικό μοντέλο, χρησιμοποιώντας την τεχνική Thomson-Haskell (Haskell, 1953, Schwab and Knopoff, 1972). Τροποποιώντας επαναληπτικά το εδαφικό μοντέλο επιτυγχάνεται η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στην πειραματική (διαδικασία που ονομάζεται αντιστροφή). Έτσι, εφόσον πραγματοποιηθεί ταύτιση των καμπύλων, προσδιορίζεται το τελικό εδαφικό μοντέλο (κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος). Στις επόμενες παραγράφους περιγράφονται αναλυτικά όλα τα βήματα που ακολουθούνται κατά τη διαδικασία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.



Σχήμα 1. Διάγραμμα ροής που περιγράφει τη μεθοδολογία της ανάλυσης των κυμάτων Rayleigh.

#### 2.1 Στάδιο 1

#### 2.1.1 Απόκτηση σεισμικών καταγραφών

Στα πειράματα σεισμικής διασκόπησης, τα επιφανειακά κύματα εμφανίζονται στα σεισμογράμματα μετά τα κύματα χώρου και αναγνωρίζονται από το μεγάλο πλάτος και τη σχετικά χαμηλή συχνότητά τους. Η απόκτηση των σεισμικών καταγραφών, στις οποίες θα πρέπει να δεσπόζουν τα επιφανειακά κύματα, απαιτεί ορισμένες ρυθμίσεις, όπως είναι η επιλογή του κατάλληλου εξοπλισμού (γεώφωνα κατάλληλης ιδιοσυχνότητας και σεισμική πηγή με ευρύ φασματικό περιεχόμενο), η ρύθμιση της απόστασης πηγής – γεωφώνου και της ισαπόστασης των γεωφώνων καθώς και η ρύθμιση του διαστήματος δειγματοληψίας και της διάρκειας καταγραφής. Για την συλλογή των σεισμικών δεδομένων χρησιμοποιείται διάταξη πηγής - γεωφώνων και κύλισή της (roll along) με σταθερό βήμα προχώρησης, προκειμένου τα αποτελέσματα της αντιστροφής να ισαπέχουν πάνω στην ψευδοτομή.

Η σεισμική πηγή παίζει σημαντικό ρόλο για τη λήψη των δεδομένων, καθώς όσο πιο πλούσιο συχνοτικό περιεχόμενο παρέχει, τόσο καλύτερη ανάλυση επιτυγχάνεται. Επίσης, για τη διασκόπηση βαθύτερων γεωλογικών σχηματισμών απαιτείται η καταγραφή σημαντικής ενέργειας σε χαμηλές συχνότητες. Εκτενέστερες αναφορές σχετικά με τις βέλτιστες παραμέτρους απόκτησης των σεισμικών καταγραφών έχουν παρουσιαστεί από τους Park et al (1999).

#### 2.1.2 Μετασχηματισμός του κυματικού πεδίου

Οι χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς των επιφανειακών κυμάτων που καταγράφονται από διάταξη κοινής πηγής προκύπτουν μετά την εφαρμογή ενός μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου από τον χώρο x – t στον χώρο p – ω (McMechan and Yedlin, 1981).

Αρχικά εφαρμόζεται γραμμική χρονική απόκλιση (Linear MoveOut – LMO) στα σεισμικά δεδομένα:

$$u(x,t) \xrightarrow{\text{LMO}} U(x,\tau) = U(x,t-px)$$
 (1)

όπου *u(x, t)* είναι η κατακόρυφη μετατόπιση των υλικών σημείων στο πεδίο απόστασης – χρόνου, *τ* είναι ο χρόνος καθυστέρησης:

$$\tau = t - px \tag{2}$$

και *p* είναι η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας (εξ. 3), η οποία για οριζόντια διαδιδόμενα σεισμικά κύματα ισούται με το αντίστροφο της σεισμικής ταχύτητας και ονομάζεται βραδύτητα φάσης (Yilmaz, 1987).

$$p = \frac{\sin(i)}{V} \bigg|_{i=90^{\circ}} \implies p = \frac{1}{V_{hor}}$$
(3)

Επίσης, η βραδύτητα φάσης (phase slowness) σχετίζεται με την ταχύτητας φάσης (c) σύμφωνα με τη σχέση:

$$\mathbf{p} = \frac{1}{c} \tag{4}$$

Η ταχύτητα φάσης εκφράζει τη ταχύτητα διάδοσης κάθε αρμονικού σεισμικού κύματος. Εφαρμόζοντας την ιδιότητα της χρονικής μετάθεσης (time shifting) του μετασχηματισμού Fourier, η γραμμική χρονική απόκλιση πραγματοποιείται στο χώρο των συχνοτήτων σύμφωνα με την σχέση:

$$U(x,\tau) = U(x,t-px) \leftrightarrow \tilde{U}(x,f) e^{-i2\pi fpx}$$
<sup>(5)</sup>

όπου  $u(x,t) \leftrightarrow \tilde{U}(x,f)$  και το σύμβολο ↔ υποδηλώνει ζεύγος Fourier.

Ακολούθως, αθροίζονται τα ίχνη που έχουν υποστεί γραμμική χρονική απόκλιση στο χώρο τον συχνοτήτων:

$$\widetilde{S}(p,f) = \sum_{x} \widetilde{U}(x,f) \cdot e^{-i2\pi fpx}$$

όπου το  $\tilde{S}$  εκφράζει το κυματικό πεδίο στο χώρο (p – f).



Σχήμα 2. (a) Καμπύλες διασποράς που προέκυψαν από το μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου της καταγραφής με κωδικό πεδίου (FFID) 206 (b) στην περιοχή του Monfalcone. Διακρίνεται η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς και πιθανόν 2 καμπύλες ανώτερης τάξης.

Οι καμπύλες διασποράς αντιστοιχούν σε τοπικά ενεργειακά μέγιστα της κυματικής ενέργειας που παρατηρούνται στο πεδίο *p* – *f* και ουσιαστικά απεικονίζουν τη μεταβολή της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συναρτήσει της συχνότητας (σταυροί στο σχ. 2a). Το ενδιαφέρον της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων στη συγκεκριμένη εργασία επικεντρώνεται στη θεμελιώδη χαρακτηριστική καμπύλη (fundamental dispersion curve), ενώ καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης (higher modes) εμφανίζουν υψηλότερες ταχύτητες από αυτήν της θεμελιώδους για συγκεκριμένη συχνότητα.

#### 2.2 Στάδιο 2

#### 2.2.1 Προσδιορισμός αρχικού εδαφικού μοντέλου

Στις μεθόδους αντιστροφής η μη γραμμική αναλυτική σχέση προσεγγίζεται με τη χρήση του αναπτύγματος Taylor. Στη συνέχεια εφαρμόζεται επαναληπτική διαδικασία, για την επιτυχή σύγκλισή της οποίας απαιτείται το αρχικό μοντέλο να βρίσκεται «σχετικά» κοντά στη γειτονιά της λύσης. Επομένως, για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι πολύ σημαντική η επιλογή κατάλληλου αρχικού εδαφικού μοντέλου.

Έτσι, για τον προσδιορισμό του αρχικού εδαφικού μοντέλου λαμβάνονται υπόψη τα εξής:

Από τις καμπύλες διασποράς και για κάθε τιμή ταχύτητας φάσης και συχνότητας είναι δυνατό να προσδιοριστεί το αντίστοιχο μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, σύμφωνα με τη θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής:

$$\mathbf{c}_{\mathrm{R}} = \lambda_{\mathrm{R}} \cdot \mathbf{f}_{\mathrm{R}} \tag{7}$$

όπου *c*<sub>R</sub> είναι η ταχύτητα φάσης, *f*<sub>R</sub> η συχνότητα και *λ*<sub>R</sub> το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Η κατακόρυφη μετατόπιση των υλικών σημείων κατά τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε βάθος ίσο με το μήκος κύματός τους ισούται περίπου με το 15 % της μετατόπισης στην επιφάνεια (Nazarian, 1984). Άρα, τα επιφανειακά κύματα Rayleigh διεισδύουν πρακτικά σε μέγιστο βάθος περίπου ίσο με το μήκος κύματός τους και επομένως

(6)

οι πληροφορίες που εμπεριέχουν για τους εδαφικούς σχηματισμούς συνοψίζονται μέχρι το βάθος αυτό.

Η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συνδέεται με την ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (V<sub>S</sub>) με τη σχέση:

$$\mathbf{c}_{\mathbf{R}}(\mathbf{f}_{i}) = \mathbf{a} \cdot \mathbf{V}_{\mathbf{S}}(\mathbf{f}_{i}) \tag{8}$$

όπου ο αριθμητικός συντελεστής *a* λαμβάνει τιμές από 0.874 έως 0.955 για αντίστοιχες τιμές του λόγου Poisson από 0.0 έως 0.5 (Xia et al, 1999, Stokoe et al, 1994).

Εν κατακλείδι, υπολογίζεται το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh από την εξ. 7. Στη συνέχεια καθορίζεται το μέγιστο βάθος (d) διείσδυσης των επιφανειακών κυμάτων και το πάχος των στρωμάτων του εδαφικού μοντέλου, το οποίο αυξάνεται με το βάθος. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την ικανοποιητική εκτίμηση της κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος. Ακολούθως, θεωρώντας σταθερό λόγο του Poisson (v) για κάθε εδαφικό στρώμα είναι δυνατό να εκτιμηθεί η ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων (Vp). Τέλος, με τη χρήση εμπειρικών σχέσεων εκτιμάται και η πυκνότητα κάθε εδαφικού στρώματος. Πληροφορίες από άλλες μεθόδους που αφορούν την ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων και την πυκνότητα των γεωλογικών σχηματισμών είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν απευθείας ως παράμετροι του αρχικού εδαφικού μοντέλου.

#### 2.2.2 Επίλυση του ευθέως προβλήματος

Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh, *c<sub>Ri</sub>*, προσδιορίζεται από την συνάρτηση διασποράς F στη μη γραμμική και πεπλεγμένη της μορφή (Schwab and Knopoff, 1972):

$$F(f_i, c_{R_i}, Vs, Vp, \rho, d) = 0 \qquad (i = 1, 2, 3, ..., n)$$
(9)

όπου *f<sub>i</sub>* είναι η συχνότητα σε Hz, *c<sub>Ri</sub>* είναι η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh για τη συχνότητα *f<sub>i</sub>*, **V**<sub>s</sub> = (*V*s<sub>1</sub>, *V*s<sub>2</sub>, ..., *V*s<sub>m</sub>)<sup>T</sup> είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των S – κυμάτων, με *V*s<sub>j</sub> την ταχύτητα των S – κυμάτων του *j* στρώματος (*j* =1, 2, ..., *m*), *m* είναι ο αριθμός των στρωμάτων, **Vp** = (*Vp*<sub>1</sub>, *Vp*<sub>2</sub>, ..., *Vp*<sub>m</sub>)<sup>T</sup> είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των P – κυμάτων, με *Vp<sub>j</sub>* την ταχύτητα των P – κυμάτων του *j* στρώματος, **ρ** = ( $\rho_1$ ,  $\rho_2$ , ...,  $\rho_m$ )<sup>T</sup> είναι το διάνυσμα των παχών, με *Vp<sub>j</sub>* την ταχύτητα των P – κυμάτων του *j* στρώματος, **ρ** = ( $\rho_1$ ,  $\rho_2$ , ...,  $\rho_m$ )<sup>T</sup> είναι το διάνυσμα των πυκνοτήτων, με *ρ<sub>j</sub>* την πυκνότητα του *j* στρώματος και **d** = ( $d_1$ ,  $d_2$ , ...,  $d_{m-1}$ )<sup>T</sup> είναι το διάνυσμα των παχών, με *d<sub>j</sub>* το πάχος του *j* στρώματος. Οι ρίζες της αναλυτικής σχέσης της συνάρτησης διασποράς για συγκεκριμένες παραμέτρους του μοντέλου (**Vs**, **Vp**, **p**, και **d**) και για συχνότητα (*f<sub>i</sub>*) αντιστοιχούν στις ταχύτητες φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στη συγκεκριμένη συχνότητα. Σε αυτή την εργασία, εξετάζεται μόνο η θεμελιώδης χαρακτηριστική καμπύλη (fundamental mode) η οποία, σε χαμηλές συχνότητες, αποτελείται από τις μικρότερες θετικές ρίζες της συνάρτησης διασποράς για διάφορες συχνότητες *f<sub>i</sub>* = 1, 2, ..., *n*) χρησιμοποιείται η μέθοδος της διχοτόμησης (bisection), η οποία προσδιορίζει τις ρίζες της συνάρτησης διασποράς (εξ. 9, Press et al., 1992).

#### 2.3 Αντιστροφή των καμπύλων διασποράς

Εφόσον ο αντικειμενικός στόχος είναι ο μηδενισμός της συνάρτησης διασποράς (εξ. 9), η ταχύτητα φάσης, *c<sub>Ri</sub>*, για μια δεδομένη συχνότητα *f*<sub>i</sub> είναι δυνατό να εκφραστεί ως συνάρτηση των ταχυτήτων των S-κυμάτων σύμφωνα με τη σχέση (Κρητικάκης, 2001) :

$$c_{Ri} = c_{Ri} \left( V s_1, V s_2, \dots V s_m, \{ V p_{1,2,\dots m}, \rho_{1,2,\dots m}, d_{1,2,\dots m} \}, f_i \right)$$
(10)

Η συνάρτηση αυτή (εξ. 10) είναι δυνατό να αναπτυχθεί σε σειρά Taylor ως προς Vs διατηρώντας μόνο πρώτης τάξης όρους.

Έτσι, προκύπτει η σχέση:

$$\mathbf{c}_{Ri} - \mathbf{c}_{Ri}^{0} = \sum_{j=1}^{m} \frac{\partial \mathbf{c}_{Ri}}{\partial \mathbf{V} \mathbf{s}_{j}} \bigg|_{\substack{\mathbf{V}_{s1} = \mathbf{V}_{s1}^{0} \\ \mathbf{V}_{s2} = \mathbf{V}_{s2}^{0}}} \cdot \left( \mathbf{V} \mathbf{s}_{j} - \mathbf{V} \mathbf{s}_{j}^{0} \right)$$

$$\vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \mathbf{V}_{em} = \mathbf{V}_{em}^{0}$$
(11)

όπου το i = 1, 2, ..., n είναι ο ο αριθμός των μετρήσεων, ενώ ο εκθέτης <sup>0</sup> συμβολίζει το αρχικό μοντέλο τόσο για τις  $V_s^0$  όσο και για τις υπολογισμένες τιμές της ταχύτητας φάσης  $C_{Ri}$ 

Στη διανυσματική μορφή η ίδια σχέση γράφεται ως εξής:

$$\Delta c_{R} = J_{ij} \cdot \Delta V s \tag{12}$$

όπου το διάνυσμα:

$$\Delta c_R = c_R - c_R^0 \tag{13}$$

εκφράζει τη διαφορά ανάμεσα στα διανύσματα της πειραματικής και θεωρητικής ταχύτητας φάσης. Το διάνυσμα:

$$\Delta Vs = Vs - Vs^0 \tag{14}$$

περιέχει τις άγνωστες ταχύτητες *Vs* αλλά και τις αντίστοιχες Vs<sup>0</sup> του αρχικού εδαφικού μοντέλου. Τέλος, η Ιακωβιανή *J<sub>ij</sub>* της συνάρτησης διασποράς, προσδιορίζεται σύμφωνα με τη σχέση:

$$J_{ij} = -\frac{\frac{\partial F}{\partial V s_j}}{\frac{\partial F}{\partial c_{Ri}}} = -\frac{\partial c_{Ri}}{\partial V s_j}$$
(15)

όπου το j = 1, 2, ..., m, συμβολίζει το πλήθος των εδαφικών στρωμάτων (συμπεριλαμβανομένου και του ημιχώρου). Ο προσδιορισμός των μερικών παραγώγων της Ιακωβιανής (εξ. 15) κατά τη διαδικασία της αντιστροφής, επιτυγχάνεται με τη μέθοδο της πολυωνυμικής παρεμβολής (polynomial extrapolation) του Ridder (Press et al., 1992).

Για το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων (εξ. 12), ορίζεται αντικειμενική συνάρτηση, έτσι ώστε η λύση του να προκύπτει μέσω της ελαχιστοποίησής της:

 $\vec{\varepsilon} = \mathbf{J} \cdot \vec{\mathbf{V}} \mathbf{s} - \Delta \vec{\mathbf{c}} \tag{16}$ 

χρησιμοποιώντας την μέθοδο Levenberg – Marquardt (L-M, Marquardt, 1963) και την τεχνική Singular Value Decomposition (SVD, Press et al., 1992).

#### 3 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ MONFALCONE ΣΤΗ Β. ΙΤΑΛΙΑ

Η εφαρμογή της μεθοδολογίας της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με επιτυχία στην περιοχή του Monfalcone στη βόρεια Ιταλία, όπου στόχος της διασκόπησης ήταν να χαρτογραφηθούν πιθανές θέσεις με θαμμένα απορρίμματα. Έτσι, για την απόκτηση των σεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκαν 23 καταγραφές κοινής πηγής με ισαπόσταση πηγών 5 m, χρησιμοποιώντας την τεχνική roll along. Η ισαπόσταση των γεωφώνων ορίστηκε 2 m και η ελάχιστη απόσταση πηγής γεωφώνου 5 m. Για την καταγραφή χρησιμοποιήθηκε 24κάναλος σεισμογράφος και γεώφωνα, τα οποία έχουν την δυνατότητα να καταγράφουν σεισμικές δονήσεις χωρίς να καρφώνονται στο έδαφος (gimbals).

Ο προσδιορισμός της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς από τις καταγραφές των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση πρότυπων αλγόριθμων που αναπτύχθηκαν στο Ερ-

γαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης, χρησιμοποιώντας την τεχνική του μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου που περιγράφεται στην παράγραφο §2.1.2. Οι πειραματικές καμπύλες διασποράς για την καταγραφή με κωδικό πεδίου (FFID) 206 απεικονίζονται στο σχήμα 2a. Για την επίλυση του ευθέως προβλήματος χρησιμοποιήθηκε μια τροποποιημένη μέθοδος της Thomson – Haskell (Schwab and Knopoff, 1972) (§2.2.2), ενώ κατά τη διαδικασία της αντιστροφής ακολουθήθηκε η μεθοδολογία που περιγράφεται στην παράγραφο §2.3. Τα αποτελέσματα της αντιστροφής για την καταγραφή με FFID 206 απεικονίζονται στο σχήμα 3. Δύο στρώματα χαμηλής ταχύτητας εντοπίζονται σε βάθη περίπου 7.5 m και 21 m και αποδίδονται σε αμμούχο πηλό και άργιλο αντίστοιχα. Το γεγονός αυτό τονίζει την υπεροχή της μεθοδολογίας που περιγράφεται στην εργασία αυτή σε σχέση με την σεισμική διάθλαση, η οποία αδυνατεί να δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα σε περιπτώσεις αναστροφής ταχυτήτων, όπως παρατηρήθηκαν στην συγκεκριμένη διασκόπηση.

Στο σχήμα 4 παρατίθεται το ερμηνευμένο σεισμικό μοντέλο και η γεωλογική στήλη από παραπλήσια ερευνητική γεώτρηση με κωδικό S1. Η γεώτρηση αυτή απέχει 18 m από το κέντρο του πρώτου αναπτύγματος πηγής γεωφώνων. Συνδυάζοντας τα δεδομένα της γεώτρησης (Πίνακας 1) και της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, πραγματοποιήθηκε γεωλογική ερμηνεία της τομής της ταχύτητας διάδοσης των S – κυμάτων (σχήμα 4).

Παρατηρείται ότι το ασβεστολιθικό υπόβαθρο της περιοχής απαντάται σε βάθος που κυμαίνεται από 20 m (στα δυτικά) έως 24 m (στα ανατολικά), ενώ το λεπτό υπερκείμενο στρώμα της αμμούχου αργίλου φαίνεται να πληρώνει τα κοιλώματα του ασβεστολιθικού ανάγλυφου. Το επιφανειακό στρώμα, όπως έδειξε και η γεώτρηση, αποτελείται από ετερογενές έδαφος σε διάφορες αναλογίες με στερεά απορρίμματα. Η περιοχή με το ερωτηματικό αντιστοιχεί σε αμφιλεγόμενη ερμηνεία επειδή η πληροφορία για τις ταχύτητες στο σημείο αυτό προέκυψε από παρεμβολή δεδομένων γειτονικών περιοχών.



Σχήμα 3. Αποτελέσματα της αντιστροφής για την καταγραφή με κωδικό πεδίου (FFID) 206. Η θέση της καταγραφής αυτής πάνω στη γραμμή μελέτης υποδεικνύεται στο σχήμα 4.

Άνω επιφάνεια	Κάτω επιφάνεια	Γεωλογική
στρώματος (m)	στρώματος (m)	περιγραφή
0.0	4.0	Ετερογενές έδαφος με απορρίμματα
4.0	4.6	Γκρι αμμούχος πηλός
4.6	5.0	Καφέ πηλός με ασβεστολιθικές κροκάλες
5.0	6.5	Ιλύς και άργιλος
6.5	13.0	Αμμούχος πηλός
13.5	18.0	Ασβεστολιθικές αμμούχες κροκάλες
18.0	18.3	Αμμούχα άργιλος
18.3	20.0	Κερματισμένος ασβεστόλιθος (υπόβαθρο)

Πίνακας 1. Γεωλογική ερμηνεία της γεώτρησης S1





Σχήμα 4. Αποτελέσματα που προέκυψαν από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων στην περιοχή του Monfalcone στη βόρεια Ιταλία. Η γεωλογική ερμηνεία πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια γειτονικής γεώτρησης.

#### 4 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΣΤΗΝ ΒΙΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ PORTO PETROLI, GENOA

Η ίδια μεθοδολογία απόκτησης και επεξεργασίας ακολουθήθηκε και στην περιοχή Porto Petroli, στη Γένοβα, όπου διασκοπήθηκαν 4 σεισμικές γραμμές μελέτης, ανάμεσα σε κτήρια της βιομηχανικής περιοχής. Η χαρτογράφηση του μεταμορφωμένου οφειολιθικού υποβάθρου της περιοχής αποτελεί μια σημαντική πληροφορία για τον καλύτερο σχεδιασμό άλλων γεωφυσικών μεθόδων και τον εντοπισμό πιθανών θέσεων όπου οι ρύποι είναι δυνατόν να εισχωρήσουν σε βαθύτερους σχηματισμούς.

Οι πειραματικές καμπύλες διασποράς για την καταγραφή με FFID 748 της γραμμής μελέτης Profile1 απεικονίζονται στο σχήμα 5a, ενώ τα αντίστοιχα αποτελέσματα της αντιστροφής παρατίθενται στο σχήμα 5b. Η ψευδοτομή των ταχυτήτων των S – κυμάτων για αυτήν την γραμμή απεικονίζεται στο σχήμα 6. Ο οριζόντιος άξονας αντιστοιχεί στους κωδικούς πεδίου των καταγραφών. Η γεωλογική ερμηνεία της τομής (προσδιορισμός του ανάγλυφου του υποβάθρου) πραγματοποιήθηκε με βάση γεωλογικές πληροφορίες για την περιοχή μελέτης.



Σχήμα 5. Πειραματικές καμπύλες διασποράς για την καταγραφή με FFID 748 της γραμμής μελέτης Profile1 (a) και τα αντίστοιχα αποτελέσματα της αντιστροφής (b).



200 400 600 800 1000 1200 Ταχύτητα των S-κυμάτων (m/sec)

Σχήμα 6. Ψευδοτομή των ταχυτήτων των S – κυμάτων για την γραμμή μελέτης Profile 1 στην βιομηχανική περιοχή του Porto Petroli.

#### 5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Για την πραγματοποίηση της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh των σεισμικών δεδομένων στις περιοχές μελέτης που παρουσιάζονται στην εργασία αυτή, η μεθοδολογία που περιγράφεται αναπτύχθηκε σε περιβάλλον MATLAB υποστηριζόμενη από αλγόριθμους σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN 77. Συνοπτικά, η μεθοδολογία αυτή για το μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου στο χώρο p – ω χρησιμοποιεί την τεχνική που έχει προταθεί από τους MacMechan and Yedlin (1981) και για τον υπολογισμό της συνάρτησης διασποράς την τροποποιημένη από τους Schwab and Knopoff (1972) τεχνική Thomson – Haskell. Κατά την αντιστροφή χρησιμοποιείται η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων, η οποία υλοποιείται στην μεθοδολογία της ανάλυσης πινάκων SVD, ενώ η εξασφάλιση της σύγκλισης της αντιστροφής επιτυγχάνεται με την τεχνική Levenberg – Marquardt (L – M, Marquardt, 1963).

Η μεθοδολογία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh αποδείχθηκε πολύ χρήσιμη στην οριοθέτηση του ετερογενούς εδάφους που περιέχει θαμμένα απορρίμματα στην περιοχή του Monfalcone και στη χαρτογράφηση του αναγλύφου του υποβάθρου της βιομηχανικής περιοχής του Porto Petroli.

Συμπερασματικά, η μεθοδολογία αυτή αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο για την αντιμετώπιση περιβαλλοντικών προβλημάτων συνεισφέροντας στην χαρτογράφηση του υπεδάφους μέσω του προσδιορισμού της ταχύτητας των S – κυμάτων.

#### ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Οι συγγραφείς θα ήθελαν να ευχαριστήσουν την Ευρωπαϊκή Ενωση για την οικονομική υποστήριξη μέσω του προγράμματος EVKA-CT2001-00046-HYGEIA (HYbrid Geophysical technology for the Evaluation of Insidious contaminated Areas).

#### ΑΝΑΦΟΡΕΣ

Κρητικάκης Σ.Γ. 2001. Εκτίμηση της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων και των δυναμικών μηχανικών παραμέτρων από καταγραφές επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Μεταπτυχιακή εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, 177σ.

Ραπτάκης Δ. 1995. Συμβολή στον προσδιορισμό της γεωμετρίας και των δυναμικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών και στη σεισμική απόκριση τους. Διδακτορική διατριβή, Πολυτεχνική σχολή Α.Π.Θ.

Haskell N.A. 1953. The dispersion of surface waves in multi-layered media. Bulletin of Seismological Society of America, 43, 17-34.

Marquardt D.W. 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. J. Soc. Indus. Appl. Math., 2, 431-441.

McMechan G.A. & Yedlin M.J. 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. Geophysics, 46, 869-874.

Miller R.D. & Xia J. 1999. Using MASW to Map Bedrock in Oathle, Kansas, Open file report No. 99-9. Harding Lawson Associates, Lee's Summit, Missouri.

Miller R.D., Xia J., Park C.B. & Ivanov J.M. 1999. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. The Leading Edge, 18(12),1392-1396.

Misiek R. 1996. Surface waves: Application to lithostructural interpretation of near-surface layers in the meter and decameter range, Ph. D. Thesis (unpubl.), University of Ruhr, Bochum. p.109.

Nazarian S. 1984. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement system by spectralanalysis-of-surface-waves method. Ph. D. Thesis (unpubl.), University of Texas.

Park B.C., Miller D.R. & Xia J. 1999. Multichannel analysis of surface waves. Geophysics, 64(3), 800-808.

Press W.H., Teukosky S.A., Vetterling W.T. & Flannery B.P. 1992. Numerical Recipes in Fortran, 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press.

Schwab F. & Knopoff L. 1972. Fast surface wave and free mode computations. in Bolt B.A. Edition, Methods in computational physics, Academic Press, 87-180.

Stokoe II K.H., Wright G.W., Bay J.A. & Roesset J.M. 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Woods R.D. Edition, Geophysical characterization of sites, Oxford Publishers.

Xia J., Miller R.D. & Park C.B. 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. Geophysics, 64(3), 691-700.

Yilmaz O. 1987. Seismic data processing, in Doherty M.S. Edition, Investigations in Geophysics, 2, Society of Exploration Geophysicists.

#### ABSTRACT

#### RAYLEIGH SURFACE WAVE ANALYSIS AND APPLICATION AT THE MONFALCONE LANDFILL, AND AT THE INDUSTRIAL AREA OF PORTO PETROLI, GENOA, NORTHERN ITALY

Kritikakis S. G.<sup>1</sup>, Vafidis A.<sup>1</sup>, Gourry J. C.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Applied Geophysics Lab, Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, 73100, Polytechnioupolis, Chania, gkritik@mred.tuc.gr, vafidis@mred.tuc.gr

#### <sup>2</sup> BRGM Development Planning and Natural Risks Division, Orléans, France, jc.gourry@brgm.fr

During the last few years, the dispersion of Rayleigh surface waves has been intensively studied as an alternative to contemporary geotechnical and environmental geophysical techniques. Nowadays, Rayleigh surface wave analysis (SASW, MASW) is widely used for the determination of S-wave velocity distribution with depth.

This work aims to the description of the Rayleigh surface wave analysis methodology as well as to the presentation of its application on seismic data from geophysical surveys, carried out for the purposes of the HYGEIA European project, in two polluted areas: a) In the area of Monfalcone, northern Italy and b) in the industrial area of Porto Petroli, Genoa.

Rayleigh surface wave analysis proved very useful in locating the lateral and vertical extent of the heterogeneous soil in Monfalcone and in mapping the bedrock relief in Porto Petroli through S-wave velocity determination.

# Εκτίμηση Ταχυτήτων Διάδοσης Εγκάρσιου Κύματος από Καταγραφές Επιφανειακών Κυμάτων Rayleigh

**Γ. Σ. ΚΡΗΤΙΚΑΚΗΣ** Μηχανικός Ορυκτών Πόρων Α. ΒΑΦΕΙΔΗΣΑναπληρωτής ΚαθηγητήςΠολυτεχνείου Κρήτης

# **Ι. ΛΟΥΗΣ** Αναπληρωτής Καθηγητής

Πανεπιστημίου Αθηνών

#### Περίληψη

Η ενασχόληση με το αντικείμενο της γεωφυσικής έρευνας κατά το οποίο οι ταχύτητες των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων προσδιορίζονται από δεδομένα εδαφικού θορύβου και πιο συγκεκριμένα από επιφανειακά κύματα Rayleigh, αποτελεί μια από τις πιο σύγχρονες τεχνικές στη γεωτεχνική γεωφυσική. Το άρθρο αυτό πραγματεύεται την πρακτική εφαρμογή της τεχνικής σε δύο διαφορετικές περιοχές. Περιλαμβάνει το σχεδιασμό και την πραγματοποίηση διασκοπήσεων στο ύπαιθρο, τόσο για την απόκτηση επιφανειακών κυμάτων, όσο και για την πραγματοποίηση πειραμάτων σεισμικής διάθλασης. Ακολούθως, πραγματοποιείται επεξεργασία των δεδομένων της διάθλασης και των επιφανειακών κυμάτων. Ο στόχος της επεξεργασίας είναι, αφενός να προσδιοριστούν οι ταχύτητες των διαμήκων κυμάτων και τα πάχη των σχηματισμών από την σεισμική διάθλαση και αφετέρου, να προσδιοριστούν οι ταγύτητες των εγκάρσιων κυμάτων για τα διάφορα εδαφικά στρώματα από την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων των επιφανειακών κυμάτων. Τα μεγέθη αυτά, καθώς επίσης και η πυκνότητα των σχηματισμών χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό των γεωτεχνικών παραμέτρων των εδαφικών σχηματισμών.

# 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εργασία αυτή αναλώνεται κυρίως στην παρουσίαση εφαρμογών της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, που προέρχονται από σεισμικές διασκοπήσεις σε δύο περιοχές της Κρήτης, στην Πολυτεχνειούπολη στα Χανιά και στο χωριό Λιγιδές του νομού Χανίων [1].

Ο κύριος στόχος της εργασίας αυτής εστιάζεται στον έμμεσο προσδιορισμό των ταχυτήτων των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (S-waves) μέσα από μια διαδικασία ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Για την εφαρμογή της συγκεκριμένης αυτής τεχνικής απαιτούνται και πληροφορίες που αφορούν στην ταχύτητα των διαμήκων σεισμικών κυμάτων (P-waves), το πάχος των σχηματισμών και την πυκνότητα των γεωυλικών. Για την απόκτηση των επιπλέον αυτών πληροφοριών, παράλληλα με τις τεχνικές παραγωγής και επεξεργασίας επιφανειακών σεισμικών κυμάτων, εφαρμόστηκε και η συμβατική μέθοδος της σεισμικής διάθλασης.

Είναι γνωστό ότι τα επιφανειακά σεισμικά κύματα παρουσιάζουν έντονο το φαινόμενο της διασποράς (dispersion), *Υποβλήθηκε: 31.12.2002 Έγινε δεκτή: 21.5.2004*  δηλαδή της μεταβολής της ταχύτητάς τους στις διάφορες συχνότητες. Η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου αποσκοπεί στον προσδιορισμό των καμπύλων διασποράς (dispersion curves) των επιφανειακών κυμάτων, οι οποίες απεικονίζουν τη μεταβολή της ταχύτητας των κυμάτων αυτών συναρτήσει της συχνότητας.

Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh (ταχύτητα με την οποία διαδίδεται κάθε μία αρμονική συνιστώσα των κυμάτων αυτών) όταν διαδίδονται σε οριζόντια στρωματωμένους εδαφικούς σχηματισμούς είναι συνάρτηση της συχνότητας και τεσσάρων εδαφικών παραμέτρων [2]:

- Της ταχύτητας των διαμηκών κυμάτων (P κύματα).
- Της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων (S κύματα).
- Της πυκνότητας των σχηματισμών.
- Του πάχους κάθε στρώματος.

Τα S – κύματα επηρεάζουν την καμπύλη διασποράς στο μεγαλύτερο βαθμό από όλες τις εδαφικές παραμέτρους [3]. Για το λόγο αυτό, από την καμπύλη διασποράς είναι δυνατό να προσδιοριστεί έμμεσα η κατανομή των ταχυτήτων των S – κυμάτων συναρτήσει του βάθους.

#### ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΙ

Ρ-κύματα	: διαμήκη κύματα
S-κύματα	: εγκάρσια κύματα
SH-κύματα	: εγκάρσια κύματα οριζόντια πολωμένα
SV-κύματα	: εγκάρσια κύματα κατακόρυφα πολωμένα
Vp	: ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων
Vs	: ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων
х	: απόσταση
t	: χρόνος
ω	: γωνιακή συχνότητα
fήf <sub>i</sub>	: συχνότητα σε Ηz
C	: ταχύτητα φάσης
р	: (= 1/C) βραδύτητα φάσης
τ	: χρόνος καθυστέρησης
F	: συνάρτηση διασποράς

- n
   : πλήθος των διακριτών τιμών της συχνότητας

   m
   : πλήθος των εδαφικών στρωμάτων

   i
   : (= 1,2,3,...,n) δείκτης συχνότητας

   j
   : (= 1,2,3,...,m) δείκτης εδαφικού στρώματος

   c<sub>Ri</sub>
   : ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh για

   συχνότητα f<sub>i</sub>
   : διάνυσμα ταχύτητας φάσης που προκύπτει

   από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων
- c<sup>0</sup><sub>Ri</sub> : ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh που προκύπτει από το αρχικό εδαφικό προσομοίω-μα εισαγωγής στον αλγόριθμο αντιστροφής
- <sup>c</sup><sub>R</sub>
   <sup>0</sup>
   : διάνυσμα ταχύτητας φάσης που προκύπτει
   από το αρχικό θεωρητικό εδαφικό προσομοί ωμα
- $\Delta \vec{c}_{R} = \vec{c}_{R} \vec{c}_{R}^{0}$
- Vs, : ταχύτητα των S-κυμάτων του στρώματος j
- $\vec{V}_S$  : (= (Vs\_1, Vs\_2,..., Vs\_m)^T ) διάνυσμα των ταχυτήτων των S-κυμάτων
- Vs<sup>0</sup><sub>j</sub> : ταχύτητα των S-κυμάτων του στρώματος j του αρχικού εδαφικού προσομοιώματος που εισάγεται στον αλγόριθμο αντιστροφής
- Vs<sup>0</sup>
   : διάνυσμα των ταχυτήτων των S-κυμάτων του αρχικού εδαφικού προσομοιώματος που εισάγεται στον αλγόριθμο αντιστροφής

 $\Delta \vec{V}s$  :=  $\vec{V}s - \vec{V}s^0$ 

- $Vp_i$  : ταχύτητα των P-κυμάτων του στρώματος j
- $$\begin{split} \vec{V}p & : (= (Vp_1, Vp_2, ..., Vp_m)^T) & dianus tan tanta ta$$
- $\vec{d} : (= (d_1, d_2, ..., d_m)^T)$ διάνυσμα των παχών  $J_{ij} : Iακωβιανή της συνάρτησης διασποράς$  $<math>\vec{e} : αντικειμενική συνάρτηση$ ν. : λόγος Poisson του στρώματος j
- $v_j$  : λόγος Poisson του στρώματος j  $E_j$  : μέτρο ελαστικότητας του Young του στρώματος j

# 2. ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ

Στα πειράματα σεισμικών διασκοπήσεων, τα επιφανειακά κύματα εμφανίζονται στα σεισμογράμματα μετά τα κύματα χώρου και αναγνωρίζονται από το μεγάλο πλάτος και τη σχετικά χαμηλή συχνότητά τους.

Τα επιφανειακά κύματα Love (L) δημιουργούνται από θετική συμβολή πολλαπλά ανακλώμενων SH κυμάτων σε λεπτό επιφανειακό στρώμα, ενώ τα κύματα Rayleigh (R) προέρχονται από συμβολή πολλαπλά ανακλώμενων P και SV κυμάτων [4]. Τα κύματα αυτά οφείλονται στην παγίδευση των ανακλάσεων τους, ιδιαίτερα στις υψηλές συχνότητες, στα επιφανειακά στρώματα γεγονός που έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία διαφορετικών τρόπων (modes) διάδοσης.

Η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων με μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου περιλαμβάνει τη λήψη καταγραφών πλούσιων σε επιφανειακά κύματα Rayleigh ή Love και την αντιστροφή των χαρακτηριστικών καμπυλών διασποράς τους, για τον καθορισμό της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων, κατανεμημένων με το βάθος. Μια από τις κυριότερες διαδικασίες για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων είναι ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς από τις καταγραφές. Η αντιστροφή των χαρακτηριστικών καμπυλών διασποράς αποτελεί τη δεύτερη σημαντικότερη φάση της επεξεργασίας.

Η εφαρμογή της μεθόδου ξεκινά με την προσεκτική λήψη των σεισμογραμμάτων στο πεδίο. Η τεχνική λήψης του σήματος, στο οποίο θα πρέπει να δεσπόζουν τα επιφανειακά κύματα, απαιτεί ορισμένες ρυθμίσεις όπως είναι η επιλογή του κατάλληλου εξοπλισμού (γεώφωνα κατάλληλης ιδιοσυχνότητας και σεισμική πηγή με ευρύ φασματικό περιεχόμενο), η ρύθμιση της απόστασης πηγής – γεωφώνου και της ισαπόστασης των γεωφώνων, η ρύθμιση του διαστήματος δειγματοληψίας και της διάρκειας καταγραφής. Η διάταξη των γεωφώνων συνήθως είναι ίδια με εκείνη που εφαρμόζεται στις συμβατικές εργασίες της σεισμικής διάθλασης.

Η σεισμική πηγή παίζει σημαντικό ρόλο για τη λήψη των δεδομένων, καθώς, όσο πιο πλούσιο συχνοτικό περιεχόμενο παρέχει, τόσο περισσότερα μήκη κύματος παράγονται. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, αφενός την καλύτερη διάκριση λεπτών επιφανειακών στρωμάτων, τα οποία προσδιορίζονται μελετώντας μικρά μήκη κύματος και αφετέρου, βαθύτερους σχηματισμούς από τη μελέτη μεγάλων μήκων κύματος.

#### 2.1. Μέθοδος μετασχηματισμού p – ω

Η διασπορά των επιφανειακών κυμάτων που καταγράφονται από διάταξη κοινής πηγής περιγράφεται από τις χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς που προκύπτουν από την εφαρμογή μετασχηματισμού p – ω. Ο γραμμικός μετασχηματισμός p – ω υλοποιείται σε δύο στάδια [5].

- 1. Αρχικά, εφαρμόζεται μετασχηματισμός (p, τ) (slant stacking) στα γεωφυσικά σεισμικά δεδομένα (x, t), από τον οποίο προκύπτει το κυματικό πεδίο στο χώρο της βραδύτητας (phase slowness = 1 / ταχύτητα φάσης) χρόνου καθυστέρησης (intercept time) (p τ), όπου διακρίνονται οι διαφορετικές ταχύτητες φάσης των επιφανειακών κυμάτων.
- 2. Ακολούθως, εφαρμόζεται μονοδιάστατος (1 D) μετα-

σχηματισμός Fourier πάνω στο χρόνο καθυστέρησης τ του πεδίου (p – τ) που μας παρέχει την αντίστοιχη συχνότητα για κάθε ταχύτητα φάσης.

Έτσι, το αρχικό κυματικό πεδίο μετασχηματίζεται γραμμικά από το χώρο (x - t) στο πεδίο  $(p - \omega)$  (βραδύτητα – γωνιακή συχνότητα). Η ζητούμενη καμπύλη διασποράς είναι δυνατό να προέλθει απευθείας από το κυματικό πεδίο στο χώρο  $p - \omega$  ή καλύτερα από το αντίστοιχο κυματικό πεδίο που απεικονίζεται στο διάγραμμα C = 1/p = f(f). Ειδικότερα, η σεισμική ενέργεια των επιφανειακών κυμάτων στο χώρο  $p - \omega$  (ή C - f) εμφανίζει ενεργειακά μέγιστα, τα οποία οριοθετούν τις καμπύλες διασποράς [5].

Τόσο οι καμπύλες διασποράς ανώτερης τάξης (mode overtones) των επιφανειακών κυμάτων, όσο και η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς (fundamental mode) παρατηρούνται στο μετασχηματισμένο κυματικό πεδίο στο χώρο p – ω, όπου κάθε χαρακτηριστική καμπύλη διασποράς (mode) διαχωρίζεται από τις άλλες.

#### 2.2. Το θεωρητικό υπόβαθρο της διαδικασίας αντιστροφής

Η διαδικασία της αντιστροφής επιλύει το πρόβλημα προσδιορισμού των παραμέτρων του εδαφικού προσομοιώματος από τα πειραματικά δεδομένα της απόκρισης αυτού, που στην προκειμένη περίπτωση είναι οι καμπύλες διασποράς. Στο ευθύ πρόβλημα οι εδαφικές παράμετροι χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό των θεωρητικών καμπυλών διασποράς (απόκριση του προσομοιώματος), ενώ στη διαδικασία της αντιστροφής, τα γεωφυσικά σεισμικά δεδομένα (πειραματικές καμπύλες διασποράς) χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση των παραμέτρων του εδαφικού προσομοιώματος.

Για τον προσδιορισμό των παραμέτρων του εδαφικού προσομοιώματος από τις καμπύλες διασποράς των επιφανειακών κυμάτων απαιτείται η επίλυση συστήματος μη – γραμμικών εξισώσεων. Έτσι, αυτό το μη γραμμικό σύστημα θα πρέπει αρχικώς να προσεγγιστεί από ένα σύστημα γραμμικών εξισώσεων (linearization of non-linear problem) [6].

Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh, c<sub>Ri</sub>, για οριζόντια στρωματωμένο μέσο προσδιορίζεται από τη συνάρτηση διασποράς στη μη γραμμική και πεπλεγμένη της μορφή [2]:

$$F(f_i, c_{Ri}, \vec{V}s, \vec{V}r, \vec{\rho}, \vec{d}) = 0$$
 (i = 1, 2, 3, ..., n) (2.1)

Από την επίλυση της (2.1) με παραμέτρους του προσομοιώματος  $\vec{Vs}$ ,  $\vec{Vr}$ ,  $\vec{\rho}$  και  $\vec{d}$  και για συγκεκριμένη συχνότητα ( $f_i$ ), προκύπτει η ταχύτητα φάσης. Σε αυτή την εργασία, εξετάζεται μόνο η θεμελιώδης χαρακτηριστική καμπύλη διασποράς, η οποία για μικρές συχνότητες, αντιστοιχεί στις μικρότερες θετικές ρίζες της (2.1).

Εφόσον ο στόχος είναι ο μηδενισμός της συνάρτησης διασποράς (2.1), η ταχύτητα φάσης, c<sub>Ri</sub>, για δεδομένη συ-

χνότητα  $f_i$ είναι δυνατό να εκφραστεί ως συνάρτηση των ταχυτήτων των S-κυμάτων σύμφωνα με τη σχέση :

$$c_{Ri} = c_{Ri} \left( V s_1, V s_2, ... V s_m, \{ \vec{V} p, \vec{\rho}, \vec{d} \} \right)$$
 (2.2)

Η συνάρτηση c<sub>ri</sub> είναι δυνατό να προσεγγιστεί χωρίς σημαντικό σφάλμα από τον πρώτο όρο της σειράς Taylor ως προς Vs. Λόγω του ότι η μέγιστη μεταβολή της c<sub>ri</sub> επιφέρεται από τη μεταβολή των ταχυτήτων Vs<sub>j</sub>, η πρώτη παράγωγος ως προς τις παραμέτρους  $\{\vec{V}p, \vec{\rho}, \vec{d}\}$  θεωρείται αμελητέα. Έτσι, προκύπτει η σχέση:

$$\mathbf{c}_{\rm Ri} - \mathbf{c}_{\rm Ri}^{0} = \sum_{j=1}^{m} \frac{\partial \mathbf{c}_{\rm Ri}}{\partial V \mathbf{s}_{j}} \Big|_{\substack{V_{\rm s1} = V_{\rm s1}^{0} \\ V_{\rm s2} = V_{\rm s2}^{0} \\ \cdots \\ V_{\rm sm} = V_{\rm sm}^{0}} \cdot \left(V \mathbf{s}_{j} - V \mathbf{s}_{j}^{0}\right)$$
(2.3)

Θεωρώντας τις παραμέτρους και τα ζητούμενα ως διανύσματα προκύπτει:

$$\Delta \vec{c}_{R} = J_{ij} \cdot \Delta V s \tag{2.4}$$

όπου  $\Delta \vec{V}s = \vec{V}s - \vec{V}s^0$ , εκφράζει τη διόρθωση που θα πρέπει να πραγματοποιηθεί στις τιμές της ταχύτητας των S – κυμάτων, έτσι ώστε οι τιμές της ταχύτητας φάσης που προκύπτουν από τα γεωφυσικά σεισμικά δεδομένα να ταυτιστούν με τις θεωρητικές τιμές της ταχύτητας φάσης. Τέλος, η Ιακωβιανή εκφράζεται:

$$J_{ij} = -\frac{\frac{\partial F}{\partial Vs_j}}{\frac{\partial F}{\partial c_{Ri}}} = -\frac{\partial c_{Ri}}{\partial Vs_j}$$
(2.5)

Για να προσδιοριστούν οι ταχύτητες φάσης στις συχνότητες  $f_i$  και με δεδομένες τιμές των Vs χρησιμοποιείται η μέθοδος της «Διχοτόμησης» (Bisection), η οποία προσδιορίζει τις ρίζες της (2.1) [7].

Η ακρίβεια υπολογισμού των μερικών παραγώγων της συνάρτησης διασποράς (σχ. 2.5) είναι το κλειδί για τον προσδιορισμό των παραμέτρων του εδαφικού προσομοιώματος και επιδρά δραματικά στη σύγκλιση της διαδικασίας αντιστροφής [3]. Ο υπολογισμός των μερικών παραγώγων της (2.5) πραγματοποιείται με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. Σε αυτή τη μελέτη, για τον προσδιορισμό αυτών των μερικών παραγώγων, κατά τη διαδικασίας της αντιστροφής, χρησιμοποιείται η μέθοδος της πολυωνυμικής πρόβλεψης (polynomial extrapolation) του Ridder [7].

Εφόσον προσδιοριστεί το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων (σχ. 2.4), ορίζεται η αντικειμενική συνάρτηση:

$$\vec{\varepsilon} = J_{ii} \cdot \vec{V} s - \Delta \vec{c} \tag{2.6}$$

και με επαναληπτική διαδικασία γίνεται προσπάθεια να ελαχιστοποιηθεί με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων [8]. Η ελαχιστοποίηση προκύπτει με τη βοήθεια της μεθόδου Levenberg – Marquardt (L - M) [9] και τη χρήση της τεχνικής Singular Value Decomposition (SVD) [7].

# 3. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟΥ ΚΡΗΤΗΣ

Η θέση της γραμμής μελέτης που πραγματοποιήθηκε η σεισμική διασκόπηση βρίσκεται στο χώρο της πολυτεχνειούπολης στο Ακρωτήρι Χανίων, βόρεια των νεοανεγερθέντων κτηρίων, πίσω από τα κτήρια στα οποία στεγάζεται το Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων.

Από επί τόπου παρατηρήσεις της περιοχής μελέτης (Σχήμα 1), προέκυψε ότι το υπέδαφος της περιοχής αποτελείται από δύο εδαφικά στρώματα :

- Ένα λεπτό και ελαφρά κεκλιμένο επιφανειακό στρώμα μέσου πάχους περίπου 3 m που αποτελείται από συντρίμματα σκυροδέματος, γεωϋλικών και άλλων υλικών (μπάζα). Για το σχεδιασμό της διασκόπησης οι ταχύτητες των διαμήκων κυμάτων στο στρώμα αυτό εκτιμήθηκε ότι κυμαίνονται στα 500 -700 m/sec.
- Το ασβεστολιθικό υπόβαθρο της περιοχής. Οι ταχύτητες των διαμήκων κυμάτων στο στρώμα αυτό εκτιμήθηκε από προηγούμενες μελέτες στην περιοχή περίπου στα 1800 – 2000 m/sec.

Κατά το σχεδιασμό της σεισμικής διασκόπησης, επιλέχθηκε γραμμή μελέτης αποτελούμενη από ανάπτυγμα μήκους 24 m, για την πραγματοποίηση, τόσο πειράματος σεισμικής διάθλασης, όσο και πειράματος συλλογής σεισμικών δεδομένων επιφανειακών κυμάτων. Οι θέσεις των πηγών και των γεωφώνων φαίνονται στο Σχήμα 2.



- Σχήμα 1 : Φωτογραφία της περιοχής μελέτης όπου απεικονίζεται το επιφανειακό στρώμα των συντριμμάτων πάνω από το ασβεστολιθικό υπόβαθρο. Το πάχος του επιφανειακού στρώματος στη θέση της γραμμής μελέτης εκτιμήθηκε ότι είναι 3 m.
- Fig. 1: Photo of the survey area. A thin layer of debris is underlain by the limestone bedrock. The thickness of the debris layer at the position of the seismic line was estimated at about 3 m.



- Σχήμα 2 : Σχηματική παράσταση των θέσεων των πηγών και των γεωφώνων για το ανάπτυγμα Β της γραμμής μελέτης. Οι θέσεις Α και Β οριοθετούν προσανατολισμό της γραμμής NΔ → BA αντίστοιχα.
- Fig. 2: Geometry of seismic sources and geophones for spread B of the seismic line. The direction A to B was set to  $SW \rightarrow NE$ .



Σχήμα 3 : Πλευρική μεταβολή των ταχυτήτων των P – κυμάτων συναρτήσει της οριζόντιας απόστασης και κατανομή του βάθους του στρώματος των συντριμμάτων. Fig. 3: Lateral variation of P – wave velocities along the horizontal distance and depth model.

#### 3.1. Διασκόπηση σεισμικής διάθλασης

Οι πρώτες αφίξεις των σεισμικών κυμάτων που καταγράφηκαν κατά το πείραμα της σεισμικής διάθλασης, χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων διάθλασης με τη μέθοδο GRM [10]. Σε αυτό το στάδιο της επεξεργασίας χρησιμοποιήθηκε το εμπορικό πακέτο GRMIX. Για τον προσδιορισμό των αποτελεσμάτων έχουν χρησιμοποιηθεί και οι 8 καταγραφές κοινής πηγής. Από τη διαδικασία αυτή προέκυψε η κατανομή των ταχυτήτων στα εδαφικά στρώματα, η μεταβολή των ταχυτήτων συναρτήσει της οριζόντιας απόστασης, καθώς επίσης και του πάχους του στρώματος των συντριμμάτων (Σχήμα 3).

#### 3.2. Διασκόπηση επιφανειακών κυμάτων

Κατά τη διασκόπηση των επιφανειακών κυμάτων οι θέσεις των πηγών βρίσκονταν στα ίδια σημεία, στα οποία πραγματοποιήθηκε και η σεισμική διάθλαση (σχήμα 2). Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για το πείραμα των επιφανειακών κυμάτων συνοψίζονται στον Πίνακα 1.

Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο μετασχηματισμού  $p - \omega$  (βλ. § 2.1) με τη χρήση του λογισμικού ProMAX 2D της Advanced Geophysical Corporation. Αντίθετα, η διαδικασία της αντιστροφής (βλ. § 2.2) πραγματοποιήθηκε με τη χρήση πρότυπου αλγόριθμου [1] που αναπτύχθηκε στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης.

Τα αποτελέσματα της επεξεργασίας αυτής συνοψίζονται στον Πίνακα 2 και στο Σχήμα 4, το οποίο απεικονίζει τις καμπύλες διασποράς για την καταγραφή κοινής πηγής στη θέση 55 (Σχήμα 2). Η μικρή ταχύτητα που προσδιορίστηκε για το πρώτο στρώμα οφείλεται στα μη συμπαγή συντρίμματα, ενώ η ταχύτητα στο δεύτερο στρώμα, αποδόθηκε στο ανώτερο εξαλλοιωμένο τμήμα του ασβεστόλιθου και όχι στο συμπαγή ασβεστόλιθο του υποβάθρου.

Πίνακας 1: Παράμετροι που επιλέγηκαν για την πραγματοποίηση των καταγραφών επιφανειακών κυμάτων. Table 1: Parameters chosen for survey of surface waves.

Αριθμός ενεργών γεωφώνων	24
Ιδιοσυχνότητα γεωφώνων	14 Hz (Land Mark)
Ρυθμός δειγματοληψίας	0,5 msec
Διάρκεια καταγραφής	1024 msec
	Βαριά 5 kg
Είδος δεισμικής πηγής	(sledge hammer)
Τύπος καταγραφικού	ES-2401 Geometrics

Πίνακας 2: Κατανομή των εδαφικών παραμέτρων με το βάθος. Table 2: Distribution of soil parameters with depth.

Αριθμός στρώματος	1	2
Περιγραφή	Συντρίμματα	Ασβεστόλιθος
Πάχος στρώματος (m)	2,16	-
Πυκνότητα ρ (g/cm³)	1,65	2,3
Ταχύτητα Vp (m/sec)	550	1470
Ταχύτητα Vs (m/sec) (initial)	100	900
Ταχύτητα Vs (m/sec) (final)	173,66	620,07



- Σχήμα 4: Η θεμελιώδης (συνεχής γραμμή) και οι τρεις ανώτερης τάζης (διακεκομμένες γραμμές) χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς που προέκυψαν από την επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων της καταγραφής κοινής πηγής στη θέση 55 (Σχήμα 2). Στον οριζόντιο άζονα απεικονίζεται η βραδύτητα σε msec/km, ενώ στον κατακόρυφο η συχνότητα σε Hz. Η απεικόνιση πραγματοποιήθηκε για συχνότητες μικρότερες των 130 Hz.
- Fig. 4: Fundamental dispersion curve (continuous line) and three higher modes (dashed lines) dirived from the processing of surface waves data from shot gather in position 55 (Fig. 4). The horizontal and vertical axes represent slowness in msec/km and frequency in Hz (up to 139 Hz), respectively.

#### 3.3. Προσδιορισμός των μηχανικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών

Οι ταχύτητες των διαμήκων και εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων, καθώς επίσης και η πυκνότητα των γεωυλικών, συνδέονται άμεσα με το λόγο του Poisson και το μέτρο ελαστικότητας του Young.

Θα πρέπει βέβαια να σημειωθεί ότι ανάλογα με τη μεθοδολογία προσδιορισμού (μονοαζονική ή τριαζονική δοκιμή, ultrasonic, σεισμική διάθλαση, VSP, Crosshole, κ.ά.), οι γεωτεχνικές παράμετροι προσδιορίζονται σε διαφορετική κλίμακα παραμορφώσεων με αποτέλεσμα τη διαφοροποίηση των αποτελεσμάτων των διάφορων μεθοδολογιών.

Στον Πίνακα 3 παρατίθενται ο λόγος του Poisson και

το μέτρο ελαστικότητας του Young των εδαφικών σχηματισμών στο χώρο του Πολυτεχνείου, όπως αυτά προσδιορίστηκαν από τις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων και από τις εκτιμήσεις της πυκνότητας, σύμφωνα με τις σχέσεις :

$$v_{j} = \frac{0.5 \cdot \left(\frac{V p_{j}}{V s_{j}}\right)^{2} - 1}{\left(\frac{V p_{j}}{V s_{j}}\right)^{2} - 1}$$
(3.1)

$$E_i = 2 \cdot \rho_i \cdot V s_i^2 (1 + v_i) \tag{3.2}$$

- Πίνακας 3: Μηχανικές ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών που προέκυψαν από τη γεωφυσική διασκόπηση. Οι ταχύτητες Vp και Vs προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων σεισμικής διάθλασης και την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων αντίστοιχα. Οι πυκνότητες των σχηματισμών προέκυψαν από τη βιβλιογραφία με εύρος ± 20 %.
- Table 3: Mechanical properties of soil, dirived from geophysical survey. Vp and Vs resulted from seismic refraction and surface waves analysis, respectively. Densities (ranging ± 20%) were obtained from the bibliography.

Ανάπτυγμα Β – Πολυτεχνείο					
Στρώματα	Vp (m/sec)	ρ (kg/m <sup>3</sup> )	Vs (m/sec)	V	E (GPa)
1	550	1320	174	0,444	0,115
		1650			0,144
		1980			0,173
	1470	1840	620	0,392	1,97
2		2300			2,46
		2760			2,95

# 4. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΟ ΛΙΓΙΔΕ ΧΑΝΙΩΝ

Ο Λιγιδές είναι ένας μικρός οικισμός που βρίσκεται περίπου 8 – 10 km N-ΝΔ της πόλης των Χανίων. Όπως προκύπτει από δεδομένα γεωλογικού χάρτη (Φύλλο Χανίων), στην ευρύτερη περιοχή και στα επιφανειακά εδαφικά στρώματα εμφανίζονται οι γεωλογικοί σχηματισμοί:

- Χαλαρές αλουβιακές προσχώσεις του Τεταρτογενούς μικρού πάχους (από μερικά εκατοστά μέχρι και λίγα μέτρα) με πηλούς, αργίλους, άμμους και χάλικες.
- Μάργες του Μειοκαίνου με μαργαϊκούς ψαμμίτες και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους.
- Μαργαϊκός ασβεστόλιθος του Μειοκαίνου. Συμπαγής, λευκοκίτρινος έως λευκότεφρος με απολιθώματα.

Η θέση που πραγματοποιήθηκε η σεισμική διασκόπηση βρίσκεται στα βορειοανατολικά όρια του οικισμού, σε σημείο όπου επρόκειτο να πραγματοποιηθούν εκσκαφές για τη θεμελίωση οικίας. Για το λόγο αυτό, η διασκόπηση είχε στόχο τη χαρτογράφηση του υπεδάφους για τον προσδιορισμό της στρωματογραφίας και των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων. Έτσι, στο χώρο μελέτης πραγματοποιήθηκε διασκόπηση σεισμικής διάθλασης P – κυμάτων. Τα ίδια δεδομένα της σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιήθηκαν και για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων, χωρίς να έχει δοθεί ιδιαίτερο βάρος στο σχεδιασμό (π.χ. μεγάλοι χρόνοι καταγραφών).

#### 4.1. Διασκόπηση σεισμικής διάθλασης

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για το σχεδιασμό της διασκόπησης ήταν τα στοιχεία για τη στρωματογραφία της περιοχής, που προέκυψαν από το γεωλογικό χάρτη και το γεγονός ότι αναμενόταν ένα λεπτό (50 – 60 cm) επιφανειακό, αργιλικό στρώμα πάνω από ένα πιο συμπαγές αργιλικό στρώμα, πιθανόν πλουσιότερο σε οξείδια του σιδήρου. Η τελευταία πληροφορία προέκυψε από επί τόπου παρατηρήσεις σε εκσκαφή που βρισκόταν μερικά μέτρα (10 –15 m) νοτιανατολικά της περιοχής διασκόπησης.

Για την πραγματοποίηση πειράματος σεισμικής διάθλασης επιλέχθηκαν 2 γραμμές μελέτης (Line1 και Line2) (Σχήμα 5), έτσι ώστε να καλύπτουν σημαντικό μέρος του οικοπέδου. Λόγω της ιδιομορφίας της περιοχής (σπίτι στα νότια και δρόμος στα δυτικά), ο προσανατολισμός των γραμμών μελέτης πραγματοποιήθηκε μόνο κατά τη διεύθυνση A – Δ.



- Σχήμα 5: Σχηματική παράσταση της περιοχής μελέτης όπου απεικονίζονται οι θέσεις των γραμμών μελέτης (Line1, Line2), των γεωφώνων και των πηγών. Στο σχήμα αυτό έχουν διατηρηθεί οι αναλογίες των πραγματικών αποστάσεων.
- Fig. 5: Figure of the Ligides survey area where locations of geophones and sources are shown for Line1 and Line 2.

Επίσης, οι περιορισμένες διαστάσεις του οικοπέδου δεν επέτρεπαν εφαρμογή, ούτε μεγάλων αναπτυγμάτων, αλλά ούτε και πολύ απομακρυσμένων αποστάσεων πηγής – γεωφώνων. Οι παράμετροι που επιλέχθηκαν για την πραγματοποίηση των καταγραφών ήταν ίδιες με αυτές του πειράματος στο χώρο του Πολυτεχνείου με τις διαφορές ότι ο ρυθμός δειγματοληψίας ήταν 0,1 msec, η διάρκεια καταγραφής 204 msec και χρησιμοποιήθηκε φίλτρο αποκοπής (notch filter) στα 50 Hz.

#### 4.2. Αποτελέσματα της σεισμικής διασκόπησης

Από τη σεισμική διάθλαση προέκυψε η κατανομή των ταχυτήτων στα εδαφικά στρώματα καθώς επίσης και τα μοντέλα βάθους για τις γραμμές μελέτης Line1 και Line2 (Σχήμα 6a και 6b).

Τα αποτελέσματα της σεισμικής διάθλασης επιβεβαιώθηκαν εν μέρει από επί τόπου παρατηρήσεις στην περιοχή μελέτης μετά την ολοκλήρωση της εκσκαφής για την τοποθέτηση θεμελίων. Στο Σγήμα 7 απεικονίζεται η δυτική τομή της εκσκαφής (στην πλευρά του 1<sup>ου</sup> γεωφώνου κοντά στην Line 2) όπου φαίνεται χαρακτηριστικά η διαχωριστική επιφάνεια που διαχωρίζει την ξηρή άργιλο από αυτήν με εδαφική υγρασία, σε βάθος περίπου 50 cm από την επιφάνεια. Τα τετράγωνα υποδεικνύουν τις θέσεις από όπου πάρθηκαν δείγματα για να αναλυθούν στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωλογίας του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων. Από την ανάλυση αυτή προέκυψαν οι πυκνότητες των δύο εδαφικών στρωμάτων καθώς επίσης και ο βαθμός κορεσμού του δείγματος από το δεύτερο στρώμα. Συγκρίνοντας το πάχος του πρώτου στρώματος που μετρήθηκε στο πεδίο με το αντίστοιχο από τη σεισμική διάθλαση προκύπτει ότι τα χαρακτηριστικά τουλάχιστον του πρώτου στρώματος προσδιορίστηκαν με μεγάλη ακρίβεια.

Στο Σχήμα 8 απεικονίζονται οι καμπύλες διασποράς που προέκυψαν από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων της καταγραφής κοινής πηγής στη θέση 258 (Σχήμα 5). Εμφανής είναι επίσης και η επίδραση του φίλτρου αποκοπής στα 50 Hz (notch filter).

Τα αποτελέσματα της αντιστροφής καθώς και ο υπολογισμός των μηχανικών παραμέτρων των εδαφικών σχηματισμών παρατίθενται στον Πίνακα 4. Οι πυκνότητες για τα δύο πρώτα αργιλικά στρώματα προσδιορίστηκαν εργαστηριακά, ενώ για το τρίτο από τη βιβλιογραφία [11] με εύρος ± 10 %.

Οι αρχικές ταχύτητες των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (Vs) που εισήχθηκαν στον αλγόριθμο της αντιστροφής επιλέχθηκαν εσκεμμένα μακριά από τις τελικές τιμές (90 m/sec, 150 m/sec και 300 m/sec για το 1°, 2° και 3° στρώμα αντίστοιχα) με σκοπό να δοκιμαστεί η ικανότητα σύγκλισης του αλγόριθμου αντιστροφής. Η επιτυχία της διαδικασίας σύγκλισης περιγράφεται από το Σχήμα 9.



- Σχήμα 6: Αποτελέσματα της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων διάθλασης P – κυμάτων για τις γραμμές μελέτης Line1 (a) και Line 2 (b). Το 1°, το 2° και το 3° στρώμα αντιστοιχούν σε ακόρεστες, κορεσμένες και συμπαγείς αργιλικές προσχώσεις αντίστοιχα.
- Fig. 6: Results of refraction data processing for Line 1 (a) and Line 2 (b). The 1<sup>st</sup>, 2<sup>nd</sup> and 3<sup>nd</sup> layer correspond to dry, saturated and compact clayey alluvia.



- Σχήμα 7: Η δυτική τομή της εκσκαφής όπου φαίνεται η διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ ζηρής και υγρής αργίλου (οριζόντια γραμμή) σε βάθος περίπου 50 cm από την επιφάνεια. Τα τετράγωνα υποδεικνύουν τις θέσεις από όπου πάρθηκαν εδαφικά δείγματα.
- Fig. 7: West section of excavation. The interface between dry and saturated clay is present (horizontal line) at about 50 cm depth. Squares indicate soil-sampling positions.

308



- Σχήμα 8: Η θεμελιώδης (συνεχής γραμμή) και η πρώτη ανώτερης τάζης (διακεκομμένη γραμμή) χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς που προέκυψαν από την επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων της καταγραφής κοινής πηγής στη θέση 258 (Σχήμα 5). Στον οριζόντιο άζονα απεικονίζεται η βραδύτητα σε msec/km, ενώ στον κατακόρυφο η συχνότητα σε Hz. Η απεικόνιση πραγματοποιήθηκε για συχνότητες μικρότερες των 90 Hz.
- Fig. 8: Fundamental dispersion curve (continuous line) and the first higher mode (dashed line) derived from the processing of surface waves data for shot gather in position 258 (Fig. 5). The horizontal and vertical axes represent slowness in msec/km and frequency in Hz (up to 90 Hz), respectively.
- Πίνακας 4: Μηχανικές ιδιότητες των εδαφικών σχηματισμών που προσδιορίστηκαν στο Λιγιδέ Χανίων, όπως αυτές προέκυψαν από τη γεωφυσική διασκόπηση. Οι ταχύτητες των διαμήκων και εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων προέκυψαν από την επεζεργασία των δεδομένων σεισμικής διάθλασης και την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων αντίστοιχα.
- Table 4: Mechanical properties of soil in the area of Ligides, derived from geophysical survey. The velocities of P – and S – waves resulted from seismic refraction and surface waves analysis, respectively.

Λιγιδές – FFID:258					
Στρώματα	Vp (m/sec)	ρ (kg/m <sup>3</sup> )	Vs (m/sec)	v	E (MPa)
1	184	1620	63	0,434	18,4
2	410	1920	130	0,444	93,7
	1150	1800	202	0,484	218,0
3		2000			242,2
		2200			266,4



- Σχήμα 9: Διάγραμμα της πειραματικής θεμελιώδους χαρακτηριστικής καμπύλης (Observed) στο χώρο C – f, που προέκυψε από την επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων των καταγραφών κοινής πηγής με FFID : 258. Στο ίδιο διάγραμμα παρατίθεται η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς που αντιστοιχεί στο αρχικό (initial) εδαφικό προσομοίωμα, καθώς επίσης και η καμπύλη διασποράς που αντιστοιχεί στο τελικό προσομοίωμα (final), το οποίο προέκυψε από τη διαδικασία αντιστροφής.
- Fig. 9: Diagram of experimental fundamental dispersion curve (Observed) in phase velocity – frequency domain derived from surface waves analysis of shot gather with FFID: 258. The fundamental dispersion curves of initial and final soil model, derived from the inversion procedure are also presented.

Παρατηρείται ότι οι ταχύτητες των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων που προσδιορίστηκαν για τα τρία εδαφικά στρώματα στην περιοχή του Λιγιδέ είναι αρκετά μικρές. Παρ' όλα αυτά, παρόμοιες ταχύτητες έχουν παρατηρηθεί σε αντίστοιχους κορεσμένους και ακόρεστους αργιλικούς σχηματισμούς [11], [12]. Ειδικότερα, η πολύ χαμηλή ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος αποδίδεται στο γεγονός ότι αυτό αποτελείται από καλλιεργημένη αργιλική φυτική γη. Επίσης, ο λόγος του Poisson του τρίτου στρώματος, αν και θεωρείται υψηλός, εντούτοις βρίσκεται μέσα στα αποδεκτά από τη βιβλιογραφία όρια.

#### 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα πλεονεκτήματα της μεθόδου αντιστροφής των σεισμικών δεδομένων επιφανειακών κυμάτων Rayleigh για τον προσδιορισμό των μηχανικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών είναι τα εξής:

- οι μηχανικές ιδιότητες που προκύπτουν προέρχονται από επί τόπου μετρήσεις σε ολόκληρο τον εδαφικό σχηματισμό σε αντίθεση με τις σημειακές μετρήσεις (π.χ. από γεωτρήσεις)
- είναι δυνατό να παρέχει πληροφορίες σε περιπτώσεις όπου

δεν είναι δυνατή η εφαρμογή καταστροφικών μεθόδων (όπως για παράδειγμα ο προσδιορισμός των μηχανικών ιδιοτήτων του εδάφους έδρασης ήδη κτισμένων κατοικιών)

 η σχετική ευκολία απόκτησης των σεισμικών δεδομένων στην περίπτωση εδαφικών σχηματισμών σε αντιπαράθεση με τη δυσκολία απόκτησης αδιατάρακτων δειγμάτων για την ανάλυση τέτοιων γεωϋλικών.

Τα γεωτεχνικά μεγέθη που προσδιορίζονται με τη μεθοδολογία που αναπτύσσεται σε αυτή την εργασία, εκτός από τη χρησιμότητά τους στη δυναμική ανάλυση των κατασκευών, είναι δυνατό να δώσουν σημαντικές πληροφορίες για την εμπειρική εκτίμηση των αντίστοιχων μεγεθών που προσδιορίζονται από εργαστηριακές δοκιμές, όπως η μονοαζονική ή τριαζονική θλίψη.

# ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

 Κρητικάκης, Γ., 2001, Εκτίμηση της ταχύτητας των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων και των δυναμικών μηχανικών παραμέτρων από καταγραφές επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, μεταπτυχιακή διατριβή, Πολυτεχνείο Κρήτης, 177 σελ.

2. Schwab, F., Knopoff, L., 1972, Fast surface wave and free mode computations, in Bolt, B. A., Edition, **Methods in computational physics**, Academic Press, pp. 87–180.

3. Xia, J., Miller, R. D, Park, C. B., 1999, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, **Geophysics**, Vol. 64, No 3, pp. 691 – 700.

4. Gregersen, S., 1976, Surface Waves in Isotropic, Laterally Inhomogeneous Media, **Pageoph**, Vol. **114**, Birkkauser Verlag, Basel.

5. McMechan, G. A., Yedlin, M. J., 1981, Analysis of dispersive waves by wave field transformation, **Geophysics**, Vol. **46**, pp. 869 – 874.

6. Menke, W., 1984, Geophysical data analysis: Discrete inverse theory, Academic Press.

7. Press, W. H., Teukosky, S. A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P., 1992, **Numerical Recipes in Fortran**, 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press.

 Misiek, R., 1996, Surface waves: Application to lithostructural interpretation of near-surface layers in the meter and decameter range, Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Ruhr, Bochum.

9. Marquardt, D. W., 1963, An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters, J. Soc. Indus. Appl. Math., Vol. 2, p. 431 – 441.

10. Palmer, D., 1980, **The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation**, Burke, B. S. K., (editor), Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.

11. Santamarina, J. C., Klein, A. K., Fam, A. M., 2001, Soils and Waves, John Wiley and Sons, Chichester, England.

12. Xia, J., Miller, R. D, Park, C. B., Hunter, J. A., Harris, J. B., 1999, Evaluation of the MASW technique in unconsolidated sediments [Exp. Abs.]: Soc. Explor. Geophys., pp. 437 – 440.

#### Γ. Σ. Κρητικάκης

Διπλωματούχος μηχανικός ορυκτών πόρων, Μ.Δ.Ε. Γεωτεχνολογία και Περιβάλλον, Υποψήφιος Διδάκτωρ, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνειούπολη, Κουνουπιδιανά, 731 00 Χανιά. **Α. Βαφείδης** 

Αναπληρωτής καθηγητής Πολυτεχνείου Κρήτης, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνειούπολη, Κουνουπιδιανά, 731 00 Χανιά.

#### Ι. Λούης

Αναπληρωτής καθηγητής Πανεπιστημίου Αθηνών, Τομέας Γεωφυσικής και Γεωθερμίας, Πανεπιστημιούπολη Ιλίσια, 157 84 Αθήνα.

Expanded summary

# S-Wave Velocity Estimation from Rayleigh Surface Wave Records

G. S. KRITIKAKIS Mineral Resources Engineer A. VAFIDIS

Associate Professor, Technical University of Crete I. LOUIS

Associate Professor, University of Athens

#### Abstract

A geophysical method, which involves the determination of shear wave velocity from the ground roll, is presented and applied in two projects of geotechnical interest. The seismic refraction method was also utilized for the determination of P-wave velocity and thickness for each layer. The determination of S-wave velocity from the Rayleigh waves involves wave field transformation in order to get dispersion curves, and application of an inversion scheme. The mechanical parameters of the soil formations were estimated at two sites at the Polytechnioupolis of the Technical University of Crete and at Ligides, Chania.

## **1. INTRODUCTION**

Recently, in seismic surveys, apart from the body waves, surface waves are also studied. The dispersion of surface waves is the major study topic. The wavefield transformation of Rayleigh waves is used for the determination of dispersion curves, which represent the variation of phase velocity of Rayleigh waves with frequency.

The phase velocity of Rayleigh waves, which propagate through a horizontally layered medium, is a function of the frequency and of four parameters of the medium: 1) The Pwave velocity, 2) the S-wave velocity, 3) the density and 4) the thickness of each layer [2]. S-wave velocity influences the dispersion curves much more than the other parameters [3].

#### 2. SURFACE WAVE ANALYSIS

Surface wave analysis requires that the record is rich in surface waves and especially in Rayleigh waves. The former, are generated from the interference of P and SH waves and are characterized by dispersion. The source and receivers are selected for recording a wide range of wavelengths.

The determination of dispersion curves from the surface wave data is achieved through a two-step transformation of wave field. First, slant stacking is applied followed by *Submitted: Dec. 31. 2002 Accepted: May 21. 2004*  Fast Fourier Transformation (FFT). Dispersion curves are indicated by the maximum amplitudes in slowness – frequency domain  $(p - \omega)$ .

The determination of S-wave velocity distribution with depth from surface wave data is performed using inversion techniques. It is accomplished by the minimization of the difference between the dispersion curves, derived from data and from the theoretical ground model.

# 3. SEISMIC SURVEY AT THE AREA OF TECHNICAL UNIVERSITY OF CRETE

The acquisition of refraction and surface wave data took place at an area near the buildings of the Department of Mineral Resources Engineering, Chania, Greece. From in situ observations, a thin layer of debris, laid on the limestone bedrock was expected to be present (Fig. 1). The same seismic line was scanned with seismic refraction and surface wave methods (Fig. 2).

Seismic refraction data were processed using the Generalized Reciprocal Method [10]. The results are summarized in Fig. 3.

The dispersion curves of surface waves are shown in Fig. 4. From the inversion of these data, S-wave velocities were estimated for the two layers and Poisson's ratio as well as Young modulus were then calculated (Table 3).

# 4. SEISMIC SURVEY AT LIGIDES AREA, CHANIA

The acquisition of refraction and surface wave data took place at an area near the city of Chania (Greece), for the construction of a house (Fig. 5). The same records were used for both surface wave analysis and refraction data processing. The depth section derived from the refraction survey (Fig. 6) shows three layers. The fundamental dispersion curve (Fig. 8 and 9) was the input in the inversion algorithm [1], from which the distribution of S-wave velocity with depth was estimated. Taking into consideration P-wave velocity, derived from the refraction method, S-wave velocity, derived from surface wave analysis and density of the soil, derived from soil specimens (Fig. 7), Poisson's ratio and Young modulus were calculated (Table 4).

## **5. CONCLUSIONS**

The advantages of calculating the mechanical properties of soils using the analysis of surface wave data techniques are:

Mechanical properties are calculated in situ and are representative of each layer.

This method is applicable in cases where destructive techniques cannot be applied.

The applicability of seismic survey compared to acquisition of undisturbed soil specimens.

Finally, information derived from the methodology described in this work is critical for the estimation of mechanical properties derived from conventional civil engineering methods, such as the triaxial compression test.

G. S. Kritikakis

I. Louis

Mineral Resources Engineer, MSc Geotechnology and Environment, PhD Candidate, Applied Geophysics Lab, Technical University of Crete, Department of Mineral Resources Engineering, 731 00, Chania, Greece.

A. Vafidis

Associate Professor Applied Geophysics Lab, Technical University of Crete, Department of Mineral Resources Engineering, 731 00, Chania, Greece.

Associate Professor, University of Athens, Geophysics and Geothermics Department, Panepistimioupolis Ilissia, 157 84 Athens, Greece.
## Συνδυαστική Εφαρμογή Γεωφυσικών και Εργαστηριακών Μετρήσεων για τον Προσδιορισμό του Μέτρου Ακαμψίας Μαργαϊκού Σχηματισμού

#### Κ. ΠΑΠΑΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΥ Γ. Σ. ΚΡΗΤΙΚΑΚΗΣ

Μηχανικός Ορυκτών Πόρων Μηχανικός Ορυκτών Πόρων Α. ΒΑΦΕΙΔΗΣ
Καθηγητής
Πολυτεχνείου Κρήτης

Ε. ΣΤΕΙΑΚΑΚΗΣ

Μηχανικός Γεωλόγος

#### Περίληψη

Οι γεωφυσικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται συχνά για να εκτιμήσουν τις δυναμικές ιδιότητες των γεωυλικών στα όρια της ελαστικής περιοχής και περιλαμβάνουν τη σεισμική διάθλαση και ανάκλαση, τις καταγραφές κυμάτων σε γεωτρήσεις, τη φασματική ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων, τις δοκιμές με υπερήχους και τη στήλη συντονισμού (resonant column). Στην παρούσα εργασία γίνεται μια προσπάθεια προσδιορισμού των ταχυτήτων των διαμήκων και των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων με στόχο τον προσδιορισμό του δυναμικού μέτρου ακαμψίας μαργαϊκού σχηματισμού σε πρανές του Πλατανιά Χανίων με τις μεθόδους των επιφανειακών και απευθείας κυμάτων, των υπερήχων και της σεισμικής διάθλασης. Ακολουθεί σύγκριση των αποτελεσμάτων της γεωφυσικής διασκόπησης με την ακαμψία που εκτιμήθηκε με δοκιμές ανεμπόδιστης θλίψης.

#### 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στις συμβατικές μεθόδους προσδιορισμού του μέτρου ακαμψίας απαιτείται δειγματοληψία από τους εδαφικούς σχηματισμούς, συνήθως με δειγματοληπτικές γεωτρήσεις. Πολλές φορές δεν εξασφαλίζονται αδιατάρακτα δείγματα, αλλά ακόμη και αν η δειγματοληψία θεωρηθεί ικανοποιητική, τα δοκίμια που λαμβάνονται δεν είναι πάντα αντιπροσωπευτικά λόγω της ανομοιογένειας των σχηματισμών.

Εξάλλου, τα σεισμικά (ελαστικά) κύματα καθώς διαδίδονται δημιουργούν χρονικά και τοπικά μεταβαλλόμενο εντατικό πεδίο. Αυτή η χρονικά μεταβαλλόμενη φόρτιση ονομάζεται δυναμική φόρτιση και μπορεί να περιλαμβάνει κύκλους θλίψης – εφελκυσμού (που προκαλούνται από τα Ρ-κύματα) και διατμητικές παραμορφώσεις μεταβλητής διεύθυνσης (που προκαλούνται από τα S κύματα).

Όσον αφορά στις κλασικές εργαστηριακές μεθόδους της εδαφομηχανικής, τα δοκίμια δεν υποβάλλονται σε επαναλαμβανόμενες φορτίσεις ή σε διάτμηση μεταβλητής διεύθυνσης, ενώ στην περίπτωση που πραγματοποιούνται διαδοχικοί κύκλοι φόρτισης – αποφόρτισης, η συχνότητα είναι πολύ μικρή.

Μια άλλη σημαντική διαφοροποίηση μεταξύ των γεωφυσικών μεθόδων και των εργαστηριακών μετρήσεων της εδαφομηχανικής αποτελεί και το εύρος των παραμορφώσεων, στις οποίες υπόκεινται τα γεωυλικά για τον προσδιορισμό των μηχανικών παραμέτρων τους. Στις γεωφυσικές δοκιμές τα γεωυλικά υπόκεινται σε πολύ μικρότερες ανηγμένες παραμορφώσεις (<  $10^{-5}$  m) σε σγέση με αυτές που προκαλούνται κατά τις εργαστηριακές δοκιμές [1]. Δεδομένου ότι οι ελαστικές παράμετροι των γεωυλικών εξαρτώνται από το εύρος της παραμόρφωσής τους [2], προκύπτει ότι τα μέτρα ακαμψίας (Ε) και διάτμησης (G) που υπολογίζονται από τις γεωφυσικές μεθόδους, θα πρέπει να διαφέρουν από αυτές που υπολογίζονται με τη χρήση στατικών δοκιμών της εδαφομηχανικής. Επίσης, μπορεί να θεωρηθεί ότι οι τιμές που εκτιμώνται με τις γεωφυσικές μεθόδους προσεγγίζουν καλύτερα το αρχικό μέτρο ακαμψίας (Ε<sub>i</sub>) και το μέγιστο μέτρο διάτμησης (G<sub>0</sub>) σε σχέση με τις κλασικές εργαστηριακές δοκιμές [3].

Ο στόχος της παρούσας εργασίας είναι η σύγκριση αποτελεσμάτων σεισμικής διασκόπησης και εργαστηριακών μεθόδων σε αντιπροσωπευτικά, αδιατάρακτα δείγματα μαργαϊκού σχηματισμού, για τον υπολογισμό των μηχανικών του παραμέτρων. Βασικός σκοπός ήταν να διερευνηθεί η εφαρμοσιμότητα των γεωφυσικών μεθόδων για τον προσδιορισμό στατικών παραμέτρων που χρησιμοποιούνται στην γεωτεχνική μηχανική.

Οι μετρήσεις πεδίου της παρούσας έρευνας πραγματοποιήθηκαν σε πρανές της εθνικής οδού Χανίων – Καστελίου Κρήτης και περιέλαβαν (α) σεισμική διάθλαση P και S-κυμάτων, (β) καταγραφές στο πρανές (Vertical Seismic Profiling, VSP) και (γ) πολυκάναλη μέθοδο ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves - MASW). Επίσης, έγινε σύγκριση των τιμών του μέτρου ακαμψίας που προέκυψαν από τις γεωφυσικές μεθόδους με τις τιμές που εκτιμήθηκαν από δοκιμές ανεμπόδιστης θλίψης σε αδιατάρακτα δείγματα που ελήφθησαν από το πρανές.

#### 2. ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΙ

Ρ-κύματα	: διαμήκη κύματα
S-κύματα	: εγκάρσια κύματα
V	: ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων
Vp	: ταχύτητα διάδοσης των διαμήκων κυμάτων
Vs	: ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων
Х	: απόσταση
t	: χρόνος
$\Delta t$	: χρόνος διαδρομής σεισμικών κυμάτων
fήf <sub>i</sub>	: συχνότητα σε Ηz
C	: ταχύτητα φάσης σεισμικών κυμάτων Rayleigh
Р	:βραδύτητα φάσης σεισμικών κυμάτων Rayleigh
j	: δείκτης εδαφικού στρώματος
ρ	: πυκνότητα του εδαφικού σχηματισμού
L	: ύψος εδαφικού δοκιμίου
d <sub>i</sub>	: πάχος του στρώματος j
v	: λόγος Poisson
E	: μέτρο ακαμψίας (δυστροπίας)
G	: μέτρο διάτμησης
G	: μέγιστο μέτρο διάτμησης

#### 3. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ

Η γεωφυσική διασκόπηση πραγματοποιήθηκε σε πρανές επί της εθνικής οδού Χανίων – Κολυμβαρίου, πλησίον του κόμβου Πλατανιά Χανίων Κρήτης (Σχήμα 1). Το πρανές χαρακτηρίζεται από υπο-οριζόντια μαργαϊκά στρώματα (Σχήμα 2).

Το πρώτο στρώμα αποτελείται από χαλαρό μαργαϊκό σχηματισμό πάχους 3.5 m, ο οποίος υπέρκειται ενός πιο συνεκτικού ορίζοντα.



Σχήμα 1: Χάρτης με τη θέση της περιοχής που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις. Figure 1: Location map of the surveyed area.



- Σχήμα 2: Σχηματική απόδοση του πρανούς των πειραμάτων. Διακρίνονται οι γραμμές μελέτης στη στέψη και στο μέτωπο του πρανούς.
- Figure 2: Layout of the seismic survey in the slope. Both seismic and VSP lines are shown.

Για την πραγματοποίηση του πειράματος της σεισμικής διάθλασης και τη συλλογή σεισμικών δεδομένων επιφανειακών κυμάτων τοποθετήθηκε στη στέψη του πρανούς η γραμμή μελέτης μήκους 66 m. Η σεισμική πηγή ενεργοποιήθηκε σε διάφορες αποστάσεις από το πρώτο και το τελευταίο γεώφωνο της γραμμής μελέτης (Σχήμα 3), ενώ επιπρόσθετα εφαρμόστηκαν αναπτύγματα 24 γεωφώνων, διαφορετικού μήκους (11.5, 23 και 46 m). Ως πηγή των σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιήθηκαν για όλα τα πειράματα, τόσο το γεωφυσικό πυροβόλο όπλο (Seisgun) Betsy όσο και σφύρα με κρούση σε μεταλλική πλάκα. Οι παράμετροι καταγραφής παρατίθενται στον Πίνακα 1.



- Σχήμα 3: Σχηματική παράσταση των θέσεων των πηγών (S) και των γεωφώνων (s) για τα πειράματα (a) MASW και διάθλασης P κυμάτων και (b) διάθλασης S κυμάτων. Με Δ, Μ, Α, συμβολίζεται η θέση των πηγών ως δυτική, ενδιάμεση και ανατολική, αντίστοιχα.
- Figure 3: Seismic survey layout for (a) MASW and P wave seismic refraction and (b) for the S-wave refraction, "S" and "s" indicate the position of the sources and geophones respectively, while Δ, M, A, characterize the source position as western, middle and eastern, respectively.

#### Πίνακας 1: Παράμετροι καταγραφής των πειραμάτων της σεισμικής διάθλασης και των επιφανειακών κυμάτων.

Table 1: Acquisition parameters for the seismic refraction and surface wave methods.

Αριθμός ενεργών γεωφώνων	24
Ιδιοσυχνότητα γεωφώνων	14 Hz (Land Mark)
Pulués Sannara) muíra	0.1 msec (Διάθλαση)
Ρυθμος δειγματοληψιας	1.0 msec (MASW)
	204 msec (Διάθλαση)
Διαρκεία καταγραφής	1024 msec (MASW)
F(S	Σφύρα 5 kg (sledgehammer)
Ειοος σεισμικης πηγης	Seisgun Winchester Betsy
Τύπος καταγραφικού	ES-2401 Geometrics

#### 3.1. Σεισμική διάθλαση Ρ και S-κυμάτων

Από τη σεισμική διάθλαση προσδιορίσθηκαν οι πρώτες αφίξεις των σεισμικών κυμάτων (P & S) και οι ταχύτητες διάδοσής τους με το λογισμικό πακέτο SIP της Geometrics [4]. Από τη διαδικασία αυτή προέκυψε το ανάγλυφο του υποκείμενου μαργαϊκού στρώματος (Σχήμα 4). Στον Πίνακα 2 παρατίθενται συνοπτικά τα αποτελέσματα των πειραμάτων σεισμικής διάθλασης P κυμάτων.

#### 3.2. Ανάλυση επιφανειακών κυμάτων

Για τη διασκόπηση των επιφανειακών κυμάτων χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιες παράμετροι καταγραφής με το πείραμα της σεισμικής διάθλασης των διαμήκων κυμάτων (Σχήμα 3). Η συλλογή, η επεξεργασία και η αντιστροφή των δεδομένων βασίστηκε στη μεθοδολογία της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) [5], [6]. Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση πρωτότυπων αλγόριθμων που έχουν αναπτυχθεί στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης [7].

Η επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh πραγματοποιήθηκε σε δύο στάδια (Σχήμα 5). Κατά το πρώτο στάδιο υπολογίζεται η πειραματική καμπύλη διασποράς μέσω μετασχηματισμού των αρχικών καταγραφών στο χώρο (p, f) (Σχήμα 6a). Κατά το δεύτερο στάδιο επιλέγεται αρχικό εδαφικό μοντέλο (initial model – Σχήμα 6b) με στόχο τον υπολογισμό της θεωρητικής καμπύλης διασποράς (Σχήμα 6c). Τέλος, μέσω επαναληπτικής διαδικασίας προσαρμογής της θεωρητικής καμπύλης διασποράς (Σχήμα 6c). Τέλος, μέσω επαναληπτικής διαδικασίας προσαρμογής της θεωρητικής καμπύλης διασποράς ων σεισμικών κυμάτων συναρτήσει του βάθους. Στον Πίνακα 3 παρατίθενται συνοπτικά τα αποτελέσματα από τη μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων για ισαπόσταση γεωφώνων 1 m και τη χρήση σφύρας 5 kg. Πίνακας 2: Συνοπτική παρουσίαση των αποτελεσμάτων των πειραμάτων σεισμικής διάθλασης διαμήκων κυμάτων. Table 2: P-wave refraction results.

Είδος πηγής	Σφύρα 5 kg	Σφύρα 5 kg	Seisgun
Ισαπόσταση γεωφώνων (m)	0.5	1	2
Ταχύτητα πρώτου στρώματος (m/sec)	333	397	400
Μέσο βάθος διεπιφάνειας των δύο στρωμάτων	3.9	4.9	4.7
Ταχύτητα ημιχώρου (m/sec)	841	1062	1292









- Σχήμα 5: Διάγραμμα ροής που περιγράφει τη μεθοδολογία της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (MASW) [8].
- Figure 5: Flowchart describing the MASW method [8].

Πίνακας 3:	Πίνακας μέσων ταχυτήτων των εγκάρσιων σεισμικών κυ
	μάτων για κάθε στρώμα τού υπό μελέτη σχηματισμού για
	ισαπόσταση γεωφώνων 1 m και τη χρήση σφύρας 5 kg.

Table 3: S-wave mean velocity values for each soil layer for geophone spacing 1 m and using sledgehammer 5 kg.

Ονομα καταγραφής	P11	P12	P13	P14	P15	P16
Θέση πηγής (Σχήμα 2)	$S_{\Delta 1}$	$S_{\Delta 2}$	$S_{\Delta 3}$	S <sub>A1</sub>	S <sub>A2</sub>	S <sub>A3</sub>
Πάχος 1 <sup>ου</sup> στρώματος (m)	4.0	2.0	2.4	3.2	2.4	3.2
Μέση Vs 1 <sup>ου</sup> στρώματος (m/sec)	240	230	220	291	280	250
Μέση Vs 2 <sup>ου</sup> στρώματος (m/sec)	360	355	390	389	390	360

#### 3.3. Δοκιμές με υπέρηχους



Πειράματα με χρήση υπερήχων πραγματοποιήθηκαν σε διαμορφωμένα δοκίμια του δεύτερου στρώματος, τα οποία ελήφθησαν από το μέτωπο του πρανούς, προκειμένου να προσδιοριστούν οι ταχύτητες διάδοσης των διαμήκων κυμάτων.

Χρησιμοποιήθηκε η συσκευή PUNDIT (Portable Ultrasonic Non-destructive Digital Indicating Tester). Η συσκευή αυτή αποτελείται από έναν πομπό και ένα δέκτη (πρεσσοστάτες) υψίσυχνων σεισμικών κυμάτων (50 kHz) που τοποθετούνται στα άκρα του προς μελέτη δοκιμίου.

Επιπρόσθετη ψηφιακή μονάδα καταγράφει απευθείας το χρόνο διαδρομής των σεισμικών κυμάτων με ακρίβεια 0.1 μsec. Για την καλύτερη εφαρμογή των πρεσσοστατών στο δοκίμιο, εφαρμόσθηκε αζονική τάση ίση με 0.5 MPa με πρέσα φόρτισης. Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων στο δοκίμιο υπολογίζεται από τη σχέση :

$$V = \frac{L}{\Delta t} \tag{3.1}$$

όπου L το ύψος του δοκιμίου και Δt είναι ο χρόνος διαδρομής των σεισμικών κυμάτων σε αυτό.

Στον Πίνακα 4 παρατίθενται συγκεντρωτικά τα αποτελέσματα από τη μέθοδο των υπερήχων.

- Πίνακας 4: Ταχύτητες των Ρ-κυμάτων από τη μέθοδο των υπερήχων σε διαμορφωμένα δοκίμια.
- Table 4: Velocities resulted from ultrasonic measurements on soil samples.

Κωδικός δοκιμίου	Ύψος (cm)	Διάμετρος (cm)	Χρόνος (μsec)	Vp (m/sec)		
K1	14.040	5.195	219.1	592.9		
K2	12.420	5.170	125.7	973.0		
K3	<b>K3</b> 10.825		101.9	1063.5		
K4	10.975	4.400	104.5	1051.1		
M1	12.140	4.840	89.3	1332.8		
M2	9.330	4.150	68.3	1370.2		
M3	11.200	4.660	116.7	987.9		
M4	12.625	5.280	107.3	1171.0		
	Μέση Vp = 1067.8 m/s					

Στο πείραμα VSP (Vertical Seismic Profiling), τα γεώ-

φωνα τοποθετήθηκαν κατακόρυφα στο μέτωπο του πρα-

νούς, ενώ η πηγή βρίσκεται στη στέψη του. Χρησιμοποι-

ήθηκαν 12 γεώφωνα οριζόντιας (καταγραφή SH-κυμάτων)

και 12 κατακόρυφης συνιστώσας (καταγραφή Ρ κυμάτων)

σε επιλεγμένες θέσεις στο μέτωπο του πρανούς που δι-

3.4. Ανάλυση των απευθείας κυμάτων

Σχήμα 6: (a) Απεικόνιση της θεμελιώδους πειραματικής καμπύλης διασποράς (τετράγωνα) στο πεδίο βραδύτητας φάσης (p=1/C) – συχνότητας, (b) αποτελέσματα ταύτισης θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για τα δεδομένα της καταγραφής P15, (c) κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος.
Figure 6:(a) Fundamental dispersion curve (squares) presented in the phase slowness (p=1/C) – frequency domain, (b) theoretical and experimental dispersion curve fit for record P15, (c) S – wave velocity distribution with depth. αμορφώθηκαν κατάλληλα (Σχήμα 7). Ο σεισμογράφος τοποθετήθηκε κοντά στο «φρύδι» του πρανούς, όπου και πραγματοποιήθηκαν κρούσεις με τη σφύρα για τη δημιουργία των σεισμικών κυμάτων.

Για το πρώτο στρώμα, οι ταχύτητες υπολογίσθηκαν με βάση την ευθύγραμμη πορεία που διήνυσε η σεισμική ακτίνα από την πηγή προς τα γεώφωνα. Γεωμετρικές διορθώσεις για την κλίση του πρανούς έχουν συμπεριληφθεί στους υπολογισμούς. Η διαδρομή της σεισμικής ακτίνας που καταγράφεται σε γεώφωνα τοποθετημένα στο δεύτερο στρώμα προσδιορίσθηκε με επαναληπτική μέθοδο, τόσο για τα διαμήκη όσο και για τα εγκάρσια σεισμικά κύματα. Για την εφαρμογή της μεθόδου, αναπτύχθηκε κατάλληλος αλγόριθμος [9] στο λογισμικό πακέτο Matlab. Η σεισμική ακτίνα θεωρούνταν αποδεκτή όταν ο χρόνος διαδρομής της προσέγγιζε με ακρίβεια 1‰ τον αντίστοιχο χρόνο της πρώτης άφιξης των σεισμικών κυμάτων. Οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας από τις καταγραφές και στα δύο στρώματα για την πηγή VSP1, παρατίθενται στον Πίνακα 5.

#### 4. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

Τα αποτελέσματα από τις σεισμικές μεθόδους στο δεύτερο στρώμα αξιολογήθηκαν για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τις δυναμικές παραμέτρους του υπό μελέτη γεωλογικού σχηματισμού.



- Σχήμα 7: Σχηματική παράσταση της τομής του πρανούς όπου απεικονίζεται η θέση της πηγής και των γεωφώνων στο πείραμα VSP.
- Figure 7: Cross section of the slope where source and geophone positions for the VSP experiment are indicated.

Στον Πίνακα 6, συνοψίζονται τα αποτελέσματα της ταχύτητας των P και S-κυμάτων στο δεύτερο στρώμα. Επίσης, στο Σχήμα 8 απεικονίζεται η ταχύτητα διάδοσης των P και S-κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος. Τα αποτελέσματα αυτά κωδικοποιούνται έτσι ώστε το πρώτο γράμμα να αντιστοιχεί στην πηγή (P=Σφύρα, B=Seisgun). Ακολουθεί η ισαπόσταση των γεωφώνων (0.5, 1 και 2) και τέλος (για το διάγραμμα των εγκάρσιων κυμάτων) δίδεται η θέση της σεισμικής πηγής (Σχήμα 3). Η οριζόντια διακεκομμένη γραμμή στα 3.5 m περίπου αντιστοιχεί στη διεπιφάνεια των στρωμάτων, η οποία αναγνωρίστηκε και στο μέτωπο του πρανούς.

Παρατηρείται σχετικά καλή συμφωνία ως προς την ταχύτητα των Ρ-κυμάτων, ειδικότερα στα αποτελέσματα από τη σεισμική διάθλαση με χρήση σφύρας και από τη δοκιμή με υπερήχους.

Αποκλίσεις του προσδιοριζόμενου βάθους της διεπιφάνειας των στρωμάτων (Σχήμα 8), αποδίδονται στο γεγονός ότι οι σχηματισμοί δεν είναι εντελώς οριζόντιοι και η σεισμική γραμμή μελέτης απέχει 6 m από την κορυφή του πρανούς.

Όσον αφορά στην ταχύτητα των S-κυμάτων στο δεύτερο στρώμα, παρατηρείται γενικά διακύμανση στις τιμές από τη μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων. Παρόλα αυτά, οι τιμές για τις καταγραφές με ισαπόσταση γεωφώνων 1 m παρουσιάζουν ικανοποιητική συμφωνία με αυτές του πειράματος VSP και της διάθλασης των S-κυμάτων.

- Πίνακας 5: Ταχύτητες Ρ και S κυμάτων από το πείραμα VSP. Η απόσταση μεταζύ πηγής και στέψης του πρανούς είναι ίση με 1m.
- Table 5: Calculated mean Vs values, derived from the VSP experiment. The distance between the location of the source and the slope wall is 1m.

Στρώμα	Αριθμός Γεωφ.	Vs (m/sec)	Mέση Vs (m/sec)	Vp (m/sec)	Mέση Vp (m/sec)
	1	270		435	
	2	170		362	
	3	181		446	
1	4	191	<b>220</b> 414 495	414	436
	5	225		495	
	6	248		482	
	7	250		418	
	8	340		549	
	9	622		808	
2	10	389	393	849	725
	11	307		705	
	12	307		715	

#### 5. ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΤΡΟΥ ΑΚΑΜΨΙΑΣ

Κατά τις δυναμικές μεθόδους προσδιορισμού των ελαστικών παραμέτρων των γεωυλικών, μετρώνται είτε η ταχύτητα διείσδυσης της κύμανσης, είτε η θεμελιώδης συχνότητα δόνησης του δοκιμίου [10].

Όμως, τα εδάφη, λόγω της ανομοιογένειας και της ανισοτροπίας που τα χαρακτηρίζει, δεν είναι απόλυτα ελαστικά υλικά. Η σχέση τάσης – παραμόρφωσης που επιδεικνύουν κατά την τριαξονική φόρτιση είναι γραμμική μόνο σε πολύ μικρές τιμές ανηγμένων παραμορφώσεων [11] (< 0.002% του εδαφικού δοκιμίου), όπου η ακαμψία που επιδεικνύουν είναι σχεδόν σταθερή. Το μέτρο ακαμψίας σ' αυτό το εύρος των παραμορφώσεων (Ε) έχει τιμή η οποία μπορεί να συγκριθεί με το μέγεθος που προκύπτει από τις δυναμικές μεθόδους. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται και από έρευνα σε ιλυολίθους [12] με μετρήσεις σε παραμορφώσεις <0.001 %. Επίσης, δοκιμές σε στρώματα κρητίδος και στην άργιλο του Λονδίνου [13], υποδεικνύουν ότι στην κρητίδα (σε αντίθεση με την άργιλο) η ακαμψία που προέκυψε από κύματα Rayleigh, ήταν μικρότερη από την τιμή που προέκυψε εργαστηριακά με μετρήσεις επί των δοκιμίων. Το γεγονός αποδόθηκε στις ασυνέχειες του σχηματισμού.

Πίνακας 6: Αποτελέσματα των ταχυτήτων των P και S κυμάτων του δεύτερου στρώματος που προέκυψαν από γεωφυσικές δοκιμές.

 Table 6: P and S wave velocities for the second geological layer derived from geophysical methods.

Μέθοδος	Πηγή	<b>Ισαπόστ.</b> γεωφ. (m)	Θέσεις πηγής	<b>Βάθος</b> (m)	Μέσο Βάθος (m)	Ταχύτ. (m/sec)	Μέση Ταχύτ. (m/sec)				
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ Ρ - ΚΥΜΑΤΩΝ											
		0.5	Όλες	3.9		841					
	Σφύρα 5 Κσ	1	Όλες	4.9	4.2	1062	1047				
	8	2	Όλες	3.9		1237					
Σεισμική διάθλαση		0.5	Όλες	4.9		1340					
οιαυλαση	Seisgun	1	Όλες	4.8	4.8	1289	1307				
		2	Όλες	4.7		1292					
Υπέρηχοι	-	-	-	-	-	-	1068				
VSP	Σφύρα 5 kg	~ 0.5	VSP1	-	-	-	725				
	А	ПОТЕЛЕ	ΣΜΑΤΑ	S - KY	ΜΑΤΩΙ	Ň					
Σεισμική διάθλαση	Σφύρα 5 kg	1	Όλες	2.6	2.6	342	342				
VSP	Σφύρα 5 kg	~ 0.5	VSP1	-	-	393	393				
		0.5	SΔ1	2.9	3 15	485	519				
a	Σφύρα	0.5	SA1	3.4	5.15	550	510				
ρηα	5 kg	1	SΔ2	2.5	2.45	371	367				
кá к SW)		1	SA2	2.4	2.45	363	307				
VELOI MA		0.5	SΔ1	2.8	3 10	483	497				
ιφαν	Saison	0.5	SΔ2	3.4	3.10	491	40/				
Ел	Seisgun	1	SΔ3	3.0	2 65	489	440				
		'	SA1	2.3	2.05	408	449				

Σε μεγαλύτερες παραμορφώσεις διαπιστώνονται διαφορές μεταξύ του δυναμικού και του στατικού μέτρου που αποδίδονται τόσο στις πλαστικές παραμορφώσεις που λαμβάνουν χώρα στα εδαφικά δοκίμια κατά τη στατική εφαρμογή του φορτίου, όσο και στην ευαισθησία που αυτά εκδηλώνουν στην ταχύτητα επιβολής των φορτίων [10]. Αν εκτελεσθούν επανειλημμένες φορτίσεις σε συνθήκες ταχείας επιβολής φορτίου, τότε το μέτρο παίρνει μια μέγιστη τιμή. Πρόκειται για το μέτρο ελαστικότητας και προσεγγίζει την τιμή που προκύπτει από τη δυναμική μέθοδο.

Κατά συνέπεια, το στατικό μέτρο ακαμψίας όπως προσδιορίζεται σε όλο το εύρος παραμόρφωσης των δοκιμίων, δεν αποτελεί μονότιμο μέγεθος, σε αντίθεση με το δυναμικό μέτρο ακαμψίας – ελαστικότητας που μπορεί να θεωρηθεί σταθερό και χαρακτηριστικό μέγεθος κάθε γεωυλικού [10].

#### 5.1. Η μέθοδος της μοναξονικής θλίψης

Η δοκιμή της μοναξονικής (ανεμπόδιστης) θλίψης αποτελεί μια απλή μέθοδο για την προσέγγιση του μέτρου ακαμψίας των γεωυλικών. Για τον υπό εξέταση μαργαϊκό σχηματισμό, ο οποίος έχει υψηλή αντοχή και μπορεί να χαρακτηρισθεί ως ημίβραχος, πραγματοποιήθηκαν δοκιμές ανεμπόδιστης θλίψης σε οκτώ (8) κυλινδρικά δοκίμια που διαμορφώθηκαν από δύο (2) αδιατάρακτα τεμάχη (όγκοι Μ και K).

Κατά τη δειγματοληψία δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή προκειμένου να ληφθούν αντιπροσωπευτικά, μη αποσαθρωμένα δείγματα. Οι διαστάσεις των δοκιμίων που διαμορφώθηκαν μετρήθηκαν με ακρίβεια 0.01 mm και παρατίθενται στον Πίνακα 4.

Τα δοκίμια υποβλήθηκαν καταρχάς σε δοκιμή υπερήχων, όπως αναφέρθηκε στην ενότητα 3.3, και στη συνέχεια υπέστησαν μοναξονική θλίψη με ρυθμό φόρτισης περίπου 2 mm/min. Ο χρόνος κάθε δοκιμής δεν υπερέβαινε τα 15 λεπτά και οι μετρήσεις του φορτίου και της αντίστοιχης παραμόρφωσης καταγράφονταν ψηφιακά.

Ο προσδιορισμός του μέτρου ακαμψίας στο αρχικό στάδιο της φόρτισης (E<sub>i</sub>) είναι αδύνατος με βάση τα πειραματικά αποτελέσματα δοκιμών ανεμπόδιστης θλίψης, κυρίως λόγω της αδυναμίας ακριβούς μέτρησης της παραμόρφωσης στα πολύ μικρά στάδια της φόρτισης [14].

Μια προσέγγιση της τιμής του μέτρου αυτού επιχειρήθηκε από το διάγραμμα τάσης – ανηγμένης παραμόρφωσης που προκύπτει από τη δοκιμή, και πιο συγκεκριμένα από το τέμνον μέτρο ακαμψίας που αντιστοιχεί στο 50 % της αντοχής του δοκιμίου. Θεωρώντας ότι η καμπύλη τάσης – παραμόρφωσης προσεγγίζεται με μια εξίσωση υπερβολικού τύπου, ανάλογη με το μοντέλο εδαφικής κράτυνσης για τις τριαξονικές δοκιμές [15], εκτιμήθηκε το αρχικό μέτρο ακαμψίας  $E_i$  σαν το διπλάσιο του τέμνοντος  $E_{50}$ . Πιο συγκεκριμένα, το μοντέλο εδαφικής κράτυνσης βασίζεται σε μια υπερβολικού τύπου σχέση μεταξύ της κατακόρυφης παραμόρφωσης ( $ε_i$ ) και της αποκλίνουσας τάσης (q) στην τριαξονική φόρτιση δοκιμίου υπό στράγγιση :

$$-\varepsilon_{1} = \frac{1}{2E_{50}} \cdot \frac{q}{1 - q/q_{\alpha}} \quad \gamma \iota \alpha q < q_{f}$$
(5.1)

όπου q, η ασύμπτωτη τιμή της διατμητικής τάσης

q, η τελική αποκλίνουσα τάση και

 $E_{_{50}}$  το μέτρο ακαμψίας, το οποίο εξαρτάται από την πλευρική τάση.

Προσδιορίζοντας την παράγωγο της εξίσωσης (5.1) στην αρχή των αξόνων  $(E_i)$ , όπως επίσης και την κλίση της ευθείας που ορίζει το τέμνον μέτρο  $(E_{so})$ , προκύπτει ότι

$$E_i = 2E_{50}$$
 (5.2)

Πραγματοποιώντας ικανοποιητικό αριθμό δοκιμών είναι δυνατό να προκύψουν αξιόπιστα συμπεράσματα για την εκτίμηση του E<sub>i</sub>. Τα αποτελέσματα από τις εργαστηριακές δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν σε δοκίμια με μικρό ποσοστό υγρασίας συνοψίζονται στον Πίνακα 7.

Πίνακας 7: Αποτελέσματα του αρχικού μέτρου ακαμψίας από τις καμπύλες τάσης – ανηγμένης παραμόρφωσης.

Table 7: Initial modulus of stiffness derived from the stress-strain diagrams.

ΜΕΤΡΟ Ακαμψίας	Δείγματα Δοκιμίων								
(MPa)	K1	K2	K4	M1	M2	M3	M4		
E50	170	99	190	360	424	177	259		
$\mathbf{E}_{\mathbf{i}}$	340	198	380	720	848	354	518		

Από τον Πίνακα 7, προκύπτει ότι η μέση τιμή των εργαστηριακά υπολογισμένων μέτρων ακαμψίας  $E_i$  είναι ίση με 480 MPa. Η διαφοροποίηση των τιμών αποδίδεται στη διαφορετική θέση δειγματοληψίας (διαφορετική σύσταση, διαγένεση και υγρασία), στη διαταραχή των δοκιμίων κατά τη διαμόρφωσή τους και στην ακρίβεια μέτρησης των αξονικών παραμορφώσεων.

#### 5.2. Προσδιορισμός του μέτρου ακαμψίας από τις σεισμικές μεθόδους

Για τον υπολογισμό του μέτρου ακαμψίας χρησιμο- ποιήθηκε η σχέση:

$$E = 2\rho \cdot Vs^2 \cdot (1+\nu) \tag{5.3}$$

όπου Ε το μέτρο ακαμψίας, ρ η πυκνότητα, Vs η ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων και ν ο λόγος Poisson.





- Σχήμα 8: Κατανομή των ταχυτήτων (a) Vp και (b) Vs με το βάθος, όπως προσδιορίστηκαν από τις σεισμικές μεθόδους. Τα δείγματα των δοκιμίων που εξετάστηκαν με τη μέθοδο των υπερήχων προέρχονται από βάθος 4.5m. Η οριζόντια διακεκομμένη γραμμή στα 3.5 m αντιστοιχεί στην διεπιφάνεια των στρωμάτων που παρατηρήθηκε στο μέτωπο του πρανούς.
- Figure 8: Distribution of (a) Vp and (b) Vs with depth, as derived from seismic methods. Soil samples tested with ultrasonic method where acquired from the depth of 4.5 m. The dashed line at 3.5 m depth corresponds to the observed interface of the layers.



Σχήμα 9: Διάγραμμα τάσης – παραμόρφωσης για το δοκίμιο K1. Figure 9: Stress – Strain diagram for the K1 sample.

Ο λόγος Poisson [9] προσδιορίστηκε από την εξίσωση:

$$v = \frac{0.5 \cdot \left(\left(\frac{Vp}{V_S}\right)^2 - 1\right)}{\left(\frac{Vp}{V_S}\right)^2 - 1}$$
(5.4)

όπου Vp η ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων. Η τιμή της πυκνότητας ( $\rho = 1.47 \text{ gr/cm}^3$ ) προσδιορίστηκε από τα διαμορφωμένα δοκίμια.

Στον Πίνακα 8, παρατίθενται οι τιμές του μέτρου ακαμψίας από τις σεισμικές μεθόδους.

Από τα αποτελέσματα που προέκυψαν τόσο από δοκιμές ανεμπόδιστης θλίψης όσο και από τις γεωφυσικές μεθόδους (διάθλαση, VSP, MASW, Σχήμα 10) διαπιστώνεται μεγάλη διακύμανση τιμών.

Παρόλα αυτά, η μέση τιμή των εργαστηριακών δοκιμών (480 MPa) συγκρίνεται ικανοποιητικά με την αντίστοιχη των γεωφυσικών μεθόδων (737 MPa) αν ληφθούν υπόψη οι διαφορές των δύο μεθόδων.

#### 6. ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Από τη μελέτη των σεισμικών μεθόδων και τη σύγκριση, τόσο των σεισμικών ταχυτήτων όσο και της διαστρωμάτωσης των γεωλογικών σχηματισμών, παρατηρείται ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ των διαφόρων μεθόδων.

Ειδικότερα, οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων που προσδιορίσθηκαν από το πείραμα VSP έδειξαν να συμφωνούν αρκετά καλά με αυτές που προέκυψαν, τόσο από τη σεισμική διάθλαση, όσο και από τη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων με ισαπόσταση γεωφώνων 1 m. Αντίθετα, υπερεκτιμημένες εμφανίζονται οι τιμές από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων για ισαπόσταση γεωφώνων 0.5 m.

Όσον αφορά στην ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων, οι

μέθοδοι των υπερήχων και της σεισμικής διάθλασης με χρήση σφύρας παρέχουν ταυτόσημα αποτελέσματα. Αντίθετα, η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης με χρήση Seisgun, δίδει μεγαλύτερες τιμές ταχύτητας, ενώ μικρότερες τιμές προκύπτουν με τη μέθοδο VSP.

Πίνακας 8:	Αποτελέσματο	α του μέτροι	ο ακαμψίας	ς (Ε) από	τις μέσες
	ταχύτητες των	ν εγκαρσίων	και των δ	ιαμήκων ο	σεισμικών
	κυμάτων για τ	το δεύτερο σ	τρώμα του	σχηματισ	μού.

Table 8:Stiffness modulus (E) derived from the mean P- and S-<br/>wave velocity for the second layer of the slope.

Μέθοδος		έθοδος	Συμβολισμός Μεθόδου	Mέση Vs (m/sec)	Mέση Vp (m/sec)	Λόγος Poisson (v)	E (MPa)
Σ	εισμι	κή διάθλαση	SR	342	1047	0.44	495
VSP		VSP	VSP	393	725	0.29	587
170	ópa kg	Ισαπόστ. γεωφ. 0.5 m	SW P0.5	507	1047	0.35	1018
ά κύμο	<u>ά κύμα</u> Σφύ 2 5 k	Ισαπόστ. γεωφ. 1.0 m	SW P1	377	1047	0.43	596
MI013A10	gun	Ισαπόστ. γεωφ. 0.5 m	SW B0.5	525	1307	0.40	1138
Επιφ	Seis	Ισαπόστ. γεωφ. 1.0 m	SW B1	371	1307	0.46	589



- Σχήμα 10: Συγκεντρωτικά αποτελέσματα του μέτρου ακαμψίας που προέκυψαν από δοκιμές μοναζονικής θλίψης και τις σεισμικές μεθόδους πεδίου.
- Figure 10: Overall results for the stiffness modulus derived by unconfined compressive tests and in situ seismic methods.

Σχετικά με τον προσδιορισμό του βάθους της διεπιφάνειας των στρωμάτων, ικανοποιητικά αποτελέσματα προέκυψαν από τη σεισμική διάθλαση των Ρ κυμάτων μόνο από τις καταγραφές με τη χρήση σφύρας για ισαπόσταση γεωφώνων 0.5 m.

Από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh προέκυψαν μοντέλα βάθους που συμφωνούν με τις παρατηρήσεις στο πεδίο. Για ισαπόσταση γεωφώνων 1 m αποδίδεται πολύ καλά η εδαφοτομή, ενώ λιγότερο ικανοποιητικό ήταν το μοντέλο βάθους για ισαπόσταση γεωφώνων 0.5 m. Επίσης, η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης των S-κυμάτων φάνηκε να υποεκτιμά το βάθος της διεπιφάνειας μεταξύ των στρωμάτων (Σχήμα 8).

Το δυναμικό μέτρο ακαμψίας του δευτέρου στρώματος που προέκυψε από τις γεωφυσικές μετρήσεις ήταν συγκρίσιμο με αυτό που εκτιμήθηκε από δοκιμές ανεμπόδιστης θλίψης.

Ιδιαίτερα, οι εργαστηριακές εκτιμήσεις του μέτρου ακαμψίας στα δοκίμια  $M_3$  και  $M_4$  συμπίπτουν με αυτές που προέκυψαν από τις σεισμικές μεθόδους. Πρέπει, βέβαια, να σημειωθεί ότι ο αριθμός των δοκιμίων ήταν μικρός ώστε να τεθούν τα αποτελέσματα υπό στατιστικό έλεγχο. Δεδομένου όμως ότι η περιοχή διακύμανσης του μέσου όρου των δύο ομάδων (1017 έως 455 και 693 έως 266 αντίστοιχα) εμφανίζει κοινή περιοχή στο διάστημα από 455 έως 693, οι δύο ομάδες τιμών δεν είναι στατιστικά διαφορετικές στο επίπεδο βεβαιότητας 95%.

#### 7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (MASW), αποτελεί αξιόπιστη γεωφυσική μέθοδο που εκτιμά ικανοποιητικά τη θέση της διεπιφάνειας των υπό μελέτη σχηματισμών και υπολογίζει αξιόπιστα την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (και κατ' επέκταση το δυναμικό μέτρο ακαμψίας των σχηματισμών).

Επιπρόσθετα, η μέθοδος MASW αποδίδει καλύτερα την κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων με το βάθος, σε σύγκριση με την μέθοδο της διάθλασης των Sκυμάτων, η οποία αποτυγχάνει στην περίπτωση αναστροφής της σεισμικής ταχύτητας.

Εξάλλου, είναι δυνατόν να πραγματοποιηθεί συνδυαστική εφαρμογή γεωφυσικών και κλασικών γεωτεχνικών μεθόδων προεκτείνοντας τις σημειακές πληροφορίες των γεωτρήσεων που αφορούν τόσο στην στρωματογραφία, όσο και στις μηχανικές ιδιότητες των γεωυλικών, σε όλη την υπό μελέτη περιοχή.

Κατά συνέπεια, η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων αναμένεται στο μέλλον να αναλάβει σημαντικό ρόλο στον τομέα της γεωτεχνικής μηχανικής, χωρίς βέβαια να υποκαταστήσει τις κλασικές μεθόδους της γεωτεχνικής έρευνας.

Οι εκτιμώμενες τιμές των ελαστικών παραμέτρων με

τη χρήση γεωφυσικών μεθόδων θα μπορούσαν να βαθμονομηθούν ως προς τα αποτελέσματα με επιτόπου ή και εργαστηριακές δοκιμές σε αντιπροσωπευτικά δοκίμια, προκειμένου να αραιώσει ο κάνναβος των γεωτρήσεων, να μειωθεί το κόστος και να επιταχυνθεί η διαδικασία μελέτης του υπεδάφους. Μια τέτοιου είδους εφαρμογή θα συνέβαλε σημαντικά και στη γρήγορη και αξιόπιστη προσομοίωση της κινητικής συμπεριφοράς ανοικτών εκσκαφών μεγάλου βάθους οι οποίες αναπτύσσονται πλέον ευρύτατα για τις μεταλλευτικές ανάγκες.

#### ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Foti S., 2003, Mechanical properties of soils from geophysical in situ tests, UPC Barcelona 2003, pp 5-6.

2. Menzies, B., 2001, Near-surface site characterization by ground stiffness profiling using surface wave geophysics, Instrumentation in geotechnical engineering. H.C.Verma Commemorative Volume. Eds. K.R. Saxena and V.M. Sharma. Oxford & IBH Publishing Co. Pvt. Ltd., New Delhi, Calcultta. pp. 43-71.

3. Sharma, S., and Fahey, M., 2003, Degradation of stiffness of cemented calcareous soil in cyclic triaxial tests, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, pp. 619-629.

4. Haeni, F. P., Grantham, D. G., and Ellefsen, K., 1987, Microcomputer-based version of SIPT: A program for the interpretation of seismic-refraction data. Open-file report 87-103-A. Harford, Connecticut.

5. Κρητικάκης, Γ., Βαφείδης, Α., Λούης, Ι., 2004, Εκτίμηση ταχυτήτων διάδοσης εγκαρσίου κύματος από καταγραφές επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, Τεχνικά Χρονικά, Τόμος 24, Σειρά Ι, Τεύχος 2, Επιστημονική Έκδοση ΤΕΕ, Αθήνα.

6. Park, B. C., Miller, D. R. and Xia, J., 1999, Multichannel analysis of surface waves, Geophysics, 64 (3), p. 800-808.

 Κρητικάκης, Γ., 2000, Συμβολή των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στην εκτίμηση των μηχανικών ιδιοτήτων του υπεδάφους, Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά, σελ. 211.

8. Κρητικάκης, Γ., Βαφείδης, Α., Gourry, J., C., 2004, Ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και εφαρμογή σε χώρο απόθεσης απορριμμάτων στη Β. Ιταλία και στη βιομηχανική περιοχή Porto Petroli, Genoa, Πρακτικά του 10<sup>ου</sup> Διεθνούς Συνεδρίου της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας, 15 – 17 Απριλίου, Θεσσαλονίκη.

 Παπακωνσταντίνου Κ., 2004, Μελέτη των μηχανικών παραμέτρων του εδάφους με τη χρήση σεισμικών μεθόδων και εργαστηριακών μετρήσεων, Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά, σελ. 144.

 Δεμίρης Κ. Α., 1979, Τεχνική Γεωλογία, Μέρος Β΄, Διερεύνηση των Γεωλογικών Σχηματισμών, Θεσσαλονίκη.

11. Tatsuoka, F., Kohata, Y., Mizumoto, K., Kim, Y-S., Ochi K. and Shi D., 1993, Measuring small strain stiffness of soft rocks. Proceedings International Symposium on Hard Soils and Soft Rocks. Athens 1, pp. 809-816.

12. Ochi, K., Tsubouchi,T., Tatsuoaka, F., 1993. Stiffness of sedimendary soft rock from in situ and laboratory tests. Proceedings International Symposium on hard soils and soft rocks, Athens, pp. 707-714.

13. Clayton, C.R.I., Cordon, M.A. and M.C., Matthews, 1994, Measurements of stiffness of soil and weak rocks using small strain laboratory testing and geophysics. Proc. Int. Symp. on Pre-failure Deformation Characteristics of Geomaterials, Balkema, Rotterdam. Vol 1, pp. 229-234.

14. Στειακάκης Ε., 2003, Συμπεριφορά ανοικτών εκσκαφών μεγάλου βάθους. Έρευνα γεωτεχνικών παραμέτρων και κινητικότητας εδαφών στο λιγνιτικό πεδίο Πτολεμαΐδας-Αμυνταίου. Διδακτορική διατριβή. Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά. 82

15. Schanz T., Vermeer P. A and Bonier P. G., The hardening soil model: Formulation and verification. Beyond 2000 in Computational

Geothechnics. 10 years of Plaxis International, 1999, Balkeman, Rotterdam.

Κ. Ι. Παπακωνσταντίνου,

Μηχανικός Ορυκτών Πόρων, Μεταπτυχιακός φοιτητής «Περιβάλλον και Ανάπτυξη», Ε.Μ.Π., Αθήνα.

Γ. Σ. Κρητικάκης,

Διπλωματούχος Μηχανικός Ορυκτών Πόρων, Μ.Δ.Ε. Γεωτεχνολογία και Περιβάλλον, Υποψήφιος Διδάκτωρ, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Πολυτεχνειούπολη, 73100 Χανιά. **Α. Βαφείδης**,

Καθηγητής, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Πολυτεχνείο Κρήτης, Πολυτεχνειούπολη, Κουνουπιδιανά, 73100 Χανιά. Ε. Στειακάκης,

Δρ Μηχανικός Γεωλόγος, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, Πολυτεχνείο Κρήτης, Πολυτεχνειούπολη, 73100 Χανιά.

Extended summary

## Application of Geophysical and Laboratory Methods for the Determination of the Stiffness Modulus of a Marly Formation

**C. PAPAKONSTANTINOU** 

Mineral Resources Engineer G. S. KRITIKAKIS Mineral Resources Engineer **A. VAFIDIS** Professor, Technical University of Crete M. STIAKAKIS Eng. Geologist, Technical University of Crete

#### Abstract

Geophysical methods are often used to characterize the geological formations through their dynamic parameters at the limits of the elastic behavior. This paper focuses on the determination of the P and S-wave velocities and the calculation of the dynamic stiffness modulus of a marly formation at "Platanias" area near Chania (Crete). This is accomplished with the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW), seismic refraction, ultrasonic and Vertical Seismic Profiling (VSP) techniques. Also, the geophysical results and the results from the unconfined compression tests are compared.

#### **1. INTRODUCTION**

Geotechnical methods for the determination of the stiffness modulus require undisturbed soil samples, usually taken from boreholes. Even if the sampling procedure is considered undisturbed, a large number of samples should be tested in the lab in order to estimate representative values of stiffness modulus. Additionally, the inhomogeneity of the geological formations is not taken into account.

In this paper, the dynamic stiffness modulus is evaluated for a marly formation at Platanias area (Crete) (Fig. 1) using combined geophysical methods and the results are compared to the static stiffness modulus derived from unconfined compressive tests.

#### 2. GEOPHYSICAL SURVEY AT PLATANIAS AREA (CRETE)

The site is characterized by two almost horizontal layers of marly formations (Fig. 2). The upper layer (3.5 m thick) consists of marly soil that overlies a stiffer marly formation. The seismic line, 66 m long, put on the upper layer, was parallel to the crest of the slope. The seismic array consists of 24 receivers, located at different intervals (0.5, 1 and 2 m), while the source was placed at various distances from the first and the last receivers (Fig. 3). The geophysical seisgun "Betsy" and a sledgehammer (5 kg) hitting on a metal plate were utilized as seismic source. The acquisition parameters of refraction and MASW methods are listed in Table 1.

Seismic velocities of the marly formations and the depth model were determined from P and S-wave refraction (Table 2 and Fig. 4), while S-wave velocity distribution with depth at the center of geophone spread were deduced from MASW (Table 3). Fig. 5 and 6 provide a brief description of MASW method.

The VSP method was applied by mounting the geophones at specific positions along the slope (Fig. 7). P and S-wave velocities deduced from the VSP experiment are summarized in Table 5.

In addition, eight (8) cylindrical samples were prepared from two (2) greater blocks (K and M) of soil, from the 2<sup>nd</sup> (underlying) layer of the marly formation. P-wave velocity was also determined using ultrasonic apparatus. The dimensions of soil samples and their P-wave velocity are summarized in Table 4.

#### **3. COMPARISON OF THE RESULTS**

S-wave velocity values determined by the Vertical Seismic Profiling (VSP) are in a good agreement with the results obtained from seismic refraction and MASW for receiver spacing 1m. On the contrary, velocities deduced from MASW for 0.5 m receiver spacing are overestimated compared to the rest of the methods (Table 6).

Regarding the P-waves velocities, the ultrasonic and the seismic refraction (using sledgehammer) methods provided identical results. On the contrary, the seismic refraction method (using Seisgun) determined greater velocity values, while those taken from the VSP method were underestimated.

Regarding the determination of the upper layer thickness, satisfactory results were obtained by the P-wave seismic refraction test (sledgehammer, receiver spacing 0.5 m). Respectively, from MASW method, the Rayleigh wave records determine very well the top layer thickness. On the other hand, the S-wave seismic refraction method underestimates the depth of the interface (Fig. 8).

The initial stiffness modulus of the second layer, as determined from unconfined compression test (Fig. 9, Table 7) approaches the dynamic results from geophysical tests (i.e.,  $M_2$ ,  $M_3$ ,  $M_4$  – Fig. 10). Since the confidence interval of the mean value of the two data series (1017 to 455 and 693 to 266 respectively) is overlapped between 455 and 693, the two mean values series of data are not significantly defferent at 95% confidence.

#### 4. CONCLUSIONS

The multichannel analysis of (Rayleigh) surface waves (MASW) constitutes a reliable geophysical method for the determination of the geological structure, the calculation of the S-wave velocity and the determination of the stiffness modulus. In addition, this method can be considered more reliable compared to the classic S-wave refraction method, because it provides results in cases that the last one fails (i.e. velocity inversions).

The combination of the geophysical and the classic geotechnical methods may enrich the data concerning the stratigraphy and the geotechnical parameters. Thus, the calculated values of the elastic parameters from the geophysical methods could be integrated with the results from the classic geotechnical methods (SPT, CPT, plate loading test / triaxial or unconfined compressive test e.t.c), in order to reduce the cost. This will be particular useful in mining, for the investigation and simulation of the kinetic behavior of the open pit mines.

#### K. Papakonstantinou,

#### M. Stiakakis,

Mineral Resources Engineer, MSc Student, Environment and Development, Technical University of Athens, Greece. **G.S. Kritikakis**,

Mineral Resources Engineer, MSc Geotechnology and Environment, PhD Candidate, Applied Geophysics Lab, Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, 73100, Chania, Greece.

A. Vafidis,

Professor, Applied Geophysics Lab, Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, 73100, Chania, Greece.

Eng. Geologist, MSc, PhD, Applied Geology Lab, Technical University of Crete, Department of Mineral Resources Engineering, 73100, Chania, Greece.

Contribution of the geophysical methods in delineating soil contamination

G. Kritikakis, N. Economou, H. Hamdan, N. Spanoudakis, A. Antoniou and A. Vafidis

Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, Hania, Greece

#### M. Bano

Laboratoire Proche Surface, EOST ULP (UMR-7516), Strasbourg Cedex, France

#### N. Pasadakis

Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, Hania, Greece

#### J.C. Gourry

BRGM, Development, Planning and Natural Risks Division, Orleans, France

#### ABSTRACT

Rehabilitation of sites contaminated by oil products and chlorinated organic compounds is a costly task which affects the planning of urban and infrastructure development. An integrated approach based on the non-invasive geophysical technology is utilized for subsurface characterization of contaminated land. In this approach the localized information, provided by chemical analysis of soil samples collected from boreholes, is used for the calibration of the geophysical data. This information is subsequently extrapolated to the area under investigation by combining it with the geophysical results, providing thus information about pollution accumulation, contaminants' flow and pollution sources.

Two case studies are presented from sites contaminated by heavy metals (Venice, Italy) and oil products (Athens, Greece). Resistivity, electromagnetic and seismic methods were used in this approach. Namely, electrical tomography, electromagnetic mapping, ground penetrating radar (GPR), multichannel analysis of surface waves (MASW) and seismic refraction experiments were conducted. In Italy, the sections from the multichannel analysis of surface waves imaged successfully a buried channel where the pollution is concentrated. Preliminary results are also discussed from the geophysical survey in Greece where the thickness of the oil phase located on top of the water layer is 60 cm.

#### 1. INTRODUCTION

A geophysical survey was conducted at Porto Marghera, near Venice, Italy in May 2004. Specifically electromagnetic mapping and seismics were carried out at Porto Marghera for Monte Fibre company, from the 13<sup>th</sup> to the 18<sup>th</sup> of May 2004 (Fig. 1).

#### 2. SEISMICS

The seismic survey was conducted along three lines. Line 1 consists of 3 24-geophone spreads with total length 142 m, while lines 2 and 3 consist of 2 24-geophone spreads with total length 94 m each. 14 Hz vertical component geophones were located at intervals of 2 meters. For



Figure 1: Sketch of the area of interest at Porto Marghera, Venice indicating the location of seismic lines (SL), electromagnetic mapping grids.and the old channel.

seismic source a 5 kg sledgehammer was employed, while the source interval was set to 4 m for the multichannel analysis of surface waves (MASW). The Geometrics ES2401 seismograph was used to record the seismic data. The record length for the refraction experiment was 204 ms and the sample interval 0.1 ms, while the record length for the MASW was 1024 ms and the sample interval 1 ms.

In all seismic lines surface waves were acquired using the roll-along technique, resulting to 96 m Vs (shear wave velocity) pseudo-profile for line 1 and 48 m Vs pseudo-profile for each of lines 2 and 3. Seismic refraction data were also acquired, however the results of refraction processing are not reliable due to velocity inversions.

#### Surface wave analysis on field data

The surface wave analysis was applied to field data collected at Porto Marghera along the lines 1, 2 and 3 (Fig. 1). The processing flow starts by reading the data and extracting the dispersion curve (McMechan and Yedlin, 1981).

This is accomplished by transforming the common shot gather data in the '*p*- $\omega$ ' domain. The p- $\omega$  transform involves:

- 1. slant-stacking of the wavefield which is equivalent to a "*intercept time*  $(\tau)$  *slowness* (p)" transform.
- 2. Fourier transform from the intercept time  $(\tau)$  to angular frequency  $(\omega)$  domain to obtain the wavefield in the *slowness-angular frequency* domain  $(p-\omega)$ .

Thus, the initial wavefield is transformed from the offset – time (x-t) to the slowness – angular frequency (p- $\omega$ ) domain. The dispersion curves are extracted from the transformed wavefield in the p- $\omega$  domain, or respectively in phase velocity (c<sub>R</sub> = 1/p) – frequency (f =  $\omega/2\pi$ ) domain. If u(x,t) denotes the wavefield and U(x,f) its Fourier transform, then the wavefield in the p- $\omega$  domain is realized by the following operation: S(p,f)= $\Sigma_x$ U(x,f)exp(-i $2\pi$ fpx).

From the shot gather data, the local maxima of the seismic energy have been automatically selected. The fundamental dispersion curve is extracted by defining its points. Then, an inversion prototype, based on the Singular Value decomposition technique, calculates a shear wave velocity versus depth profile from the extracted fundamental dispersion curve and an initial velocity model.

The inversion procedure for the determination of soil model parameters from the experimental Rayleigh surface waves' dispersion, curves involves a system of non-linear equations. The experimental fundamental dispersion curve is compared to the theoretical one, which corresponds to the initial soil model and derives from the Thomson-Haskell technique for a horizontally layered medium. The linear overdetermined system is solved for the unknown model parameters by least square methods such as the Singular Value Decomposition (SVD) technique.

During the inversion of the extracted fundamental dispersion curve, the Poisson ratio was kept fixed, while the thickness of each layer was estimated using information from the fundamental dispersion curve. The density of each layer was approximated by the empirical relation:

$$\rho = 0.0002Vp + 1.7 (g/cm^3) \tag{1}$$

The Rayleigh waves velocity  $(c_R)$  depends on the Vs and the Poisson ratio. For a Poisson ratio between 0 and 0.5, the corresponding  $c_R/Vs$  ratio ranges from 0.86 to 0.95 (Nazarian, 1984). Thus, an initial estimate of the Vs can be directly obtained from the fundamental dispersion curve, by setting the  $c_R/Vs$  ratio equal to 0.9.

Furthermore, Rayleigh waves exhibit very little depth of penetration. Namely, for a surface wave the amplitude at depth 1.5 times its wavelength ( $\lambda$ ), is equal to 10 % of the amplitude at the surface of the earth (Nazarian, 1984). Practically, Rayleigh waves of specific wavelengths encounter different depth of penetration. Thus, they contain information about the Vs from different layers. For the initial c<sub>R</sub> or Vs model (using the c<sub>R</sub>/Vs ratio), empirical relations convert the wavelength to depth. Common wavelength-to-depth relations are: depth =  $\lambda/1.5$ ,  $\lambda/2$ ,  $\lambda/2.5$  and  $\lambda/3$ .

Since other parameters such as P-wave velocity and density do not strongly influence the dispersion curves, they are estimated from empirical relations using a fixed value of Poisson's ratio. For Porto Marghera, the initial S-wave distribution was calculated using the relation: depth= $\lambda/2$ . Poisson's ratio was set to 0.4.

By applying this surface wave analysis technique for all the shots of the seismic line, and



Figure 2: Pseusodection for Seismic Line 2 deduced from the analysis of surface waves indicating the low S-wave velocity channel and borehole PZ1.

placing the velocity model at the center of the geophone spread, a pseudo-section of S-wave velocity is created. Figure 2 displays the pseudo-section for seismic line 2. Borehole PZ1 located near the seismic line 2 is utilized for the calibration of the seismic velocities. Sandy soil corresponds to the low velocity layer which is divided in two by higher velocity streaks whose composition is possibly silty. The old channel is imaged on the top of the higher velocity layer which is attributed to compacted silt. A lower velocity layer which covers the compacted clayey silt, is attributed to silt with dark organic material.

The old channel has been observed on the top of the impermeable layer of the compacted silt on the line 2 pseudo-section. The depth to the bottom of the old channel varies from 5 to 8 meters. For seismic line 1, the corresponding depth varies from 5 to 7.5 meters. Line 1 shows a gradual reduction of this depth towards the east (Fig. 3). Seismic line 3 exhibits shallow depths (4.5 to 6.5 meters) to the bottom of the channel. From the analysis of the surface waves, the old channel is very well described along the seismic lines. The results of this method are also in agreement with the provided sketch of the old channel. A discrepancy is observed regarding the location of its south bank (Fig. 3).

#### 3. ELECTROMAGNETICS

The electromagnetic induction instrument CM-031 GFInstruments, used at Porto Marghera, measures the in-phase and quadrature components of the secondary electromagnetic field. The quadrature component depends on soil conductivity. Thus, from the quadrature component measurements, the soil conductivity is estimated (Karous, 1989).

The transmitter works as a source of har-



Figure 3: Residual resistivity map and the upper and lower surface of the old channel from the seismic survey.

monic magnetic field induced (characteristic frequency  $\omega$ =3.7 KHz) eddy currents in the conductive material under ground surface. The eddy current loops generate secondary magnetic field. The receiver has the same (vertical) orientation as the transmitter and receives the vertical component of the secondary magnetic field B<sub>z</sub>. B<sub>z</sub> represents a complex quantity with a real and imaginary part. The imaginary part of B<sub>z</sub> (ImB<sub>z</sub>) is proportional to the conductivity of surroundings ( $\gamma$ ):

$$\gamma = (4 \operatorname{Im} B_z) / (\omega \,\mu \, r^2 \, Bp) \tag{2}$$

where Bp is the primary magnetic field and r denotes coil separation. The real part of  $B_z$ (ReB<sub>z</sub>) is determined by a more complicated nonlinear relation and depends on the electrical conductivity and magnetic permeability of the surroundings,  $\mu$ . This apparent conductivity of ground (measured in milliSiemens per meter) gives information e.g. about the rock type or pollution of the soil by conductive substances. The second measured parameter – so called inphase – is proportional to ReB<sub>z</sub>. It brings very selective information about the occurrence of magnetic objects (pipelines, barrels) under the ground surface.

The electromagnetic method scanned two grids (Fig. 1) namely, a 270 x 111 m grid to the east of a paved road and a 198 x 90 m grid to the west. The grid spacing was 3 meters. Both the soil resistivity and the in-phase component of the induced magnetic field were measured.

The software Fortner Transform V3.4 was used for the processing of the electromagnetic data. Bilinear interpolation was performed to the original data to create a resistivity map.

A 2-dimensional moving average operator was applied to the resistivity data. The smoothing was performed by averaging the resistivity at the central point and its eight neighbors. The 2-dimensional average filter was repeatedly applied (5-passes). Its outcome was then subtracted from the original data.

In order to generate an image of steepest slopes, the following gradient operator

$$\sqrt{\{(\partial_x \rho)^2 + (\partial_y \rho)^2\}} \tag{3}$$

was applied to the data, where  $\rho$  denotes the measurement and  $\partial_x$ ,  $\partial_y$  the partial differential operators with respect to x and y respectively.

Additionally, smoothing of the data was per-

formed in the wavenumber domain. This is accomplished by a Fourier transform of the original data and a multiplication with the operator:

$$L = e^{-hr} \tag{4}$$

where h denotes distance and r the radial wavenumber. The smooth image is obtained by inverse Fourier transformation of the filtered data.

The residual image resulted by subtracting the smooth data from the original ones. The same operators were utilized for processing the inphase data.

On the resistivity map (Fig. 3), the paved road is marked with crosses. Also, the sketch of the old channel is shown. An elongated higher resistivity anomaly is located south of the old channel. A higher resistivity is present to the north east (Fig. 3). The old channel corresponds to the lower resistivity zone. Its southwest bank is successfully delineated.

According to MASW, the depth of the grey compacted clayey silt ranges from 4.5 to 8 meters. The penetration depth of CM031 is 6 meters. Therefore, this layer influences the electromagnetic measurements mainly away from the old channel where its depth is less than 6 meters. The compacted silt is impermeable and exhibits higher resistivity compared the one of the water saturated clayey sands. Thus, the higher resistivity anomaly off the banks of the old channel may be attributed to this compacted silt layer. The outline of the lower surface of the old channel deduced from the seismic pseudosections correlate well with the resistivity map (Fig. 3). Namely, higher residual resistivity is present at locations where the depth to the bottom of the channel is reduced.

On the same Figure the borehole A1-PP07 is observed (square). Chemical analysis of samples from this borehole indicates high concentrations of Mercury (Hg), Lead (Pb), Copper (Cu) and Zinc (Zn) at depths 2.8-4 meters. Similar high concentrations are observed at boreholes within the very low resistivity anomaly, e.g. at PZ1. This low resistivity zone possibly indicates a pathway of contaminants or a polluted zone. Also, chemical analysis of the samples at the borehole A1-PP10 shows high concentrations of Lead (Pb), Copper (Cu) and Zinc (Zn) at depths 2-3 meters. The contaminated zone is outlined using information from the



Figure 4: Resistivity map, the old channel and the contaminated area at Porto Marghera, Venice.

chemical analysis of borehole samples.

Figure 4 displays the superposition of the old channel and contaminated zone limits on the apparent resistivity map. This picture shows that the contaminated zone is located on top of the channel where the apparent resistivity exhibits low values. On the geophysical map this low resistivity zone resolves with more detail the contaminated zone at its southwest limit (Fig. 4, light grey circle). Additionally, to the east, where there are no boreholes, the low resistivity values indicate a possibly contaminated area which is bounded by points (-40N, 40E), (-60N, 30E), (-60N, 45E) and (-40N, 50E).

The electrical tomography method scanned a portion of the grid to the west (Fig. 1). The dipole-dipole array was utilized. The apparent resistivity map and the resistivity slice at depth 2.2 m correlate very well indicating that the low apparent resistivity zone mostly originates from the very shallow layers which are contaminated according to the chemical analysis results.

#### 4. THE ATHENS REFINERY SITE

A geophysical survey was conducted in Aspropyrgos, Athens in order to map soils contaminated by oil products. The area under investigation was initially scanned using the CM031 electromagnetic instrument followed by an electrical tomography and georadar investigation. Additionally, well logging and chemical analysis of soil samples have been performed for three boreholes.

Soils consisting of sands and silty clays overlay limestones and dolomites. The depth to the watertable ranges from 1 to 9m. Preliminary results indicate that the high concentration of oil products in the soils is related to higher electrical resistivity (Fig. 5).

#### 5. CONCLUSION

The MASW showed that the bottom of the old channel is located on the compacted silt at depths 4 to 8 m. The EM mapping indicated a low resistivity anomaly which is located on top of the old channel and coincides with the contaminated area. This contaminated area correlates well with the old channel although it is limited at depths smaller than the one to the bottom of the old channel.

#### ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by European Union



Figure 5: Geolectrical section and TPH concentration in soil samples from a borehole on the electrical tomography line from the Athens refinery site.

program HYGEIA-EVK4-2001-00046 (Hybrid Geophysical technology for the Evaluation of Insidious contaminated Areas) and Greek Secretariat of Research and Development (program  $EAE\Gamma XO\Sigma$ ).

#### REFERENCES

- McMechan, G.A. and M.J. Yedlin, 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation, Geophysics 46, pp. 869-874.
- Nazarian, S., 1964. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement system by spectralanalysis-of-surface-waves method, Ph.D. Texas, U.S.A.
- Karous, M., 1989. Geoelectric Prospection Methods, SNTL, Praha (in Czech).

# The application of the Multichannel Analysis of Surface Waves method (MASW) in Geotechnical Investigations

VAFIDIS, A. and KRITIKAKIS, G.

*Mail Address*: Applied Geophysics Lab., Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, 73100, Chania, Greece.

E-mail: vafidis@mred.tuc.gr, gkritik@mred.tuc.gr

Key Words: surface waves, MASW, S-wave velocity reversals, geotechnical applications

#### ÖΖ

Son yıllarda Rayleigh yüzey dalgası dispersiyon özelliği, jeofizik araştırma yöntemlerine bir alternatif olarak yoğun araştırılmıştır. Günümüzde, jeoteknik uygulamalarda, yüzey dalgalarının çok kanallı spektral analizi yöntemi (MASW), ortamın makaslama dalgası hızının derinlikle değişiminin belirlenmesinde yaygın olarak kullanılmaktadır.

#### ABSTRACT

During the last few years, the dispersion of Rayleigh surface waves has been intensively studied as an alternative to contemporary geophysical techniques. Nowadays, Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) is widely used in geotechnical applications for the determination of S-wave velocity distribution with depth.

#### INTRODUCTION

S-wave velocity is essential for geotechnical applications, not only for dynamic analysis of soil behavior, but also for the evaluation of subsurface rigidity. The seismic methods (refraction, cross-hole tomography and MASW) are non-destructive, can be applied to loose soil formations and provide, not punctual, but representative in situ information about the subsurface.

#### MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES

One of the most dominant characteristics of surface waves is the dispersion, namely the surface wave velocity variation with frequency. The phase velocity of Rayleigh surface waves, traveled through horizontally layered medium, depends on frequency as well as on four soil parameters (Schwab and Knopoff, 1972): 1) P-wave velocity (Vp), 2) S-wave velocity (Vs), 3) the thickness of the layers (d) and d) the density of the formations ( $\rho$ ). The dispersion curves are highly influenced by S-wave velocity, more than the other soil parameters. Thus, inversion techniques can be applied for the determination of Vs distribution with depth from Rayleigh surface waves dispersion curves. Lateral variation of Vs can be determined using roll-along acquisition techniques (Miller et al, 1999). By placing each record inversion results at the center of geophone spread, a Vs pseudo-profile can be created.

The methodology of Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) can be divided into two steps (Figure-1). The processing flow starts by reading the data (they must contain adequate amount of seismic energy which corresponds to Rayleigh surface waves) and extracting the dispersion curve (McMechan and Yedlin, 1981). The initial wavefield is transformed from offset – time (x - t) to phase slowness – angular frequency  $(p - \omega)$  domain. The dispersion curves are extracted from the

<sup>- 1 -</sup>

<sup>17</sup>th INTERNATIONAL GEOPHYSICAL CONGRESS & EXHIBITION by *UCTEA*, NOVEMBER 14-17, 2006 TÜRKİYE 17. ULUSLARARASI JEOFİZİK KONGRE VE SERGİSİ, 14-17, 2006

transformed wavefield in the p  $-\omega$  domain, or respectively in phase velocity ( $c_R = 1/p$ ) – frequency (f =  $\omega/2\pi$ ) domain. If u(x,t) denotes the wavefield and U(x,f) its Fourier transform, then the wavefield in the p – f domain is realized by the following operation: S(p,f)= $\Sigma_x$ U(x,f)exp(-i $2\pi$ fpx).



Figure-1. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) flowchart.

The local maxima of the seismic energy in the phase velocity – frequency domain represent the dispersion curves (crosses in Figure-2a). The fundamental dispersion curve is extracted by defining its points (squares in Figure-2a).

The Rayleigh waves velocity ( $c_R$ ) depends on the Vs and the Poisson ratio. For Poisson ratio between 0 and 0.5, the corresponding  $c_R/Vs$  ratio ranges from 0.86 to 0.95 (Nazarian, 1984). Thus, an initial estimate of the Vs can be directly obtained from the fundamental dispersion curve, by setting the  $c_R/Vs$  ratio equal to 0.9. Furthermore, Rayleigh waves exhibit limited depth of penetration. Namely, for a surface wave the amplitude at depth 1.5 times its wavelength ( $\lambda$ ), is equal to 10 % of the amplitude at the surface of the earth (Nazarian, 1984). Practically, Rayleigh waves of specific wavelengths encounter different depth of penetration. Thus, they contain information about the Vs from different layers. For the initial  $c_R$  or Vs depth model (using the  $c_R/Vs$  ratio), the Vs - wavelength diagram and empirical relations are utilized. Common wavelength-to-depth relation is depth =  $\lambda/2$ . Since other parameters such as P-wave velocity and density do not strongly influence the dispersion curves, they are estimated using a fixed value of Poisson's ratio and empirical relations, respectively.

Then, an inversion prototype, developed in Applied Geophysics Lab. of Technical University of Crete, calculates a shear wave velocity versus depth profile from the extracted fundamental dispersion curve and the initial velocity model (Figure-2b). The inversion procedure, aiming to the determination of soil model parameters from the experimental Rayleigh surface waves dispersion curves, involves a system of non-linear equations. Thus, this system has to be approximated by a system of linear equations (linearization of non-linear problem). The experimental fundamental dispersion curve is compared to the theoretical one, which corresponds to the initial soil model, derived from the Thomson – Haskell technique for a horizontally layered medium (Haskell, 1953, Schwab and Knopoff, 1972). The linear over-determined system is solved for the unknown model parameters by least square methods such as the Singular Value Decomposition (SVD) technique. The convergence of the inversion procedure is ensured using the Levenberg – Marquardt method (L-M, Marquardt, 1963).

- 2 -17th INTERNATIONAL GEOPHYSICAL CONGRESS & EXHIBITION by *UCTEA*, NOVEMBER 14-17, 2006 TÜRKİYE 17. ULUSLARARASI JEOFİZİK KONGRE VE SERGİSİ, 14-17, 2006

#### **MASW** application

Surface wave data were acquired for 3 seismic profiles utilized at Souda bay (commercial harbor of the city of Chania, Crete, Greece), where a 5-floor apartment building was going to be built. The 24-channel seismograph ES2401 of EG&G GEOMETRICS ©, 4.5 Hz geophones and a 5 kg sledgehammer as source, were used. The sample interval and the record length was set to 0.5 ms and 512 ms, respectively, in order to acquire a broadband record of surface waves. The geophone spacing was 1 m and the offset was set to 2 m, after the 24<sup>th</sup> geophone. The source and geophone spread were rolled every 2 m. 13 records were acquired per profile, resulting to 47 m and 24 m surface and subsurface coverage, respectively.

Figure-3 shows the S-wave velocity pseudo-section deduced from MASW for Profile S1. Two adjacent ditches provided information for the shallow geological formations, which guided the geophysical interpretation. The comparison of MASW results with electrical tomography data, applied at the surveyed area, showed that all the formations below 1.5 - 2 m from surface were saturated. A stiffer formation, which exhibits higher S-wave velocities (350 – 600 m/sec), is also present at depths below 7 – 9 m and probably is attributed to compacted clay. The velocity reversals as well as the horizontal heterogeneity dominate at the surveyed area.

#### CONCLUSION

Multichannel Analysis of Surface Waves is a very powerful geophysical tool, especially for shallow geotechnical applications, where velocity reversals occur commonly and other conventional seismic methods (such as refraction) fail. Combined applications of MASW and conventional geotechnical tests can provide complete information about dynamic and static elastic moduli of the geological formations under investigation.

#### ACKNOWLEDGMENTS

This project was financially supported by Mr. Tsalatsanis and accomplished in collaboration with the Rock Mechanics Lab. of Technical University of Crete, under the instruction of its director, Mr. Agioutantis Z. Information about the ditches provided by geologist Mr. Kanaris D.

#### REFERENCES

Haskell N.A., 1953. The dispersion of surface waves in multi-layered media, Bulletin of Seismological Society of America, 43, 17-34.

Marquardt D.W., 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters, J. Soc. Indus. Appl. Math., 2, 431-441.

McMechan G.A., and Yedlin M.J., 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation, Geophysics, 46, 869-874.

Miller R.D., Xia J., Park C.B., and Ivanov J.M., 1999. Multichannel analysis of surface waves to map bedrock, The Leading Edge, 18(12), 1392-1396.

Nazarian S., 1984. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement system by spectral-analysis-of-surface-waves method, Ph. D. Thesis (unpubl.), University of Texas.

Schwab F., and Knopoff L., 1972. Fast surface wave and free mode computations, in Bolt B.A. Edition, Methods in computational physics, Academic Press, 87-180.

<sup>- 3 -</sup>17th INTERNATIONAL GEOPHYSICAL CONGRESS & EXHIBITION by *UCTEA*, NOVEMBER 14-17, 2006 TÜRKİYE 17. ULUSLARARASI JEOFİZİK KONGRE VE SERGİSİ, 14-17, 2006



**Figure-2.** Experimental dispersion curves from the 4<sup>th</sup> record of Profile S2 (a) and the corresponding inversion results (b).



**Figure-3.** S-wave velocity pseudo-section deduced from MASW for Profile S1. The geological interpretation performed using information from two adjacent ditches.

- 4 -17th INTERNATIONAL GEOPHYSICAL CONGRESS & EXHIBITION by *UCTE*4, NOVEMBER 14-17, 2006 TÜRKİYE 17. ULUSLARARASI JEOFİZİK KONGRE VE SERGİSİ, 14-17, 2006



## P12

### The Role of Geophysical Methods in Salt-Water Intrusion Mapping for Strongly Karst Formations, a Case Study at Stylos, Crete

H.A. Hamdan\* (Crete Technical University), G. Kritikakis (Crete Technical University), A. Vafidis (Crete Technical University) & E. Manoutsoglou (Crete Technical University)

## SUMMARY

Geophysical methods are useful tools for mapping the boundary between fresh and saline water. A geophysical survey was conducted in order to study the mechanisms of saltwater contamination in a strongly karstic coastal area. The region of interest is located in Western Crete about 3 m from the seashore. Seismic and electrical resistivity methods, along with detailed geological mapping have been employed to study the complex geological structure of the area under investigation. Electrical tomography detected a low resistivity zone which is attributed to a saline water layer. From the combination of the geophysical and geological data, a depicted major normal NE-SW fault zone mainly causes the groundwater salinization.



#### Introduction

The springs of Stylos village, Crete, Greece (Figure 1a) play an important role in Chania irrigation water supply. In a water well near a polje located approximately 1300m N-NW of Stylos village, saline (brackish) water was drilled in 1981-2. The absence of gypsum, anhydrite, or mineral salt formations, and the presence of fracture zones and karst support the hypothesis that the groundwater salinizaton is caused by seawater intrusion. The Souda bay is located north of the polje, at a distance of 2900m. The seashore is approximately 4000m away from this polje along the Koiliaris River to the northeast (Fig. 1a).

Due to the hydrogeological importance of this region, a comprehensive geological, hydrogeological and geophysical survey was carried out to investigate the qualitative degradation of the groundwater and to image the karst formations. Electrical resistivity methods have been preferred among other geophysical methods, due to their success in imaging the saline water intrusion (Gnanasunder and Elango, 1999, Sumanovac and Weisser 2001, Margiotta and Negri 2005). This is explained by their inherit capability to delineate the lateral changes in pore water salinity (Abdul Nassir et al 2000).

The geophysical investigation consists of two phases: the first phase included Vertical Electrical Soundings (VES) which give a simplified picture of the subsurface at increased depths. The second phase included resistivity and seismic tomography, which provide images of the subsurface based on the spatial distribution of resistivity and seismic wave velocity.

A Geodatabase in GIS provides all the available validated information in a common mapping coordinate system. This database proved useful during field work for the geological mapping of the region. A detailed geological map (scale 1:5,000), defined the boundaries of the geological formations and guided geophysical survey. For the geological mapping, all possible information from boreholes (Zervogiannis and Xatziagorakis 1969) and previous geological surveys was registered in this project. In the resulting geological map, the western part of the area is covered by carbonates and Neogene formations. This carbonate sequence consists of three tectonic units: the lowermost Plattenkalk group, the Trypali unit in the middle and a cover of brecciated carbonates (Neogene or Quaternary age). Poljes are observed on this mostly metamorphic carbonate karstified sequence. A major normal NE-SW fault is observed near the Aptera horst as well as the Koiliaris river valley. Marls and marly limestones are in contact with the plattenkalk formation along the eastern part of the area under investigation covered by Neogene sediments which evolve over the metasediments. The main lithotypes of the Neogene sediments are marls, marly limestones and biogenic limestones.

#### **Geophysical survey**

The geophysical survey employed seismic and resistivity methods. The resistivity sounding preliminary survey consists of twenty (20) resistivity soundings. The maximum current electrode separation of the Schlumberger array was 2Km. These soundings covered most of the study area, gave information about the deeper structure (to depths of 300m) and guided the next phase of the geophysical survey. A typical resistivity sounding from this region is presented in Figure 1b. The original apparent resistivity data are inverted to real resistivity using the ip2win program. The low resistivity layer at a depth of 36m is attributed to a saline water layer.

The seismic survey employed the methods of seismic tomography and the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). The seismic survey aimed in defining the subsurface structure, and in locating possible tectonic conditions which may favour the intrusion of saline water. The first arrivals which correspond to direct or head waves are inverted in order to obtain P and S wave velocity models. This tomographic problem is solved using the inversion program PLOTREFA. The MASW method inverts the Rayleigh wave dispersion curve in order to calculate the shear wave velocity depth profile. Twelve (12) seismic lines, whose



total length is 2715m, were scanned using the 12-channel seismograph the common source array as well as Horizontal and vertical (frequency of 4.5 and 14 Hz) component geophones. For seismic source, a 6kg sledge hammer and a seisgun were employed. Seismic velocity models for P and S waves were obtained for most of the seismic profiles.

The aim of the electric tomography was to image the very low resistivity layer, and possible fractured and karstic zones spotted out by the detailed geological mapping and the seismic survey. The electrical tomography employed the Wenner-Schlumberger and dipole-dipole arrays along six (6) lines of a total length of 2487m. The electrode spacing ranges between 4 to 20m. The apparent resistivity data were collected using a Sting / Swift AGI system. They subsequently were inverted using the RES2DINV program. The resistivity sections from selected lines are presented in Figures 1 and 2. A resistivity tomography time lapse experiment (Figure 1) was conducted on July 2005 and March 2006. The geoelectrical sections image the water table which remains at the same depth (9 - 11m). The increased RMS error (Figure 2c), is typical for karst formations. The low resistivity zone corresponds to a fault which is covered by recent sediments.

Comparison of geological, hydrogeological, tectonic and geophysical data is a very difficult task. The GIS geodatabase helped placing existing boreholes on the geophysical sections and facilitated their interpretation (Figure 2). The geoelectrical section (Figure 2b) images the subsurface along a polje which mainly consists of marly limestones covered by alluvium sediments. The borehole in Figure 2a helped in the interpretation of the seismic and electrical tomography sections.

#### Conclusions

Karst in geological formations requires careful geological and geophysical exploration, due to very high surface nonhomogeneities. In coastal areas, an additional factor namely the sea water intrusion should be considered, making it even more difficult to interpret geophysical data. A combination of electric resistivity and seismic methods results in a powerful tool for imaging the saline water zone in Karstic formations.

#### Acknowledgements

The authors would like to thank the Mineral Resources Engineering students of the  $6^{th}$  semester of the academic year 2005 -2006, for helping in the geophysical field work and the PYTHAGORAS II project for the financial support of the geophysical and geological surveys.

#### References

- 1. Abdul Nassir, S., Loke, M. and Nawawi, M. [2004] Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys. Geophysical Prospecting, Volume 48, p. 647-661.
- 2. Gnanasundar, D. and Elango, L. [1999] Groundwater quality assessment of a coastal aquifer using geoelectrical techniques. Journal of Environmental Hydrology, Volume 7, p. 2.
- 3. Margiotta, S. and Negri, S. [2005] Geophysical and stratigraphical research into deep groundwater and intruding seawater in the Mediterranean are (the Salento Peninsula Italy). Natural Hazards and Earth system sciences, Volume 5, p. 127-136.
- 4. Sumanovac, F. and Weisser, M. [2001] Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. Journal of Applied geophysics, Volume 47, p. 13-28.
- 5. Zervogiannis, G. and Xatziagoraki, D. [1969] Hydrological research in the region of Stilos- Armenwn-Kalivwn in the county of Chania. Ministry of Agriculture, Athens.









# Contribution of the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) method in the geotechnical characterization of soils

G. Kritikakis, A. Vafidis, Z. Agioutantis and N. Andronikidis Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, Hania, Greece

#### D. Kanaris

Institute of Geology & Mineral Exploration (I.G.M.E.), Athens, Greece

#### ABSTRACT

The geotechnical site characterization of unconsolidated soils using conventional field (boreholes, soil sampling) and laboratory tests is a difficult and costly task. A non-invasive approach based on geophysical technology is utilized for loose soil subsurface characterization. In this approach the local information, as provided by soil samples collected from ditches, is used for calibrating the geophysical data. This information is subsequently combined with results of the geophysical survey and extrapolated to the area under investigation. Thus, the vertical and lateral variation of subsurface geotechnical parameters can be estimated.

The case study presented pertains to a site where a five-floor apartment complex was planned to be built (Souda, Hania, Greece). Conventional geotechnical laboratory and field tests were complemented by geophysical methods such as electrical tomography, multichannel analysis of surface waves (MASW) and seismic refraction. The sections from the multichannel analysis of surface waves successfully imaged the unconsolidated soil layers as shown by comparison to the conventional soil sample characterization. Contour maps of settlements may be created using results from MASW, which may be very useful to the planning engineer.

#### 1. INTRODUCTION

A combined geophysical and geotechnical survey was conducted at the Souda bay area, near Hania, Greece in February 2005 for the geotechnical evaluation of the subsurface. Electrical

tomography, seismic refraction, Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) (Park et al., 1999), as well as soil sampling were carried out at the investigation area (Fig. 1). In this work, only the seismic sections deduced from MASW and the geotechnical laboratory tests are presented.



Figure 1: Topographic map of the investigated area.



Figure 2: Simplified processing flowchart of MASW.

#### 2. SEISMIC SURVEY

The seismic survey was conducted along three lines (S1, S2 and S3), 47 m long each. 24 4.5 Hz vertical component geophones were located at intervals of 1 m, using a Geometrics ES2401 seismograph as recording device and a 5 kg sledgehammer as a seismic source. The record length was set to 512 ms, while the sample interval was 1 ms.

In all seismic lines, 13 records were acquired

using the common shot array and roll-along technique. The source interval was set to 2 m, resulting in 24 m Vs (shear wave velocity) pseudo-profile (between profile bounds on Fig. 1). Seismic refraction data were also acquired; however the results of refraction processing are not reliable due to velocity reversals.

#### 2.1 Multichannel Analysis of Surface Waves

A simplified processing flowchart of the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) is presented on Figure 2.

This method requires seismic records rich in Rayleigh surface waves. In cases of loose sediments, this is ensured by acquiring relatively long seismic records. The selection of field acquisition parameters for the MASW technique is described by Zang et al., (2004).

The experimental dispersion curves (fundamental and higher modes) can be extracted from the local maxima of seismic energy, displayed on the frequency - phase velocity (f - c) domain (Fig. 3a) (McMechan and Yedlin, 1981). The wavefield in the 'f - c' domain is deduced from the transformation of the common shot gather data, represented in the distance - time domain (x - t). If u(x,t) denotes the original wavefield and U(x,f) is its Fourier transform, then the wavefield in the 'f - c' domain is calculated by the following operation:



Figure 3: (a) Distribution of seismic wavefield on the frequency - phase velocity domain. The original (x - t) data were acquired when the geophone spread was located between 6 and 29 m of line S2. The experimental fundamental dispersion curve is selected among local energy maxima (white crosses). (b) Dispersion curves from the initial and final model (Vs depth profile) (c), respectively.

3



Figure 4: S-wave velocity pseudo-section for seismic line S1. The geological interpretation is based on information from the two adjacent ditches. Horizontal and vertical arrows below the ditches indicate their inline and offline distance from the corresponding edge of the seismic line. The maximum depth of investigation varies at different locations along the profile.

$$S(c,f) = \sum_{x} U(x,f) \exp(-i2\pi f x/c)$$
(1)

An initial horizontally layered velocity model must be selected, for which the theoretical dispersion curves are calculated, using forward modeling techniques. The selection of an appropriate initial model is critical for the convergence of the MASW method to the true one. The best initial model should be the one that reproduces the experimental dispersion curves. However, there are trivial empirical guidelines that use the fundamental dispersion curve to extract an initial model (Xia et al., 1999).

The dispersion of Rayleigh surface waves for a horizontally layered medium has been studied by Thomson (1950) and Haskell (1953). Thus, the theoretical dispersion curves (fundamental and higher modes) can be obtained by calculating the roots of the dispersion function (Schwab and Knopoff, 1972):

$$F_R(c_R, f, \operatorname{Vp}, \operatorname{Vs}, \operatorname{d}, \rho) = 0$$
(2)

where:

 $c_R$ : Phase velocity of Rayleigh surface

waves Frequency f: Vp: P-wave velocity Vs: S-wave velocity d: Layer thickness

Layer density ρ:

It has been shown (Xia et al., 1999) that dispersion curves are mostly dependent on the shear wave velocity (Vs). Thus, since the other model parameters do not strongly influence the dispersion curves, an inversion prototype was developed to calculate Vs depth profiles (Fig. 3b) from the extracted Rayleigh surface wave dispersion curves.

The calculation of such profiles involves the following system of approximated linear equations:

$$\Delta c_{\rm R} = J \cdot \Delta V s \tag{3}$$

where:

- is the Jacobian, J:
- $\Delta c_{R}$ : is the difference between experimental and theoretical dispersion curves, and
- $\Delta Vs$ : is the correction applied to the initial Vs profile to minimize  $\Delta c_R$ .

Ditch Sam		Denth	Depth Particle size distribution (%)			Atterberg limits			Soil	Specific		
	Sample	Sample (	(m)	#4	#10	#40	#200	LL	PL	Pl	moisture (%)	weight
1	D1	2.3	99.2	96.3	81.9	56.4	26.4	22.6	3.8	22.8	2.66	ML
1	D2	3.1	55.1	39.4	13.3	6.9	22.3	20.6	1.7	15.9	2.65	SW-SM
1	D3	4.5	100.0	99.7	83.8	53.5	21.8	21.2	-	20.8	2.66	ML
2	D4	2.3	94.1	87.7	71.9	44.5	23.9	18.1	5.8	19.3	2.67	SM-SC
2	D5	4.5	100.0	99.6	99.2	98.7	43.0	16.4	26.6	38.7	2.69	CL

Table 1: Geotechnical Laboratory tests of soil samples.

This linearized over-determined system is iteratively solved for the unknown model parameters, using the Singular Value Decomposition (SVD) technique.

Vs depth profiles are set at the center of the geophone spreads. Thus, the distance between successive Vs profiles is equal to the source interval (2 m).

A pseudo-section of S-wave velocity is subsequently constructed, using linear interpolation. Figure 4 displays the pseudo-section for seismic line S1. The two adjacent ditches, apart from soil sampling, were also utilized for the geological interpretation of the Vs pseudosections.

#### 2.2 Geological interpretation

During the excavation of the ditches, 4 different soil layers were recognized, while the water table was found at 1.6-1.8 m.

The surficial layer with an S-wave velocity in the range of 100-200 m/s is characterized as loose silty gravel with debris. According to the seismic section, its thickness generally varies from 1 to 2 m and locally reaches 3 m.

A deeper layer of saturated sandy clay with pebbles exhibits a Vs velocity ranging from 200 m/s to 300 m/s. Its stiffness varies from very stiff with roots at the southern part of the surveyed area to stiff with organic compounds at the northern. This layer seems to fade out towards W-NW.

Below the sandy clay layer there is a loose, saturated conglomerate material, whose composition varies from gravel with boulders at the southern part of the surveyed area to thick sand with pebbles at the northern. Its high porosity is probably the reason that it exhibits such a low S-wave velocity (100-200 m/s). It appears at a depth of 3 m. Its thickness is 1.5-2 m and locally 3.5 m.

The fourth layer consists of compacted

clayey silt with shells. Its shear wave velocity varies from 200-300 m/s at depths of 7-9 m.

The three seismic profiles exhibit a homogeneous high velocity (300-600 m/s) layer below 7-9 m, which, according to the geology map of Souda area, is attributed to very stiff clay or marls (question mark on Fig. 4).

#### 3. LABORATORY TESTS

Five soil samples were acquired during the excavation of the two ditches (Fig. 1). The geological description of the excavated formations is shown on Figure 4. The soil samples were examined for their particle size distribution, soil moisture, specific weight and Atterberg limits (Table 1). The sampled soils were classified according to American Unified Soils Classification System (AUSCS). The geotechnical laboratory tests were integrated with 4 consolidation tests to examine the allowable soil settlement caused by construction loads.

## 4. GEOTECHNICAL CHARACTERIZATION OF SOIL

The geotechnical characterization of soil presented in this work consists of soil classification according to Eurocode 8 (1998), using the Swave velocity, as well as differential settlement calculations, using the extracted thickness of soil layers.

The Vs profiles deduced from the MASW were used to calculate the average shear velocity up to the depth of 10 m (Vs<sub>10</sub>) according to the following equation:

$$Vs_{10} = \frac{10}{\sum_{i=1}^{m} \frac{d_i}{Vs_i}}$$
(4)

where d<sub>i</sub> and Vs<sub>i</sub> is the thickness and S-wave ve-

Table 2. Calculation	1 of settlements	(SC) at the 17.51	n or prome Sr (	(Fig. 4). The pos	sition of settlement i	s also mulcaleu
with 'x' on Fig. 5. F	Footing dimension	ons and construct	tion loads was s	et to 10x20 m a	nd 90 kPa, respectiv	ely.
Layer	Thickness	Cumulative	Layer	$\mathbf{A} = (\mathbf{I} - \mathbf{D} - \mathbf{I})$	$\Gamma_{\rm e}$ (1-D <sub>e</sub> ) $\Gamma_{\rm e}$ (	Cumulative

Table 2. Coloristics of actilements (So) at the 175 m of mofile S1 (Tig. 4). The position of actilement is also indicated

Layer	Thickness	Cumulative	Layer	$\Lambda \sigma (l_2 \mathbf{D}_2)$	$E_{\alpha}(l_{z}D_{\alpha})$	So (om)	Cumulative
description	(m)	Depth (m)	midpoint (m)	$\Delta O(\mathbf{KF}a)$	LS (KF a)	Sc (cm)	Sc (cm)
Gravel	0.80	0.80	0.400	84.84	10000	0.7	0.7
Loose silty gravel	0.90	1.70	1.250	75.29	4000	1.7	2.4
Sandy clay	1.65	3.35	2.525	63.80	3704	2.8	5.2
Sand-Gravel	1.70	5.05	4.200	52.38	15000	0.6	5.8
Clayey silt	4.20	9.25	7.150	38.66	5000	3.2	9.1
Stiff clay	10.75	20.00	14.625	21.11	5000	4.5	13.6

locity of the i<sup>th</sup> layer, respectively. As the Vs velocity increases with depth,  $Vs_{10}$  is a conservative estimate of  $Vs_{30}$ , described in Eurocode 8.

Thus, taking into consideration the average value of  $Vs_{10}$  (=216 m/s) as calculated at different positions along the seismic profiles, the ground type is characterized as category "C" (deep deposits of dense or medium-dense sand, gravel or stiff clay) according to the Eurocode 8. The  $Vs_{30}$  of this ground type varies from 180 to 360 m/s with an undrained shear strength from 70 to 250 kPa.

For the calculation of the settlements caused by construction loads several assumptions were made. Soil improvement using a 0.8 m thick gravel layer was proposed in place of the corresponding surficial layer. Also, due to the severe lateral inhomogeneity of the subsurface, two reinforced concrete foundation rafts (for the northern and southern part of apartment) set on top of the gravel, was also proposed. The dimensions of the larger one is 10x20x0.8 m (BxLxh) resulting to vertical construction loads (q) equal to 90 kPa. Subsequently, the vertical distribution of construction loads ( $\Delta \sigma$ ) at the locations of Vs profiles was calculated up to the depth of 20 m using to following equation (McCarthy, 1998):

$$\Delta \sigma_i = \frac{B \cdot L \cdot q}{(B + z_i) \cdot (L + z_i)} \tag{5}$$

where  $z_i$  is the intermediate depth of the i<sup>th</sup> layer, as deduced from the MASW.

The coefficients of volume compressibility (Es, Table 2) were, either calculated using the void ratio or were conservatively estimated. The settlement caused on each layer due to construction loads was calculated using the following equation (McCarthy, 1998):

$$Sc_i = \frac{\Delta \sigma_i \cdot d_i}{Es_i} \tag{6}$$

The sum of the individual layer settlements results to the total settlement at the locations of Vs profiles (Table 2). The kriging method was used to construct the total settlement contour map (Fig. 5).

#### 5. CONCLUSIONS

As shown in Figure 5, the maximum expected differential settlement is 3.4 cm, which can be balanced due to the foundation type. However, the contour map shows a trend of larger settlements along the seismic profile S2, which is also confirmed by the settlements along S1. Thus, the differential settlement of the two separate footings must be taken into account.

Non destructive geophysical methods can be used for the geotechnical characterization of soils to extrapolate local information towards the investigated area. The MASW method is therefore suitable for that purpose because is not affected by velocity reversals.

The proposed methodology for the estimation of the settlements can be applied for different types of footings as well as to bearing capacity mapping, if the cohesion and friction angle are known.

#### ACKNOWLEDGMENTS

This work is part of a geotechnical investigation project funded by Mr Tsalatsanis. The authors would like to thank Mr. H. Hamdan for his contribution to the electrical tomography, Mr. N. Economou for his assistance on acquiring geophysical data and Mr. N. Koumakis for his participation in this project.



Figure 5: Contour map of settlements. The dashed line indicates the apartment area while the arrows show the position of seismic profiles. The position indicated with 'x' corresponds to the settlement calculated on Table 2.

#### REFERENCES

- Eurocode 8, 1998. Design of structures for earthquake resistance. Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. European Committee for Standardizations. Brussels. Belgium.
- Haskell, N.A., 1953. The dispersion of surface waves in multi-layered media, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 43, pp. 17-34.
- McMechan, G.A. and M.J. Yedlin, 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation, Geophysics 46, pp. 869-874.
- McCarthy, D.F., 1998. Essentials of Soil Mechanics and Foundations, 5th Edition, Prentice Hall, 730p.
- Park, B.C., D.R. Miller and J. Xia, 1999. Multichannel analysis of surface waves, Geophysics 64, pp. 800-808.
- Schwab, F. and L. Knopoff, 1972. Fast surface wave and free mode computations, in Bolt, B.A., Edition, Methods in computational physics, Academic Press, pp. 87-180.
- Thomson, W.T., 1950. Transmission of elastic waves through a stratified solid, Journal of Applied Physics, Vol. 21, pp. 89 - 93.
- Xia, J., R.D. Miller and C.B. Park, 1999. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, Geophysics 64, pp. 691-700.
- Zang, X.S., S.L. Chan and J. Xia, 2004. The selection of field acquisition parameters for dispersion images

from Multichannel Surface Wave Data, Pure Applied Geophysics, 161, pp. 185-201.