



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ Π. ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

**ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ
ΚΑΙ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ.**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2017





ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ Π. ΟΙΚΟΝΟΜΟΥ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΗΛΕΚ-
ΤΡΙΚΩΝ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ.

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στο πλαίσιο του Μεταπτυχιακού Προγράμματος
Σπουδών «Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία» με κλάδο ειδίκευσης την
Εφαρμοσμένη Γεωφυσική

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης:

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Καθηγητής Α.Π.Θ. Παπαζάχος Κωνσταντίνος, Επιβλέπων

Καθηγητής Α.Π.Θ. Τσούρλος Παναγιώτης, Μέλος Τριμελούς Επιτροπής

Αναπληρωτής Καθηγητής Α.Π.Θ. Βαργεμέζης Γεώργιος, Μέλος Τριμε-
λούς Επιτροπής



Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν^ο

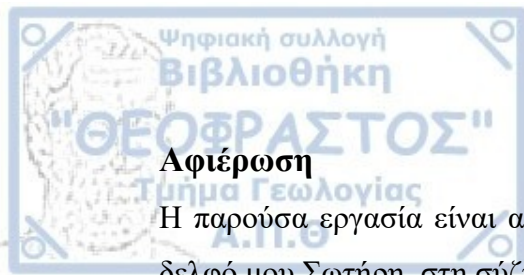
© Δημήτριος Π. Οικονόμου, 2017

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



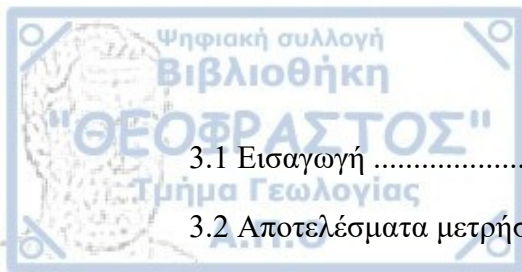
Αφιέρωση

Η παρούσα εργασία είναι αφιερωμένη στους γονείς μου Πανταζή και Ζωή, στον αδελφό μου Σωτήρη, στη σύζυγό μου Αλεξάνδρα και στην κόρη μου Ζωή.

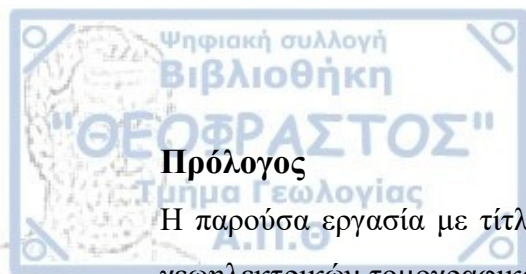


Περιεχόμενα

Αφιέρωση.....	V
Πρόλογος	VIII
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 – Εισαγωγή	11
1.1 Περιοχή Μελέτης.....	11
1.2 Γεωλογία της Περιοχής.....	12
1.3 Τεκτονική.....	14
1.4 Τρισδιάστατα εδαφικά προσομοιώματα της περιοχής της Θεσσαλονίκης.....	15
1.4.1 Μοντέλο Αναστασιάδη	15
1.4.2 Μοντέλο Ανθυμίδη	19
1.5 Γεωτρητικά στοιχεία.....	23
1.6 Προηγούμενες γεωφυσικές έρευνες στην περιοχή μελέτης.....	25
1.7 Συνοπτική αξιολόγηση των γεωλογικών/γεωφυσικών δεδομένων της περιοχής μελέτης και προτεινόμενη έρευνα	33
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 – Μεθοδολογία	35
2.1 Εισαγωγή	35
2.2 Ηλεκτρικές Μέθοδοι Διασκόπησης	35
2.2.1 Διατάξεις ηλεκτροδίων	36
2.2.2 Συλλογή Δεδομένων	38
2.2.3 Επεξεργασία δεδομένων	40
2.3 Σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης.....	45
2.3.1 Τύποι σεισμικών κυμάτων	45
2.3.2 Μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW)..	48
2.3.3 Μέθοδος της σεισμικής διάθλασης.....	62
2.3.4 Μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης.....	75
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 – Αποτελέσματα	87



3.1 Εισαγωγή	87
3.2 Αποτελέσματα μετρήσεων ηλεκτρικής τομογραφίας.....	87
3.3 Αποτελέσματα μετρήσεων MASW (πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων) και σεισμικής διάθλασης.....	112
3.3 Αποτελέσματα Σεισμικής Ανάκλασης.....	128
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 - Συνδυαστική Ερμηνεία.....	144
4.1 Εισαγωγή	144
4.2 Ερμηνεία	145
4.3 Σύνοψη γεωλογικής ερμηνείας.....	162
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – Συμπεράσματα	164
5.1 Προτάσεις για μελλοντική έρευνα.....	165
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	166
ABSTRACT.....	167
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	168



Πρόλογος

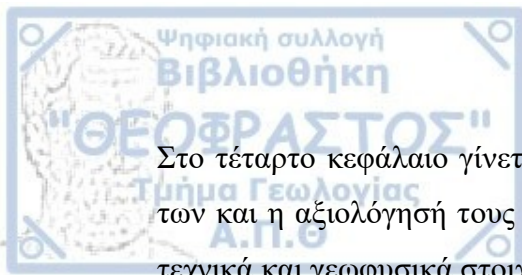
Η παρούσα εργασία με τίτλο «Συμβολή στη συνδυαστική εφαρμογή σεισμικών και γεωηλεκτρικών τομογραφικών μεθόδων» αποτελεί διατριβή ειδίκευσης που υλοποιήθηκε στο πλαίσιο του προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών «Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία» του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, με ειδίκευση στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική.

Σκοπός της διατριβής είναι η μελέτη της επιφανειακής γεωφυσικής δομής στην περιοχή του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου της Θεσσαλονίκης με τη συνδυαστική εφαρμογή σεισμικών και γεωηλεκτρικών τομογραφικών μεθόδων διασκόπησης. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι της ηλεκτρικής τομογραφίας με διατάξεις διπόλου-διπόλου (dipole-dipole) και πολλαπλής βαθμίδας (multi-gradient), της σεισμικής διάθλασης, της σεισμικής ανάκλασης και της πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW).

Στο πρώτο κεφάλαιο περιγράφεται η γεωλογία και η τεκτονική της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης με βάση τα διαθέσιμα στοιχεία που υπήρχαν από διάφορες δημοσιευμένες εργασίες και έρευνες. Ιδιαίτερη αναφορά γίνεται στη γεωλογία της Θεσσαλονίκης (γεωλογικός χάρτης ΙΓΜΕ), στη προτεινόμενη δομή για την ευρύτερη περιοχή της Θεσ/νίκης που δημοσιεύτηκε από τους Anastasiadis et al. (2001), στο μοντέλο του Ανθυμίδη (προσ. επικοινωνία) που προκύπτει από μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην ευρύτερη περιοχή του χώρου (campus) του Αριστοτελείου Παν/μίου Θεσ/νίκης, καθώς και άλλες γεωφυσικές μετρήσεις και έρευνες που υλοποιήθηκαν στο πλαίσιο πτυχιακών, μεταπτυχιακών και διδακτορικών διατριβών.

Στο δεύτερο κεφάλαιο αναλύονται οι βασικές αρχές και η θεωρία στην οποία στηρίζονται οι γεωφυσικές μέθοδοι που αξιοποιήθηκαν. Επίσης περιγράφεται ο τρόπος επεξεργασίας των δεδομένων και τα λογισμικά με τα οποία υλοποιήθηκε, αλλά και τα όργανα που χρησιμοποιήθηκαν για τη λήψη των μετρήσεων.

Στο τρίτο κεφάλαιο αναφέρονται τα χαρακτηριστικά των διατάξεων με τις οποίες λήφθηκαν οι μετρήσεις (αποστάσεις ηλεκτροδίων, γεωφώνων, πηγών κτλ.). Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την επεξεργασία των δεδομένων και η προκαταρκτική ερμηνεία τους.



Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται η συνδυαστική γεωλογική ερμηνεία των αποτελεσμάτων και η αξιολόγησή τους σε σύγκριση με τα υπόλοιπα διαθέσιμα γεωλογικά, γεωτεχνικά και γεωφυσικά στοιχεία.

Τέλος, στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η σύνοψη των αποτελεσμάτων και τα βασικά συμπεράσματα που προκύπτουν από την παρούσα διατριβή.

Κλείνοντας το προλογικό αυτό σημείωμα θα ήθελα να ευχαριστήσω τους ανθρώπους που με βοήθησαν στην υλοποίηση αυτής της εργασίας και την ολοκλήρωση της μεταπτυχιακής ειδίκευσής μου.

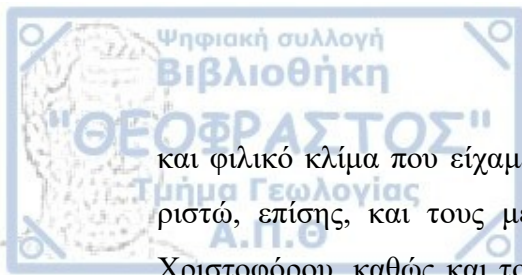
Αρχικά θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τους γονείς μου Πανταζή και Ζωή και τον αδερφό μου Σωτήρη για όλα όσα μου πρόσφεραν τα χρόνια που ήμασταν μαζί και που με βοήθησαν και με στήριξαν στις επιλογές μου. Ευχαριστώ πολύ και την σύζυγο μου Αλεξάνδρα και την κόρη μου Ζωή για την στήριξή και την υπομονή τους σε αυτή την προσπάθεια και στη ζωή συνολικά.

Στη συνέχεια, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα της διατριβής κ. Παπαζάχο Κωνσταντίνο, Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, για την καθοριστική συμβολή του σε όλα τα στάδια υλοποίησης αυτής, αλλά και για την γενικότερη προσφορά του σε συμβουλευτικό, γνωστικό και ηθικό επίπεδο καθ' όλη την διάρκεια του μεταπτυχιακού.

Επίσης ευχαριστώ τον κ. Τσούρλο Παναγιώτη, Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, μέλος της τριμελούς επιτροπής για την βοήθειά του σε όλη αυτή την προσπάθεια παρέχοντας μου πολύτιμες συμβουλές και γνώσεις, δίνοντας μου και την ευκαιρία να συμμετάσχω σε ερευνητικά προγράμματα.

Θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στον κ. Βαργεμέζη Γεώργιο, Αναπληρωτή Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, μέλος της τριμελούς επιτροπής, για την βοήθειά του σε όλους τους τομείς με τις γνώσεις και την εμπειρία του, αλλά και για την ευκαιρία που μου έδωσε να συμμετάσχω σε ερευνητικό πρόγραμμα στο οποίο ήταν επιστ. υπεύθυνος.

Θα ήθελα ακόμη να ευχαριστήσω τους συμφοιτητές μου Αγγελή Δημήτριο, Γρένδα Ιωάννη, Νιβορλή Αριστείδη, Πολυδωρόπουλο Κωνσταντίνο και Χατζή Νικόλαο για την σημαντική τους βοήθεια στην εκτέλεση των μετρήσεων και για το συναδελφικό



και φιλικό κλίμα που είχαμε κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών. Ευχαριστώ, επίσης, και τους μεταπτυχιακούς φοιτητές Άγγελο Αλμπάνη και Χρήστο Χριστοφόρου, καθώς και τον προπτυχιακό φοιτητή Κώστα Γκόγκα για την βοήθειά τους στην λήψη των μετρήσεων.

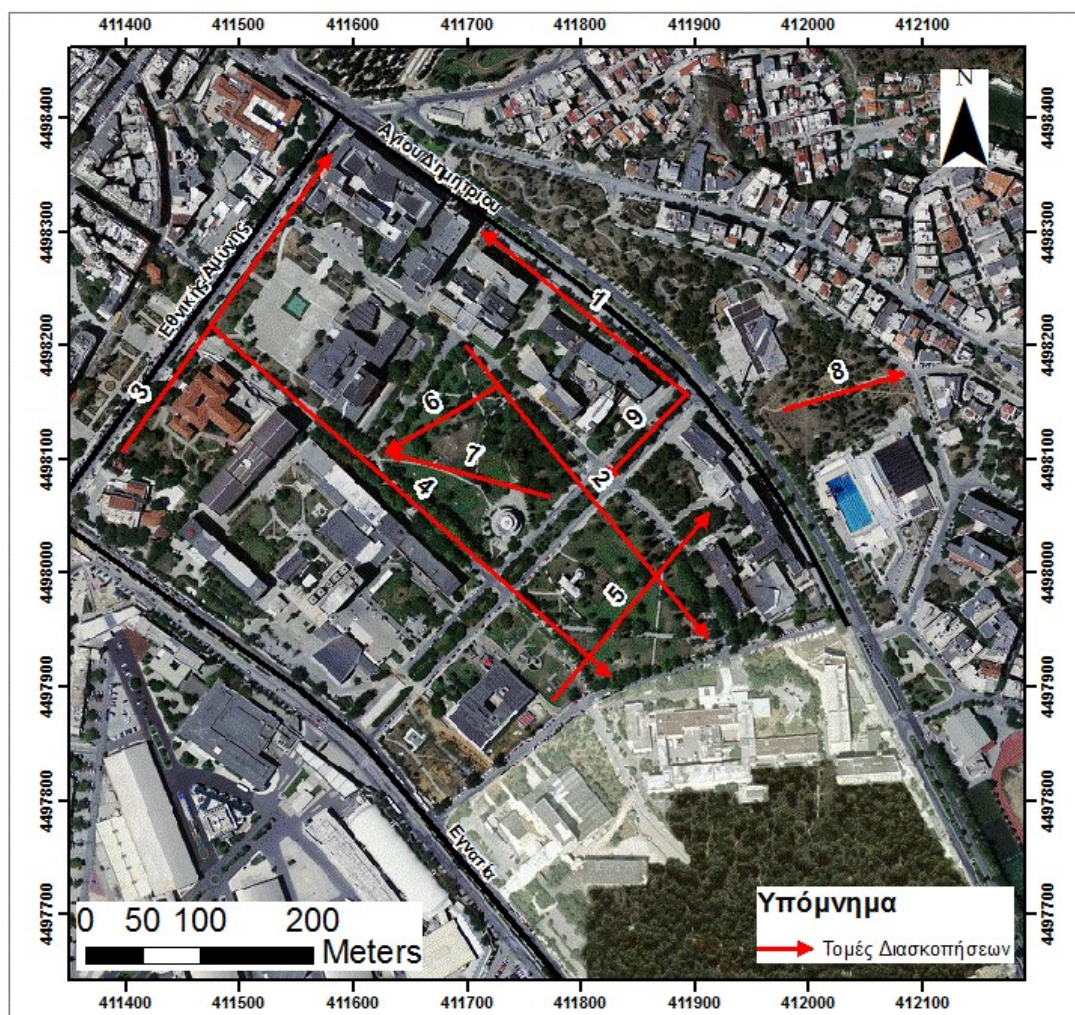
Ευχαριστώ επίσης όλους τους καθηγητές του τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, που με βοήθησαν σε όλη τη διάρκεια του μεταπτυχιακού προγράμματος σπουδών και μου μετέδωσαν τις χρήσιμες γνώσεις τους καθώς και τον κ. Τζιμέα Κωνσταντίνο για την βοήθεια του στην επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής ανάκλασης.

Κλείνοντας, ευχαριστώ τον υποψήφιο διδάκτορα Ανθυμίδη Μάριο για τις πληροφορίες που μοιράστηκε μαζί μου και την γενικότερη βοήθεια του κατά τη διάρκεια της διατριβής, αλλά και την εταιρία ΓΕΩΤΕΡ Διδασκάλου για την διάθεση των στοιχείων γεωτρήσεων από την πλατεία Χημείου (ΑΠΘ) και την περιοχή «Χορτατζήδων» (οδός Αγ. Δημητρίου).

Κεφάλαιο 1 – Εισαγωγή

1.1 Περιοχή Μελέτης

Η περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής βρίσκεται στο κέντρο του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης και συγκεκριμένα εντός της πανεπιστημιούπολης (campus) του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, όπως φαίνεται στο σχήμα 1-1. Η περιοχή επιλέχθηκε λόγω της εύκολης πρόσβασης, δεδομένου ότι δεν υπήρχαν ιδιαίτερες απαιτήσεις για μεταφορά του εξοπλισμού, λόγω της πολύ ενδιαφέρουσας γεωλογικής δομής που παρουσιάζει (σταδιακή βύθιση γνευσιακού υποβάθρου κάτω από τα ιζήματα), καθώς και για το σημαντικό αριθμό των δεδομένων και μελετών που υπάρχουν (ή είναι σε εξέλιξη) για την περιοχή αυτή.



Σχήμα 1-1 Περιοχή μελέτης και σημεία εκτέλεσης των διαφόρων γεωφυσικών διασκοπήσεων (Δορυφορική εικόνα Κτηματολογίου).

1.2 Γεωλογία της Περιοχής

Η ευρύτερη περιοχή του αστικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης ανήκει γεωλογικά στις ζώνες Αξιού και πιο συγκεκριμένα στην ζώνη Παιονίας και στην Περιοδοπική ζώνη. Τα πετρώματα που χαρακτηρίζουν την περιοχή ανήκουν στην ενότητα Ασπρης Βρύσης – Χορτιάτη (Σχήμα 1.2). Το υπόβαθρο μεσοζωικής ηλικίας αποτελείται από τους πρασινοσχιστόλιθους της Περιοδοπικής ζώνης (Μουντράκης, 1985) και αναλυτικότερα από τους ακόλουθους σχηματισμούς:

- **Λευκοκρατικό αλβιτικό-σερικιτικό-μικροκλινικό γνεύσιο:** (αλβίτης, μικροκλινής, μοσχοβίτης και επουσιώδη ορυκτά), με γνευσιακό ή οφθαλμοειδή ιστό, σε ενστρώσεις μέσα στα μεταίζηματα. (Ι.Γ.Μ.Ε. Φύλλο Θεσσαλονίκης, 1978)
- **Επιγνεύσιοι:** ανοικτοκάστανοι ή πρασινωποί, με καλή στρώση, ομογενείς, με γνευσιακό ή οφθαλμοειδή ιστό και πράσινα, στρεβλωμένα, χλωριτικά στρώματα: ακτινολιθικοί-χλωριτικοί επιγνεύσιοι, σερικιτικοί-χλωριτικοί επιγνεύσιοι, κεροστιλβικοί – βιοτιτικοί - μοσχοβιτικοί επιγνεύσιοι, μοσχοβιτικοί-χλωριτικοί-επιδοτιτικοί επιγνεύσιοι (υπολείμματα πλαγιοκλάστων μετασχηματισμένα σε αλβίτη και νεοσχηματισμένοι χλωρίτης, σερικήτης και ακτινόλιθος). (Ι.Γ.Μ.Ε. Φύλλο Θεσσαλονίκης, 1978)
- **Πρασινοσχιστόλιθοι:** σκοτεινοπράσινοι και καστανωποί, λεπτόκοκκοι σερικιτικοί - χλωριτικοί σχιστόλιθοι, χλωριτικοί – μοσχοβιτικοί – βιοτιτικοί σχιστόλιθοι, μοσχοβιτικοί – χλωριτικοί – αλμανδικοί σχιστόλιθοι, μοσχοβιτικοί – χλωριτικοί – επιδοτιτικοί - αλμανδικοί σχιστόλιθοι, επιδοτιτικοί και ακτινολιθικοί - χλωριτικοί σχιστόλιθοι και λεπτόκοκκος χλωριτικός – επιδοτιτικός-σερικιτικός – αλβιτικός γνεύσιος. (Ι.Γ.Μ.Ε. Φύλλο Θεσσαλονίκης, 1978)

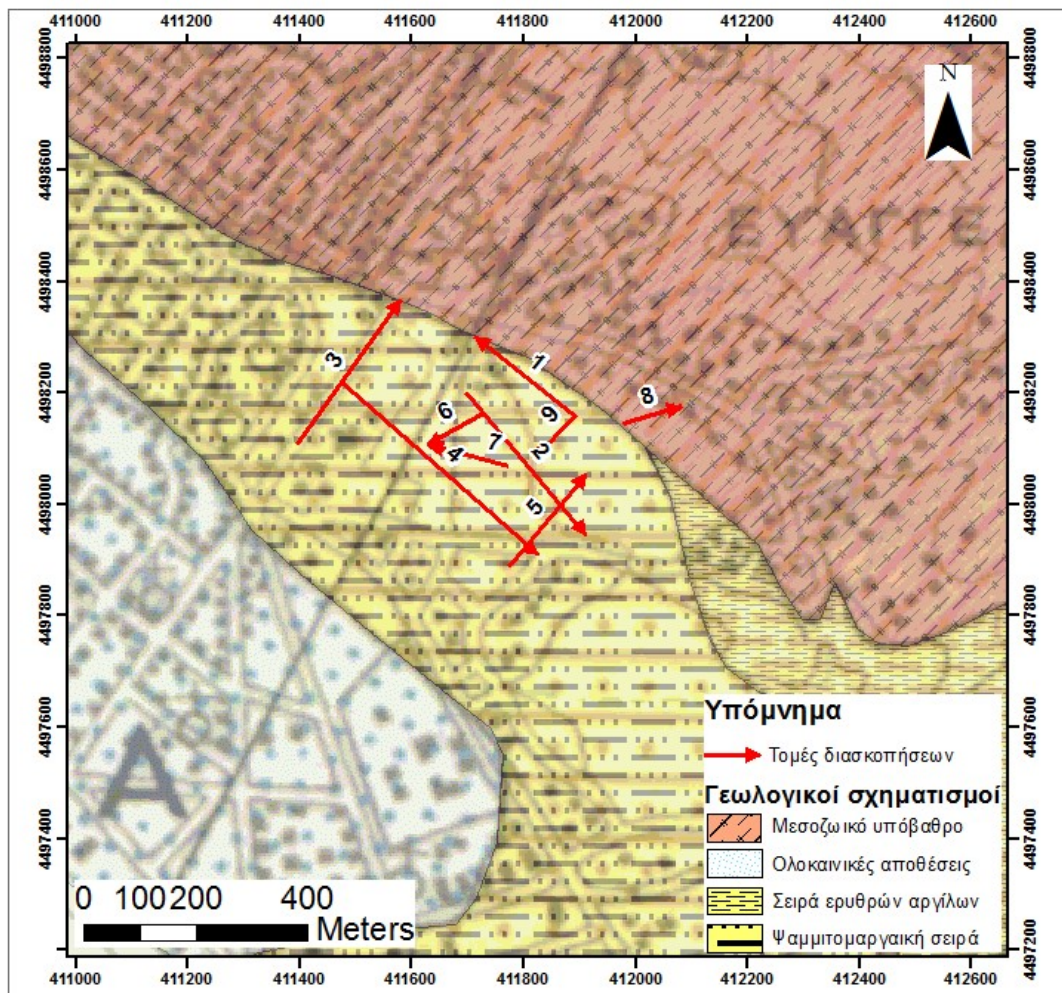
Τα ιζήματα ηλικίας ανώτερου Μειόκαινου – Κατώτερου Πλειόκαινου αποτελούνται από:

- **Ψαμμιτομαργαϊκή σειρά:** ψαμμίτες εύθρυπτοι έως πολύ συμπαγείς, τοπικά μικροκροκαλοπαγή με διασταυρωμένη στρώση. Κατά θέσεις υπάρχουν ορίζοντες από μάργες. (Ι.Γ.Μ.Ε. Φύλλο Θεσσαλονίκης, 1978). Ο σχηματισμός εμφανίζεται με εναλλαγές ανοιχτοκάστανων συνεκτικών άμμων έως ψαμμιτών (ημιβραχώδης) και πολύ στιφρών έως σκληρών αργίλων – μαργών (μα-

λακός βράχος) (Ζερβοπούλου, 2010). Η σειρά αυτή επικάθεται σύμφωνα πάντως στη σειρά Ερυθρών Αργίλων (σχηματισμός Τρίγλιας, Συρίδης 1990).

- **Σειρά ερυθρών αργίλων:** ερυθρές έως κεραμόχρωμες, ιλυώδεις άργιλοι, με μαρμαρυγία και ασβεστιτικά συγκρίματα (Ι.Γ.Μ.Ε. Φύλλο Θεσσαλονίκης, 1978). Αποτελείται από στιφρές έως σκληρές καστανέρυθρες αργίλους με φακούς κροκάλων και άμμων έως κροκαλοπαγών και λατυποπαγών και ανά περιοχές βρίσκεται σε επαφή με το υπόβαθρο (Ζερβοπούλου, 2010).

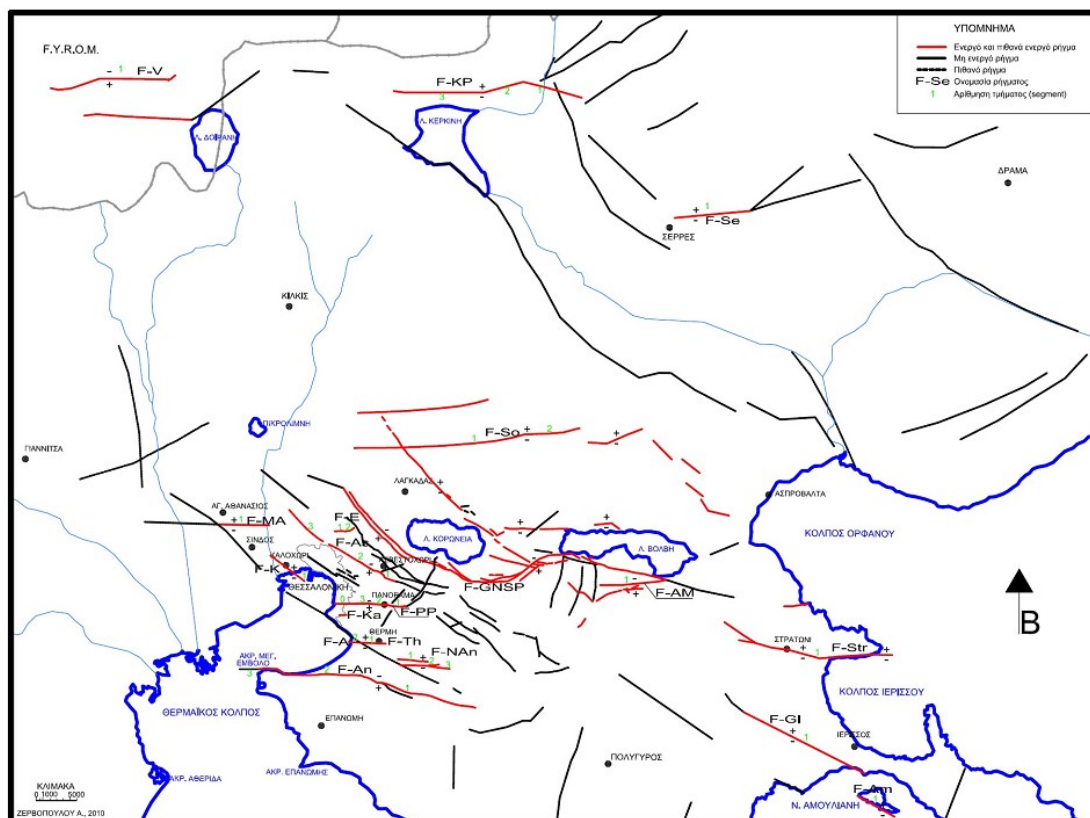
Οι Ολοκαινικές αποθέσεις αποτελούνται από άμμους, σύναγμα και ερυθρές αργίλους με ασβεστιτικά συγκρίματα, ενώ στη βάση τους εμφανίζονται κροκαλοπαγή. Στο στρώμα αυτό ανήκει και το επιφανειακό, ανθρωπογενές στρώμα.



Σχήμα 1-2 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης (Ι.Γ.Μ.Ε. Φύλλο Θεσσαλονίκης, 1978)

1.3 Τεκτονική

Το πεδίο τάσεων που επικρατεί στην περιοχή είναι εφελκυστικό και οφείλεται στην επαφή της Σερβομακεδονικής ζώνης με την Περιοδοπική και στην εφίπλευση της πρώτης κατά το Τριτογενές στα Περμοτριάδικα ιζήματα της δεύτερης (Mercier 1968, Μουντράκης, 1985). Στο Μειόκαινο ο εφελκυσμός είχε διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ δημιουργώντας ρήγματα κανονικά με αριστερόστροφη συνιστώσα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, το Πλειόκαινο- Κ. Πλειστόκαινο ΒΑ-ΝΔ με ρήγματα κανονικά ΒΔ-ΝΑ και από το Μέσο Πλειστόκαινο έως σήμερα Β-Ν με ρήγματα Α-Δ. Συνεπώς τα ενεργά ρήγματα που μπορούν να δράσουν σήμερα είναι κανονικά με διεύθυνση Α-Δ. Το ρήγμα της Αγίου Δημητρίου που βρίσκεται στην περιοχή μελέτης έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και δραστηριοποιήθηκε κατά το Πλειόκαινο- Κ. Πλειστόκαινο. Στο σχήμα 1-3 παρουσιάζονται τα ρήγματα της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης.



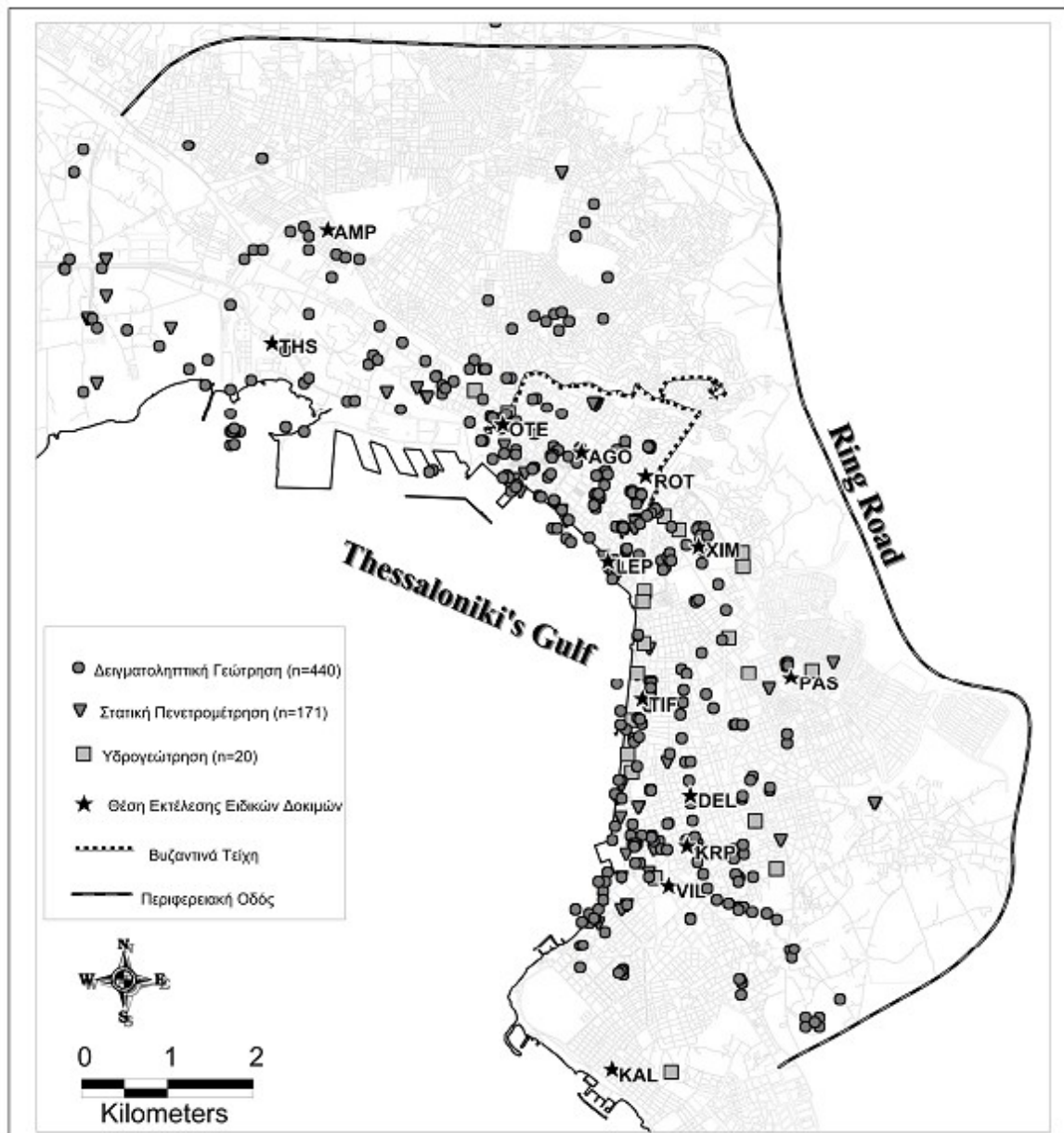
Σχήμα 1-3 Ρήγματα της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης. Με κόκκινο συμβολίζονται τα ενεργά ρήγματα, με μαύρο τα μη ενεργά και με διακεκομμένες γραμμές τα πιθανά (Ζερβοπούλου, 2010).

1.4 Τρισδιάστατα εδαφικά προσομοιώματα της περιοχής της Θεσσαλονίκης

Στην συγκεκριμένη περιοχή του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσ/νίκης έχουν εκπονηθεί αρκετές ερευνητικές εργασίες που περιλαμβάνουν γεωτεχνικές, γεωλογικές και γεωφυσικές έρευνες. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε ως μοντέλο αναφοράς το μοντέλο του Αναστασιάδη (Anastasiadis et al., 2001). Παράλληλα, χρησιμοποιήθηκαν προκαταρκτικές πληροφορίες από το μοντέλο που αναπτύσσεται στο πλαίσιο της διδακτορικής διατριβής του Μ. Ανθυμίδη, βασισμένο σε στοιχεία ανάλυσης μετρήσεων εδαφικού θορύβου. Τα δύο μοντέλα παρουσιάζονται αναλυτικά στη συνέχεια.

1.4.1 Μοντέλο Αναστασιάδη

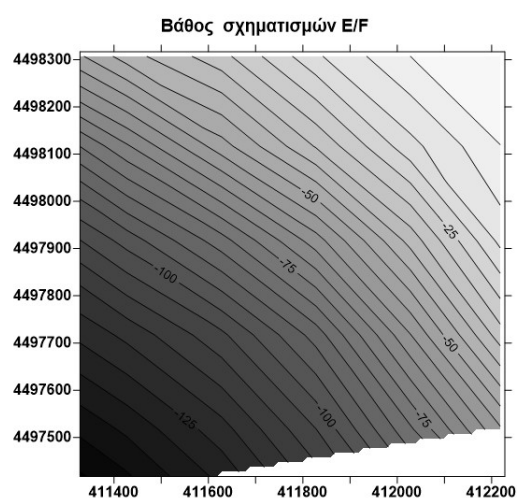
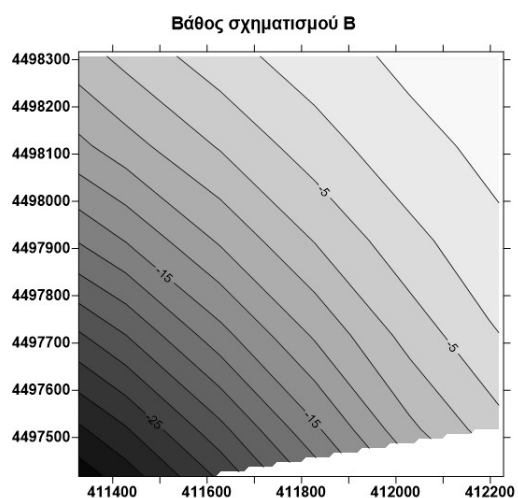
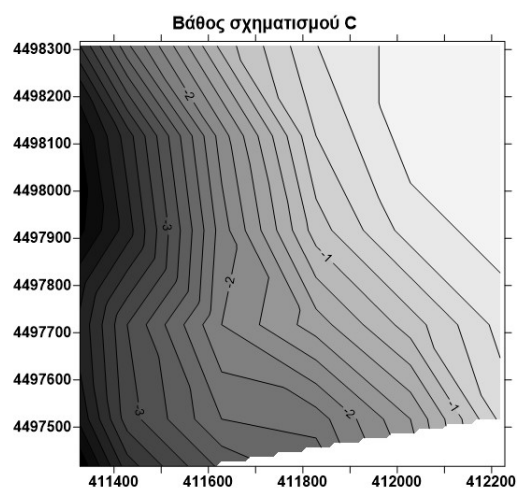
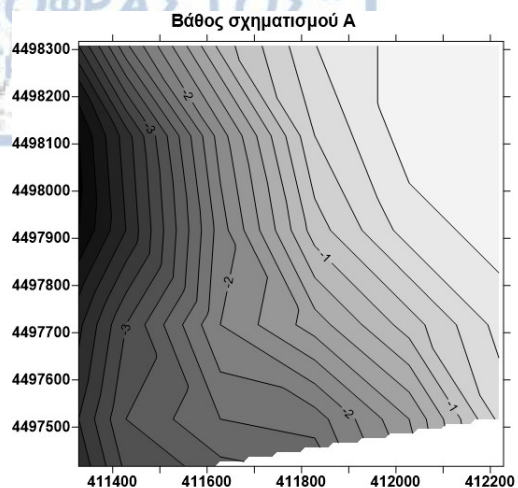
Στο πλαίσιο του ερευνητικού έργου της «Μικροζωνικής Μελέτης της Θεσσαλονίκης- Α' Φάση» του Εργαστηρίου Εδαφομηχανικής, Θεμελιώσεων και Γεωτεχνικής Σεισμικής Μηχανικής του Α.Π.Θ. έγινε η επεξεργασία πλήθους δεδομένων από γεωτρήσεις, πενετρομετρήσεις και γεωφυσικές μετρήσεις μεταξύ γεωτρήσεων (cross-hole) οι θέσεις των οποίων φαίνονται στο σχήμα 1-4, με στόχο τη δημιουργία ενός νέου εδαφικού προσομοιώματος για το πολεοδομικό συγκρότημα της Θεσ/νίκης. Από την επεξεργασία αυτή προέκυψε η κατηγοριοποίηση των εδαφικών υλικών σε επτά (7) βασικές κατηγορίες εδαφικών σχηματισμών (Πίνακας 1-1), καθώς και η δημιουργία τρισδιάστατων θεματικών χαρτών με το βάθος (από την επιφάνεια) των διαφόρων γεωλογικών/γεωτεχνικών σχηματισμών με τους κωδικούς Α, Β, C, D, E, F, G (Σχήμα 1-5). Οι σχηματισμοί Α, Β, C, D αποτελούν τις επιφανειακές Ολοκαινικές αποθέσεις, οι Ε, F τη σειρά ερυθρών αργίλων και ο G το βραχώδες υπόβαθρο. Στο σχήμα 1-6 παρουσιάζεται μια ενδεικτική τομή από τον Λευκό Πύργο μέχρι τις Σαράντα Εκκλησιές (Anastasiadis et al., 2001).



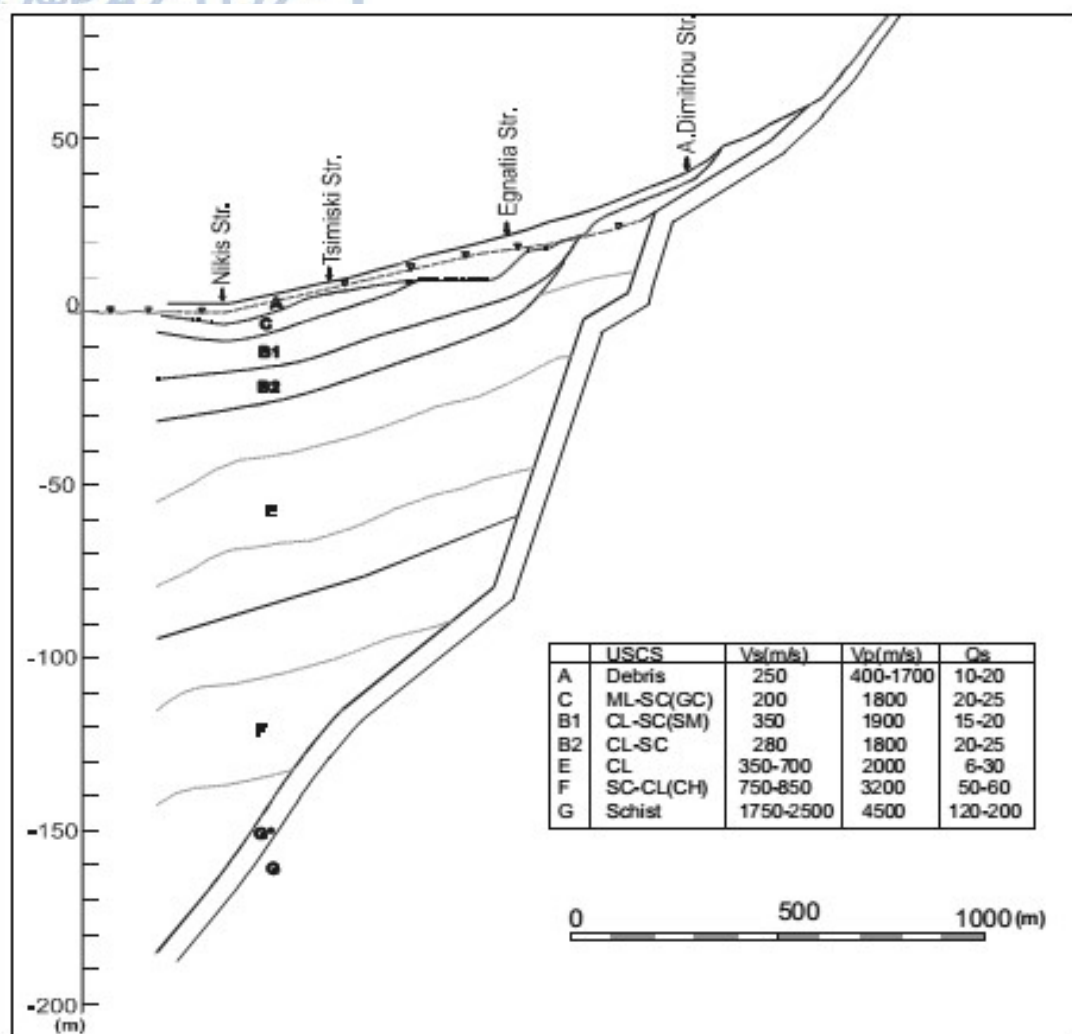
Σχήμα 1-4 Θέσεις γεωτεχνικών δεδομένων και θέσεις όπου έχουν διενεργηθεί ειδικές δοκιμές πεδίου και εργαστηριακές δοκιμές στην ευρύτερη περιοχή του ΠΣ Θεσσαλονίκης. (Πιτλάκης & συνεργάτες, 2004)

Πίνακας 1-1. Κατηγορίες εδαφών της περιοχής με την περιγραφή αυτών, ταχύτητες των P και S κυμάτων, και παράγοντας ποιότητας των S κυμάτων για τους εδαφικούς σχηματισμούς του Πολεοδομικού συγκροτήματος Θεσ/νίκης (Anastasiadis et al., 2001).

Σχημα- τισμός	Περιγραφή	$V_s(m/s)$	$V_p(m/s)$	Q_β
A	Τεχνητές Επιχωματώσεις, υλικά κατεδαφίσεων και φερτά φυσικά εδαφικά υλικά.	250-300(250)	400-1700	15
B	Επιφανειακές παράκτιες και ποτάμιες αποθέσεις αμμώδους αργίλου έως αργιλώδους άμμου από χαμηλή έως υψηλή πλαστικότητα και από χαλαρή έως πολύ πυκνή κατάσταση.	300-400	1800	25
C	Πολύ χαλαρή σκούρου χρώματος αμμώδης ιλύς έως ιλυώδης άμμος με υψηλό ποσοστό οργανικών και μεταβαλλόμενη περιεκτικότητα σε άργιλο και άμμο.	120-220(180)	1800	20-25 (25)
D	Αλλουβιακές αποθέσεις κυρίως αργλικές με ενδιάμεσες στρώσεις άμμου και ιλύος, σχετικά μεγάλης φυσικής υγρασίας, χαμηλής αντοχής και υψηλής συμπιεστότητας.	150-250(200)	1800	15-25 (20)
E	Πολύ στιφρή έως σκληρή καστανού-ερυθρού χρώματος, χαμηλής έως μέσης πλαστικότητας, αμμώδης άργιλος με ασβεστίτικά και χαλίκια.	350-700(600)	2000	6-30(30)
F	Πόλυ στιφρή έως σκληρή ιλυώδης, αμμώδης έως χαλικώδης προστερεοποιημένη μαργαϊκή άργιλος έως μάργα.	700-850(750)	3200	50-60 (60)
G	Πρασινοσχιστόλιθοι και γενεύσιοι (Βραχώδες υπόβαθρο)	1750-2200 (2000)	4500	180-200 (200)



Σχήμα 1-5 Κατανομή βαθών (από την επιφάνεια) των κύριων γεωτεχνικών σχηματισμών από το μοντέλο του Anastasiadis et al. (2001) για την κεντρική περιοχή του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσ/νίκης. (οι συντεταγμένες είναι σε ΕΓΣΑ 87).

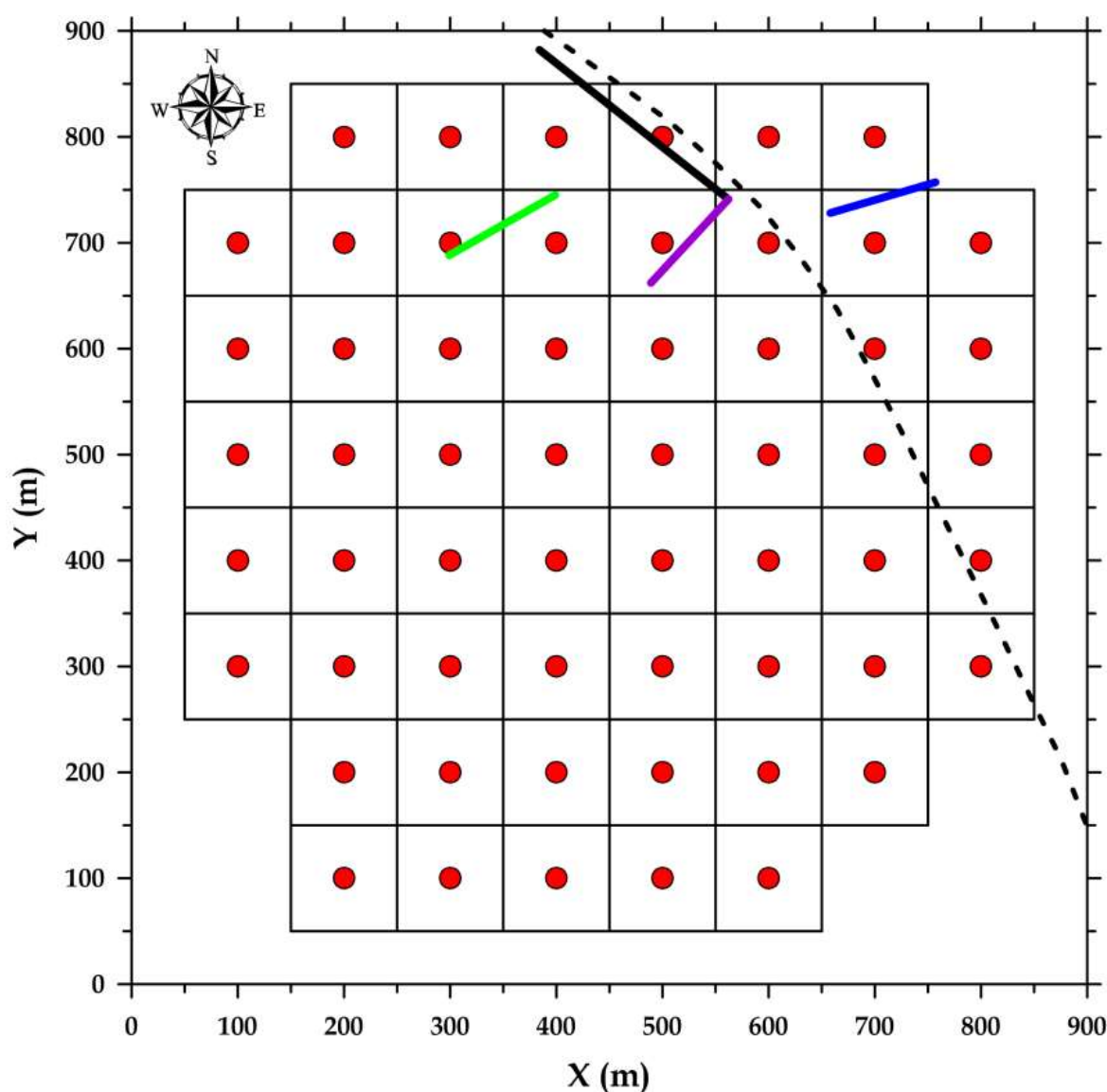


Σχήμα 1-6 Τυπική εδαφική τομή από τον Λευκό Πύργο έως τις Σαράντα Εκκλησιές (Anastasiadis et al., 2001)

1.4.2 Μοντέλο Ανθυμίδα

Το μοντέλο του Ανθυμίδα προέκυψε από την μελέτη καταγραφών μικροθορύβου με την μέθοδο διασυσχέτισης και υλοποιήθηκε στο πλαίσιο της διδακτορικής διατριβής του. Η διασυσχέτιση των καταγραφών θορύβου δίνει δυνατότητα στην ανάκτηση τομογραφικών εικόνων της δομής ταχύτητας σε διάφορες συχνότητες και στην ανακατασκευή τοπικών καμπυλών διασποράς σε ένα κάρναβο σημείων που καλύπτουν την περιοχή έρευνας. Η αντιστροφή των καμπυλών διασποράς μπορεί να οδηγήσει στη δημιουργία τοπικών μονοδιάστατων μοντέλων ταχύτητας στον ίδιο κάρναβο, δηλαδή σε ένα ψευδοτριδιάστατο μοντέλο γεωφυσικής/γεωλογικής δομής.

Στο σχήμα 1-7 φαίνεται η περιοχή μελέτης και σημειώνονται οι θέσεις των τομών στις οποίες έγιναν οι μετρήσεις MASW της παρούσας διατριβής. Στους πίνακες 2, 3, 4, 5, 6 δίνονται τα μονοδιάστατα μοντέλα δομής στους κόμβους που μας ενδιαφέρουν, όπου παρουσιάζεται ο κάθε εδαφικός σχηματισμός, το βάθος από την επιφάνεια) και το πάχος αυτών καθώς και τις ταχύτητες των P και S κυμάτων. Οι σχηματισμοί G1, G2 αποτελούν υποδιαιρέσεις του βραχώδους υποβάθρου.



Σχήμα 1-7 Το πλέγμα της περιοχής μελέτης του Ανθυμίδη πάνω στο οποίο σημειώνονται οι θέσεις στις οποίες έγιναν οι μετρήσεις MASW στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής. Η διακεκομμένη γραμμή συμβολίζει την οδό Αγίου Δημητρίου (Κάνναβος από Anthymidis et al., 2015).

Πίνακας 1-2 Μονοδιάστατο μοντέλο του κόμβου 500-800 (Ανθυμίδης προσ. επικ.)

Σχηματισμός	Βάθος (m)	Πάχος (m)	Ταχύτητα P-κυμάτων (m/sec)	Ταχύτητα S-κυμάτων (m/sec)
A	2.9	2.9	1693	202
B	3.4	0.5	2334	204
E	3.6	0.2	2492	427
F	3.8	0.2	3532	846
G1	129.9	126.1	3535	1213
G2	-	-	4979	1561

Πίνακας 1-3 Μονοδιάστατο μοντέλο του κόμβου 500-700 (Ανθυμίδης, προσ. επικ.)

Σχηματισμός	Βάθος (m)	Πάχος (m)	Ταχύτητα P-κυμάτων (m/sec)	Ταχύτητα S-κυμάτων (m/sec)
A	3.0	3.0	1693	202
B	3.3	0.3	2334	204
E	3.5	0.2	2492	695
F	3.8	0.3	3532	846
G1	108.6	104.8	3535	1087
G2	-	-	4979	1515

Πίνακας 1-4 Μονοδιάστατο μοντέλο του κόμβου 700-700 (Ανθυμίδης προσ. επικ.)

Σχηματισμός	Βάθος (m)	Πάχος (m)	Ταχύτητα P-κυμάτων (m/sec)	Ταχύτητα S-κυμάτων (m/sec)
A	4.3	4.3	460	281
B	4.5	0.3	1364	295
E	4.8	0.3	1515	357
F	5.1	0.3	3676	846
G1	5.4	0.3	4489	1495
G2	-	-	4690	2492

Πίνακας 1-5 Μονοδιάστατο μοντέλο του κόμβου 300-700 (Ανθυμίδης, προσ. επικ.)

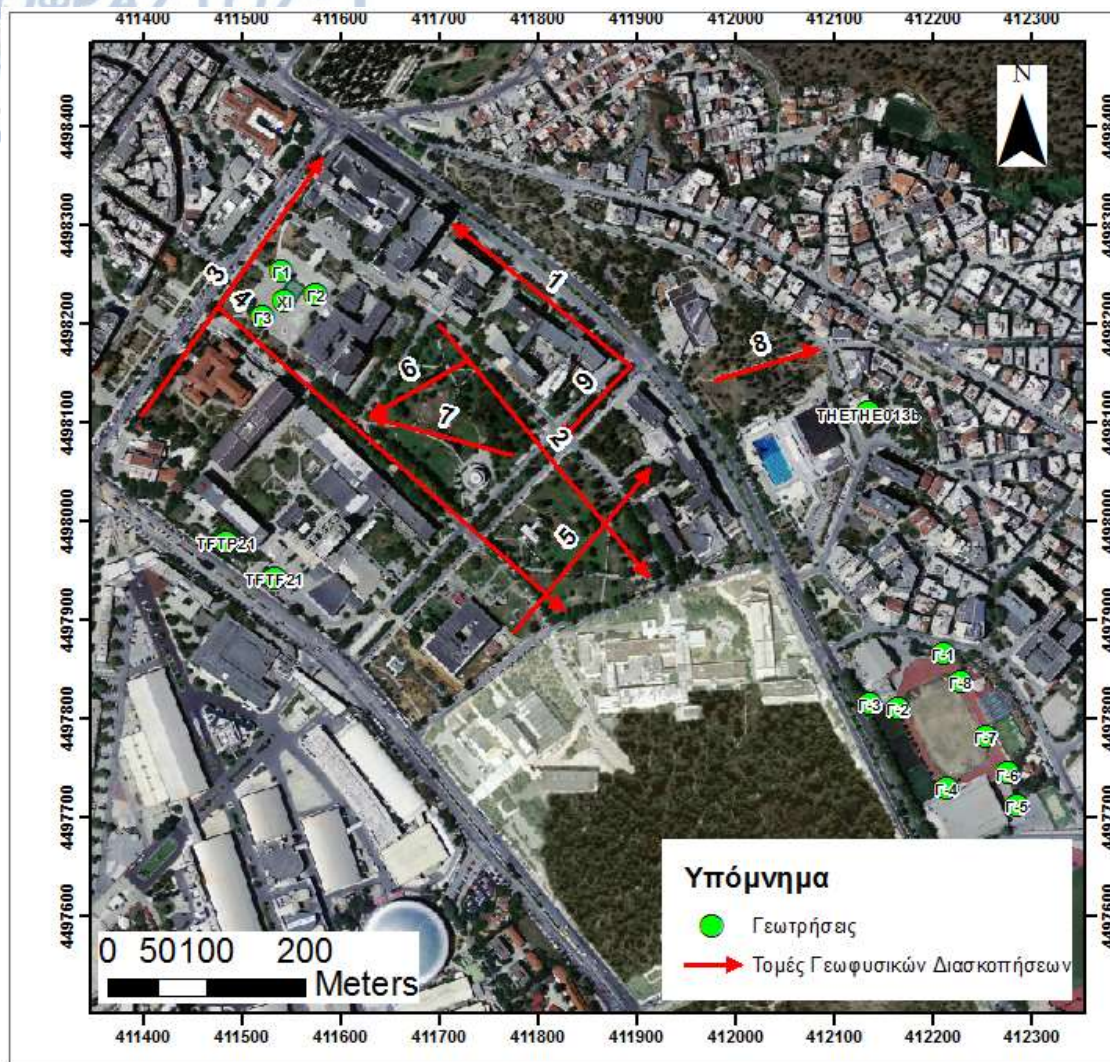
Σχηματισμός	Βάθος (m)	Πάχος (m)	Ταχύτητα P-κυμάτων (m/sec)	Ταχύτητα S-κυμάτων (m/sec)
A	1.0	1.0	1693	349
B	1.8	0.8	2334	397
E	56.3	54.5	2394	642
F	94.5	38.2	3676	846
G1	287.9	193.5	3983	955
G2	-	-	4040	1624

Πίνακας 1-6 Μονοδιάστατο μοντέλο του κόμβου 400-700 (Ανθυμίδης, προσ. επικ.)

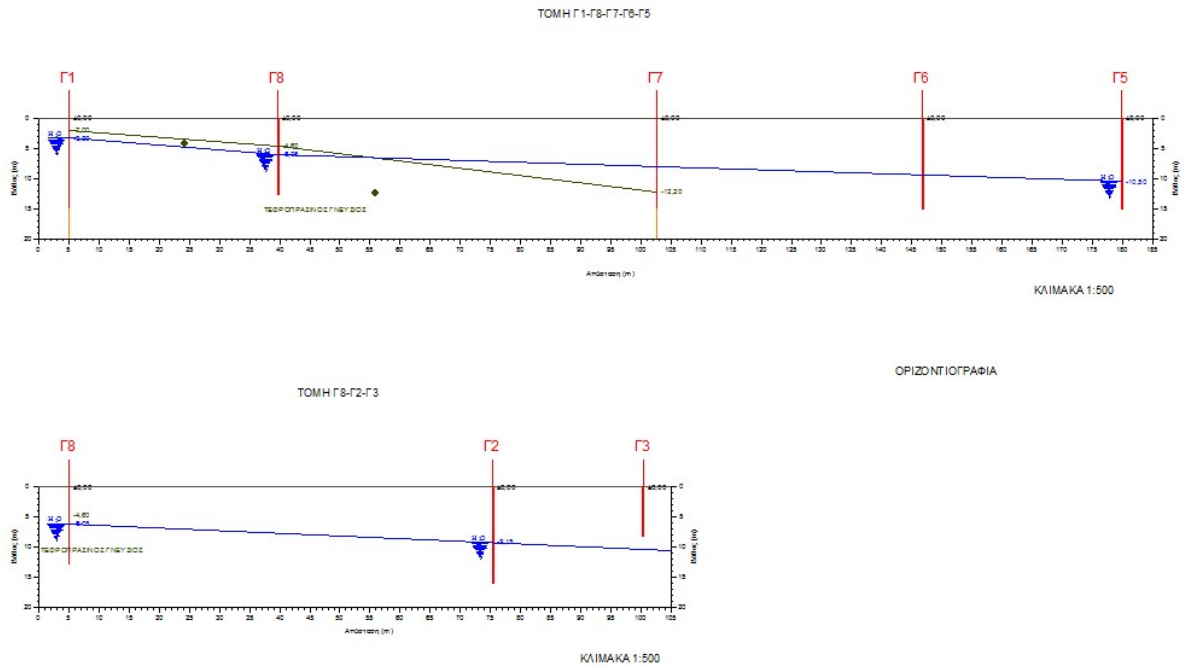
Σχηματισμός	Βάθος (m)	Πάχος (m)	Ταχύτητα P-κυμάτων (m/sec)	Ταχύτητα S-κυμάτων (m/sec)
A	1.0	1.0	1693	349
B	1.1	0.1	2334	397
E	4.6	3.5	2492	668
F	75.9	71.3	2727	758
G1	369.3	293.4	4444	1087
G2	-	-	4463	2062

1.5 Γεωτρητικά στοιχεία

Για την μελέτη της περιοχής χρησιμοποιήθηκαν διαθέσιμα γεωτρητικά στοιχεία από θέσεις εντός και πλησίον της Πανεπιστημιούπολης (Σχήμα 1-8). Συνοπτικά, οι γεωτρήσεις στην πλατεία του Χημείου (Γ1, Γ2, Γ3, εταιρεία ΓΕΩΤΕΡ Διδασκάλου) εντοπίζουν μέχρι το βάθος των 1.5m τεχνητές επιχωματώσεις, στη συνέχεια και μέχρι το βάθος των 6m καστανοπράσινο ιλυώδες αμμοχάλικο και τέλος μέχρι το πέρας των γεωτρήσεων καστανοκόκκινη άργιλο με ενστρώσεις σχιστολιθικών γενεσιακής προέλευσης χαλίκων. Η στάθμη του ύδατος ήταν στα 3.5 και 4 μέτρα στις Γ1 και Γ2 και στα 10.80m στην Γ3. Η γεώτρηση XI εντόπισε πρασινοσχιστόλιθο σε βάθος 36 μέτρων και ταχύτητες ερυθρών αργίλων, σε βάθος 10 μέτρων, 900m/sec από μετρήσεις cross-hole (Πιτιλάκης & συνεργάτες, 2004). Στην γεώτρηση TFTP21 (METPO ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΟ ΜΕΤΡΟ Α.Ε.) εντοπίζονται μέχρι τα 3.80m τεχνητές επιχωματώσεις και στη συνέχεια έως τα 31.80m ερυθρές άργιλοι. Τα αποτελέσματα των γεωτρήσεων Γ1-Γ8 (εταιρεία ΓΕΩΤΕΡ Διδασκάλου) φαίνονται στις τομές του σχήματος 1-9.



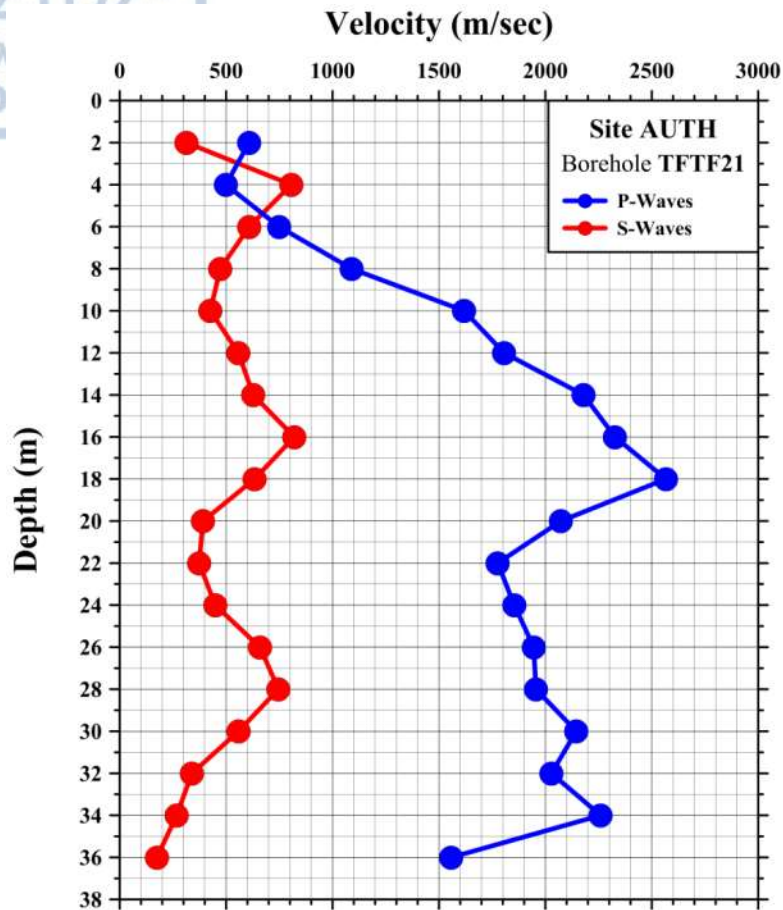
Σχήμα 1-8 Χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Πανεπιστημιούπολης ΑΠΘ όπου σημειώνονται οι θέσεις των γεωτρήσεων (Δορυφορική εικόνα Κτηματολογίου).



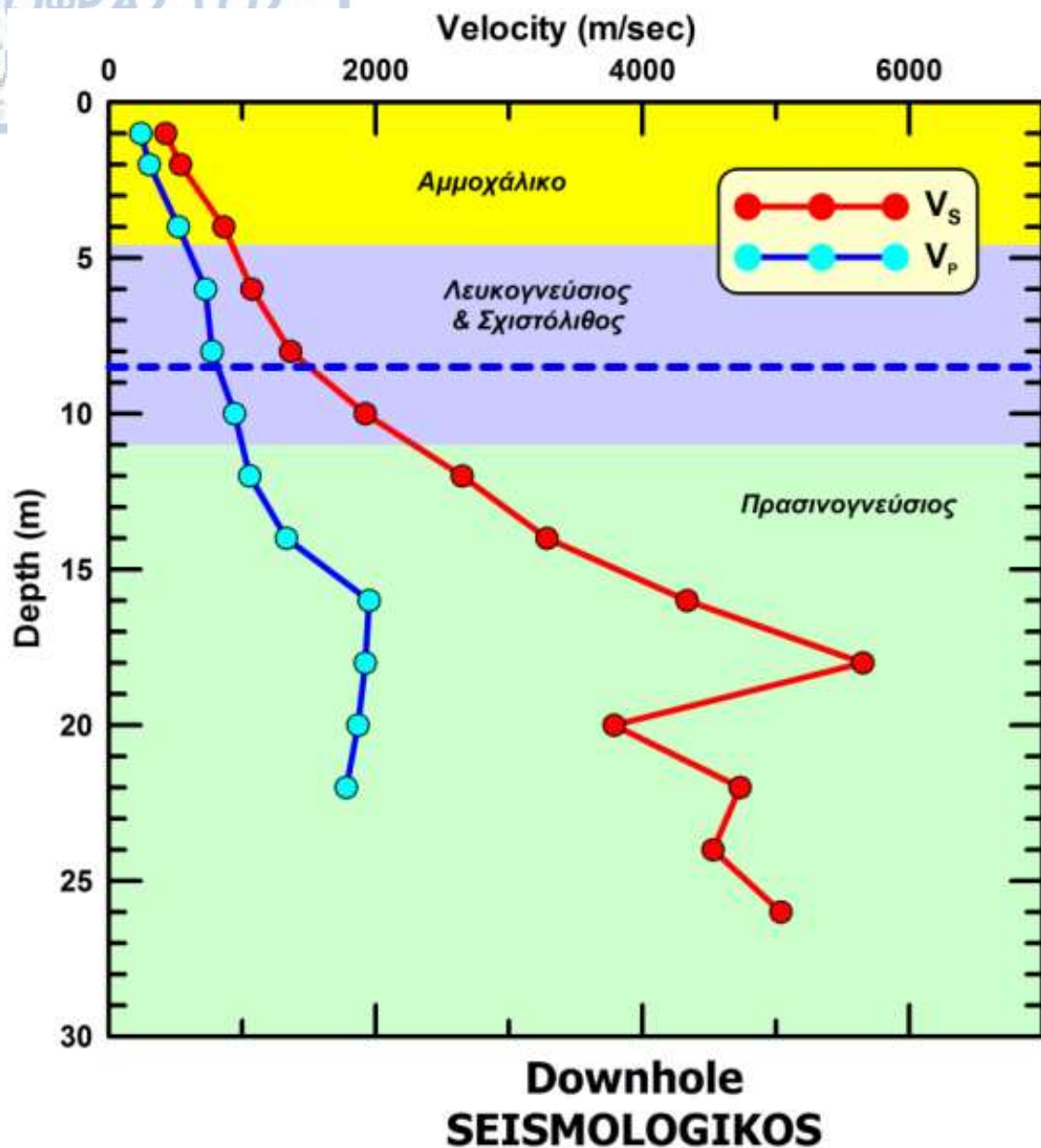
Σχήμα 1-9 Τομές κατά μήκος των γεωτρήσεων Γ1 έως Γ8 (βλέπε σχήμα 1-8) όπου φαίνεται η εμφάνιση του γενεσίου και η στάθμη του υδροφόρου. (Τεχνική Έκθεση ΓΕΩΤΕΡ Διδασκάλου)

1.6 Προηγούμενες γεωφυσικές έρευνες στην περιοχή μελέτης

Για την περιοχή μελέτης ήταν διαθέσιμα δεδομένα από προηγούμενες γεωφυσικές μετρήσεις και έρευνες, όπως αυτές παρατίθενται στη συνέχεια. Στις γεωτρήσεις ΤFΤF21 (ΜΕΤΡΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΟ ΜΕΤΡΟ Α.Ε.) και ΤΗΕΤΗΕ013b (Παπαζάχος Κ., προσ. επικοινωνία) εκτελέστηκαν σεισμικές μετρήσεις downhole τα αποτελέσματα των οποίων δίνονται στα σχήματα 1-10 και 1-11. Στην ΤFΤF21 που έγινε σε απόσταση λίγων μέτρων από την ΤFΤF21 παρατηρούμε την διακύμανση των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων του σχηματισμού των ερυθρών αργίλων και συγκεκριμένα των S- κυμάτων από 200-800m/sec και των P- κυμάτων από 500-2600m/sec. Στην ΤΗΕΤΗΕ013b παρατηρούμε την μεταβολή των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων S από 238-521m/sec στο αμμοχάλικο, από 724-942m/sec στον λευκογενέσιο/σχιστόλιθο και από 1054-1952m/sec στον πρασινογενέσιο. Η αντίστοιχη μεταβολή των P- κυμάτων είναι 426-862m/sec στο αμμοχάλικο, 1071-1923 στον λευκογενέσιο/σχιστόλιθο και 2649-5036 στον πρασινογενέσιο.

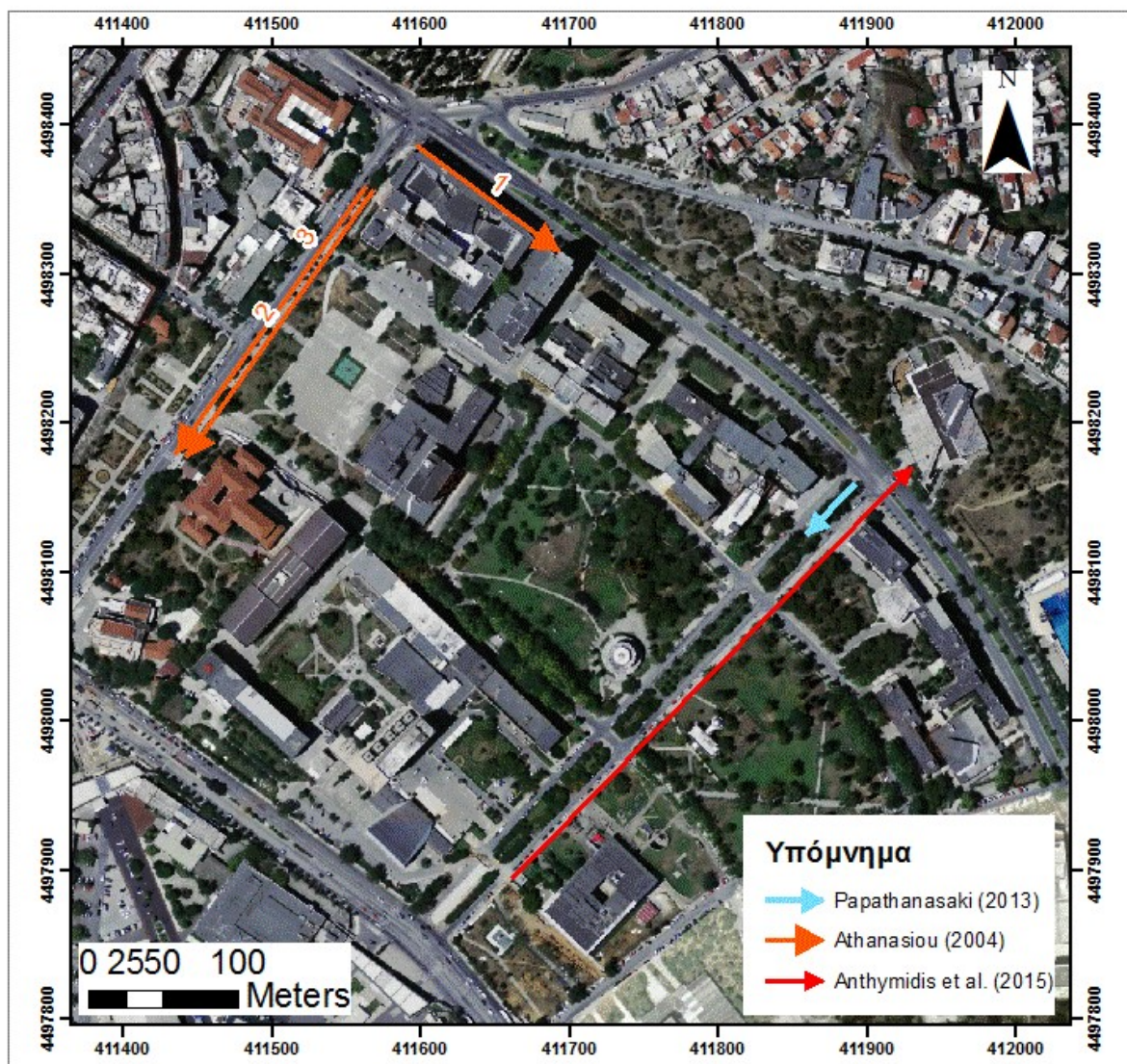


Σχήμα 1-10 Μεταβολή των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων *P* και *S* εντός της γεώτρησης TFTP21 (METPO ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΟ ΜΕΤΡΟ Α.Ε.). Η γεώτρηση TFTP21 που έγινε σε απόσταση λίγων μέτρων εντόπισε ερυθρές αργίλους από τα 3,8 έως τα 31,8 μέτρα.



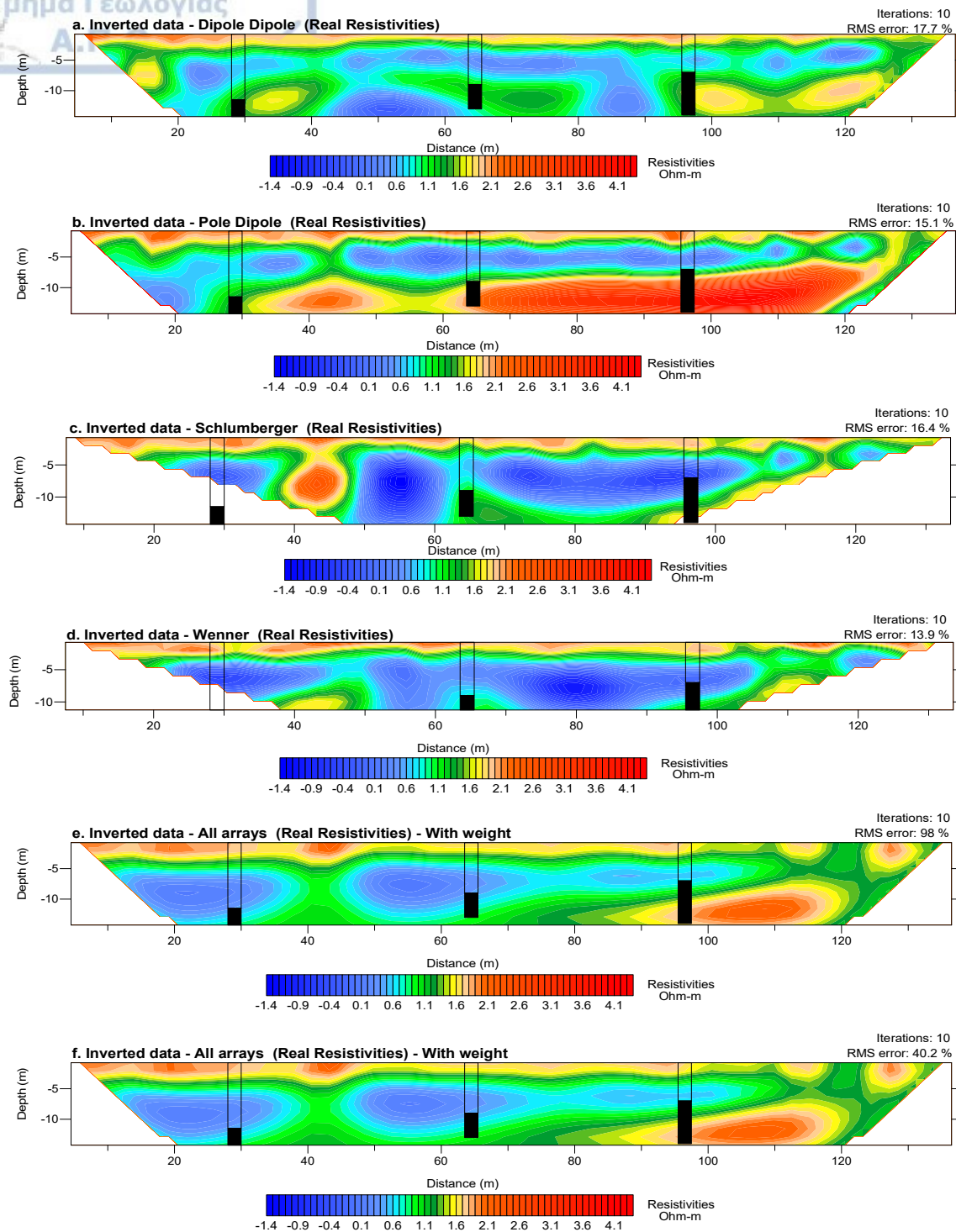
Σχήμα 1-11 Μεταβολή των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων P και S εντός της γεώτρησης THETHE013b στο Σεισμολογικό Σταθμό ΑΠΘ, από μετρήσεις downhole και οι σχηματισμοί που εντοπίστηκαν (Παπαζάχος, Κ., προσ. επικοινωνία).

Στο σχήμα 1-12 δίνονται οι θέσεις των μετρήσεων των Αθανασίου (2004), Παπαθανασάκη (2013) και Anthymidis et al.(2015), τα αποτελέσματα των οποίων παρουσιάζονται στα σχήματα 1-13 έως 1-19.



Σχήμα 1-12 Χάρτης με τις θέσεις των μετρήσεων των Παπαθανασάκη (2013), Αθανασίου (2004) και Anthymidis et al. (2015). (Δορυφορική εικόνα Κτηματολογίου).

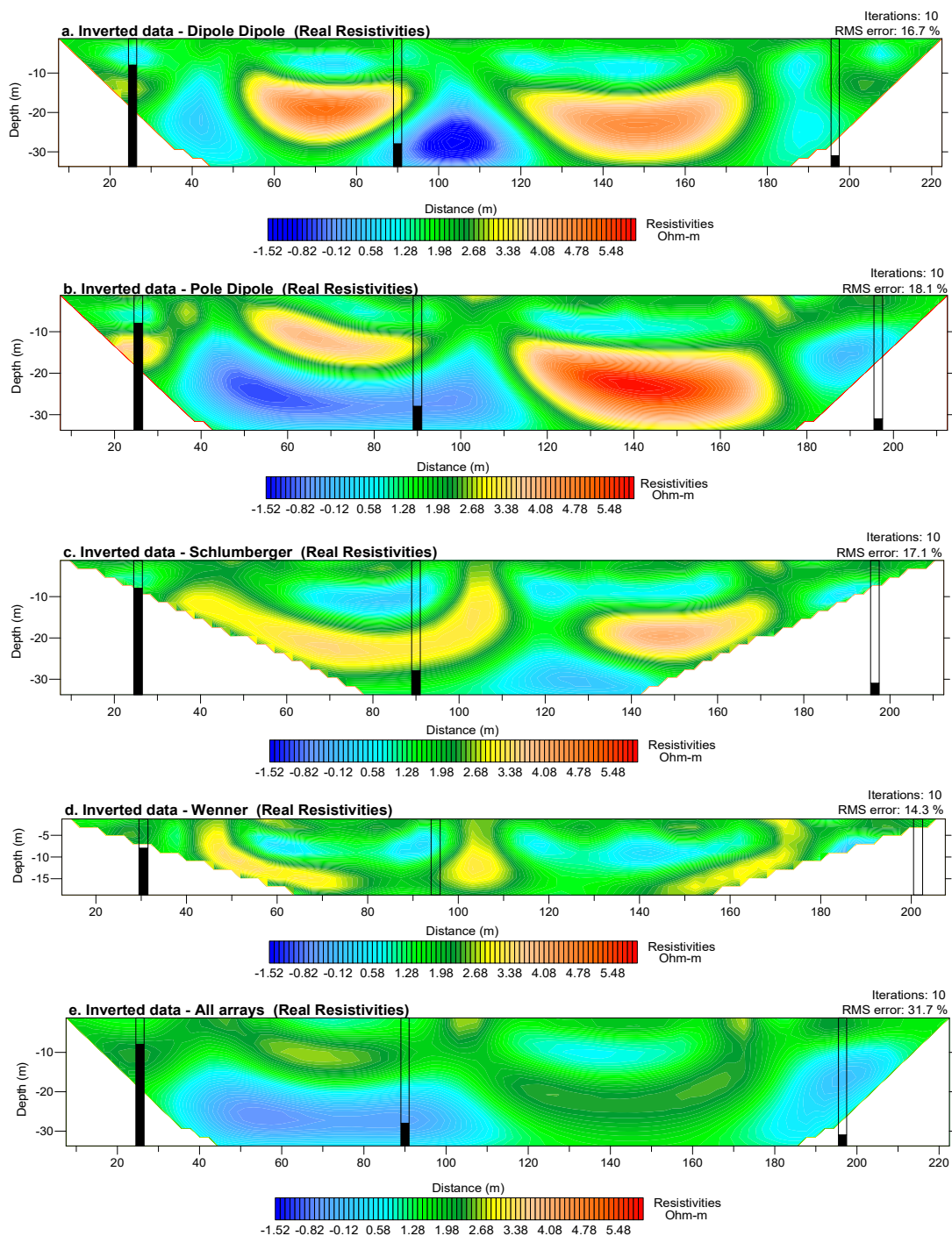
Στο σχήμα 1-13 παρουσιάζονται τα μοντέλα μεταβολής των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων για την τομή 1 (Αθανασίου, 2004) επί της οδού Αγίου Δημητρίου (βλέπε σχήμα 1-12). Στο ίδιο σχήμα φαίνονται τα βάθη που εντόπισαν το υπόβαθρο οι γεωτρήσεις και οι υψηλές αντιστάσεις που εμφανίζονται στα σημεία αυτά. Παρατηρείται και η σταδιακή (μικρή) βύθιση του υποβάθρου από ανατολικά προς δυτικά.



Σχήμα 1-13 Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν, καθώς και των γεωηλεκτρικών μοντέλων της συνδυασμένης αντιστροφής τους για την τομή 1 (Αθανασίου, 2004).

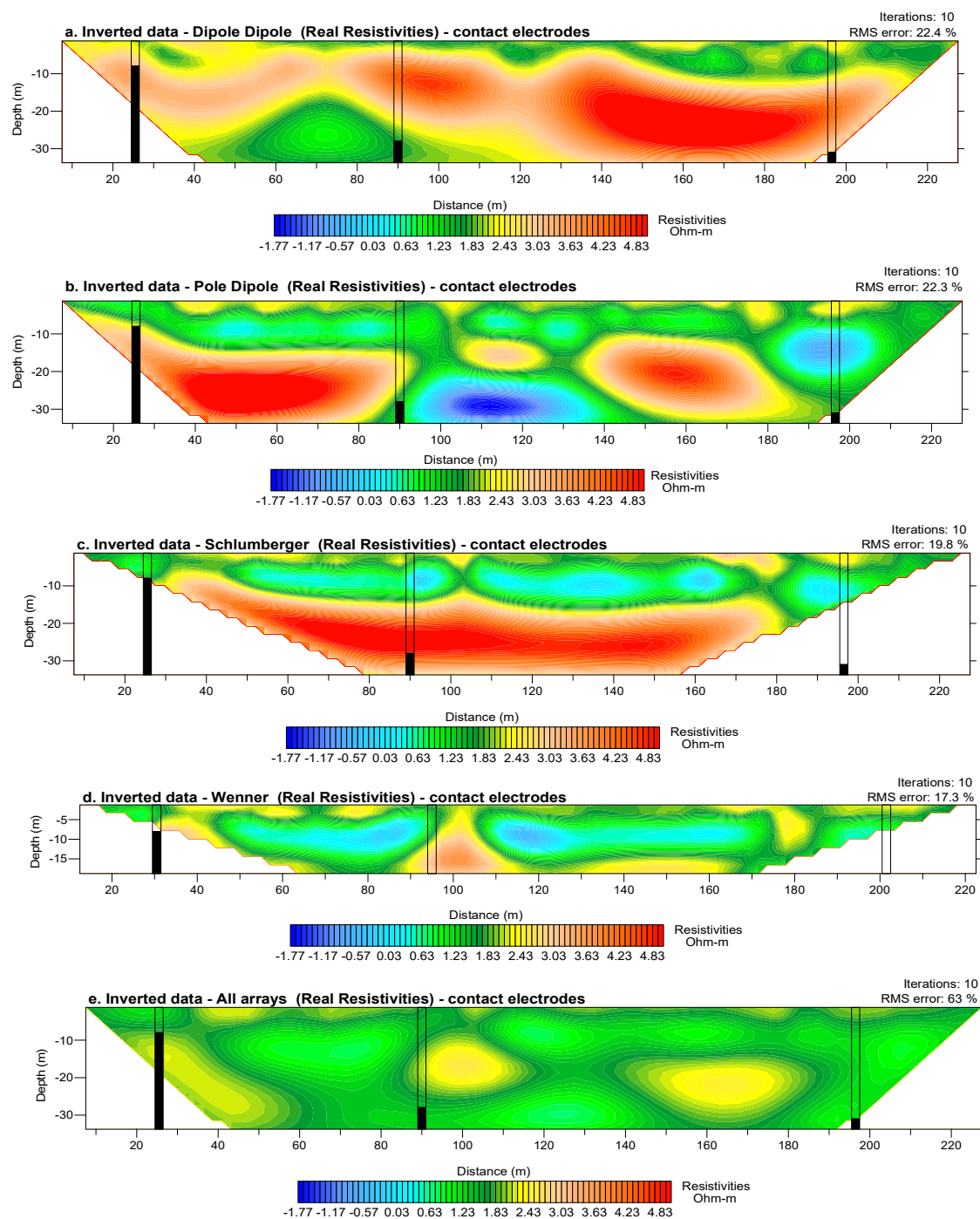
Στο σχήμα 1-14 έχουμε τα μοντέλα των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων για την τομή 2 (Αθανασίου 2004), επί της οδού Εθνικής Αμύνης εντός της Πανεπιστημιούπο-

λης του ΑΠΘ (βλέπε σχήμα 1-12). Διακρίνονται τα βάθη που εντόπισαν το υπόβαθρο οι διαθέσιμες γεωτρήσεις χωρίς όμως να εμφανίζονται υψηλές αντιστάσεις στα σημεία αυτά. Παράλληλα παρατηρείται και η τυπική βύθιση του υποβάθρου από βορρά προς νότο, χωρίς όμως κάτι τέτοιο να είναι εμφανές στην κατανομή των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων.



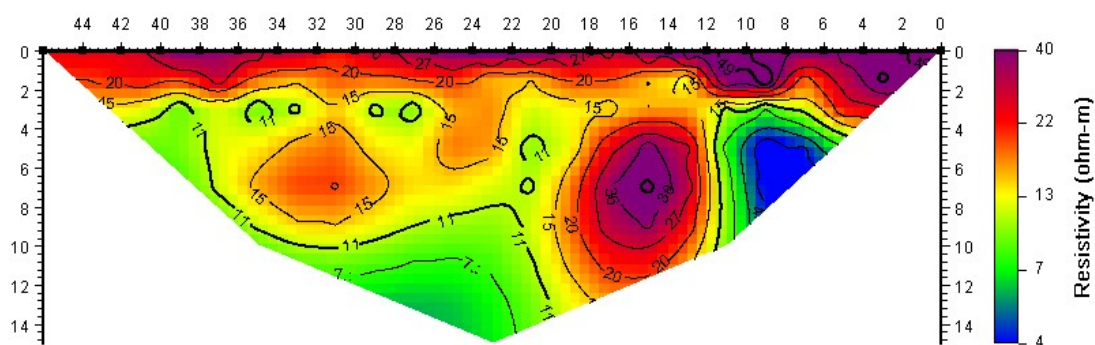
Σχήμα 1-14 Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν, καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους για την τομή 2 (Αθανασίου, 2004).

Στο σχήμα 1-15 δίνονται τα μοντέλα των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων για την τομή 3 (Αθανασίου 2004), που πραγματοποιήθηκε στο πεζοδρόμιο επί της οδού Εθνικής Αμύνης εκτός της Πανεπιστημιούπολης του ΑΠΘ (βλέπε σχήμα 1-12), και τα βάθη που εντόπισαν το υπόβαθρο οι γεωτρήσεις. Τα αποτελέσματα είναι παρόμοια με αυτά του σχήματος 1-14.

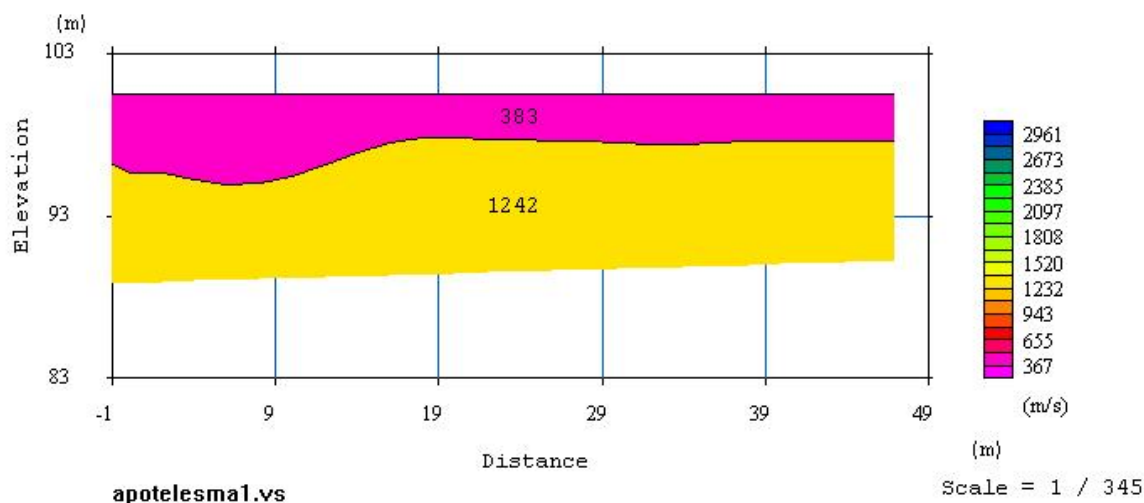


Σχήμα 1-15 Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους για την τομή 3. (Αθανασίου, 2004).

Στο σχήμα 1-16 απεικονίζεται το γεωηλεκτρικό μοντέλο για την τομή στην νησίδα της βόρειας εισόδου του ΑΠΘ (Παπαθανασάκη, 2013, βλέπε σχήμα 1-12), όπου παρατηρούμε το επιφανειακό τμήμα των ακόρεστων ιζημάτων με υψηλότερες αντιστάσεις. Στο σχήμα 1-17 δίνονται τα αποτελέσματα της ανάλυσης των μετρήσεων της σεισμικής διάθλασης για την ίδια τομή, στην οποία επίσης παρατηρούμε το βάθος του υδροφόρου από την αύξηση των P ταχυτήτων.



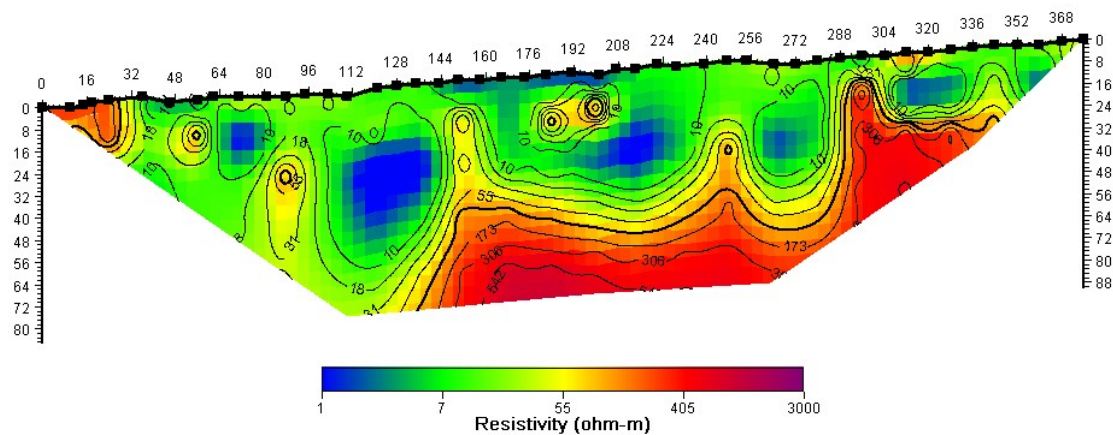
Σχήμα 1-16 Απεικόνιση του γεωηλεκτρικού μοντέλου με την διάταξη διπόλου-διπόλου στην νησίδα της βόρειας εισόδου του ΑΠΘ (Παπαθανασάκη, 2013).



Σχήμα 1-17 Απεικόνιση του μοντέλου P ταχυτήτων από μετρήσεις σεισμικής διάθλασης στην νησίδα της βόρειας εισόδου του ΑΠΘ (Παπαθανασάκη, 2013).

Στο σχήμα 1-18 δίνονται τα αποτελέσματα της τομής που εκτείνεται από τη βιβλιοθήκη του ΑΠΘ έως τη νότια είσοδο του Τελλόγλειου Ιδρύματος (Anthymidis et al. 2015, βλέπε σχήμα 1-12). Παρατηρούμε υψηλές αντιστάσεις (>100Ohmm) σε σημαντικά βάθη, οι οποίες αντιστοιχούν στην παρουσία του γνευσιακού υποβάθρου (κόκκι-

να χρώματα) και τη σταδιακή βύθιση αυτού προς τον νότο, σε συμφωνία με τη γενικότερη γεωλογία της περιοχής ενδιαφέροντος.

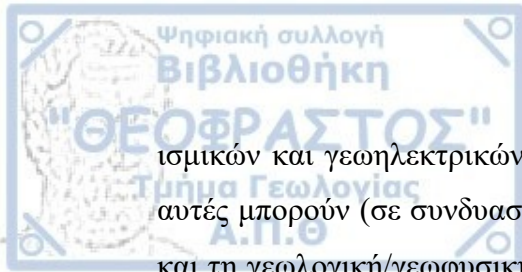


Σχήμα 1-18 Απεικόνιση του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για την διάταξη διπόλου-διπόλου σε τομή που εκτείνεται από τη βιβλιοθήκη του ΑΠΘ (αριστερά) έως τη νότια είσοδο του Τελλόγλειου Ιδρύματος (δεξιά) (Anthymidis et al., 2015).

1.7 Συνοπτική αξιολόγηση των γεωλογικών/γεωφυσικών δεδομένων της περιοχής μελέτης και προτεινόμενη έρευνα

Τα αποτελέσματα που παρουσιάστηκαν στο παρόν κεφάλαιο, τόσο από τα γεωτρητικά, όσο και τα γεωφυσικά στοιχεία, δείχνουν μία σημαντική πολυπλοκότητα στη γεωφυσική δομή της περιοχής έρευνας. Έτσι, ενώ το γνευσιακό υπόβαθρο φαίνεται να βυθίζεται σταδιακά από το βορρά προς το νότο, αυτό δεν είναι εμφανές σε αρκετές γεωφυσικές μετρήσεις (π.χ. σχήματα 1-14 και 1-15). Σε ορισμένες περιπτώσεις η βύθιση αυτή φαίνεται να έχει αρκετά πολύπλοκα χαρακτηριστικά (σχήμα 1-18), σε αντίθεση με τα διαθέσιμα γενικής κλίμακας προσομοιώματα (σχήμα 1-5), τα οποία δείχνουν πολύ πιο ομαλές χωρικές μεταβολές της γεωλογικής/γεωτεχνικής δομής. Σε αρκετές περιπτώσεις (π.χ. σχήματα 1-16) τα γεωφυσικά αποτελέσματα έχουν περιορισμένο βάθος διεξόδου ή αναδεικνύουν άλλα χαρακτηριστικά της δομής π.χ. το βάθος του φρεάτιου υδροφόρου (σχήμα 1-17).

Στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκαν διάφορες γεωφυσικές μετρήσεις στην περιοχή του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου της Θεσσαλονίκης με βασικό στόχο την καλύτερη κατανόηση των προαναφερθέντων διαφορών των διαθέσιμων γεωλογικών/γεωφυσικών/γεωτεχνικών στοιχείων για την περιοχή μελέτης. Η μελέτη της επιφανειακής γεωφυσικής δομής υλοποιήθηκε με τη συνδυαστική εφαρμογή σε-



ισμικών και γεωηλεκτρικών τομογραφικών μεθόδων διασκόπησης, αφού οι μέθοδοι αυτές μπορούν (σε συνδυασμό) να δώσουν πρόσθετες πληροφορίες για τη γεωμετρία και τη γεωλογική/γεωφυσική δομή του υπεδάφους. Παράλληλα, τα διαθέσιμα αποτελέσματα συγκρίθηκαν με τα υφιστάμενα προσομοιώματα, με στόχο την αξιολόγηση της αξιοπιστίας τους.

Κεφάλαιο 2 – Μεθοδολογία

2.1 Εισαγωγή

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται οι ηλεκτρικές και σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία. Ειδικότερα, περιγράφεται το βασικό θεωρητικό υπόβαθρο των μεθόδων της ηλεκτρικής τομογραφίας, της σεισμικής διάθλασης και ανάκλασης, καθώς και της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Τέλος, παρουσιάζονται τα όργανα που χρησιμοποιήθηκαν για την λήψη των μετρήσεων, καθώς και ο τρόπος επεξεργασίας των δεδομένων, αλλά και τα λογισμικά τα οποία χρησιμοποιήθηκαν.

2.2 Ηλεκτρικές Μέθοδοι Διασκόπησης

Στις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης πραγματοποιούνται μετρήσεις της διαφοράς δυναμικού στην επιφάνεια της γης (φυσικού ή προκαλούμενου από τον άνθρωπο) μέσω των οποίων προσπαθούμε να προσδιορίσουμε τις ηλεκτρικές ιδιότητες των πετρωμάτων. Κατά την εφαρμογή της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης εισάγουμε στη γη ηλεκτρικό ρεύμα μέσω δύο ηλεκτροδίων (ηλεκτρόδια ρεύματος) και μετράμε το δυναμικό που δημιουργείται σε δύο άλλα ηλεκτρόδια (ηλεκτρόδια δυναμικού).

Η ποσότητα που επιχειρούμε να προσδιορίσουμε με τις μεθόδους αυτές είναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Η ποσότητα αυτή εκφράζεται από τη σχέση:

$$\rho = \frac{R * S}{l}$$

όπου R η ηλεκτρική αντίσταση ενός κυλινδρικού τμήματος αγωγού (π.χ. πετρώματος), S η διατομή του και l το μήκος του. Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση κοκκωδών ιζημάτων συνδέεται με το πορώδες τους με τη σχέση:

$$\rho = \alpha * \rho_v * \Phi^{-m}$$

που είναι γνωστή ως νόμος του Archie (1942), όπου α και m είναι σταθερές με τυπικές τιμές α=1 και m=2, ρ_v η ειδική αντίσταση του νερού των πόρων του πετρώματος και Φ το πορώδες. Επειδή η γη δεν είναι ομογενής, η ειδική ηλεκτρική αντίσταση μεταβάλλεται στα επιφανειακά στρώματα, οπότε δεν μπορούμε να προσδιορίσουμε ά-

μεσα την τιμή αυτής. Για τον λόγο αυτό, μέσω των μετρήσεων διαφοράς δυναμικού και έντασης του ηλεκτρικού ρεύματος, υπολογίζουμε μια ισοδύναμη ποσότητα, ρ_a , η οποία ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση και εξαρτάται από την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού. Ειδικότερα, η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι η αντίσταση που θα είχε η Γη αν ήταν ομογενής (δίνοντας τις συγκεκριμένες μετρήσεις έντασης και δυναμικού) και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\rho = \frac{2\pi V}{i} \cdot \frac{1}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} = \frac{2\pi V}{i} \cdot K$$

όπου A, B οι θέσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος, M, N οι θέσεις των ηλεκτροδίων δυναμικού, V η διαφορά δυναμικού στα M και N και i η ένταση του ρεύματος που εισάγεται στη Γη. Η ποσότητα, K, ονομάζεται γεωμετρικός παράγοντας και η τιμή του εξαρτάται από τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού.

2.2.1 Διατάξεις ηλεκτροδίων

Κατά την λήψη των ηλεκτρικών μετρήσεων χρησιμοποιούνται διάφορες γεωμετρικές διατάξεις ηλεκτροδίων οι οποίες παρουσιάζονται παρακάτω. Η κάθε διάταξη παρουσιάζει πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα σε σχέση με την διακριτική της ικανότητα αλλά και το λόγο σήματος προς θόρυβο (S/N) όπως φαίνεται στον Πίνακα 2-1. Ανάλογα με τον τρόπο εκτέλεσης των μετρήσεων με την χρήση των παρακάτω διατάξεων διαχωρίζουμε τρεις κύριες κατηγορίες διασκόπησης. Στην βυθοσκόπηση με την οποία λαμβάνουμε πληροφορία για την κατακόρυφη μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε ένα σημείο (μονοδιάστατη κατακόρυφη διασκόπηση). Στην όδευση (χαρτογράφηση) κατά την οποία ανιχνεύονται πλευρικές μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε ορισμένο βάθος (μονοδιάστατη οριζόντια διασκόπηση). Και στην ηλεκτρική τομογραφία που αποτελεί συνδυασμό των δύο προηγούμενων τεχνικών με αποτέλεσμα να ανιχνεύονται μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και στη δύο διαστάσεις (δισδιάστατη διασκόπηση).

Πίνακας 2-1 : Πίνακας αξιολόγησης ηλεκτρικών διατάξεων (Ward, 1989)

Τύπος Διάταξης	Λόγος S/N	Εντοπισμός Πλευρικών Μεταβολών	Εντοπισμός Κατακόρυφων Μεταβολών
Wenner	5	2	5
Schlumberger	4	2	5
Διπόλου-Διπόλου	1	5	2
Πόλου-Διπόλου	3	4	2
Πόλου-Πόλου	5	4	2
1: Χειρότερη 5: Καλύτερη			

Διάταξη Wenner: Σε αυτή τη διάταξη, αν Α και Β είναι οι θέσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος και Μ και Ν αυτές του δυναμικού, τα ηλεκτρόδια διατάσσονται έτσι ώστε οι αποστάσεις $AM=MN=NB=a$. Σε αυτή την περίπτωση έχουμε $\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$, όπου η ποσότητα $K=2\pi a$ είναι ο γεωμετρικός παράγοντας. Για την πραγματοποίηση ηλεκτρικής βυθοσκόπησης διατηρούμε σταθερό το κέντρο και αυξάνουμε σταθερά την απόσταση a , ενώ για την πραγματοποίηση ηλεκτρικής χαρτογράφησης διατηρούμε το a σταθερό και μετακινούμε τα ηλεκτρόδια κατά μήκος μιας γραμμής.

Διάταξη Schlumberger: Σε αυτή τη διάταξη για τις αποστάσεις $MN=2l$ και $AB=2L$ ισχύει η $l \ll L$. Στην περίπτωση αυτή, μπορεί ναδειχθεί ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση δίνεται από τη σχέση $\rho_a = \frac{\pi L^2}{2l} * \frac{\Delta V}{I}$, δηλαδή ο γεωμετρικός παράγοντας είναι $K=\pi L^2/2l$. Για την πραγματοποίηση ηλεκτρικής βυθοσκόπησης διατηρούμε σταθερά τα ηλεκτρόδια δυναμικού και αυξάνουμε συμμετρικά τα ηλεκτρόδια ρεύματος ενώ για την ηλεκτρική χαρτογράφηση μετακινούμε και τα τέσσερα ηλεκτρόδια κατά μήκος μιας γραμμής, κρατώντας σταθερή την απόστασή τους.

Διάταξη διπόλου-διπόλου: Στη διάταξη αυτή οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων δίνονται από τις σχέσεις $AB=MN=2l$, $BM=n*2l$. Για $n \gg 1$ η φαινόμενη ειδική αντίσταση είναι $\rho_a = 2\pi n(n+1)(n+2)l \frac{\Delta V}{I}$. Για την πραγματοποίηση ηλεκτρικής βυθοσκόπησης με αυτή τη διάταξη αυξάνουμε σταδιακά το n , ενώ για την ηλεκτρική χαρτογράφηση μετακινούμε την διάταξη διατηρώντας σταθερή την απόσταση των ηλεκτροδίων.

Διάταξη πόλου-διπόλου: Στη διάταξη αυτή οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων είναι $AB > 15nl$, $MN = l$, $BM = nl$ ενώ η φαινόμενη ειδική αντίσταση δίνεται από τη σχέση $\rho_a = 2\pi n(n+1)l \frac{\Delta V}{I}$. Για την πραγματοποίηση βυθοσκόπησης με αυτή τη διάταξη αυξάνουμε σταδιακά το n , ενώ για την χαρτογράφηση μετακινούμε τη διάταξη έχοντας σταθερές τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων.

Διάταξη πόλου-πόλου: Στη διάταξη αυτή οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων είναι $AB > 30a$, $MN > 30a$, $BM = a$ και η φαινόμενη ειδική αντίσταση είναι ίση με $\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$. Η διάταξη αυτή δε χρησιμοποιείται για βυθοσκόπηση, αλλά μόνο για χαρτογράφηση, τυπικά κρατώντας σταθερή την απόσταση a .

Διάταξη πολλαπλής βαθμίδας (Multiple Gradient): Η διάταξη αυτή είναι αποκλειστικά τομογραφική και συνδυάζει τα χαρακτηριστικά των διατάξεων πόλου-διπόλου, Wenner και Schlumberger. Συγκεκριμένα οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων είναι $AB = (s+2)a$, $AM = na$ και $MN = a$ και κατά την εισαγωγή ρεύματος στα ηλεκτρόδια Α, Β μετράται το δυναμικό σε όλα τα δίπολα δυναμικού με απόσταση a (Dahlin and Zhou, 2006).

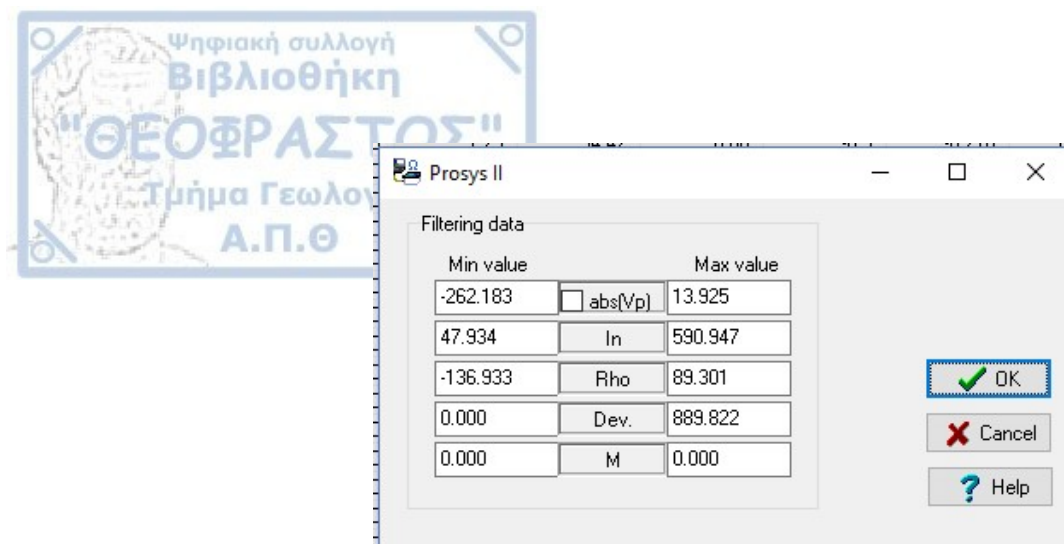
2.2.2 Συλλογή Δεδομένων

Για την λήψη των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας με διατάξεις διπόλου-διπόλου και πολλαπλής βαθμίδας (Multiple Gradient). Οι μετρήσεις λήφθηκαν με το δεκακάναλο σύστημα μέτρησης αντίστασης Syscal Pro της Iris Instruments (Σχήμα 2-1). Η πηγή του οργάνου έχει μέγιστη τάση 800V και παρέχει ρεύμα μέγιστης έντασης 2.5A, ενώ ο δέκτης μπορεί να καταγράψει τη διαφορά δυναμικού σε 10 δίπολα ταυτόχρονα με ακρίβεια 1μV και σφάλμα 0.2%. Το όργανο διαθέτει ενσωματωμένο πολυπλέκτη, ο οποίος του επιτρέπει τη σύνδεση έως και 48 ηλεκτροδίων. Τα ηλεκτρόδια συνδέονται με το όργανο μέσω πολύκλωνων καλωδίων, τα οποία στην περίπτωση μας είχαν εξόδους ανά 5 και 10 μέτρα. Οι μετρήσεις λαμβάνονται βάση πρωτοκόλλων που είναι αποθηκευμένα στο όργανο και δημιουργήθηκαν με το ειδικό λογισμικό Electre-Pro (IRIS Instruments).

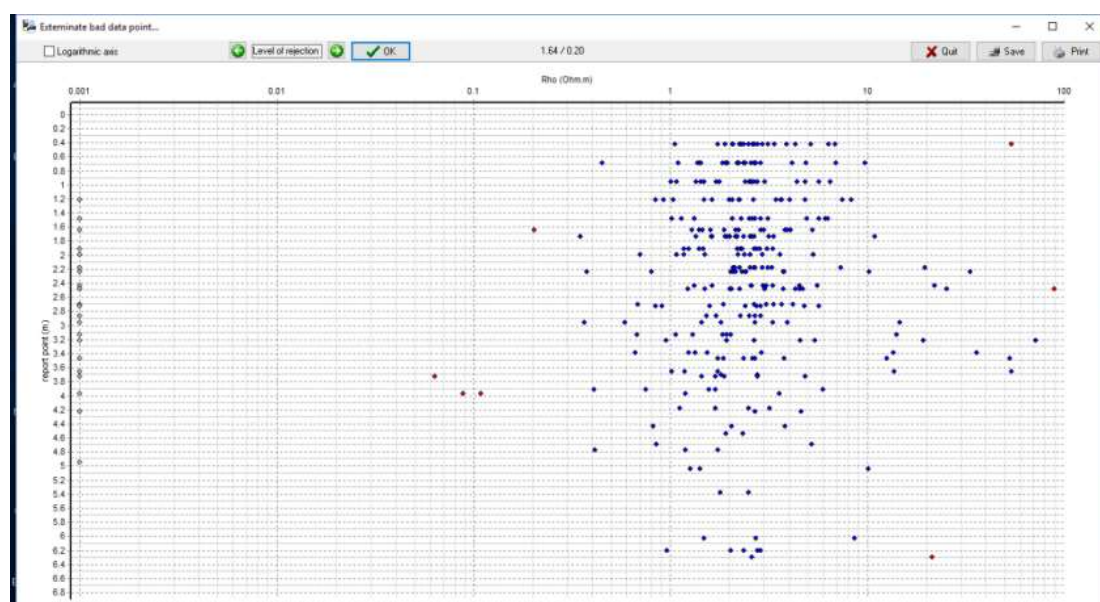


Σχήμα 2-1 Όργανο μέτρησης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης Syscal Pro και πολύκλινα καλώδια που χρησιμοποιήθηκαν στη συλλογή των μετρήσεων.

Οι μετρήσεις που λαμβάνονται αποθηκεύονται στην ενσωματωμένη κάρτα μνήμης που διαθέτει το όργανο και στην συνέχεια μεταφέρονται μέσω σειριακής σύνδεσης σε υπολογιστή με την βοήθεια του λογισμικού Prosys II. Το συγκεκριμένο λογισμικό παρέχει την δυνατότητα να γίνει μία αρχική επιλογή των δεδομένων βάσει διαφόρων παραμέτρων (Σχήμα 2-2). Μέσω αυτής της επιλογής έγινε η αφαίρεση των αρνητικών τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (που πιθανότατα αντιστοιχούν σε προβληματικές μετρήσεις), καθώς και των τιμών με σχετική τυπική απόκλιση μεγαλύτερη από 10%. Σε αυτό το στάδιο προεπεξεργασίας αφαιρέθηκαν και οι ακραίες τιμές φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, δηλαδή τιμές που απείχαν σημαντικά από την μέση τάση των τιμών της (Σχήμα 2-3).



Σχήμα 2-2 Παράθυρο επιλογής δεδομένων του λογισμικού Prosys II.



Σχήμα 2-3 Αφαίρεση ακραίων τιμών φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (κόκκινα σημεία) μέσω του λογισμικού Prosys II

2.2.3 Επεξεργασία δεδομένων

Τα δεδομένα που λαμβάνουμε με την παραπάνω διαδικασία είναι η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση, η οποία επηρεάζεται από το σύνολο των γεωλογικών στρωμάτων στα οποία διέρρευσε το ρεύμα. Για την μετατροπή αυτής της ποσότητας σε ειδική ηλεκτρική αντίσταση των υπεδάφινων σχηματισμών, χρησιμοποιείται η διαδικασία της τομογραφικής αντιστροφής.

Η αντιστροφή είναι μια μαθηματική διαδικασία κατά την οποία επιδιώκεται η εύρεση ενός προσομοιώματος (μοντέλου) αντιστάσεων του υπεδάφους για το οποίο οι συνθετικές (προβλεπόμενες από το προσομοίωμα) μετρήσεις φαινόμενης αντίστασης προ-

σεγγίζουν τις πραγματικές. Για να είναι εφικτή αυτή η διαδικασία, θα πρέπει συνήθως να επιλυθεί αρχικά το ευθύ πρόβλημα, το οποίο ουσιαστικά αντιστοιχεί στην επίλυση των σχέσεων που συνδέουν την ειδική ηλεκτρική αντίσταση των σχηματισμών με την φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση που μετράμε.

Η επίλυση του ευθέως προβλήματος στην ηλεκτρική τομογραφία γίνεται με τη χρήση των πεπερασμένων στοιχείων, την διαίρεση δηλαδή του υπεδάφους σε πολυγωνικά κελιά (συνήθως τριγωνικά) (Coggon, 1971, Silvester και Ferrari, 1990) τα οποία μπορούν να πάρουν διαφορετικές τιμές παραμέτρων (σε αυτή την περίπτωση ηλεκτρικής αντίστασης). Στη συνέχεια γίνεται η επίλυση της εξίσωσης, η οποία περιγράφει την ροή του ρεύματος σε ανομοιογενή γη, στους κόμβους των πεπερασμένων στοιχείων (κορυφές των τριγώνων).

Επειδή το πρόβλημα δεν είναι γραμμικό, η λύση του επιτυγχάνεται με τη διαδικασία μη γραμμικής αντιστροφής. Κατά την διαδικασία αυτή ορίζουμε ένα αρχικό μοντέλο αντιστάσεων (x_0) και μέσω της λύσης του ευθέως προβλήματος με τη χρήση των πεπερασμένων στοιχείων παράγονται τα συνθετικά δεδομένα, $F(x)$, που αντιστοιχούν στο αρχικό μοντέλο αντιστάσεων, x_0 . Είναι προφανές ότι τα δεδομένα αυτά δε θα συμπίπτουν με τις πραγματικές μετρήσεις, y , οπότε γραμμικοποιώντας το πρόβλημα στην περιοχή του αρχικού μοντέλου, έχουμε την εξίσωση:

$$J (x-x_0) = y - F(x)$$

όπου J είναι ο Ιακωβιανός πίνακας, και x το πραγματικό μοντέλο υπεδάφειων ηλεκτρικών αντιστάσεων.

Το σύστημα αυτό μπορεί να επιλυθεί με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων, από την οποία προκύπτουν οι διορθώσεις του αρχικού μοντέλου, x_0 , με βάση τη σχέση:

$$dx = x - x_0 = (J^T J)^{-1} J^T (y - F(x))$$

όπου dx είναι η διόρθωση του μοντέλου και y τα πειραματικά δεδομένα. Με βάση αυτές τις διορθώσεις παράγεται ένα νέο μοντέλο με τη σχέση,

$$x_1 = x_0 + dx$$

Επειδή η γραμμικοποιημένη σχέση είναι προσεγγιστική, η όλη διαδικασία είναι επαναληπτική, και επιδιώκεται η εύρεση/σύγκλιση της διαδικασίας σε ένα μοντέλο του όπου οι διαφορές των συνθετικών και πραγματικών τιμών ελαχιστοποιούνται. Επειδή

ο Ιακωβιανός πίνακας ενδέχεται να περιέχει πολύ μικρές ιδιάζουσες τιμές (singular values) και η αντιστροφή του πίνακα $J^T J$ να είναι ασταθής, έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι σταθεροποίησης της διαδικασίας, όπως η μέθοδος εξομαλυσμένης αντιστροφής (Constable et al., 1987) σύμφωνα με την οποία το τελικό μοντέλο μετά από k επαναλήψεις δίνεται από την σχέση:

$$x_{k+1} = x_k + [(J_k W)^T J_k W + m_k C^T C]^{-1} (J_k W)^T (y - F(x_k))$$

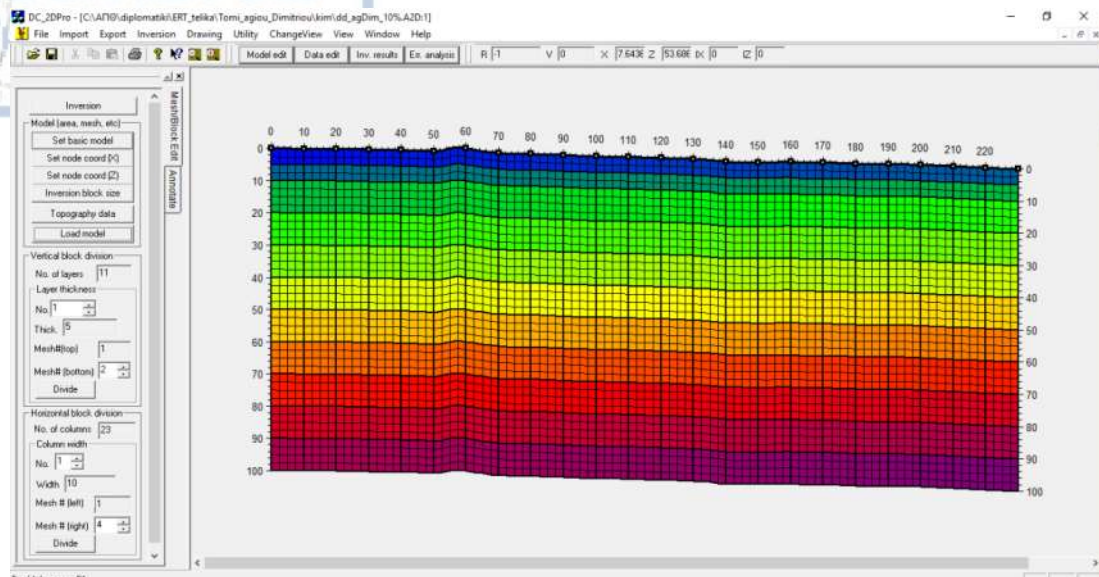
όπου W ο πίνακας στατιστικών βαρών των δεδομένων, m_k , κατάλληλος πολλαπλασιαστής Lagrangian και C κατάλληλος πίνακας εξομάλυνσης του μοντέλου.

Η διαδικασία τερματίζεται μετά το πέρας του απαιτούμενου αριθμού επαναλήψεων (ορίζεται από τον αναλυτή) ή στην περίπτωση που ικανοποιηθούν τα κριτήρια σύγκλισης. Ως βασικό κριτήριο για τη σύγκλιση των θεωρητικών τιμών φαινόμενης η-λεκτρικής αντίστασης με τις πραγματικές μετρήσεις χρησιμοποιείται το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, το οποίο δίνεται από την σχέση:

$$\%RMS = 100 \frac{1}{m} \left(\sum_{i=1}^m |(d_i^{obs} - d_i^{calc}) / d_i^{obs}|^k \right)^{1/k}$$

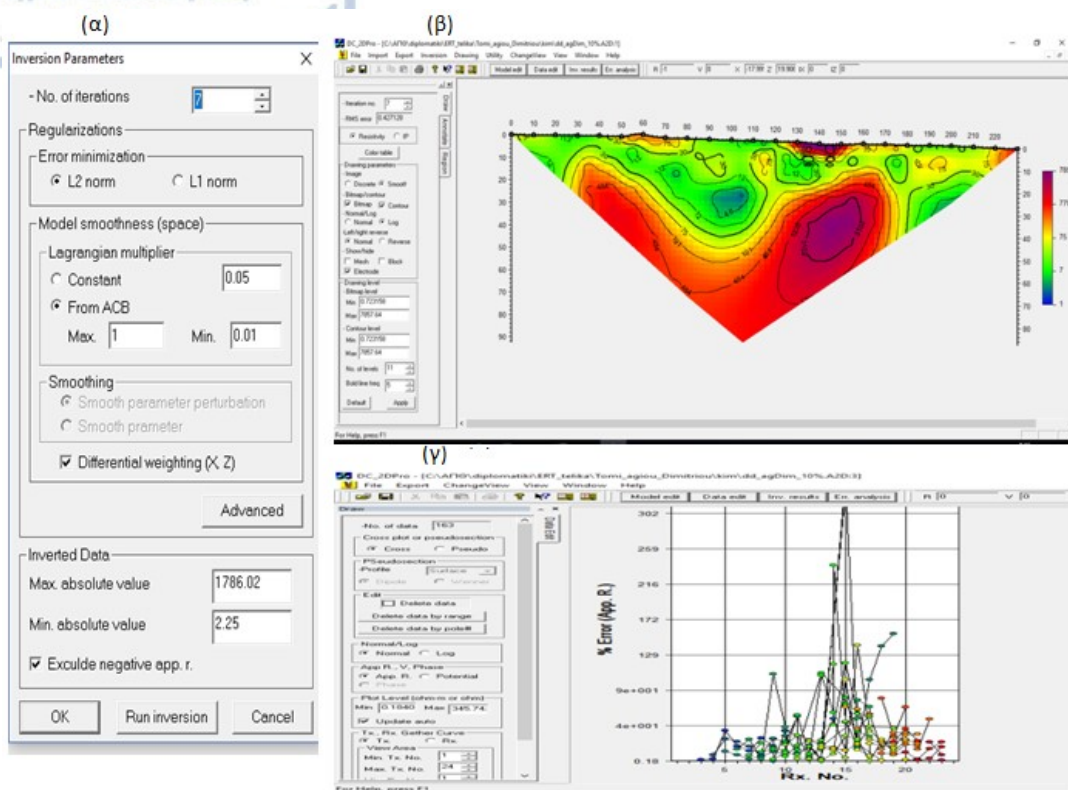
Η ποσότητα αυτή μας δείχνει το κατά πόσο το προσομοίωμα (μοντέλο) που παράχθηκε μπορεί να παράγει συνθετικά δεδομένα που αντιστοιχούν στα μετρημένα, και κατά συνέπεια αναμένεται να περιγράφει την πραγματική γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους. Ο εκθέτης k έχει την τιμή 2 για τη συνηθισμένη αντιστροφή ελαχίστων τετραγώνων (L_2) και την τιμή 1 για αντιστροφή ελαχίστων απολύτων τιμών (L_1) η οποία χρησιμοποιείται στην περίπτωση παρουσίας τιμών με σημαντικά σφάλματα (outliers) στα δεδομένα μας. Έτσι αν το μέσο τετραγωνικό σφάλμα κατά τις επαναλήψεις αυξηθεί η μεταβληθεί κατά μικρό ποσοστό η διαδικασία τερματίζεται.

Για την αντιστροφή των δεδομένων της παρούσας διατριβής χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό DC2Dpro (Kim, 2010) του Κορεατικού Ινστιτούτου Γεωεπιστημών και Ορυκτών Πόρων. Το λογισμικό αυτό επιτρέπει στον χρήστη να εισάγει το αρχικό μοντέλο, καθώς και τον αριθμό των αγνώστων παραμέτρων και των πεπερασμένων στοιχείων. Επίσης, μέσω του ίδιου λογισμικού υπάρχει δυνατότητα εισαγωγής και της τοπογραφίας (Σχήμα 2-4).



Σχήμα 2-4 Εισαγωγή παραμέτρων του γεωηλεκτρικού μοντέλου και τοπογραφίας στο λογισμικό DC2Dpro (Kim, 2010).

Το πρόγραμμα DC2DPro εκτελεί εξαναγκασμένα εξομαλυσμένη αντιστροφή με τη μέθοδο του Occam (Constable, 1987), χρησιμοποιώντας έναν από τους L1 ή L2 κανόνες αντιστροφής γραμμικών συστημάτων (Σχήμα 2-5α). Μετά το πέρας των επαναλήψεων της αντιστροφής εξάγεται το τελικό μοντέλο των αντιστάσεων του υπεδάφους (Σχήμα 2-5β). Σε αυτή τη φάση συνήθως ελέγχουμε διάφορες παραμέτρους που μας αποκαλύπτουν τα ποιοτικά χαρακτηριστικά της λύσης, όπως το μέσο τετραγωνικό σφάλμα και αν κριθεί απαραίτητο αφαιρούμε τις τιμές που έχουν υψηλό σφάλμα (Σχήμα 2-5γ), επαναλαμβάνοντας τη διαδικασία.



Σχήμα 2-5(α)Επιλογή παραμέτρων αντιστροφής στο λογισμικό DC2DPro, (β) Αποτέλεσμα αντιστροφής, (γ) Διαδικασία Ανάλυσης σφαλμάτων

2.3 Σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης

Οι σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης βασίζονται στην ανάλυση των σεισμικών κυμάτων που καταγράφονται σε ειδικές διατάξεις, όπως σειсмоγράφοι, γεώφωνα και υδρόφωνα. Οι μέθοδοι αυτές χωρίζονται σε ενεργητικές και παθητικές ανάλογα με το αν η πηγή των σεισμικών κυμάτων είναι τεχνητή ή φυσική. Στις μεθόδους αυτές ανήκουν η μέθοδος της διάθλασης, της ανάκλασης και της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων που χρησιμοποιήθηκαν στο πλαίσιο αυτής της εργασίας.

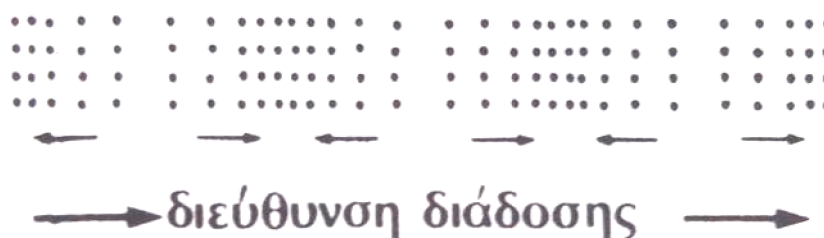
2.3.1 Τύποι σεισμικών κυμάτων

Όταν σε ένα ελαστικό σώμα εφαρμόσουμε μια τάση, τότε η παραμόρφωση που προκαλείται διαδίδεται στο σώμα με τη μορφή ελαστικών κυμάτων. Τα κύματα αυτά χωρίζονται σε δύο κατηγορίες, τα κύματα χώρου που περιλαμβάνουν τα επιμήκη και τα εγκάρσια, και τα επιφανειακά που περιλαμβάνουν κυρίως τα κύματα Rayleigh και τα Love.

- **Επιμήκη Κύματα (P waves):** Στα κύματα αυτά η ταλάντωση των μορίων της ύλης έχει την διεύθυνση διάδοσης του κύματος (Σχήμα 2-6) και η ταχύτητα τους εκφράζεται από την σχέση

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2 \cdot G}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1-\sigma)E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)\rho}} \quad (2.1)$$

όπου, ρ , η πυκνότητα του μέσου σε kg/m^3 , μ ή G , το μέτρο διάτμησης σε N/m^2 , K , το μέτρο κυβικής ελαστικότητας ή συμπιεστότητας σε m^2/N , E , το μέτρο του Young σε N/m^2 και, σ , ο λόγος Poisson.

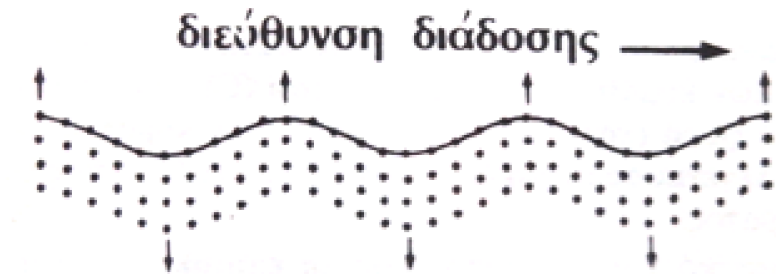


Σχήμα 2-6 Διάδοση επιμήκων κυμάτων (Παπαζάχος Β., 1996)

- **Εγκάρσια κύματα (S waves):** Στα κύματα αυτά η κίνηση των μορίων της ύλης είναι κάθετη στην διεύθυνση διάδοσης του κύματος (Σχήμα 2-7) και η ταχύτητα τους εκφράζεται από την σχέση

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\sigma)}} \quad (2.2)$$

Όπως παρατηρούμε στην περίπτωση που $\mu=G=0$, συνθήκη η οποία ισχύει για τα ρευστά (υγρά ή αέρια), δεν έχουμε διάδοση εγκάρσιων κυμάτων.



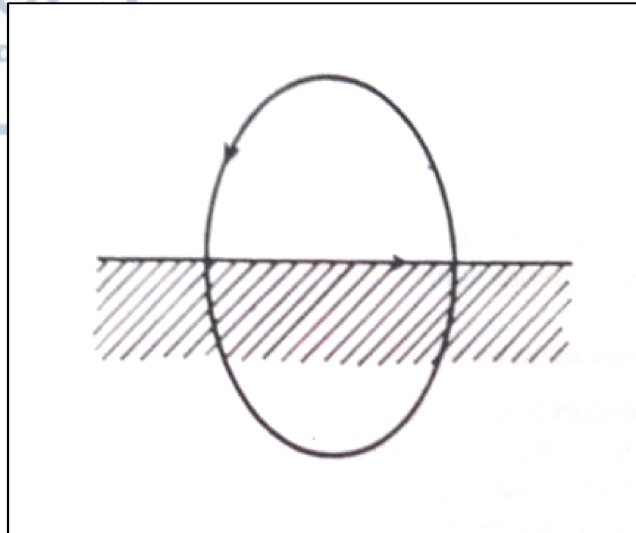
Σχήμα 2-7 Διάδοση εγκάρσιων κυμάτων (Παπαζάχος Β., 1996)

Διαιρώντας τις σχέσεις (2.1) και (2.2) έχουμε

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}} \quad (2.3)$$

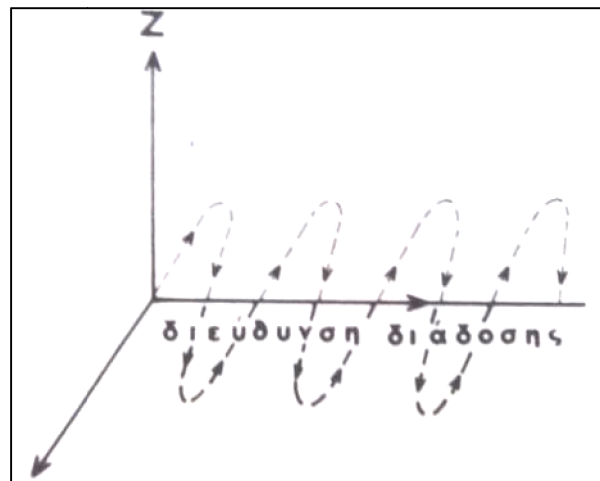
όπου τα K και μ είναι πάντα θετικά κατά συνέπεια η ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων είναι πάντα μεγαλύτερη από αυτή των εγκάρσιων.

- **Κύματα Rayleigh:** Στα κύματα αυτά η κίνηση των μορίων της ύλης, που οφείλεται στη συμβολή των επιμήκων (P) και κατακόρυφων εγκάρσιων (SV) κυμάτων, διαγράφει ελλείψεις με τέτοιο τρόπο ώστε το κατώτερο σημείο της έλλειψης να έχει φορά κατά τη διεύθυνση της διάδοσης του κύματος (Σχήμα 2-8). Βασικό χαρακτηριστικό γνώρισμα των κυμάτων Rayleigh είναι ότι υφίστανται σκέδαση (διασπορά), δηλαδή η ταχύτητά τους εξαρτάται από την συχνότητα (ή περίοδο ή μήκος κύματος). Την ιδιότητα αυτή αξιοποιεί η εφαρμοσμένη γεωφυσική για την μελέτη της μεταβολής των ταχυτήτων των κυμάτων Rayleigh με το βάθος.



Σχήμα 2-8 Διάδοση κυμάτων Rayleigh (Παπαζάχος Β., 1996)

- **Κύματα Love:** Για την διάδοση των κυμάτων αυτών απαιτείται ανομοιογενής γη και πιο συγκεκριμένα τουλάχιστον η ύπαρξη ενός στρώματος μικρής ταχύτητας πάνω από ένα ημιχώρο μεγαλύτερης ταχύτητας. Η διάδοση του κύματος περιγράφεται ως οριζόντια πολωμένο S κύμα, δηλαδή η κίνηση των μορίων της ύλης είναι οριζόντια και κάθετη στην διεύθυνση διάδοσης του κύματος (Σχήμα 2-9). Τα κύματα Love ουσιαστικά προέρχονται από τη συμβολή S κυμάτων, με αποτέλεσμα να μη διαδίδονται και αυτά στα ρευστά.



Σχήμα 2-9 Διάδοση κυμάτων Love (Παπαζάχος Β., 1996)

2.3.2 Μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW)

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στην ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (συνήθως των κυμάτων Rayleigh) και συγκεκριμένα στην αντιστροφή των καμπυλών διασποράς τους, με σκοπό την εύρεση της ταχύτητας των S κυμάτων στο υπέδαφος. Αξίζει να σημειωθεί ότι κατά την παραγωγή σεισμικών κυμάτων με τη χρήση συμπιεστικής πηγής για την εφαρμογή σεισμικών διασκοπήσεων περισσότερο από τα 2/3 της συνολικής σεισμικής ενέργειας διαδίδεται μέσω των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Richart et al., 1970). Στη συνέχεια περιγράφονται τα κυριότερα χαρακτηριστικά των κυμάτων αυτών, καθώς και ο τρόπος επεξεργασίας τους.

2.3.2.1 Χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh

Όπως ήδη αναφέρθηκε τα κύματα Rayleigh είναι αποτέλεσμα της συμβολής επιμήκων (P) και κατακόρυφων εγκάρσιων (SV) κυμάτων. Αναλυτικότερα, η δημιουργία τους οφείλεται στη συμβολή του παραγόμενου P κύματος και του ανακλώμενου SV κύματος από την πρόσπτωση ενός SV κύματος σε ελεύθερη επιφάνεια (Aki and Richards, 1980) με γωνία μεγαλύτερη από την κρίσιμη κατά την οποία το ανακλώμενο P κύμα θα διαδίδονταν παράλληλα με την επιφάνεια (Lay and Wallace, 1995).

Τα συμβαλλόμενα αυτά κύματα έχουν ίδια συχνότητα αλλά διαφορετική φάση (Βαφείδης, 1993) γεγονός που οδηγεί στην ελλειπτική κίνηση των μορίων της ύλης παράλληλα στην ελεύθερη επιφάνεια και με φορά αντίθετη από αυτή των δεικτών του ρολογιού. Το πλάτος της ταλάντωσης αυτής αποσβένεται με τέτοιο τρόπο ώστε σε βάθος περίπου 1.5 φορές του μήκους κύματος είναι ίσο με το 10% του αρχικού πλάτους στην ελεύθερη επιφάνεια (Nazarian and Stoke, 1983).

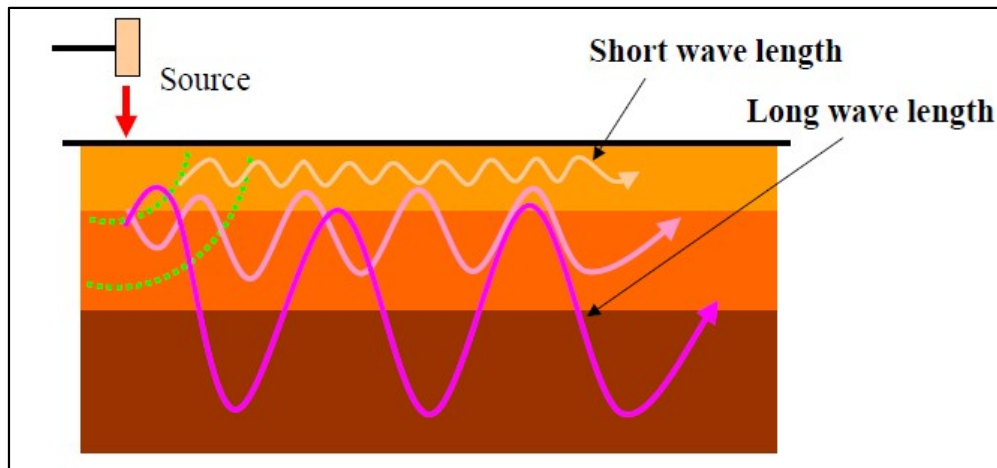
Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων αυτών σε ομογενή ημιχώρο είναι σταθερή για όλες τις συχνότητες (δεν εμφανίζει διασπορά) και εκφράζεται από την σχέση (π.χ. Sheriff and Geldart, 1995):

$$V_R^6 - 8V_S^2V_R^2 + \left(24 - 16\frac{V_S^2}{V_P^2}\right)V_S^4V_R^2 + 16\left(\frac{V_S^2}{V_P^2} - 1\right)V_S^6 = 0 \quad (2.4)$$

Όταν ο λόγος Poisson ισούται με 0.25 (οι δύο σταθερές του Lamé είναι ίσες, δηλαδή $\lambda = \mu$, το λεγόμενο μέσο Poisson), τότε η ταχύτητα αυτή είναι ίση με 0.919 της ταχύτητας V_s (Sheriff and Geldart, 1995).

Στην περίπτωση που δεν έχουμε ομογενή ημιχώρο και η ταχύτητα μεταβάλλεται με το βάθος κάθε διαφορετική συχνότητα των επιφανειακών κυμάτων διαδίδεται με δια-

φορετική ταχύτητα (ταχύτητα φάσης) με συνέπεια την ύπαρξη διαφορετικών μηκών κύματος στην κάθε συχνότητα (Σχήμα 2-10). Όπως αναφέρεται και παραπάνω το φαινόμενο αυτό ονομάζεται διασπορά και χρησιμοποιείται για την μελέτη των ελαστικών ιδιοτήτων των επιφανειακών στρωμάτων της Γης (Nazarian et al., 1983; Stokoe et al., 1994; Park et al., 1998a). Η διασπορά επηρεάζεται κυρίως από τις γεωμετρικές μεταβολές των ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών (Ραπτάκης, 1995).



Σχήμα 2-10. Διάδοση κυμάτων Rayleigh σε ανομοιογενές μέσο (Hayashi, 2003).

Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων αυτών μπορεί να μελετηθεί με δύο τρόπους. Όπως παρατηρούμε στο σχήμα 2-11, ακολουθώντας μία συγκεκριμένη φάση (συγκεκριμένη κορυφή, μπλε γραμμή), αυτή διαδίδεται με ταχύτητα φάσης c (κλίση της ευθείας), και υπολογίζεται από την θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής διάδοσης:

$$c = \frac{\omega}{k} \quad (2.5)$$

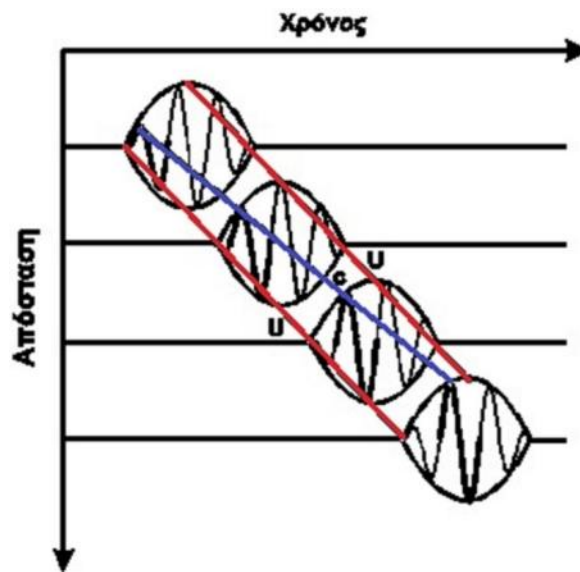
όπου ω η γωνιακή συχνότητα και k ο κυματάριθμος.

Ακολουθώντας το σύνολο της σεισμικής ενέργειας (μέγιστο ή ελάχιστο πλάτος, κόκκινες γραμμές, σχήμα 2-11) παρατηρούμε ότι διαδίδεται με διαφορετική ταχύτητα U (κλίση της ευθείας), η οποία ονομάζεται ταχύτητα ομάδας και δίνεται από την σχέση (π.χ. Lay and Wallace, 1995):

$$U = \frac{d\omega}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} = c + k \frac{dc}{dk} \quad (2.6)$$

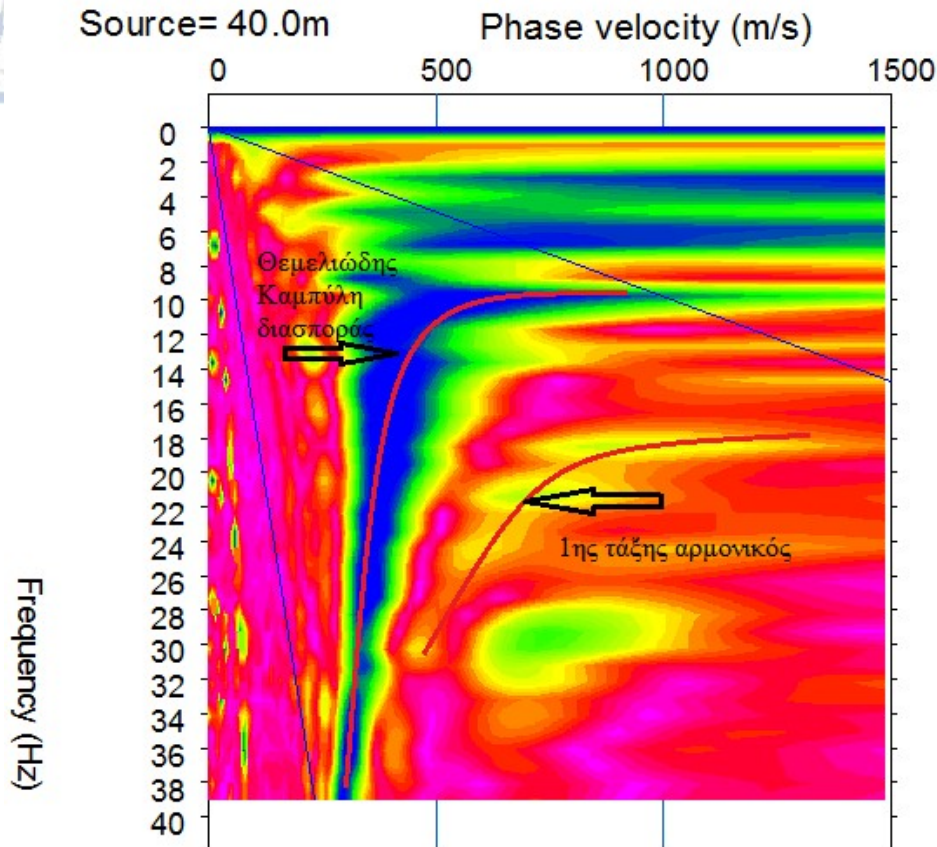
όπου λ το μήκος κύματος.

Όπως παρατηρούμε οι δυο ταχύτητες δεν είναι ίσες, αλλά γνωρίζοντας την μεταβολή της ταχύτητας φάσης μπορούμε εύκολα να υπολογίσουμε την μεταβολή της ταχύτητας ομάδας.



Σχήμα 2-11 Τυπική διάδοση των επιφανειακών κυμάτων. Η συνολική σεισμική ενέργεια διαδίδεται με ταχύτητα ομάδας U , ενώ η κάθε σεισμική φάση με ταχύτητα φάσης, c . (Παπαζάχος και Παπαζάχος, 2013).

Σε ανομοιογενές μέσο και για τις συνθήκες διάδοσης των κυμάτων σε ελεύθερη επιφάνεια, οι παραπάνω εξισώσεις δεν έχουν μοναδική λύση (Aki and Richards, 1980) αλλά για δεδομένη συχνότητα (ω) υπάρχουν πεπερασμένες διακριτές τιμές κυματαρίθμου (k) που ικανοποιούν την εξίσωση. Συνεπώς, για δεδομένη συχνότητα έχουμε περισσότερες από μία ταχύτητες διάδοσης, οι οποίες υποδηλώνουν διαφορετικούς τρόπους διάδοσης των κυμάτων Rayleigh. Ως θεμελιώδη τρόπο θεωρούμε αυτόν με την μικρότερη ταχύτητα και τους υπόλοιπους τρόπους διάδοσης τους ονομάζουμε ως ανώτερης τάξης αρμονικούς. Για την διάκριση του θεμελιώδους και των ανώτερων αρμονικών είναι συνήθως απαραίτητη η απεικόνιση της σεισμικής ενέργειας σε ένα από τα πεδία ταχύτητας-συχνότητας, ταχύτητας-μήκους κύματος, ταχύτητας-κυματαρίθμου ή συχνότητας-κυματαρίθμου (Yilmaz, 1987)(Σχήμα 2-12).



Σχήμα 2-12 Διαχωρισμός της καμπύλης διασποράς θεμελιώδους αρμονικού από τους ανώτερης τάξης αρμονικούς στο πεδίο συχνότητας-ταχύτητας φάσης.

2.3.2.2 Συλλογή δεδομένων

Όπως και σε κάθε γεωφυσική μέθοδο, οι βασικές παράμετροι που επηρεάζουν τον σχεδιασμό της λήψης των μετρήσεων είναι το βάθος διασκόπησης και η απαιτούμενη διακριτική ικανότητα. Στην μέθοδο MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) και οι δύο αυτές παράμετροι σχετίζονται με την γεωμετρία της διάταξης των γεωφώνων. Αναλυτικότερα το βάθος (Z_{max}) διασκόπησης εξαρτάται από το μέγιστο μήκος κύματος (L_{max}) που μπορούμε να καταγράψουμε και είναι προσεγγιστικά ίσο με $Z_{max}=0.5L_{max}$. Το μέγιστο μήκος κύματος που μπορούμε να καταγράψουμε (L_{max}) είναι ίσο με το διπλάσιο του μήκους του αναπτύγματος (D) των γεωφώνων. Συνεπώς κατά την σχεδίαση της μεθόδου, το ανάπτυγμα των γεωφώνων πρέπει να είναι από ίσο έως τριπλάσιο (συνήθως το διπλάσιο) του επιθυμητού βάθους διασκόπησης σύμφωνα με τη σχέση,

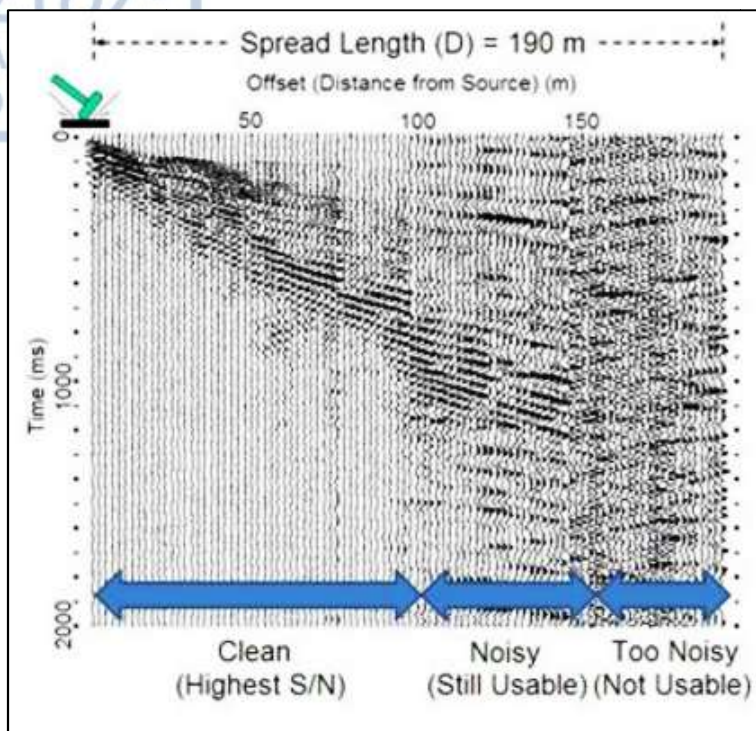
$$D = mZ_{max} \quad (1 \leq m \leq 3)$$

Η διακριτική ικανότητα της μεθόδου σχετίζεται με το μικρότερο μήκος κύματος (L_{min}) που μπορούμε να καταγράψουμε, το οποίο εξαρτάται από την απόσταση μεταξύ των γεωφώνων (dx) και είναι $L_{min} = 2 dx$ λόγω της αρχής του Nyquist (π.χ. Yilmaz, 1987). Κατά την σχεδίαση της μεθόδου το μικρότερο βάθος διασκόπησης αναμένεται να είναι από το 1/3 έως ίσο με την απόσταση των γεωφώνων (dx) σύμφωνα με τη σχέση,

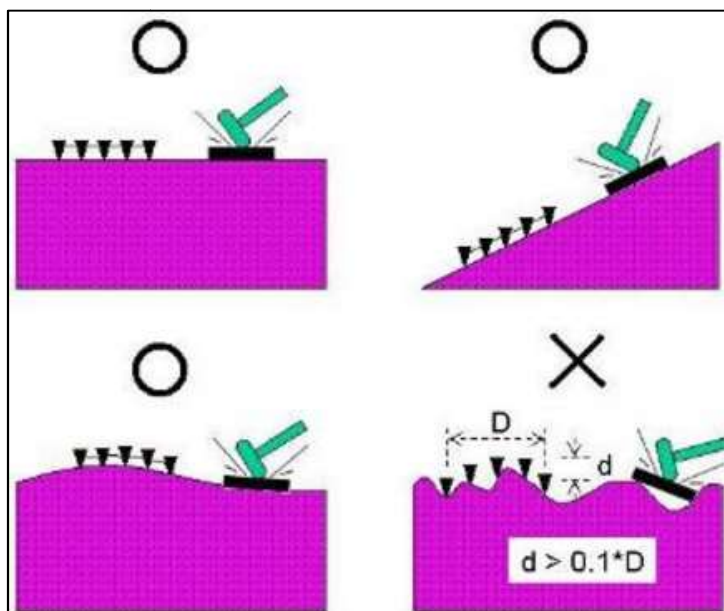
$$Z_{min} = kdx \quad (0,3 \leq k \leq 1)$$

Η πηγή των σεισμικών κυμάτων σχετίζεται άμεσα με το ανάπτυγμα των γεωφώνων (D), καθώς η καταγραφή των επιφανειακών κυμάτων σε μεγαλύτερες αποστάσεις απαιτεί μεγαλύτερη σεισμική ενέργεια ειδικά καθώς καθίσταται δύσκολος ο διαχωρισμός τους από τον θόρυβο (Σχήμα 2-13). Επίσης σημαντική είναι και η ιδιοσυχνότητα των γεωφώνων για την αξιόπιστη καταγραφή των διαφόρων συχνοτήτων που είναι απαραίτητες για την δημιουργία των καμπυλών διασποράς. Παράλληλα, οι παράμετροι καταγραφής επηρεάζουν την ευκρίνεια των καμπυλών διασποράς καθώς μικρή διάρκεια καταγραφής μπορεί να μην καταγράψει όλη την κυματομορφή ενώ αντίθετα μεγάλη διάρκεια καταγραφής μπορεί να εισάγει θόρυβο στους μεγάλους χρόνους διαδρομής (Κρητικάκης, 2010).

Ιδιαίτερη προσοχή απαιτείται και στο ανάγλυφο της περιοχής που εκτελείται η μέθοδος καθώς η δημιουργία των επιφανειακών κυμάτων ευνοείται από την ύπαρξη επίπεδης επιφάνειας με μέγεθος τουλάχιστον όσο το ανάπτυγμα των γεωφώνων (D). Συνεπώς πρέπει να αποφεύγεται η χρήση της μεθόδου σε περιοχές με έντονες διακυμάνσεις της τοπογραφίας, και κυρίως σε περιοχές με δομές διαστάσεων μεγαλύτερων από το 10% του μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων (D) (Σχήμα 2-14).



Σχήμα 2-13 Επίπεδα θορύβου στα οποία είναι δυνατόν να διακρίνουμε τα επιφανειακά κύματα. Παρατηρούμε ότι σε μεγάλες αποστάσεις από την πηγή ο θόρυβος επικρατεί των επιφανειακών κυμάτων, οπότε δεν μπορούμε να τις χρησιμοποιήσουμε στην ανάλυση (<http://www.masw.com>)



Σχήμα 2-14 Τυπικές μορφολογίες αναγλύφου στα οποία είναι αξιόπιστη (ή μη) η μέθοδος MASW (από <http://www.masw.com>)

2.3.2.3 Όργανα και διατάξεις

Για τη δημιουργία δισδιάστατων μοντέλων υπεδάφιας δομής S κυμάτων με τη μέθοδο MASW έχουν προταθεί διάφορες διατάξεις γεωφώνων πηγής. Για τους σκοπούς της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκε η διάταξη σταθερών γεωφώνων κινούμενης πηγής, κατά την οποία τα γεώφωνα παραμένουν σταθερά σε μια γραμμή μελέτης και η πηγή μετακινείται πάνω σε αυτή την γραμμή.

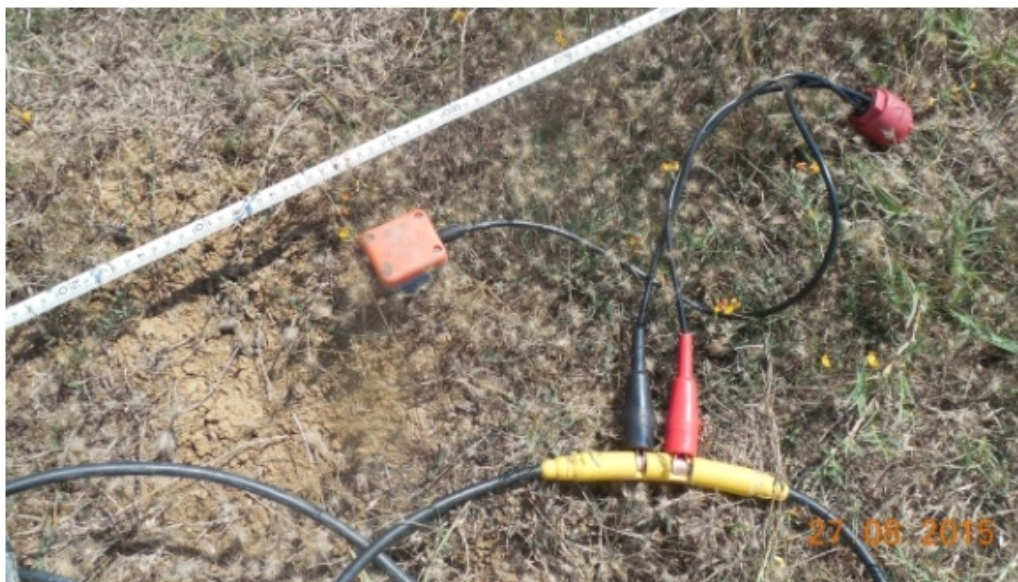
Ο σειсмоγράφος που χρησιμοποιήθηκε για την λήψη των μετρήσεων είναι ο StrataView της Geometrics 48 καναλίων (Σχήμα 2-15). Τα χαρακτηριστικά του σειсмоγράφου αυτού δίνονται στον πίνακα 2-2. Οι παράμετροι καταγραφής που χρησιμοποιήθηκαν ήταν 1ms για το διάστημα δειγματοληψίας και 1024ms για την διάρκεια καταγραφής.

Τα γεώφωνα που χρησιμοποιήθηκαν είναι κατακόρυφης συνιστώσας με ιδιοσυχνότητα 4.5Hz (Σχήμα 2-16).

Ως πηγή χρησιμοποιήθηκε σφυρί βάρους 5kg, ενώ η σύζευξη με το έδαφος εξασφαλίζονταν μέσω μεταλλικής πλάκας.



Σχήμα 2-15 Φορητός σειсмоγράφος StrataView 48 καναλιών της εταιρείας Geometrics, ο οποίος χρησιμοποιήθηκε για τη λήψη των μετρήσεων.



Σχήμα 2-16 Γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 4.5 Hz, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για τη συλλογή των δεδομένων διάθλασης και επιφανειακών κυμάτων

Πίνακας 2-2 Χαρακτηριστικά του σειсмоγράφου *StrataView* της *Geometrics*

Μετατροπή A/D	24 bit A/D, δειγματοληψία 32 kHz, ψηφιακό φίλτρο anti-alias και προσαρμογή του στην επιλογή του βήματος δειγματοληψίας
Δυναμικό εύρος	135 dB θεωρητικά, 113 dB μετρημένο @ 2 ms, από 3 έως 150 Hz
Φίλτρο Anti-alias	Ψηφιακό, αυτόματη επιλογή έτσι ώστε να ανταποκρίνεται στο βήμα δειγματοληψίας. -3 dB συχνότητα γωνίας, έως 80 dB στη συχνότητα Nyquist, εξαίρεση στα -74 dB όταν η δειγματοληψία είναι 16 kHz και καθόλου όταν είναι 32 kHz
Παραμόρφωση	0.005% @ 2 ms, 3 έως 150 Hz
Δειγματοληψία	0.032, 0.064, 0.128, 0.25, 0.5, 1.0, 2.0 ms
Συχνотικό περιεχόμενο	3.0 έως 14 kHz
Μήκος καταγραφής	24000 δείγματα ανά κανάλι για 12 ή 24 channels, 12000 για περισσότερα των 36 καναλιών
Έλεγχος γραμμής	Καταγραφή του θορύβου σε πραγματικό χρόνο
Crosstalk	-85 dB @ 24 Hz
Ακρίβεια χρόνου έναρξης	1 μ s
Πρωτόκολλα δεδομένων	SEG-2, SEG-Y, στο δίσκο σε πραγματικό χρόνο και στη συνέχεια σε μαγνητικό μέσο
Μέγιστο σήμα εισόδου	300 mV, P-P
Δεδομένα προ του σημείου μηδέν	Μέχρι 4096 δείγματα
Υπέρθωση	Πλήρης 32-bit
Φίλτρα καταγραφής και παρουσίασης	Low cut: out, 10, 15, 25, 35, 50, 70, 100, 140, 200, 280, 400 Hz, 24 or 48 dB / Octave, Butterworth. Τα φίλτρα παρουσίασης δεν επηρεάζουν τα δεδομένα.

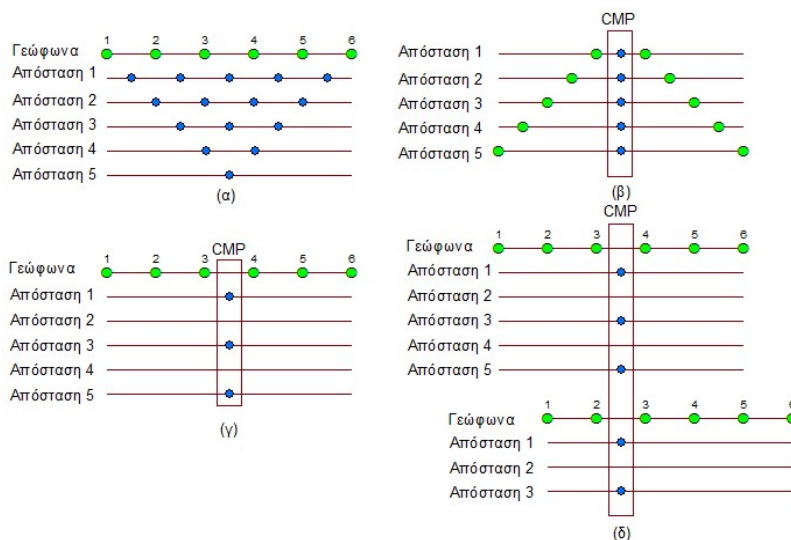
2.3.2.4 Επεξεργασία δεδομένων

Η επεξεργασία των δεδομένων της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων διακρίνεται σε δύο στάδια. Στο πρώτο στάδιο γίνεται ο προσδιορισμός των καμπυλών διασποράς και στο δεύτερο η αντιστροφή των καμπυλών αυτών με σκοπό τον προσδιορισμό της ταχύτητας των S-κυμάτων.

Προσδιορισμός Καμπυλών Διασποράς

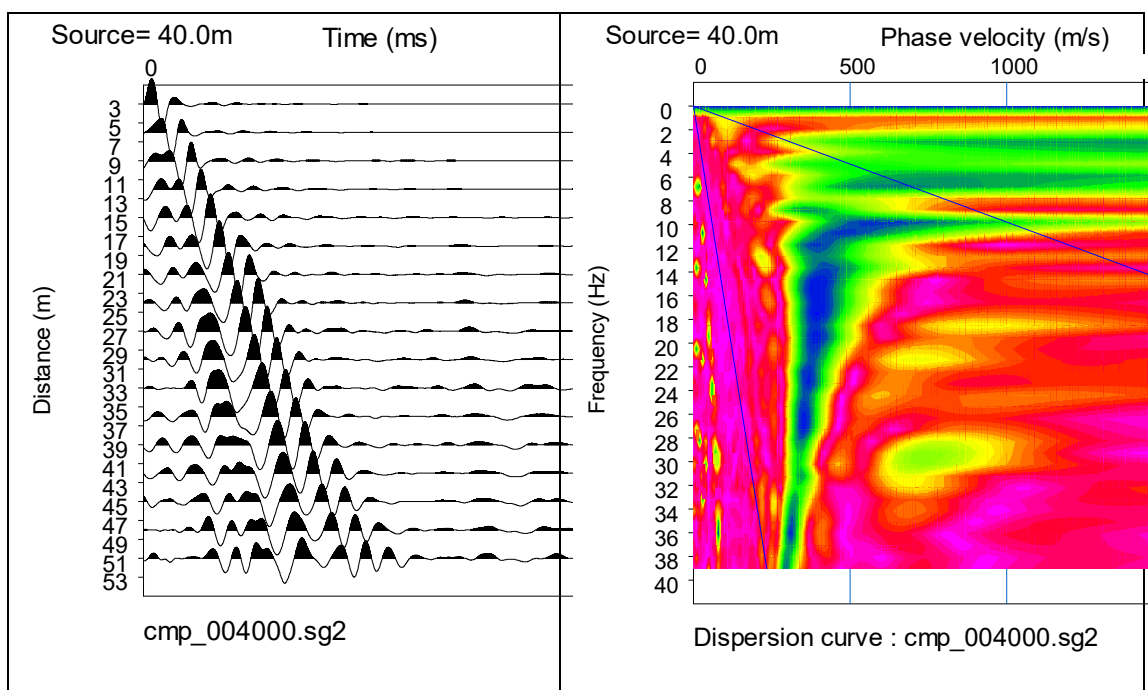
Κατά την εκτέλεση της μεθόδου MASW σε δυο διαστάσεις διακρίνουμε τα ακόλουθα στάδια:

- **Συγκέντρωση κοινού μέσου σημείου (CMP Gather):** Στο στάδιο αυτό τα ίχνη που έχουν κοινό μέσο σημείο, συγκεντρώνονται σε μια καταγραφή, με αποτέλεσμα την αύξηση της ανάλυσης και της ακρίβειας. Αναλυτικότερα κατά την διαδικασία αυτή γίνεται η διασυσχέτιση για όλα τα ζεύγη των ιχνών σε όλες της πηγές. Στην συνέχεια οι διασυσχετίσεις που έχουν κοινό μέσο σημείο συγκεντρώνονται μαζί. Σε αυτές τις συγκεντρώσεις οι διασυσχετίσεις που έχουν ίσες αποστάσεις αθροίζονται στο πεδίο του χρόνου ενώ αυτές που έχουν διαφορετικές αποστάσεις ταξινομούνται με βάση την απόσταση, παράγοντας την τελική καταγραφή (Σχήμα 2-17, Hayashi, 2004).



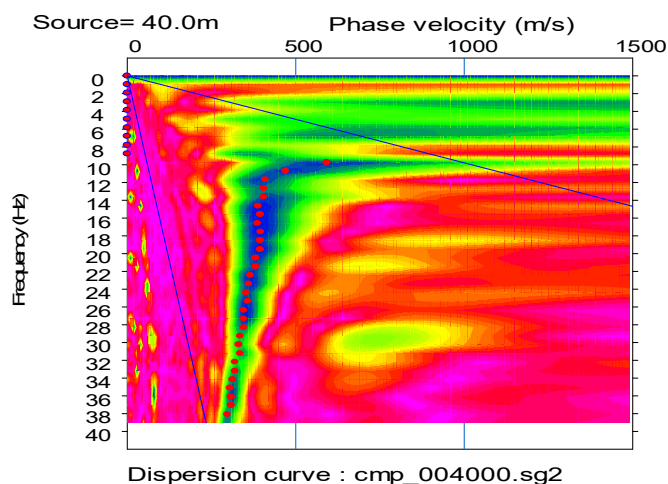
Σχήμα 2-17 Σχηματική περιγραφή της ανάλυσης κοινού μέσου σημείου. Με πράσινα σημεία σημειώνονται τα γεωφώνων και με μπλε οι θέσεις των μέσων σημείων διασυσχέτισης μεταξύ δυο γεωφώνων. Οι αποστάσεις 1, 2, 3,.. αφορούν τις αποστάσεις των γεωφώνων, για παράδειγμα η απόσταση 1 αφορά τα ζευγάρια γεωφώνων 1-2, 2-3 κ.ο.κ.. (α) Παρατηρούμε τις θέσεις των γεωφώνων και τις αντίστοιχες θέσεις στις οποίες υπολογίζεται το μοντέλο ταχυτήτων. (β) Διασυσχέτιση της ίδιας θέσης κοινού μέσου σημείου. (γ) Διασυσχέτιση κοινού μέσου σημείου για μια πηγή. (δ) Διασυσχέτιση για πολλές πηγές. (Τροποποιημένο από Hayashi, 2004)

- **Μετασχηματισμός του κυματικού πεδίου:** Η καταγραφή που παράχθηκε με τον παραπάνω τρόπο μετατρέπεται μέσω του μετασχηματισμού Fourier από το πεδίο απόστασης-χρόνου στο πεδίο συχνότητας-ταχύτητας φάσης (Σχήμα 2-18).



Σχήμα 2-18 Μετατροπή της καταγραφής κοινού μέσου σημείου από το πεδίο απόστασης-χρόνου στο πεδίο συχνότητας-ταχύτητας φάσης (λογισμικό Seisimager, Geometrics)

- **Προσδιορισμός καμπυλών διασποράς:** Με βάση την κατανομή, στο πεδίο συχνότητας-ταχύτητα φάσης, της σεισμικής ενέργειας γίνεται η επιλογή των πειραματικών καμπυλών διασποράς (Σχήμα 2-19).



Σχήμα 2-19 Επιλογή της καμπύλης διασποράς (κόκκινα σημεία). Τα μπλε χρώματα υποδηλώνουν μεγάλα πλάτη, δηλαδή μεγάλη συγκέντρωση σεισμικής ενέργειας. (λογισμικό Seisimager, Geometrics)

Αντιστροφή καμπυλών διασποράς

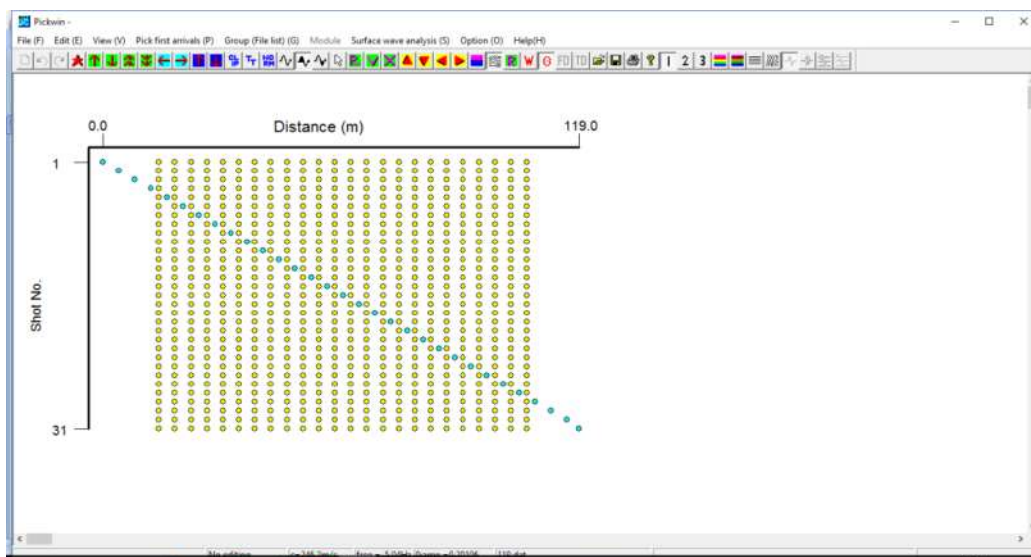
Η διαδικασία της αντιστροφής των καμπυλών διασποράς περιλαμβάνει τα εξής στάδια:

- **Δημιουργία αρχικού μοντέλου δομής:** Στο στάδιο αυτό δίνονται οι τιμές των παραμέτρων του αρχικού μοντέλου (βάθος μοντέλου, αριθμός στρωμάτων, ταχύτητα V_s , κλπ.)
- **Υπολογισμός θεωρητικών καμπύλων διασποράς:** Με την επίλυση του ευθέως προβλήματος γίνεται ο υπολογισμός των θεωρητικών καμπυλών διασποράς για το αρχικό μοντέλο δομής.
- **Σύγκριση πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς και αντιστροφή γραμμικού συστήματος διαφορών (υπολοίπων):** Από την σύγκριση αυτή προκύπτει το σφάλμα του τρέχοντος μοντέλου δομής και από τη γραμμικοποιημένη αντιστροφή των διαφορών (υπολοίπων) προκύπτει το νέο μοντέλο δομής.
- **Επανάληψη της διαδικασίας:** Η διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρις ότου υπάρξει ικανοποιητική ταύτιση των πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς.
- **Προσδιορισμός βάθους διασκόπησης:** Από τις καμπύλες διασποράς μπορούμε να υπολογίσουμε το μέγιστο βάθος διασκόπησης σύμφωνα με τον προσεγγιστικό τύπο $Z_{\max}=0.5V_{\max}/F_{\min}$ (Park et al., 1999; Xia et al., 1999). Για το βάθος αυτό έχουν προταθεί και εναλλακτικές προσεγγίσεις (π.χ. Pelekis, 2011), σύμφωνα με τις οποίες αυτό ισούται με $Z_{\max}=0.6V_{\max}/F_{\min}$. Στην παρούσα εργασία για τον υπολογισμό του βάθους διασκόπησης χρησιμοποιήθηκε η τελευταία σχέση. Το ελάχιστο βάθος διασκόπησης υπολογίζεται προσεγγιστικά με τη σχέση $Z_{\min}=0.5V_{\min}/F_{\max}$. (Rix and Leipski, 1991; Park et al., 1999; Xia et al., 1999).

Λογισμικό Seisimager

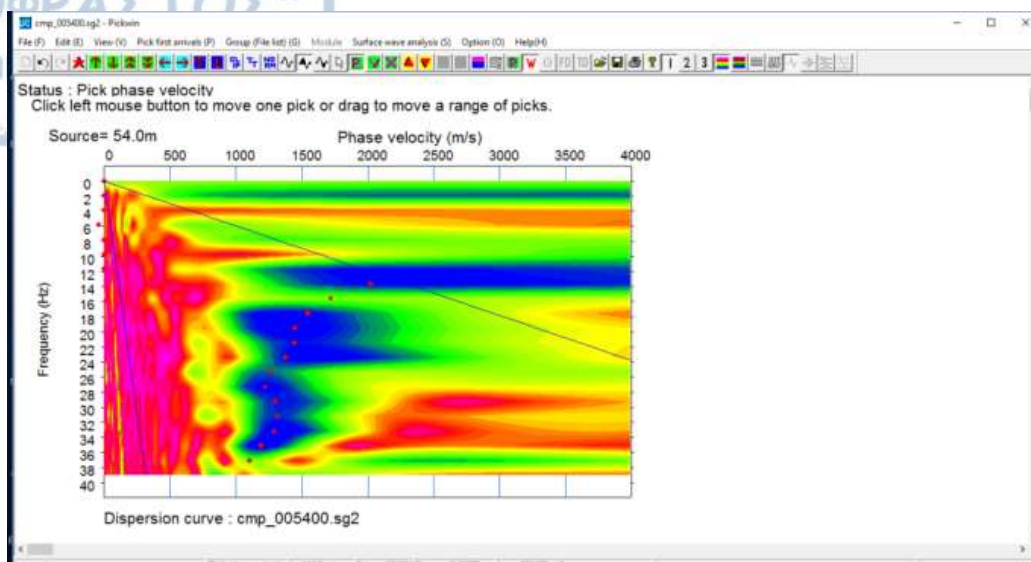
Για την επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Seisimager της εταιρίας Geometrics. Αρχικά στο πρόγραμμα Pickwin εισάγονται οι καταγραφές και ορίζεται η γεωμετρία της διάταξης (θέσεις πηγών και γεωφώνων) (Σχήμα 2-20). Στην συνέχεια γίνεται η δημιουργία των συγκεντρώσεων κοινού μέσου σημείου (CMP gathers) δίνοντας ως παραμέτρους τις θέσεις των γεωφώνων και των πηγών και την

πυκνότητα των θέσεων (CMP). Στο σημείο αυτό το λογισμικό δίνει τη δυνατότητα επιλογής του αυτόματου προσδιορισμού των καμπυλών διασποράς και παραγωγής του μοντέλου των V_s ταχυτήτων. Λόγω ασταθειών της αυτόματης διαδικασίας επιλέχθηκε η όλη επεξεργασία να γίνει με παρέμβαση του αναλυτή.



Σχήμα 2-20 Γεωμετρία διάταξης με τα μπλε σημεία σημειώνονται οι πηγές και με τα κίτρινα σημεία τα γεώφωνα (Pickwin, Seisimager)

Στο ίδιο πρόγραμμα (Pickwin) εισάγονται οι καταγραφές κοινού μέσου σημείου, όπου μετά τον μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου από το πεδίο απόστασης-χρόνου στο πεδίο συχνότητας-ταχύτητας φάσης γίνεται ο προσδιορισμός των καμπυλών διασποράς για κάθε μία ξεχωριστά (Σχήμα 2-21).



Σχήμα 2-21 Επιλογή καμπύλης διασποράς στο πεδίο συχνότητας-ταχύτητα φάσης (Pickwin, Seisimager)

Αφού γίνει η επιλογή της καμπύλης διασποράς προβάλλεται στο πρόγραμμα WaveEq όπου δίνεται η δυνατότητα στον χρήστη να τις επεξεργαστεί και να την αποθηκεύσει σε ξεχωριστό αρχείο (.rst). Στο σημείο αυτό για τον υπολογισμό του βάθους διασκόπησης, καθώς και για τον προσεγγιστικό υπολογισμό των ταχυτήτων με το βάθος, με σκοπό να αξιοποιηθούν στην παραγωγή αρχικού μοντέλου για την αντιστροφή, χρησιμοποιήθηκε κατάλληλο πρόγραμμα Fortran. Το πρόγραμμα αυτό διαβάζει τα αρχεία τύπου (.rst) και παράγει ένα αρχείο με το μέγιστο βάθος διασκόπησης ανά CMP, ένα αρχείο με την προσεγγιστική κατανομή της ταχύτητας με το βάθος, καθώς και το αρχείο .pvs με το σύνολο των καμπυλών διασποράς. Στην συνέχεια το αρχείο .pvs εισάγεται στο πρόγραμμα WaveEq για περαιτέρω επεξεργασία (Σχήμα 2-22). Στο σημείο αυτό ο χρήστης πρέπει να δημιουργήσει ένα αρχικό μοντέλο, ορίζοντας παραμέτρους όπως οι ελάχιστες και μέγιστες τιμές των ταχυτήτων των S κυμάτων, του μέγιστου βάθους του μοντέλου και τον αριθμό των στρωμάτων. Με βάση το αρχικό μοντέλο εκτελείται η αντιστροφή των καμπυλών διασποράς, με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, και με αριθμό επαναλήψεων που ορίζει ο χρήστης. Με το πέρας των επαναλήψεων παράγεται το τελικό δισδιάστατο μοντέλο κατανομής των ταχυτήτων των S κυμάτων.



Σχήμα 2-22 Καμπύλες διασποράς όπως παρουσιάζονται στο πρόγραμμα WaveEq (συνεχόμενες γραμμές). Με διακεκομμένες γραμμές συμβολίζεται η μεταβολή του συντελεστή διασυσχέτισης για κάθε καμπύλη διασποράς (λογισμικό Seisimager, Geometrics)

2.3.3 Μέθοδος της σεισμικής διάθλασης

2.3.3.1 Βασικές Αρχές

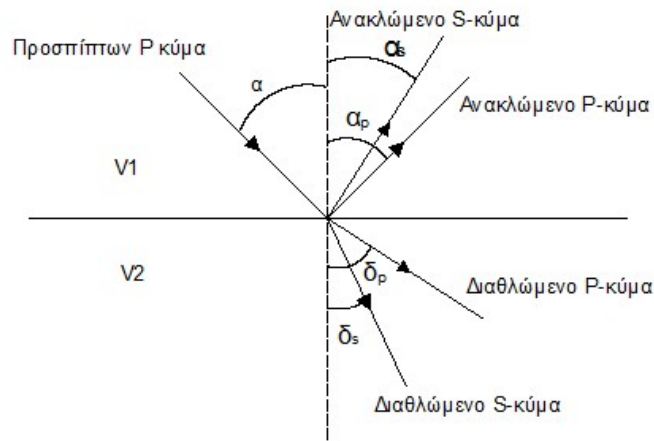
Η μέθοδος βασίζεται στην διάδοση των σεισμικών κυμάτων σε ανομοιογενή μέσο. Η διάδοση αυτή διέπεται από:

- Την Αρχή του Huygens σύμφωνα με την οποία σε ισότροπο και ομοιογενές μέσο κάθε σημείο του μετώπου του κύματος είναι πηγή ενός νέου σφαιρικού κύματος.
- Την Αρχή του Fermat, σύμφωνα με την οποία η διάδοση των κυμάτων από την πηγή μέχρι κάποιο σημείο ακολουθούν την διαδρομή με τον μικρότερο χρόνο.
- Το νόμο του Snell, όπου κατά την πρόσπτωση ενός P-κύματος στην διαχωριστική επιφάνεια δύο στρωμάτων με διαφορετική ταχύτητα μέρος της ενέργειας θα ανακλαστεί σε ένα SV και ένα P κύμα και μέρος αυτής θα διαθλαστεί σε ένα SV και ένα P κύμα (σχήμα 2-23). Αν α είναι η γωνία πρόσπτωσης του P-κύματος, $V_{1p}, V_{2p}, V_{1s}, V_{2s}$ οι ταχύτητες των κυμάτων στα δύο στρώματα με $V_1 < V_2$ και $\alpha_p, \alpha_s, \delta_p, \delta_s$ οι γωνίες ανάκλασης και διάθλασης των P και SV κυμάτων, αντίστοιχα, τότε,

$$\frac{\sin(\theta)}{V_{1p}} = \frac{\sin(a_p)}{V_{1p}} = \frac{\sin(a_s)}{V_{1s}} = \frac{\sin(\delta_p)}{V_{2p}} = \frac{\sin(\delta_s)}{V_{2s}} \quad (2.7)$$

Από την (2.7) προκύπτει,

$$\frac{\sin(\theta)}{\sin(\delta_p)} = \frac{V_{1p}}{V_{2p}} \quad (2.8)$$

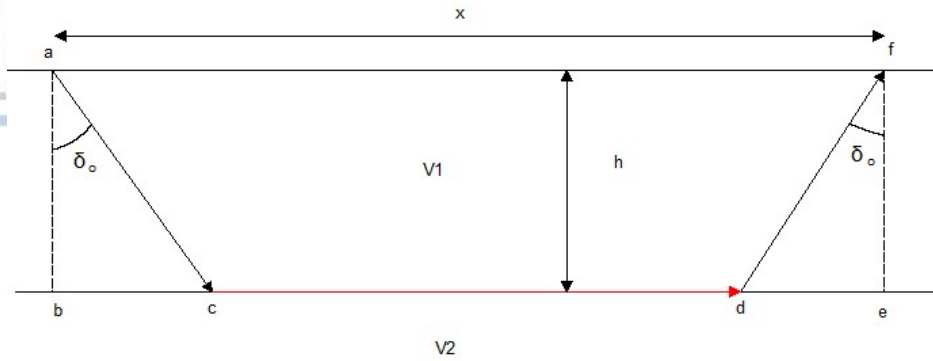


Σχήμα 2-23 Σχηματική περιγραφή των ανακλώμενων και διαθλώμενων P και S κυμάτων.

Για $\delta_p = 90^\circ$ έχουμε $\sin(\delta_p) = 1$, η αντίστοιχη γωνία πρόσπτωσης ονομάζεται ορική γωνία (δ_o) και ισούται με,

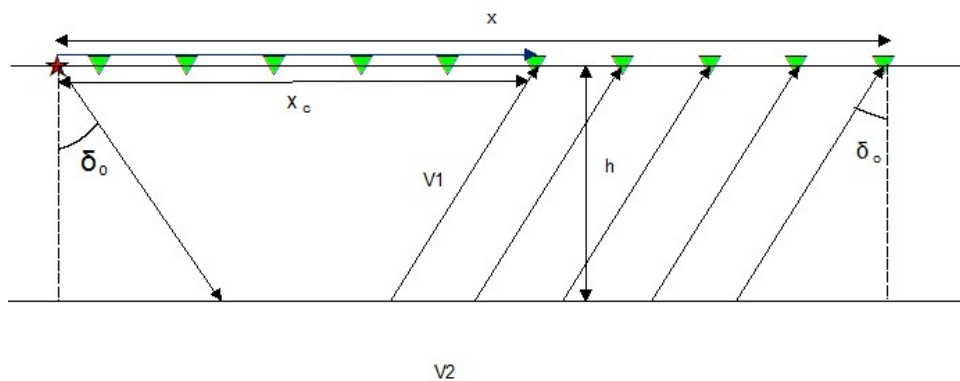
$$\sin(\delta_o) = \frac{V_{1p}}{V_{2p}} \quad (2.9)$$

Όταν $\theta > \delta_o$ δεν έχουμε διάθλαση, ενώ για $\theta = \delta_o$ το διαθλώμενο κύμα κινείται παράλληλα με την διαχωριστική επιφάνεια των δυο στρωμάτων με την ταχύτητα του δεύτερου στρώματος (V_{2p}). Σύμφωνα με την αρχή του Huygens το κύμα αυτό αποτελεί πηγή, δημιουργώντας κύματα που διαδίδονται στο πρώτο στρώμα και σχηματίζουν με την διαχωριστική επιφάνεια γωνία (δ_o) (Σχήμα 2-24).



Σχήμα 2-24 Διάδοση διαθλώμενου κύματος όταν η γωνία πρόσπτωσης ισούται με την ορική (τροποποιημένο από SeisImager/2DTM Manual).

Για την εφαρμογή της μεθόδου παράγουμε σεισμικά κύματα σε μια θέση και τα καταγράφουμε στους δέκτες (γεώφωνα) σε διάφορες αποστάσεις (Σχήμα 2-25). Από τις πρώτες αφίξεις στις καταγραφές παίρνουμε τις καμπύλες χρόνων διαδρομής.



Σχήμα 2-25 Εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης. Το κόκκινο αστέρι συμβολίζει τη σεισμική πηγή και τα πράσινα τρίγωνα τα γεώφωνα. V_1 , V_2 είναι οι ταχύτητες των στρωμάτων, h το βάθος του ορίζοντα διάθλασης, x_c η ορική απόσταση και δ_0 η ορική γωνία.

Περίπτωση δυο στρωμάτων με οριζόντια επαφή

Ο χρόνος που χρειάζεται το διαθλώμενο κύμα να διανύσει απόσταση (x) από το σημείο (a) στο (f) σύμφωνα με τους συμβολισμούς του σχήματος 2-24 ισούται με,

$$T_2 = \frac{(ac)}{V_1} + \frac{(cd)}{V_2} + \frac{(df)}{V_1} \quad \text{ή} \quad T_2 = \frac{2h}{V_1 \cos(\delta_0)} + \frac{(cd)}{V_2} \quad (2.10)$$

Η απόσταση (cd) ισούται,

$$(cd) = x - (bc) - (de) = x - 2h \tan(\delta_0) \quad (2.11)$$

Από την (2.10) (2.11)

$$T_2 = \frac{2h \cdot}{V_1 \cos(\delta_o)} + \frac{x - 2h \cdot \tan(\delta_o)}{V_2} = 2h \left(\frac{1}{V_1 \cos(\delta_o)} - \frac{\tan(\delta_o)}{V_2} \right) + \frac{x}{V_2} \quad \text{ή}$$

$$T_2 = 2h \left(\frac{1}{V_1 \cos(\delta_o)} - \frac{\sin(\delta_o)}{V_2 \cos(\delta_o)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (2.12)$$

$$T_2 = 2h \left(\frac{V_2 - V_1 \sin(\delta_o)}{V_1 V_2 \cos(\delta_o)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (2.13)$$

Από (2.13) και (2.9) έχουμε,

$$T_2 = 2h \left(\frac{V_1 / \sin(\delta_o) - V_1 \sin(\delta_o)}{V_1 V_2 \cos(\delta_o)} \right) + \frac{x}{V_2} = 2h \left(\frac{1 / \sin(\delta_o) - \sin(\delta_o)}{V_2 \cos(\delta_o)} \right) + \frac{x}{V_2}$$

$$T_2 = 2h \left(\frac{1 - \sin^2(\delta_o) / \sin(\delta_o)}{V_2 \cos(\delta_o)} \right) + \frac{x}{V_2} = 2h \left(\frac{1 - \sin^2(\delta_o)}{V_2 \sin(\delta_o) \cos(\delta_o)} \right) + \frac{x}{V_2} \quad (2.14)$$

Με την τριγωνομετρική ταυτότητα $\sin^2(\delta_o) + \cos^2(\delta_o) = 1$

$$T_2 = 2h \left(\frac{\cos^2(\delta_o)}{V_2 \sin(\delta_o) \cos(\delta_o)} \right) + \frac{x}{V_2} = 2h \frac{\cos(\delta_o)}{V_2 \sin(\delta_o)} + \frac{x}{V_2} \quad (2.15)$$

Από την (2.9) έχουμε $V_2 \sin(\delta_o) = V_1$ και $\sin(\delta_o) = \frac{V_1}{V_2}$ άρα

$$T_2 = 2h \frac{\cos(\delta_o)}{V_1} + \frac{x}{V_2} = 2h \frac{\sqrt{1 - \sin^2(\delta_o)}}{V_1} + \frac{x}{V_2}$$

$$T_2 = 2h \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2}}{V_1} + \frac{x}{V_2} = 2h \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} + \frac{x}{V_2} \quad (2.16)$$

για $x=0$ έχουμε το χρόνο συνάντησης T_i

$$T_i = 2h \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad (2.17)$$

Λύνοντας ως προς h για να βρούμε το βάθος του στρώματος έχουμε,

$$h = \frac{1}{2} \frac{T_i V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (2.18)$$

ο χρόνος που χρειάζεται το απευθείας κύμα να διανύσει απόσταση x_1 ισούται με,

$$T_1 = \frac{x_1}{V_1}$$

(2.19)

Υπάρχει μια κρίσιμη απόσταση x_c όπου $T_1=T_2$ έτσι ώστε,

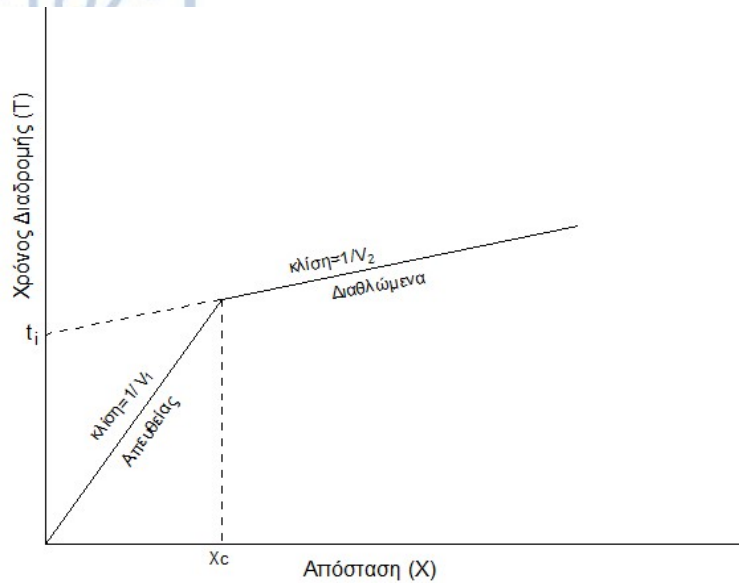
$$\frac{x_c}{V_1} = 2h \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} + \frac{x_c}{V_2} \quad (2.20)$$

Λύνοντας ως προς h ,

$$h = \frac{1}{2} \cdot \frac{(V_2 - V_1)}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \cdot x_c \quad (2.21)$$

Οι εξισώσεις (2.18) και (2.21) είναι οι βασικές εξισώσεις που συνδέουν το βάθος του διαθλαστήρα (ορίζοντα διάθλασης) με τους χρόνους διαδρομής των κυμάτων. Για αποστάσεις (x) μεταξύ πηγής και γεωφώνου μικρότερες από x_c καταγράφονται πρώτα τα απευθείας ενώ για αποστάσεις μεγαλύτερες από x_c καταγράφονται πρώτα τα διαθλώμενα. Ο υπολογισμός της κρίσιμης απόστασης είναι πολύ σημαντικός στην σχεδίαση της διάταξης, καθώς το μήκος αυτής πρέπει συνήθως να είναι τουλάχιστον διπλάσια από αυτή την απόσταση.

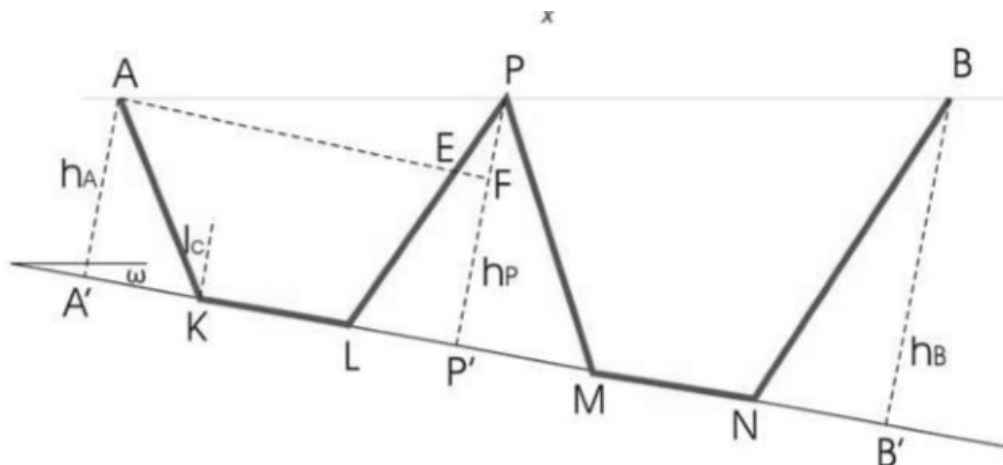
Οι καμπύλες χρόνου διαδρομής στην περίπτωση αυτή έχουν την μορφή του σχήματος 2-26 και οι κλίσεις των ευθειών των απευθείας και των διαθλώμενων κυμάτων δίνουν την βραδύτητα των στρωμάτων, δηλαδή το αντίστροφο της ταχύτητας. Η τομή της ευθείας των διαθλώμενων κυμάτων με τον άξονα του χρόνου δίνει τον χρόνο συνάντησης ενώ η προβολή του σημείου τομής των δύο ευθειών στον άξονα της απόστασης δίνει την κρίσιμη απόσταση.



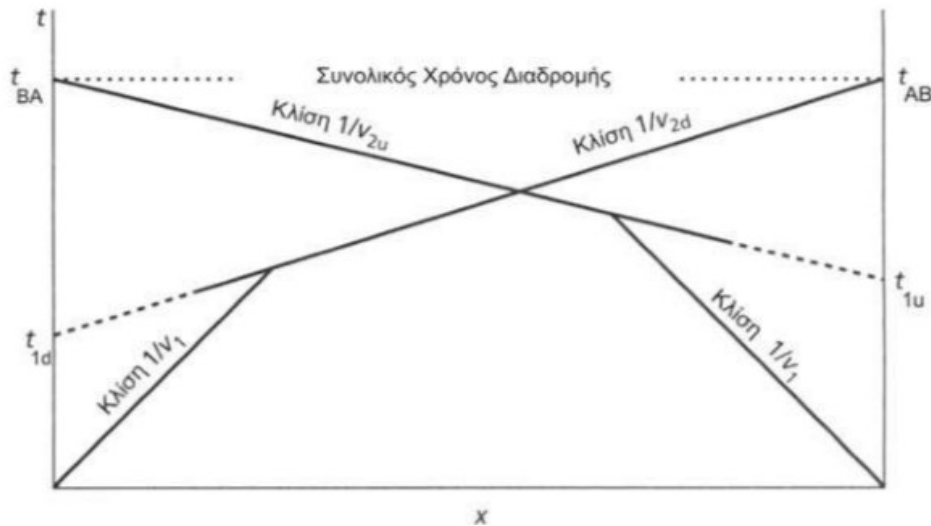
Σχήμα 2-26 Καμπύλες χρόνων διαδρομής στην περίπτωση δύο στρωμάτων με οριζόντια επαφή (Τροποποιημένο από *Seisimager2D Manual* v3.3).

Περίπτωση δυο στρωμάτων με κεκλιμένη επαφή

Όταν η επαφή των δύο στρωμάτων είναι κεκλιμένη, όπως στο σχήμα 2-27, για τον εντοπισμό αυτής της κλίσης και των πραγματικών ταχυτήτων των στρωμάτων είναι απαραίτητη η γνώση των χρόνων διαδρομής κυμάτων που παράγονται εκατέρωθεν των γεωφώνων. Στην περίπτωση αυτή οι καμπύλες χρόνων διαδρομής θα έχουν την μορφή του σχήματος 2-28.



Σχήμα 2-27 Διαδρομή των διαθλώμενων κυμάτων σε κεκλιμένη επιφάνεια (Αποστολόπουλος, 2013).



Σχήμα 2-28 Καμπύλες χρόνων διαδρομής για δυο πηγές εκατέρωθεν των γεωφώνων με κεκλιμένο διαθλαστήρα (Αποστολόπουλος, 2013).

Ο χρόνος διαδρομής για τα απευθείας κύματα θα είναι όπως και στην προηγούμενη περίπτωση ίσος με,

$$T_1 = \frac{x_1}{v_1} \quad (2.22)$$

και η ταχύτητα του πάνω στρώματος είναι ίση με το αντίστροφο της κλίσης της ευθείας των απευθείας κυμάτων.

Ο χρόνος διαδρομής των διαθλώμενων κυμάτων που οφείλονται στην πηγή A και καταγράφονται στον δέκτη P ισούται,

$$T_{2A} = \frac{2h_A \cos i_c}{v_1} + \frac{x \sin(i_c + \omega)}{v_1} \quad (2.23)$$

και η κλίση της καμπύλης διαδρομής είναι,

$$\frac{\sin(i_c + \omega)}{v_1} = \frac{\sin(i_c + \omega)}{v_2 \sin i_c} = \frac{1}{v_{2d}} \quad (2.24)$$

αντίστοιχα ο χρόνος διαδρομής των διαθλώμενων κυμάτων που οφείλονται στην πηγή B και καταγράφονται στον δέκτη P ισούται,

$$T_{2B} = \frac{2h_B \cos i_c}{v_1} + \frac{x \sin(i_c - \omega)}{v_1} \quad (2.25)$$

και η κλίση της καμπύλης διαδρομής είναι,

$$\frac{\sin(i_c - \omega)}{V_1} = \frac{\sin(i_c - \omega)}{V_2 \sin i_c} = \frac{1}{V_{2u}} \quad (2.26)$$

Οι ταχύτητες V_{2d} και V_{2u} δεν είναι ίσες και δεν αντιπροσωπεύουν την πραγματική ταχύτητα του δεύτερου στρώματος. Για τον υπολογισμό της ταχύτητας και της κλίσης του δεύτερου στρώματος έχουμε,

$$\sin(i_c - \omega) = \frac{V_1}{V_{2u}} \text{ ή } i_c - \omega = \arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2u}}\right) \quad (2.27)$$

$$\sin(i_c + \omega) = \frac{V_1}{V_{2d}} \text{ ή } i_c + \omega = \arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2d}}\right) \quad (2.28)$$

Άρα η ορική γωνία και η γωνία κλίσης του στρώματος ισούνται με,

$$i_c = \frac{\arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2u}}\right) + \arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2d}}\right)}{2} \quad (2.29)$$

$$\omega = \frac{\arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2d}}\right) - \arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2u}}\right)}{2} \quad (2.30)$$

η ταχύτητα του δεύτερου στρώματος δίνεται από την σχέση,

$$V_2 = \frac{V_1}{\sin i_c} \quad (2.31)$$

και τα βάθη h_A και h_B είναι,

$$h_A = \frac{V_1 T_{2A}}{2 \cos i_c} \text{ και } h_B = \frac{V_1 T_{2B}}{2 \cos i_c} \quad (2.32)$$

Περίπτωση μη επίπεδης επιφάνειας διάθλασης (Μέθοδος Plus-Minus)

Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται στις περιπτώσεις όπου η επιφάνεια διάθλασης είναι ανώμαλη με μικρές όμως κλίσεις όπως αυτή του σχήματος (2-29). Στην εκτέλεση αυτής της μεθόδου γίνεται χρήση του χρόνου καθυστέρησης, ο οποίος ορίζεται ως ο πρόσθετος χρόνος που χρειάζεται το κύμα για να διατρέξει έναν κλάδο της τροχιάς του σε σχέση με τον χρόνο που θα χρειάζονταν για να διανύσει την κάθετη προβολή αυτού του κλάδου με την μεγαλύτερη ταχύτητα. Στο σχήμα (2-27) για τον κλάδο ΑΚ ο χρόνος καθυστέρησης θα είναι η διαφορά του χρόνου που κάνει για να διανύσει την απόσταση ΑΚ με ταχύτητα V_1 με τον χρόνο που κάνει για να διανύσει την απόσταση Α'Κ με ταχύτητα V_2 και δίνεται από την σχέση,

$$t_A^d = t_{AK} - t_{A'K} = \frac{(AK)}{V_1} - \frac{(A'K)}{V_2} = \frac{h_A}{V_1 \cos i_c} - \frac{h_A \tan i_c}{V_2} = \frac{h_A}{V_1 \cos i_c} - \frac{h_A \sin i_c}{V_2 \cos i_c} \quad (2.33)$$

Από την (2.31) και (2.33)

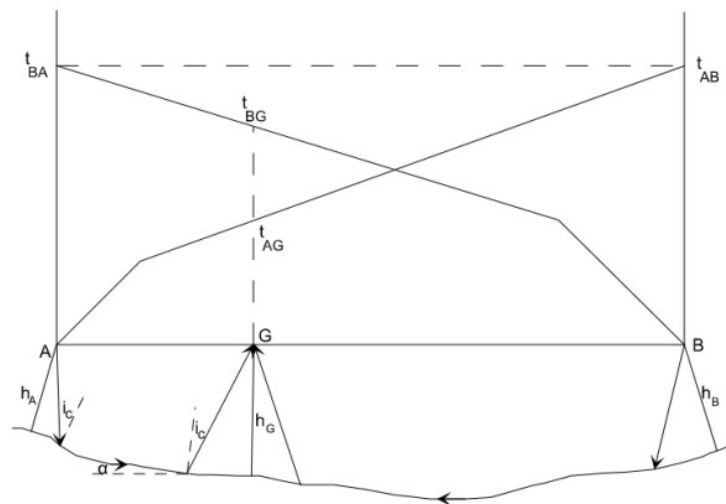
$$t_A^d = \frac{h_A}{V_1 \cos i_c} - \frac{h_A \sin^2 i_c}{V_1 \cos i_c} = \frac{h_A \cos i_c}{V_1} = \frac{h_A \sqrt{(V_2^2 - V_1^2)}}{V_1 V_2} \quad (2.34)$$

και για τον κλάδο LP,

$$t_P^d = \frac{h_P \cos i_c}{V_1} = \frac{h_P \sqrt{(V_2^2 - V_1^2)}}{V_1 V_2} \quad (2.35)$$

και ο συνολικός χρόνος διαδρομής θα είναι,

$$T = t_A^d + t_P^d + \frac{x \cos \omega}{V_2} \quad (2.36)$$



Σχήμα 2-29 Διάθλαση κυμάτων σε ανώμαλη επιφάνεια (κάτω) και αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) (Αποστολόπουλος, 2013)

Για την δομή του σχήματος (2-29) ο χρόνος διαδρομής από το A στο G θα είναι,

$$t_{AG} = \frac{x_{AG} \cos \alpha}{V_2} + t_A^d + t_G^d \quad (2.37)$$

και από το B στο G,

$$t_{BG} = \frac{(L - x_{AG}) \cos \alpha}{V_2} + t_B^d + t_G^d \quad (2.38)$$

Όπου,

$$t_A^d = \frac{h_A \cos i_c}{V_1}, \quad t_B^d = \frac{h_B \cos i_c}{V_1}, \quad t_G^d = \frac{h_G \cos i_c}{V_1} \quad (2.39)$$

Για μικρές κλίσεις τα $\cos\alpha = \cos\beta = 1$ και αν x είναι η απόσταση ενός σημείου από το Α και x_A και x_B οι κρίσιμες αποστάσεις, τότε για τις τιμές του x στην περιοχή $x_A < x < x_B$ τα διαθλώμενα κύματα καταγράφονται πρώτα. Σύμφωνα με αυτά και αφαιρώντας τις σχέσεις (2.37) και (2.38) παίρνουμε:

$$t_- = t_{AG} - t_{BG} = \frac{2x_{AG}}{v_2} + \left(t_A^d - t_B^d - \frac{L}{v_2} \right) \quad (2.40)$$

Η (2.40) είναι η εξίσωση μιας ευθείας η κλίση της οποίας είναι το αντίστροφο του μισού της ταχύτητας του δεύτερου στρώματος.

Αν προσθέσουμε τις (2.37) και (2.38) έχουμε,

$$t_+ = t_{AG} + t_{BG} = 2t_G^d + t_A^d + t_B^d + \frac{L}{v_2} \quad (2.41)$$

Όμως $t_A^d + t_B^d + \frac{L}{v_2} = T$, που αντιστοιχεί στο χρόνο διαδρομής μεταξύ των δύο πηγών, ο οποίος είναι αντιστρέψιμος (γιατί $t_{AB} = t_{BA}$) και υπολογίζεται εύκολα καθώς αποτελεί το πάνω σημείο τομής των καμπυλών χρόνων διαδρομής με τον άξονα του χρόνου (Σχήμα 2-29). Έτσι από την (2.41) μπορούμε να υπολογίσουμε τον χρόνο καθυστέρησης για κάθε γεώφωνο με τη σχέση,

$$t_G^d = \frac{1}{2}(t_+ - T) \quad (2.42)$$

και από αυτόν το βάθος της ασυνέχειας σε κάθε γεώφωνο με τη σχέση,

$$h_G = t_G^d \cdot \frac{v_1}{\cos i_c} \quad (2.43)$$

Περιορισμοί στην εκτέλεση της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης αποτελεί μια σχετικά εύκολη στην εκτέλεση και ερμηνεία μέθοδο, υπάρχουν όμως κάποιοι περιορισμοί, που όταν δεν ισχύουν οδηγούν σε λανθασμένα αποτελέσματα. Ο πρώτος περιορισμός είναι η ύπαρξη στρώματος με μικρό πάχος ή με σχεδόν ίδια ταχύτητα με το υπερκείμενο στρώμα καθώς σε αυτή την περίπτωση τα διαθλώμενα κύματα που ταξιδεύουν παράλληλα με αυτή την επαφή δεν καταγράφονται σε καμία απόσταση πρώτα οπότε δεν μπορεί να κατασκευαστεί η καμπύλη χρόνων διαδρομής και να υπολογιστεί η ταχύτητα και το πάχος του στρώματος. Η ύπαρξη τέτοιου στρώματος έχει σαν αποτέλεσμα την λάθος εκτίμηση του βάθους του βαθύτερου διαθλαστήρα. Ο δεύτερος περιορισμός είναι η ύπαρξη στρώματος με ταχύτητα μικρότερη από το υπερκείμενο (low velocity layer) όπου δεν έχο-

υμε διάδοση διαθλώμενων κυμάτων παράλληλα με την επαφή των δύο στρωμάτων και οδηγεί στην υπερεκτίμηση του πάχους του υποκείμενου στρώματος (π.χ. Παπαζάχος, 1996).

2.3.3.2 Συλλογή δεδομένων

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την σεισμική διάθλαση ήταν τα ίδια που συλλέχθηκαν για την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων, οπότε η γεωμετρία της διάταξης, οι παράμετροι καταγραφής και ο εξοπλισμός είναι ίδιοι με αυτούς που αναφέρονται στην παράγραφο 2.3.2.3.

2.3.3.3 Επεξεργασία δεδομένων

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με το λογισμικό Seisimager (Geometrics). Αναλυτικότερα με το πρόγραμμα Pickwin έγινε η επιλογή των πρώτων αφίξεων και η εξαγωγή των καμπυλών χρόνων διαδρομής. Αρχικά εισάγονται τα αρχεία .dat με τις καταγραφές και ορίζονται οι θέσεις της πηγής και των γεωφώνων. Το λογισμικό παρέχει στον χρήστη πληθώρα επιλογών με σκοπό την βέλτιστη θέαση των καταγραφών. Ενδεικτικά αναφέρονται η κανονικοποίηση (normalize) που γίνεται εξομοιώνοντας το μέγιστο πλάτος κάθε ίχνους με το ίδιο μέγιστο πλάτος όλων των ιχνών της καταγραφής. Επίσης είναι δυνατή η μεγέθυνση ή ελάττωση του πλάτους των ιχνών και η προσαρμογή των αξόνων του χρόνου και της απόστασης. Υπάρχει ακόμα η δυνατότητα φιλτραρίσματος των δεδομένων στο πεδίο των συχνοτήτων. Αφού γίνει η επιλογή των πρώτων αφίξεων, αποθηκεύονται σε αρχεία κατάλληλης μορφής (τύπου .vs), τα οποία εισάγονται στο πρόγραμμα ερμηνείας Plotrefa.

Με το πρόγραμμα Plotrefa γίνεται η αντιστροφή των καμπύλων χρόνων διαδρομής και παράγονται τα μοντέλα των ταχυτήτων των P κυμάτων για τα στρώματα. Οι επιλογές αντιστροφής που προσφέρει το πρόγραμμα είναι η αντιστροφή των πρώτων αφίξεων (Time-Term inversion), η αντιστροφή των χρόνων καθυστέρησης (Reciprocal Method) και η τομογραφική αντιστροφή. Για τους σκοπούς αυτής της εργασίας χρησιμοποιήθηκαν η πρώτη και η τρίτη τεχνική και αναλύονται παρακάτω.

Αντιστροφή των πρώτων αφίξεων (Time-Term inversion)

Αποτελεί την απλούστερη μέθοδο αντιστροφής συνδυάζοντας την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και την ανάλυση των χρόνων καθυστέρησης και δίνει σχετικά καλά αποτελέσματα όσον αφορά την ταχύτητα των στρωμάτων και το βάθος αυτών.

Σύμφωνα με τους συμβολισμούς του σχήματος 2-16 ορίζουμε βραδύτητα S το αντίστροφο της ταχύτητας:

$$s_1 = \frac{1}{v_1} \quad (2.44)$$

$$s_2 = \frac{1}{v_2} \quad (2.45)$$

από τον νόμο του Snell έχουμε,

$$\sin(\delta_o) = \frac{s_2}{s_1} \quad (2.46)$$

ο συνολικός χρόνος διαδρομής από την πηγή σε κάποιο γεώφωνο είναι,

$$t = 2s_1 \cos(\delta_o) h + xs_2 \quad (2.47)$$

ορίζουμε,

$$c = 2s_1 \cos(\delta_o) \quad (2.48)$$

Από (2.47) και (2.48),

$$t = ch + xs_2 \quad (2.49)$$

όπου έχουμε δυο αγνώστους το βάθος h και την βραδύτητα s_2 . Επεκτείνοντας τα παραπάνω για επιφάνεια διάθλασης με μικρής κλίμακας ανωμαλίες θα έχουμε,

$$t = ch_1 + ch_2 + xs_2 \quad (2.50)$$

και για πολλούς δέκτες (γεώφωνα),

$$t_j = \sum_{k=1}^n c_{jk} h_k + x_j s_2 \quad (2.51)$$

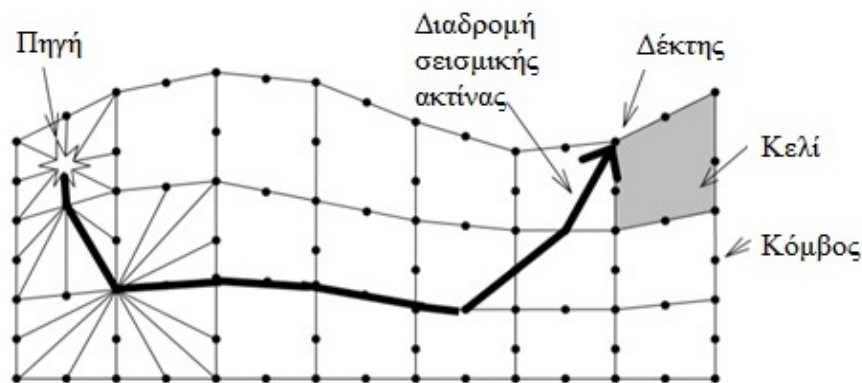
όπου t_j οι χρόνοι διαδρομής, n ο αριθμός των γεωφώνων, h_k το βάθος της επιφάνειας σε κάθε γεώφωνο και x_j η απόσταση κάθε γεωφώνου από την πηγή. Λύνοντας γραμμικά με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων παίρνουμε τα βάθη $h_1 \dots h_n$ και την βραδύτητα S_2 .

Τομογραφία

Η τομογραφική μέθοδος βασίζεται στην δημιουργία αρχικού μοντέλου ταχυτήτων και την ιχνηλασία των σεισμικών ακτινών που διαδίδονται σε αυτό το μοντέλο υπολογίζοντας τους θεωρητικούς χρόνους διαδρομής. Στη συνέχεια γίνεται η σύγκριση αυτών των χρόνων με τους πειραματικούς και με την επανάληψη της διαδικασίας επιδιώκε-

ται η εύρεση του μοντέλου ταχυτήτων όπου οι διαφορές αυτών των χρόνων ελαχιστοποιούνται.

Για την ιχνηλασία των σεισμικών ακτινών (ευθύ πρόβλημα) αναζητείται σύμφωνα με την αρχή του Fermat η διαδρομή με τον μικρότερο χρόνο μεταξύ της πηγής και του γεωφώνου. Για τον σκοπό αυτό η δομή του εδάφους χωρίζεται σε κελιά που το καθένα έχει συγκεκριμένη τιμή ταχύτητας και κάθε κελί έχει συγκεκριμένο αριθμό κόμβων από τους οποίους μπορεί να περάσει η ακτίνα (Σχήμα 2-30).



Σχήμα 2-30 Διαδρομή της σεισμικής ακτίνας στα κελιά διερχόμενη από τους κόμβους (Τροποποιημένο από Seisimager/2D Manual v3.3)

Αν S_j το αντίστροφο της ταχύτητας σε κάθε κελί, l_{ij} το μήκος της σεισμικής ακτίνας i στο κελί j και t_i χρόνος διαδρομής της ακτίνας αυτής τότε,

$$t_i = \sum_{j=1}^N S_j l_{ij} \quad (2.52)$$

Η παραπάνω σχέση σε μορφή πινάκων είναι,

$$T = \begin{bmatrix} t_1 \\ \vdots \\ t_M \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} l_{11} & \cdots & l_{1N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ l_{M1} & \cdots & l_{MN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} S_1 \\ \vdots \\ S_N \end{bmatrix} = LS \quad (2.53)$$

το οποίο είναι ένα γραμμικό σύστημα με M εξισώσεις και N αγνώστους (συνήθως με $M > N$) και λύνεται με την μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων. Για την λύση του αντίστροφου προβλήματος έχουμε σαν άγνωστο τις καθυστερήσεις S . Η λύση βρίσκεται με την αντιστροφή της κανονικής εξίσωσης (2.54),

$$L^T L S = L^T T \quad (2.54)$$

$$S = (L^T L)^{-1} L^T T \quad (2.55)$$

Επειδή ο Ιακωβιανός πίνακας L που περιέχει τα μήκη και την πορεία των σεισμικών ακτίνων εξαρτάται από το ίδιο το μοντέλο ταχυτήτων ή καθυστερήσεων, το σύστημα (2.53) λύνεται με μη γραμμική μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων ως εξής:

Μέσω του αρχικού μοντέλου ταχυτήτων γίνεται ο υπολογισμός του Ιακωβιανού (L) και στη συνέχεια οι θεωρητικοί χρόνοι διαδρομής σύμφωνα με τη σχέση,

$$T_o = L_o S_o \quad (2.56)$$

Στη συνέχεια υπολογίζονται οι διαφορές των πειραματικών με τους θεωρητικούς χρόνους.

$$\Delta T = T^o - T_o \quad (2.57)$$

Μετά υπολογίζονται οι διορθώσεις του S με την μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων

$$\Delta S = (L_o^T L_o)^{-1} L_o^T \Delta T \quad (2.58)$$

και υπολογίζεται το νέο μοντέλο καθυστερήσεων (άρα και ταχυτήτων)

$$S_1 = S_o + \Delta S \quad (2.59)$$

Με βάση το νέο μοντέλο επαναυπολογίζεται ο Ιακωβιανός (L) και η διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι να ελαχιστοποιηθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα.

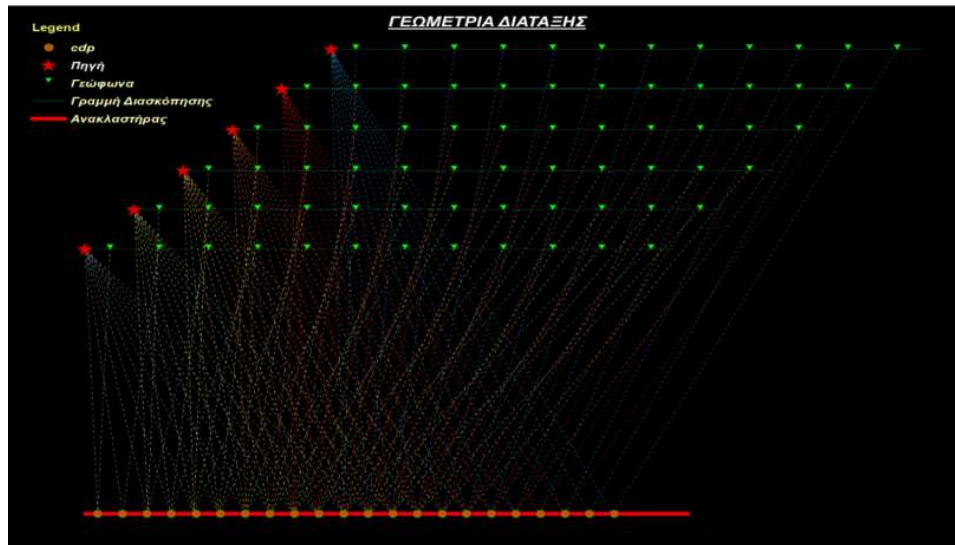
2.3.4 Μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης

2.3.4.1 Βασικές αρχές

Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης θεωρείται ίσως η πιο αξιόπιστη γεωφυσική μέθοδο διασκόπησης, κυρίως για τη μελέτη της λεπτομερούς στρωματογραφικής δομής του υπεδάφους. Παρότι είναι πολύ διαδεδομένη στις διασκοπήσεις μεγάλου βάθους και χρησιμοποιείται κατά κόρον στη έρευνα πετρελαίου, εντούτοις σπανίζουν οι εφαρμογές της μεθόδου για μικρού βάθους έρευνα. Αυτό οφείλεται κυρίως στα προβλήματα που παρουσιάζει η μέθοδος σε διασκοπήσεις μικρού βάθους όπως η δυσκολία διαχωρισμού των ανακλώμενων κυμάτων από τα επιφανειακά και τα διαθλώμενα κύματα (Steeple and Miller, 1998).

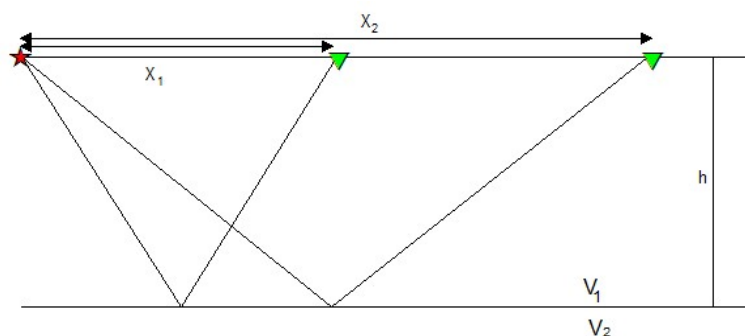
Οι βασικές αρχές στις οποίες στηρίζεται η μέθοδος είναι οι ίδιες με αυτές της σεισμικής διάθλασης που αναφέρονται στην παράγραφο 2.3.3.1 της παρούσας εργασίας. Η εκτέλεση της μεθόδου γίνεται με παρόμοιο τρόπο με αυτόν της διάθλασης, παράγου-

με δηλαδή σεισμικά κύματα με μια πηγή και τα καταγράφουμε σε δέκτες (γεωφώνα) σε διάφορες αποστάσεις. Υπάρχουν διάφορες διατάξεις για την εκτέλεση της μεθόδου με τις σημαντικότερες να είναι η (off-end) όπου η θέση της πηγής είναι στην μία πλευρά των γεωφώνων και η (split-spread) όπου η πηγή είναι στο κέντρο της διάταξης. Για την κάλυψη της περιοχής μελέτης μετακινείται όλη η διάταξη διατηρώντας σταθερές τις αποστάσεις μεταξύ των γεωφώνων αλλά και της πηγής με το πλησιέστερο γεωφώνο (Σχήμα 2-31).



Σχήμα 2-31 Εφαρμογή της σεισμικής ανάκλασης με την διάταξη (off-end). Με κόκκινα αστέρια σημειώνονται οι πηγές και με πράσινα τρίγωνα οι δέκτες. Παρατηρούμε επίσης τα κοινά σημεία ανάκλασης (CDP) (κίτρινοι κύκλοι) στην επιφάνεια ανάκλασης (κόκκινη γραμμή).

Ανάκλαση σε οριζόντια ασυνέχεια.



Σχήμα 2-32 Σχηματική απεικόνιση ανάκλασης σε οριζόντια επιφάνεια. Με κόκκινο αστέρι συμβολίζεται η πηγή και με πράσινα τρίγωνα οι δέκτες.

Σε μία δομή όπως του σχήματος (2-32) όπου η επιφάνεια ανάκλασης είναι οριζόντια και βρίσκεται σε βάθος h , με τα στρώματα πάνω και κάτω από αυτή να έχουν ταχύτητες V_1 και V_2 αντίστοιχα, ο χρόνος διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων από την πηγή σε κάποιο γεωφώνο σε απόσταση x δίνεται από την σχέση:

$$T_1 = \frac{\sqrt{x^2 + 4h^2}}{V_1} \quad \text{ή} \quad \frac{T_1^2}{\left(\frac{2h}{V_1}\right)^2} - \frac{x^2}{(2h)^2} = 1 \quad (2.60)$$

Για απόσταση $x=0$, που αντιστοιχεί στην κατακόρυφη ανάκλαση, δηλαδή ίδια θέση πηγής και γεωφώνου, έχουμε,

$$T_0 = \frac{2h}{V_1} \quad (2.61)$$

Η (2.60) παριστάνει μια υπερβολή που τέμνει τον άξονα των χρόνων στο σημείο T_0 .

Από την (2.60) και (2.61) προκύπτει

$$T_1^2 = \frac{x^2}{V_1^2} + T_0^2 \quad (2.62)$$

Η σχέση (2.62) δείχνει ότι το τετράγωνο του χρόνου διαδρομής ενός ανακλώμενου κύματος από την πηγή σε απόσταση x είναι ανάλογο με το τετράγωνο της απόστασης αυτής. Αν $T_1^2 = Y$, $x^2 = X$, η (2.62) είναι της μορφής $Y=AX+B$ και παριστάνει ευθεία που η κλίση της ισούται με $\frac{1}{V_1^2}$ και τέμνει τον άξονα των τετραγώνων των χρόνων στο T_0^2 . Από τις (2.61) και (2.62) βρίσκουμε το βάθος της επιφάνειας ανάκλασης και την ταχύτητα του πάνω στρώματος.

Από την (2.60) για αποστάσεις x_1, x_2 δύο γεωφώνων από την πηγή έχουμε:

$$T_2^2 - T_1^2 = \frac{1}{V_1^2} (x_2^2 - x_1^2) \quad (2.63)$$

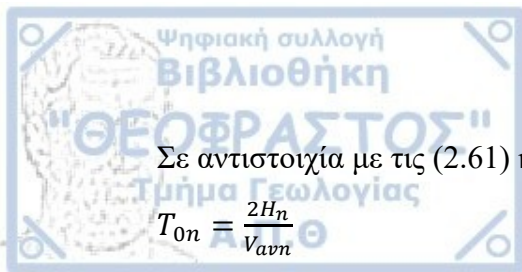
Η ποσότητα $\Delta T = T_2 - T_1$ ονομάζεται χρονική απόκλιση και για $x_1=0$ που έχουμε την κατακόρυφη ανάκλαση ονομάζεται κανονική χρονική απόκλιση (Normal Move Out-NMO) και προσεγγιστικά ισούται με:

$$\Delta t = \frac{x_2^2}{2V_1^2 T_0} \quad (2.64)$$

Στην περίπτωση n οριζόντιων στρωμάτων με πάχη $h_0, h_1, \dots, h_{n-1}$ και ταχύτητες $V_0, V_1, \dots, V_{n-1}$ ο χρόνος διαδρομής T_n των ανακλώμενων κυμάτων στην επιφάνεια σε βάθος $H_n = h_0 + h_1 + \dots + h_{n-1}$ θα ισούται με (Παπαζαχος, 1996):

$$T_n = \frac{\sqrt{x^2 + 4H_n^2}}{V_{av}} \quad (2.65)$$

όπου το V_{av} είναι η μέση ταχύτητα του κύματος σε όλη τη διάρκεια διάδοσης του.



Σε αντιστοιχία με τις (2.61) και (2.62), έχουμε:

$$T_{0n} = \frac{2H_n}{V_{avn}} \quad (2.66)$$

$$T_n^2 = \frac{x^2}{V_{avn}^2} + T_{0n}^2 \quad (2.67)$$

2.3.4.2 Συλλογή δεδομένων

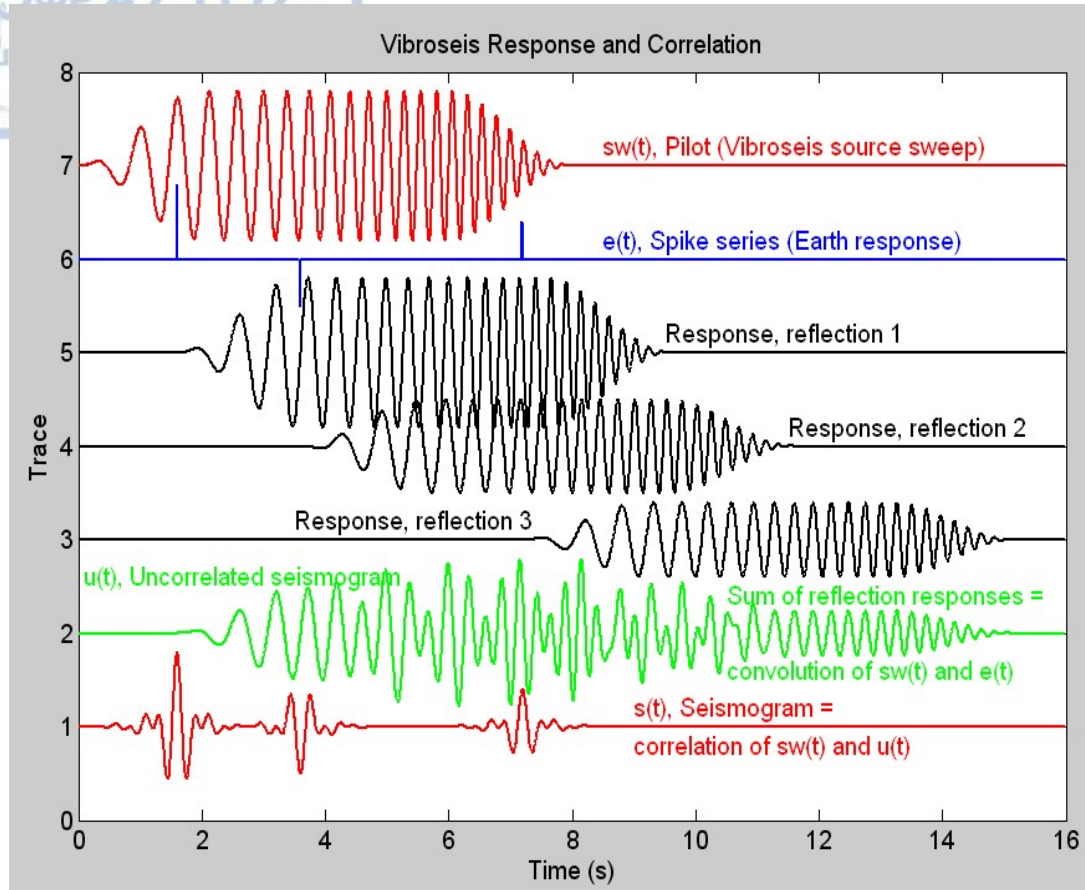
Για την συλλογή των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε η σεισμική πηγή EIViS III P8, για την καταγραφή των σεισμικών κυμάτων ο σειсмоγράφος StrataView (σε cross-correlation mode, δηλαδή με ενεργοποιημένη τη διασυσχέτιση κυματομορφών σε επίπεδο υλικού - hardware cross-correlation), και γεώφωνα με ιδιοσυχνότητα 14Hz.

Πηγή EIViS III P8 (Σχήμα 2-33): Πρόκειται για ένα ηλεκτροδυναμικό σύστημα δονήσεων με δυνατότητα να παράγει σεισμικά κύματα σε διακριτές συχνότητες. Αποτελείται από υδραυλικό σύστημα δονήσεων που προσαρμόζεται στη βάση μιας διάταξης με τροχό για την εύκολη μετακίνηση του. Δύο μπαταρίες 12V/90Ah και μια 12V/17Ah τροφοδοτούν το σύστημα. Οι μπαταρίες τοποθετούνται μέσα σε ειδική θήκη με ανθεκτικό περίβλημα και προσαρμόζονται πάνω στην πηγή ώστε το βάρος τους να βοηθάει στην καλή σύζευξη της πηγής με το έδαφος. Η κυματομορφή παράγεται από ειδική συσκευή που τροφοδοτείται από μια μπαταρία 12V και το φάσμα συχνοτήτων ρυθμίζεται με ολοκληρωμένα κυκλώματα (chip) που συνδέονται σε αυτή. Το εκπεμπόμενο σήμα έχει διάρκεια 10 δευτερολέπτων και οι συχνότητες κυμαίνονται από 20-100Hz έως 30-360Hz.



Σχήμα 2-33 Πηγή EIViS III P8. Διακρίνονται το υδραυλικό σύστημα δονήσεων στη διάταξη με τον τροχό και η θήκη με τις μπαταρίες.

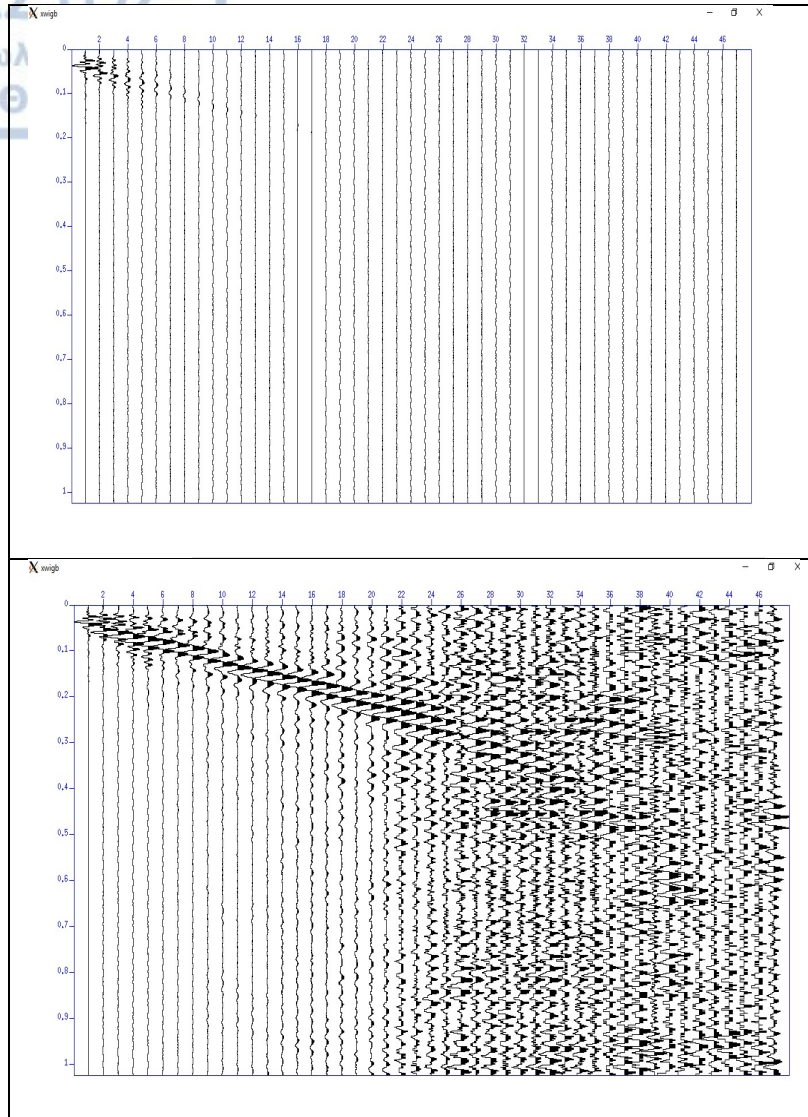
StrataView (cross-correlation). Σε αντίθεση με πηγές όπως η σφύρα ή τα εκρηκτικά που το παραγόμενο σήμα έχει στιγμιαία διάρκεια, η δονούμενη πηγή που περιγράφεται παραπάνω παράγει σήμα διάρκειας 10 δευτερολέπτων. Το καταγεγραμμένο σεισμογράμμα σε αυτή την περίπτωση είναι μια συνεχόμενη κυματομορφή με μεγάλη διάρκεια (π.χ. 11 δευτερόλεπτα) δυσκολεύοντας την αναγνώριση των ανακλάσεων και την επεξεργασία. Για την μετατροπή αυτής της καταγραφής σε μορφή αντίστοιχη των πηγών στιγμιαίας κρούσης απαιτείται η διαδικασία της διασυσχέτισης (cross-correlation). Η διαδικασία παρουσιάζεται στο σχήμα 2-34, και εκτελείται αυτόματα από τον σειсмоγράφο StrataView, καταγράφοντας το σήμα της πηγής στο πρώτο κανάλι καταγραφής, το οποίο συνήθως αποκαλείται οδηγός (Pilot). Οι τελικές καταγραφές αποθηκεύονται στον ενσωματωμένο σκληρό δίσκο του σεισμογράφου σε αρχεία μορφής SEG-2.



Σχήμα 2-34 Το σήμα της πηγής $sw(t)$ (κόκκινη κυματομορφή πάνω) σε συνέλιξη με την απόκριση της γής $e(t)$ (μπλε κυματομορφή) για τρεις ανακλαστήρες παράγουν τις τρεις μαύρες κυματομορφές οι οποίες αθροιζόμενες δίνουν το καταγεγραμμένο σεισμόγραμμα $u(t)$ (πράσινη κυματομορφή). Η διασυσχέτιση της $sw(t)$ με την $u(t)$ δίνουν το τελικό σεισμόγραμμα $s(t)$ (κόκκινη κυματομορφή κάτω) (Braille, 2008).

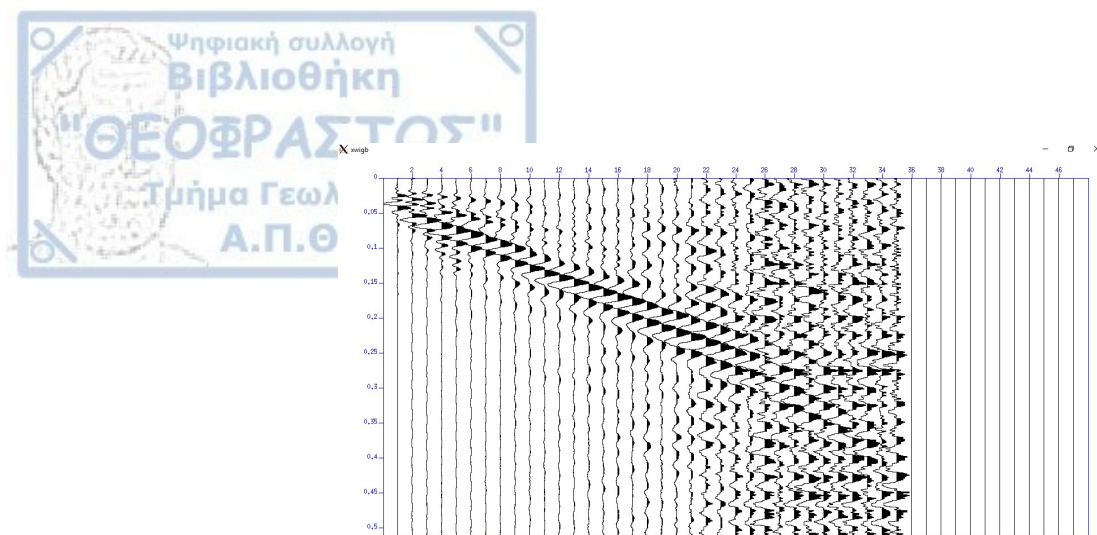
2.3.4.3 Επεξεργασία δεδομένων

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με το λογισμικό Seismic Unix του Colorado School of Mines στην υπολογιστική υποδομή του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Σύμφωνα με την τυπική διαδικασία (Baker, 1999), αρχικά γίνεται η μετατροπή των αρχείων Seg-2 (.dat) που λαμβάνονται από τον σειсмоγράφο στην συμβατή με το Seismic Unix μορφή (.su). Το πρώτο στάδιο της επεξεργασίας αφορά τον ποιοτικό έλεγχο των δεδομένων. Κατά το στάδιο αυτό ελέγχεται αν οι θέσεις των πηγών και των γεωφώνων περιγράφονται σωστά στα (Header) των αρχείων. Στη συνέχεια γίνεται η κανονικοποίηση των καταγραφών για την καλύτερη προβολή των δεδομένων, καθώς τα πλάτη των ιχνών στα γεωφωνα κοντά στην πηγή είναι σημαντικά μεγαλύτερα από αυτά σε μεγάλες αποστάσεις (Σχήμα 2-35).



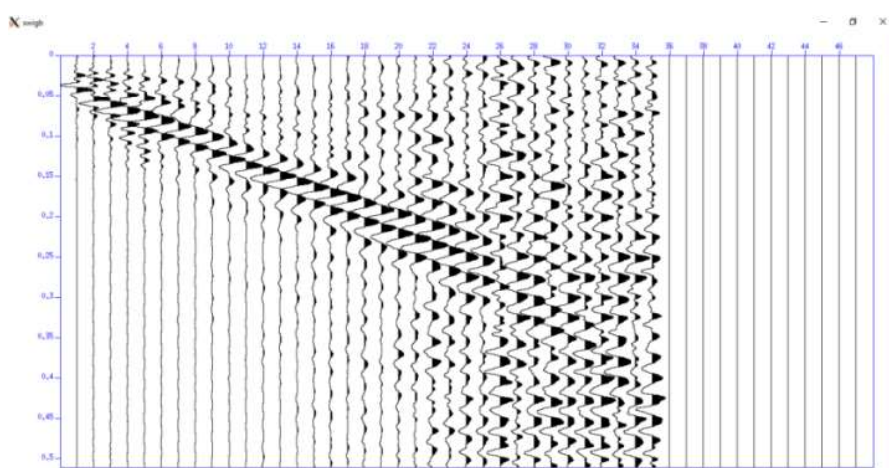
Σχήμα 2-35 Μη κανονικοποιημένη καταγραφή (πάνω) και η ίδια καταγραφή κανονικοποιημένη με βάση το μέγιστο πλάτος (κάτω). Παρατηρούμε την ανάδειξη του σήματος στους μεγαλύτερους χρόνους και στα πιο απομακρυσμένα από την πηγή γεώφωνα στην κανονικοποιημένη καταγραφή.

Στη συνέχεια διαγράφουμε τα ίχνη τα οποία έχουν πολύ θόρυβο και δεν μπορούμε να λάβουμε ασφαλή πληροφορία από αυτά. Ελέγχοντας όλες της καταγραφές μπορούμε να διαπιστώσουμε για ποιους χρόνους δεν έχουμε απολύτως καμία πληροφορία οπότε για την καλύτερη θέαση και γρηγορότερη επεξεργασία των δεδομένων πραγματοποιούμε αποκοπή των καταγραφών για χρόνους μεγαλύτερους από αυτούς (Σχήμα 2-36).



Σχήμα 2-36 Η προηγούμενη καταγραφή μετά την αποκοπή μέχρι τα 512ms και την διαγραφή των ιχνών με πολύ θόρυβο.

Παρατηρούμε ότι στα δεδομένα μας υπάρχει αρκετός θόρυβος για την απομάκρυνση του οποίου χρησιμοποιούνται συχνοτικά φίλτρα (π.χ. band pass, low pass, high pass) (Σχήμα 2-37). Για την βελτίωση του λόγου σήματος προς θόρυβο πραγματοποιήθηκαν αρκετές επαναλήψεις σε κάθε θέση της πηγής. Η συνάθροισή τους (stack) επιλέχθηκε να γίνει χειροκίνητα σε αυτή τη φάση της επεξεργασίας, καθώς η αυτόματη συνάθροιση που προσφέρει ο σειсмоγράφος εγκυμονούσε τον κίνδυνο της δημιουργίας προβλημάτων στις καταγραφές λόγω της ύπαρξης μιας πολύ θορυβώδους καταγραφής, δηλαδή της ακύρωσης της διαδικασίας της σώρευσης.



Σχήμα 2-37 Φιλτραρισμένη καταγραφή με τραπεζοειδή (band pass) φίλτρο στις συχνότητες 20-40 έως 120-160Hz.

Έπειτα ενώνουμε τις αθροισμένες καταγραφές σε ένα αρχείο για την περαιτέρω επεξεργασία τους, η οποία αφορά την κύρια ανάλυση των δεδομένων ανάκλασης και περιλαμβάνει τα εξής στάδια:

- Ομαδοποίηση σε κοινό σημείο ανάκλασης (CMP/CDP sorting)

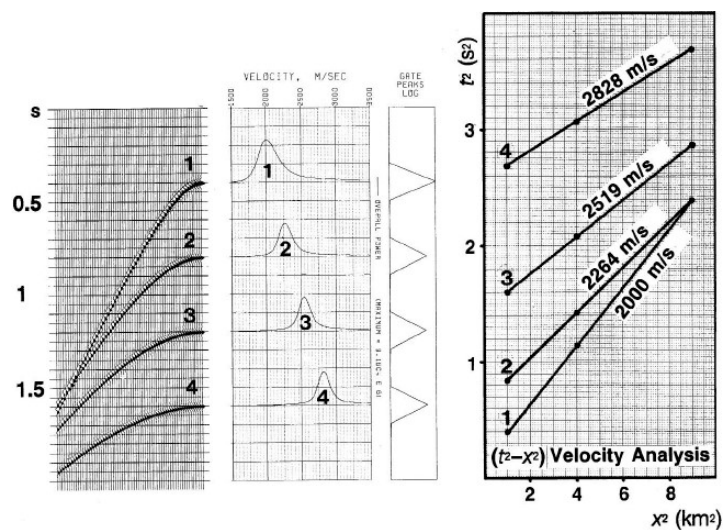
- Ανάλυση ταχυτήτων (Velocity analysis)
- Διόρθωση για την κανονική χρονική απόκλιση (NMO correction)
- Σώρευση (Stacking)
- Μετανάστευση (Migration)

Ομαδοποίηση κατά κοινό σημείο ανάκλασης (CMP/CDP sorting)

Κατά την ομαδοποίηση κοινού σημείου ανάκλασης γίνεται η συγκέντρωση των ιχνών τα οποία προέκυψαν από ανάκλαση σε κοινό σημείο (Σχήμα 2-39β). Στη περίπτωση κεκλιμένης επιφάνειας οι ανακλάσεις δεν αφορούν κοινό σημείο αλλά μια κοινή περιοχή ανάκλασης. Έπειτα από αυτή την διαδικασία τα δεδομένα ταξινομούνται σύμφωνα με το κοινό σημείο ανάκλασης στο οποίο ανήκουν και έχουν τη μορφή του Σχήματος (2-39γ).

Ανάλυση ταχυτήτων (Velocity analysis)

Με τη διαδικασία αυτή καθορίζονται οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων στους διάφορους χρόνους όπου έχουμε ανακλάσεις. Στην πραγματικότητα επιδιώκεται η εύρεση της ταχύτητας η οποία μετά την διόρθωση για την κανονική χρονική απόκλιση θα δώσει το καλύτερο αποτέλεσμα σώρευσης (Stacking Velocity). Ο καθορισμός των ταχυτήτων μπορεί να γίνει με διάφορες μεθόδους, όπως η ανάλυση του T^2-X^2 (Σχέση 2.62, Σχήμα 2-38) ή η ανάλυση του φάσματος ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε και στην παρούσα εργασία.



Σχήμα 2-38 Ανάλυση ταχύτητας (Velocity analysis) της συγκέντρωσης κοινού μέσου ανάκλασης (αριστερά), με τη μέθοδο t^2-x^2 (δεξιά) και το φάσμα ταχυτήτων (μέση) (Yilmaz, 1987).

Διόρθωση για την κανονική χρονική απόκλιση (NMO correction)

Με την διόρθωση αυτή αφαιρούμε την κανονική χρονική απόκλιση (σχέση 2.64) από τον χρόνο ανάκλασης με αποτέλεσμα την μετατόπιση των ανακλάσεων σε χρόνο που αντιστοιχεί στην κατακόρυφη ανάκλαση. Με τον τρόπο αυτό η υπερβολή που δημιουργούν οι αφίξεις από μια επιφάνεια ανάκλασης μετατρέπεται σε ευθεία (Σχήμα 2-39δ).

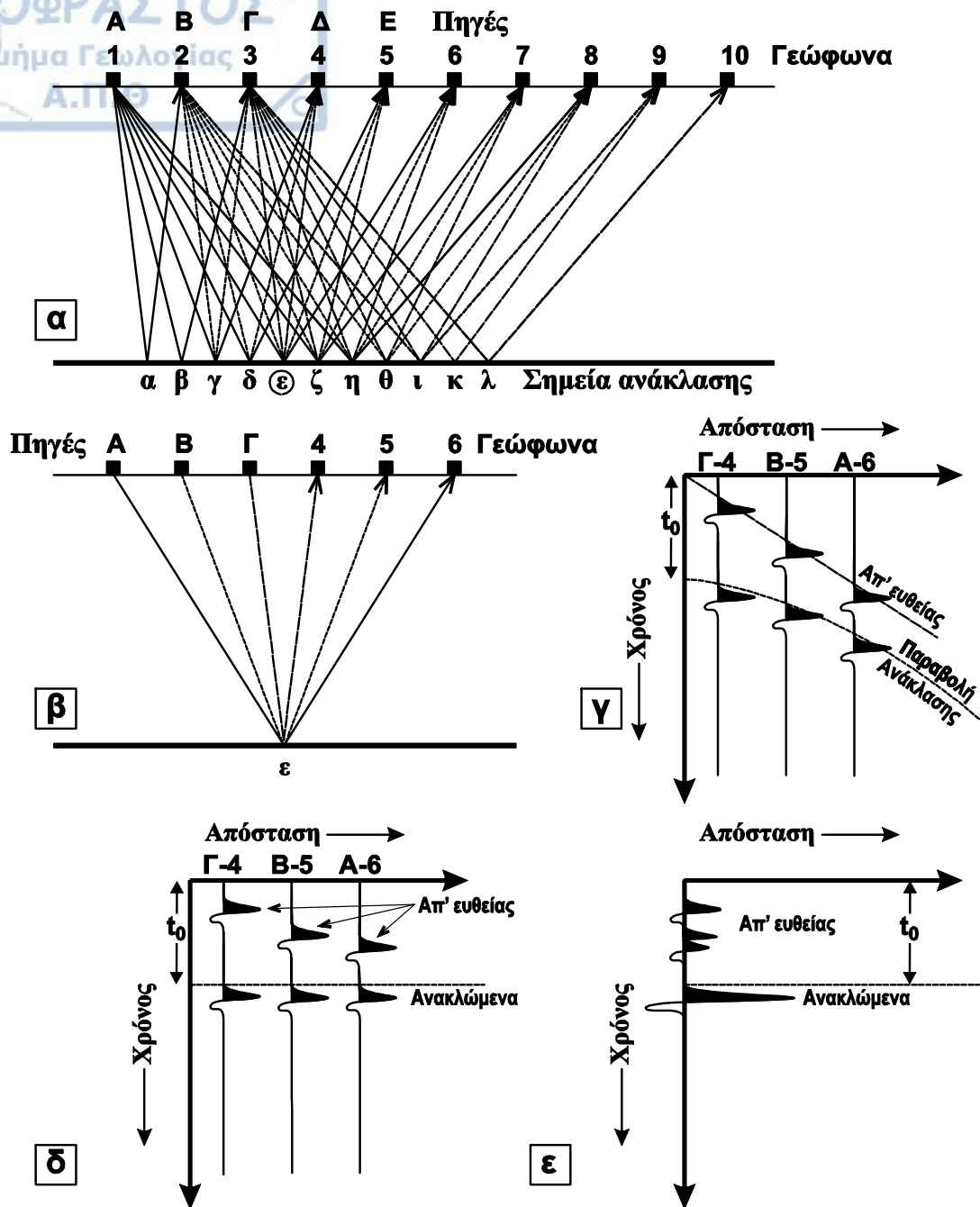
Σώρευση (Stacking)

Με την σώρευση επιδιώκεται η βελτίωση του λόγου σήματος προς θόρυβο, καθώς η άθροιση των ιχνών μετά την διόρθωση για την κανονική χρονική απόκλιση (NMO correction) θα ενισχύσει σημαντικά το σήμα που οφείλεται στην ανάκλαση και θα μειώσει τον τυχαίο θόρυβο (Σχήμα 2-39ε και 2-40α).

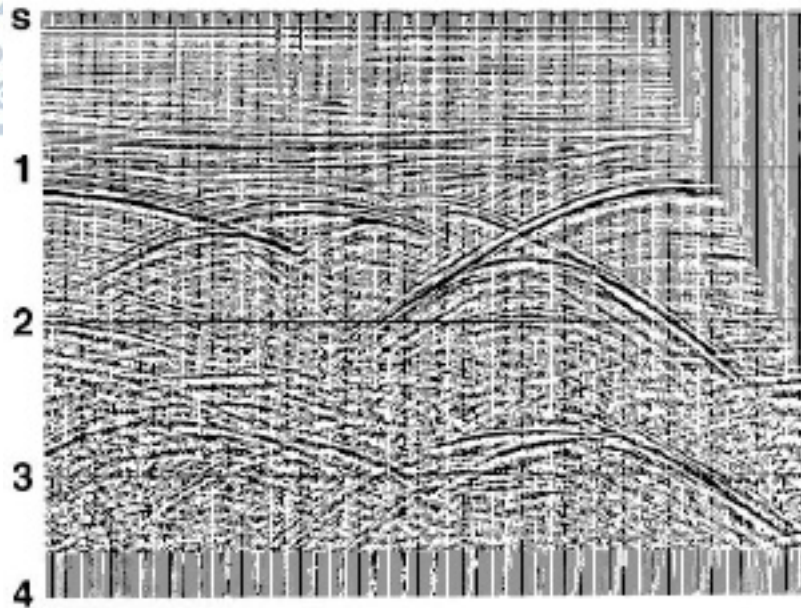
Μετανάστευση (Migration)

Σκοπός της διαδικασίας της μετανάστευσης (Migration) είναι η μετακίνηση των σημείων που οφείλονται σε ανακλάσεις σε κεκλιμένες επιφάνειες στην σωστή θέση (2-40b). Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε για την μετανάστευση είναι αυτή που προτάθηκε από τον Hale (1992) και υλοποιείται από τον αλγόριθμο sumipgs του λογισμικού Seismic Unix.

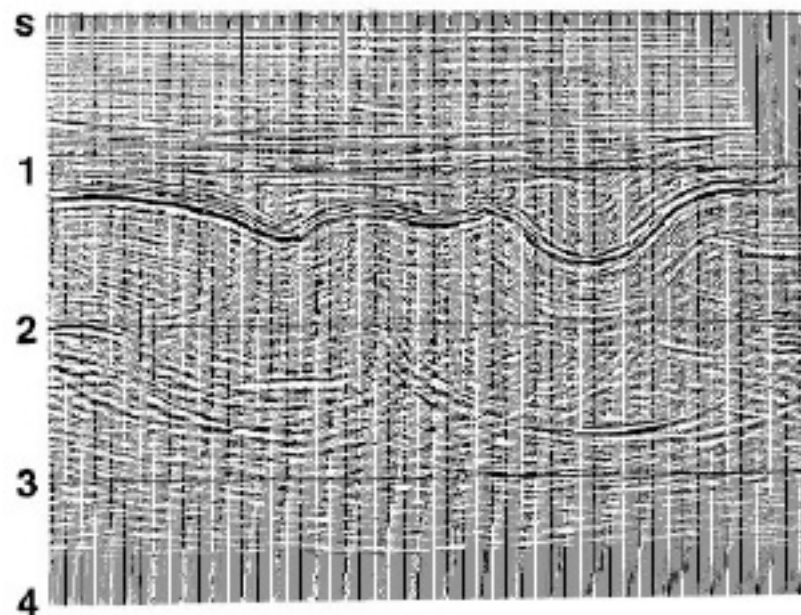
Τέλος, κατά την επεξεργασία των δεδομένων, χρήσιμη είναι η δημιουργία αρχικών προσομοιώσεων του εδάφους από πληροφορίες που υπάρχουν για την περιοχή, όπως το μοντέλο ταχυτήτων που προέκυψε από την μέθοδο της διάθλασης. Από αυτά τα μοντέλα μπορεί να γίνει παραγωγή συνθετικών σειсмоγραμμάτων με σκοπό την σύγκριση τους με τα πειραματικά δεδομένα της ανάκλασης, αλλά και τον προσεγγιστικό προσδιορισμό του χρόνου στον οποίο αναμένονται οι ανακλάσεις.



Σχήμα 2-39 α) Γεωμετρία διάταξης για την εφαρμογή σεισμικής ανάκλασης, β) Κοινό μέσο σημείο ανάκλασης (CDP), γ) Συγκέντρωση των ιχνών κοινού μέσου σημείου σε μια καταγραφή, δ) Διόρθωση για την κανονική χρονική απόκλιση (NMO correction), ε) Σώρευση (άθροιση) των καταγραφών, με ενίσχυση των ανακλάσεων και υποβάθμιση των άλλων (π.χ. απ' ευθείας) σεισμικών φάσεων (Παπαζάχος και Παπαζάχος, 2013).



(a)



(b)

Σχήμα 2-40 (a) Δεδομένα ανάκλασης μετά την αρχική σώρευση (stack), (b) Τα ίδια δεδομένα μετά την διαδικασία της μετανάστευσης (migration)(Yilmaz, 1987).

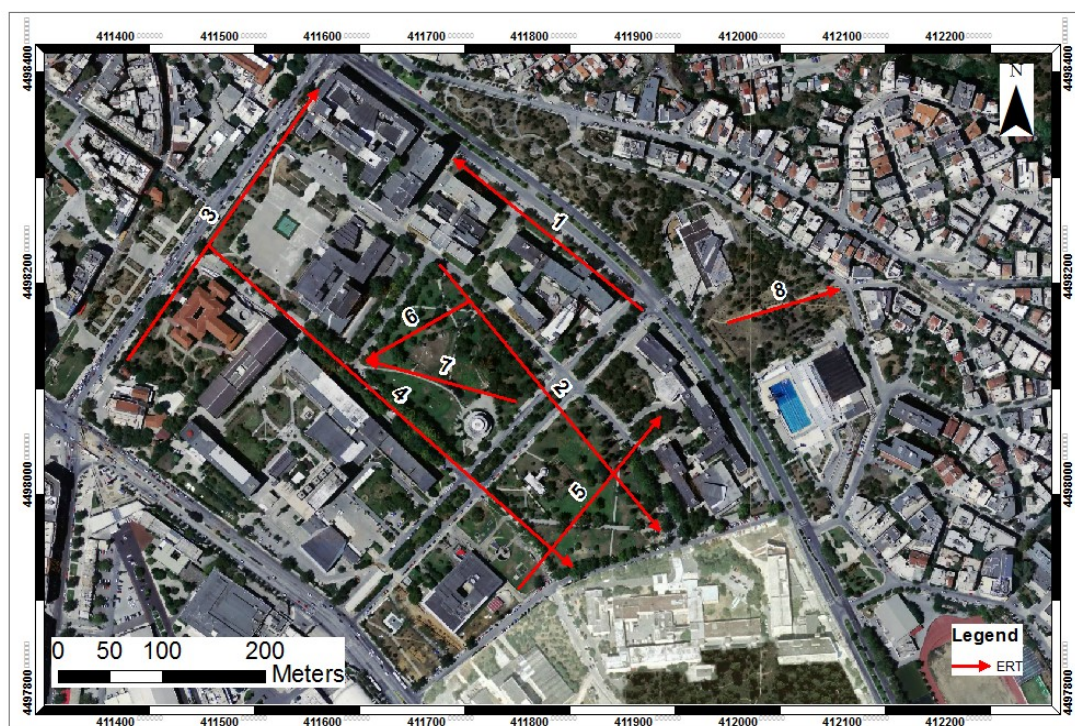
Κεφάλαιο 3 – Αποτελέσματα

3.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται η παρουσίαση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων των ηλεκτρικών και σεισμικών τομογραφικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης. Περιγράφονται αναλυτικά οι θέσεις εφαρμογής των μεθόδων αυτών, καθώς και οι γεωμετρίες των διατάξεων κατά τη λήψη των μετρήσεων. Για κάθε θέση και διάταξη παρουσιάζεται η αρχική ερμηνεία και γίνεται μία προκαταρκτική ερμηνεία των αποτελεσμάτων. Η αξιολόγηση και συνδυαστική ερμηνεία του συνόλου των αποτελεσμάτων παρουσιάζεται στο επόμενο κεφάλαιο.

3.2 Αποτελέσματα μετρήσεων ηλεκτρικής τομογραφίας

Για τους σκοπούς της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής πραγματοποιήθηκαν οκτώ (8) τομές ηλεκτρικής τομογραφίας, συνολικού μήκους περίπου 1970μ, στην περιοχή μελέτης, οι θέσεις των οποίων παρουσιάζονται στο σχήμα 3-1.



Σχήμα 3-1 Τομές ηλεκτρικής τομογραφίας στην περιοχή μελέτης. Η φορά του βέλους δείχνει τη κατεύθυνση των τομών, όπως αυτές παρουσιάζονται στη συνέχεια.

Σε όλες τις τομές χρησιμοποιήθηκαν οι διατάξεις διπόλου-διπόλου (dipole-dipole) και πολλαπλής βαθμίδας (Multiple-Gradient). Στο πίνακα 3-1 δίνονται τα βασικά χαρακτηριστικά των μετρήσεων, όπως το μήκος των τομών, ο αριθμός και η απόσταση

των ηλεκτροδίων. Επίσης, αναφέρεται και ο συνολικός αριθμός των ληφθέντων μετρήσεων, καθώς και των μετρήσεων που τελικά χρησιμοποιήθηκαν στην επεξεργασία μετά την απόρριψη μετρήσεων με υψηλό λόγο θόρυβο/σφάλμα (και άλλα προβλήματα), αφού αυτό αποτελεί έμμεσο κριτήριο για την ποιότητα αυτών. Οι επεξεργασμένες μετρήσεις, προκύπτουν μετά κατάλληλη επεξεργασία («φιλτράρισμα») με το λογισμικό Prosys II, όπως περιγράφεται και στην παράγραφο 2.2.2 του παρόντος κεφαλαίου.

Πίνακας 3-1 Βασικά χαρακτηριστικά των τομών ηλεκτρικής τομογραφίας

Τομή	N_{el}	$D_{el}(m)$	$L(m)$	M_{dd}	P_{dd}	M_{mg}	P_{mg}
1	24	10	230	320	163	609	566
2	36	10	350	691	622	676	564
3	33	10	320	553	226	592	490
4	48	10	470	918	335	2087	1468
5	23	10	220	290	188	518	477
6	24	5	115	397	386	608	596
7	24	6.5	149.5	407	319	609	561
8	24	5	115	407	407	609	609
N_{el} = Αριθμός Ηλεκτροδίων, D_{el} = Αποστάσεις ηλεκτροδίων, L = Μήκος τομής, M_{dd} = Σύνολο Μετρήσεων Διπόλου-διπόλου, P_{dd} = Σύνολο επεξεργασμένων Διπόλου-διπόλου, M_{mg} = Σύνολο μετρήσεων πολλαπλής βαθμίδας, P_{mg} = Σύνολο επεξεργασμένων μετρήσεων πολλαπλής βαθμίδας							

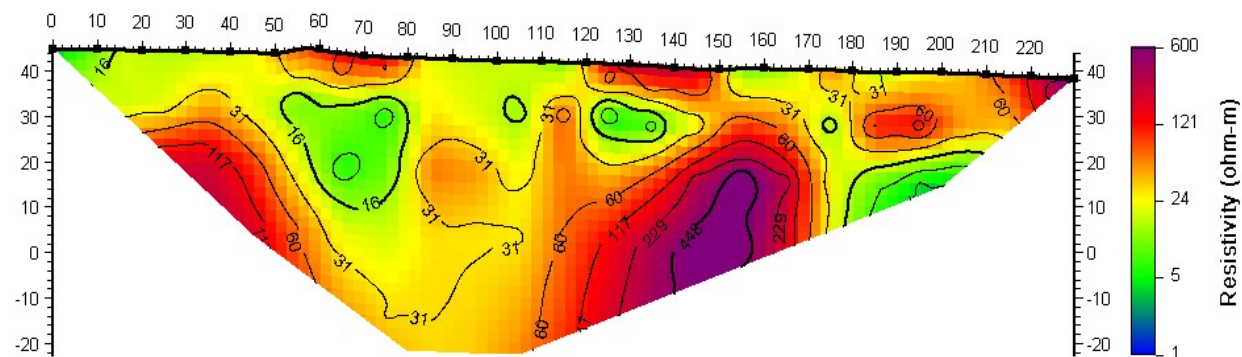
Η αντιστροφή των δεδομένων έγινε με το λογισμικό DC2DPro (Kim, 2010). Σε όλα τα σχήματα η αρίθμηση των αξόνων είναι σε μέτρα και ο άξονας y εκφράζει το απόλυτο υψόμετρο. Η χρωματική λογαριθμική κλίμακα που χρησιμοποιείται είναι τροποποιημένο ουράνιο τόξο, με τα μπλε-πράσινα χρώματα να αντιστοιχούν σε χαμηλές και τα κόκκινα σε υψηλές τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Τομή 1

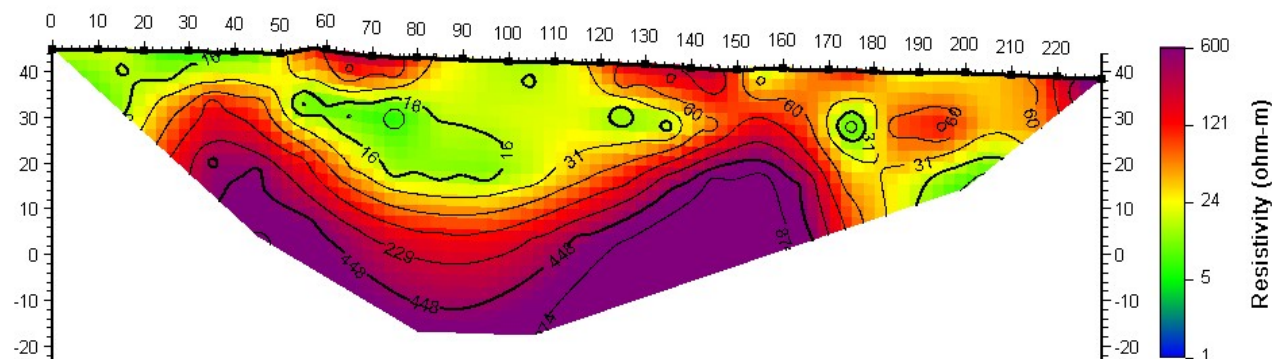
Η τομή 1, όπως φαίνεται και στο σχήμα 3-1, πραγματοποιήθηκε παράλληλα με την οδό Αγίου Δημητρίου, με την αρχή της να βρίσκεται στην νησίδα της βόρειας εισόδου του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου και φορά προς το κτήριο της Σχολής Γεωπονίας. Όπως φαίνεται και από τον Πίνακα 3-1, η ποιότητα των μετρήσεων δεν ήταν καλή, αφού πάνω από το 50% των μετρήσεων για τη διάταξη διπόλου-διπόλου δεν

ήταν αξιοποιήσιμες. Το γεγονός αυτό ήταν αναμενόμενο, καθώς η εφαρμογή της μεθόδου έγινε εντός της Πανεπιστημιούπολης, σε χώρο όπου η ύπαρξη πολλαπλών αγωγών ρεύματος και γειώσεων, αλλά και μεταλλικών σωληνώσεων (ύδρευση), καθώς και οι γειτνίαση με υπόγεια θεμέλια κτιρίων δημιουργεί έντονο θόρυβο, επηρεάζοντας τις μετρήσεις, και ειδικά στην διάταξη διπόλου-διπόλου, όπου ο λόγος σήματος προς θόρυβο είναι μικρός. Σε αντίθεση με τη διάταξη διπόλου-διπόλου, η διάταξη πολλαπλής βαθμίδας είναι αρκετά πιο αξιόπιστη σε αυτού του είδους περιβάλλοντα, κάτι που επιβεβαιώνεται από τις μετρήσεις, καθώς επηρεάστηκε ελάχιστα. Τα αποτελέσματα της αντιστροφής των φαινόμενων ειδικών αντιστάσεων για τις δυο διατάξεις δίνονται στα σχήματα 3-2 έως 3-5.

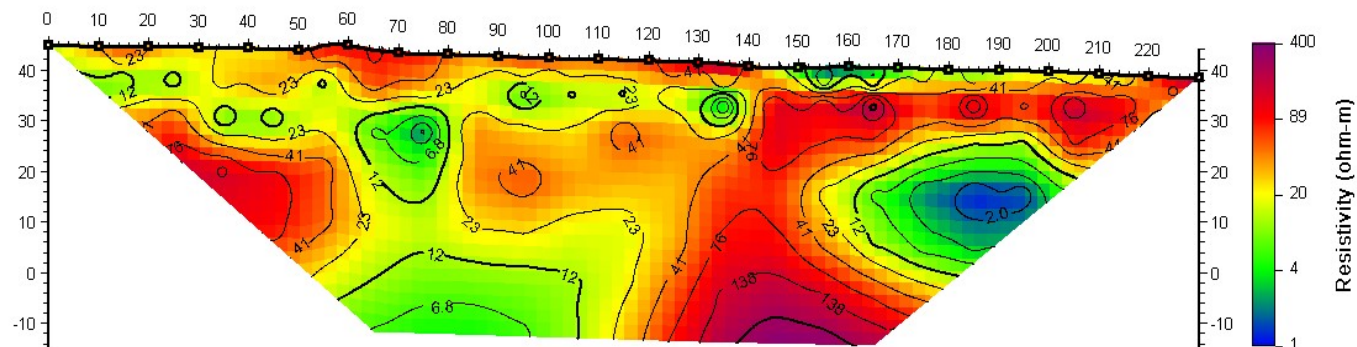
Όπως παρατηρούμε στις δυο τομές της τομογραφίας διπόλου-διπόλου, εμφανίζεται ένα αντιστατικό στρώμα (ερυθρές και ιώδεις αποχρώσεις) με αντιστάσεις από 40-600ohm-m. Εντονότερη εμφάνιση αυτού, σύμφωνα με την διάταξη πολλαπλής βαθμίδας, έχουμε στο δεξί τμήμα της τομής, με αντιστάσεις από 35-200(ohm-m). Τα μεγάλα σφάλματα που παρουσιάζουν τα μοντέλα στη διάταξη διπόλου-διπόλου οφείλονται κυρίως στην κακή ποιότητα των μετρήσεων, αλλά και στην πιθανή ύπαρξη έντονων μεταβολών της δομής του υπεδάφους στις τρεις διαστάσεις. Η γεωλογική ερμηνεία γίνεται στα αποτελέσματα της διάταξης διπόλου-διπόλου με τον κανόνα αντιστροφής L1 (Σχήμα 3-2).



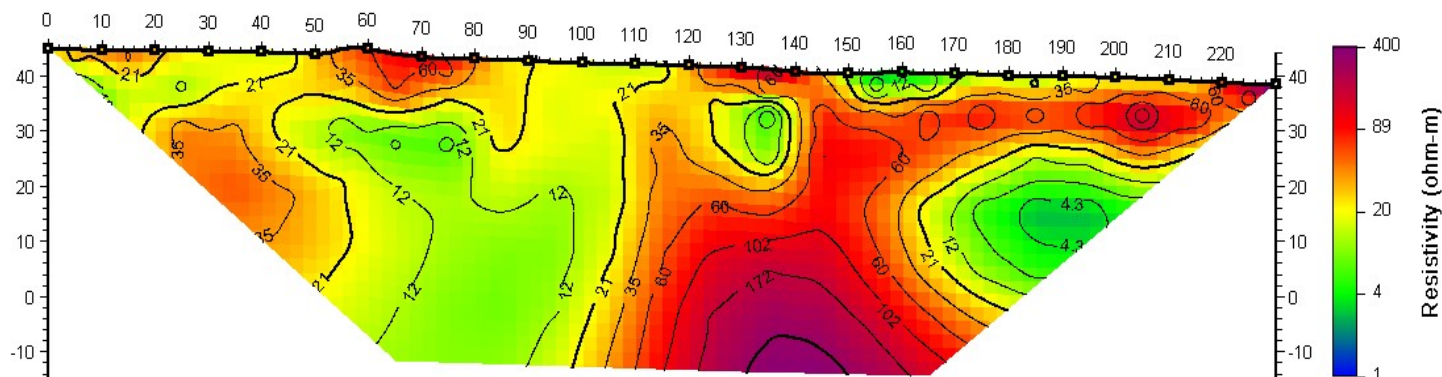
Σχήμα 3-2 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 1**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **142** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **26.1%**



Σχήμα 3-3 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 1**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **145** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **27.6%**



Σχήμα 3-4 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 1**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **536** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **8%**



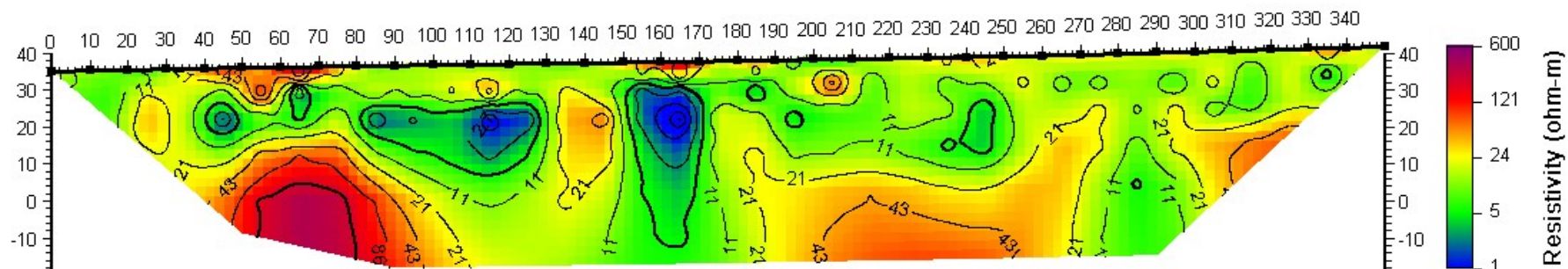
Σχήμα 3-5 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 1**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **538** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **8.9%**



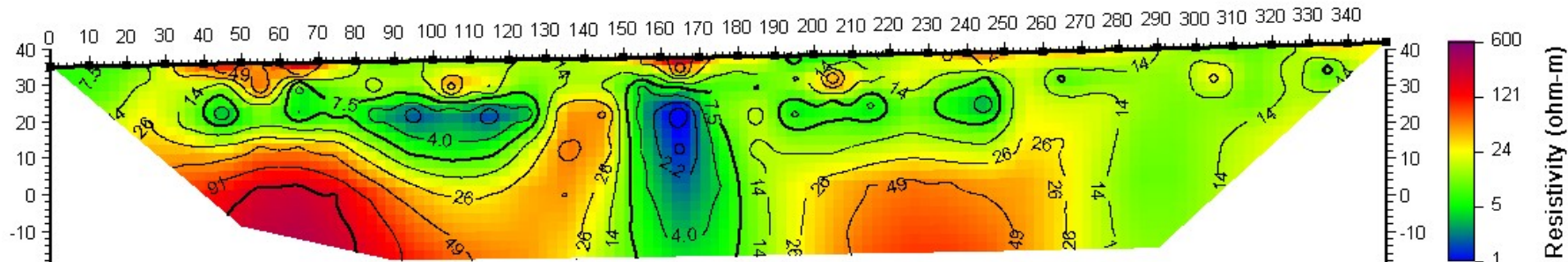
Η τομή 2 πραγματοποιήθηκε επίσης παράλληλα με την οδό Αγίου Δημητρίου, με την αρχή της να βρίσκεται στη μπροστά όψη του κτηρίου της Σχολής Γεωπονίας και το τέλος της απέναντι από την είσοδο του Πανεπιστημιακού Νοσοκομείου ΑΧΕΠΑ.

Η βελτίωση του ποσοστού αξιοποιήσιμων μετρήσεων στη διάταξη διπόλου-διπόλου οφείλεται στην επιλογή να μην ληφθούν μετρήσεις για αποστάσεις μεγαλύτερες από (3χα), δηλαδή οι μέγιστες αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος ΑΒ και δυναμικού ΜΝ ήταν 30 μέτρα. Ανάλογη ήταν και η μείωση των μετρήσεων στη διάταξη πολλαπλής βαθμίδας με συνέπεια την μείωση του βάθους διασκόπησης. Τα αποτελέσματα της αντιστροφής των φαινόμενων αντιστάσεων παρουσιάζονται στα σχήματα 3-6 έως 3-9.

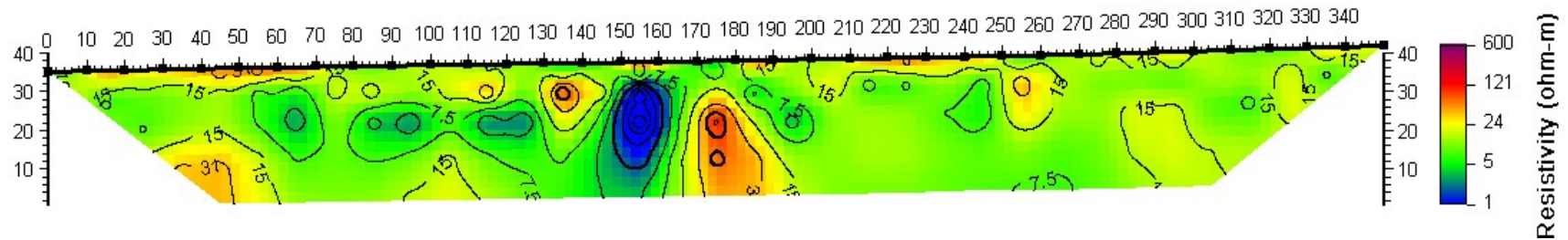
Και στις τέσσερις τομές κυριαρχεί ένα στρώμα χαμηλών αντιστάσεων κάτω των 15 ohm-m (πράσινες αποχρώσεις) και εντοπίζονται δυο περιοχές με αντιστάσεις μεγαλύτερες από 30 ohm-m (πορτοκαλί και κόκκινες αποχρώσεις) σε υψόμετρο 10 μέτρων στα αριστερά και 20 περίπου μέτρων στο κέντρο της τομής. Για την γεωλογική ερμηνεία επιλέχθηκε το μοντέλο που προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα L2 των μετρήσεων που λήφθηκαν με τη διάταξη διπόλου-διπόλου (Σχήμα 3-7).



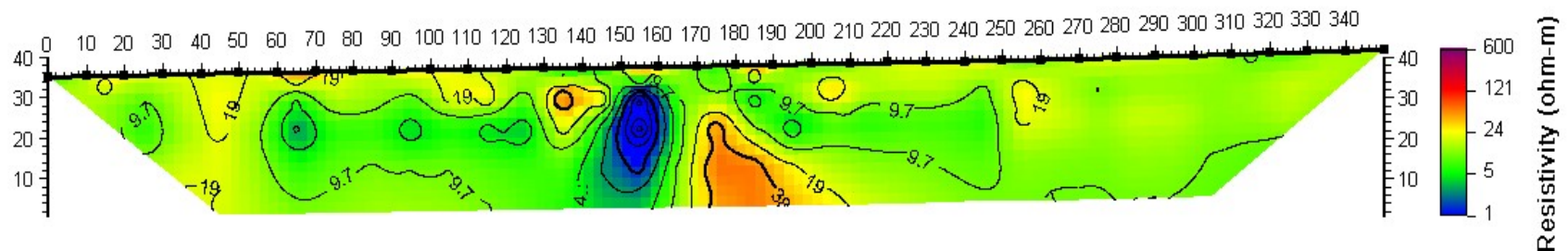
Σχήμα 3-6 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 2**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από 399 μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι 17.9%



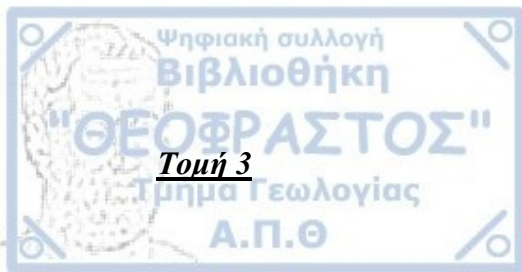
Σχήμα 3-7 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 2**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από 397 μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι 16.8%



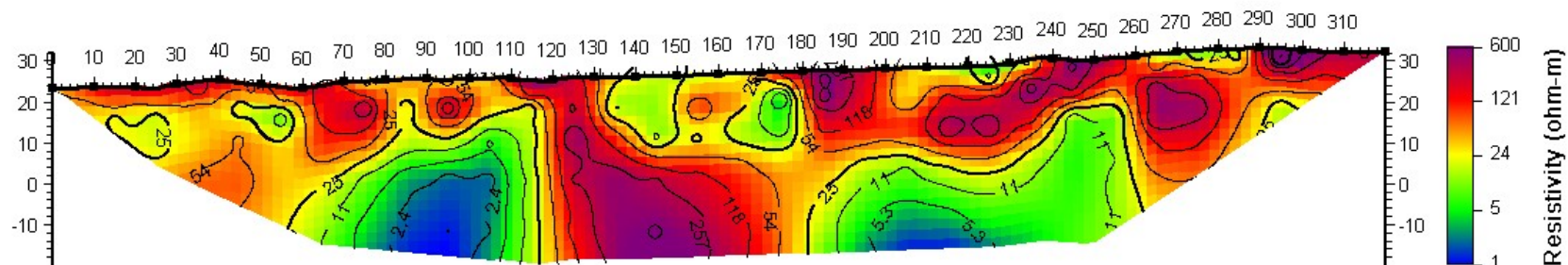
Σχήμα 3-8 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 2**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινομένων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **531** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **10%**



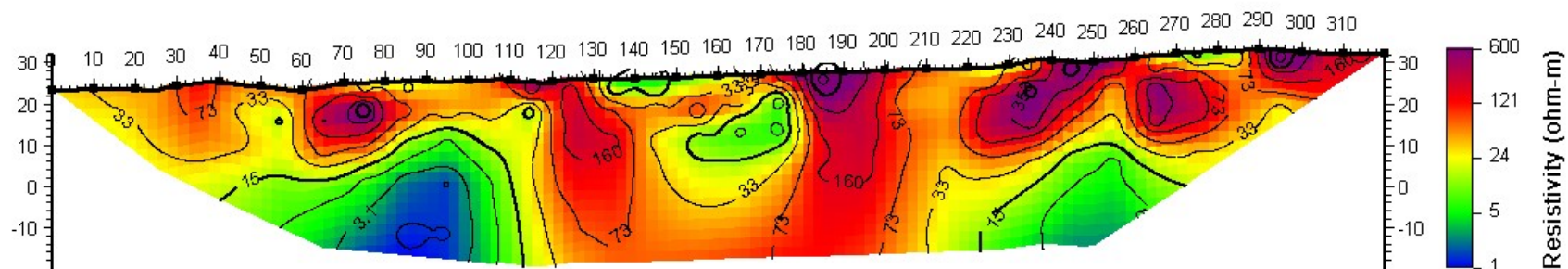
Σχήμα 3-9 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 2**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινομένων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **524** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **9.6%**



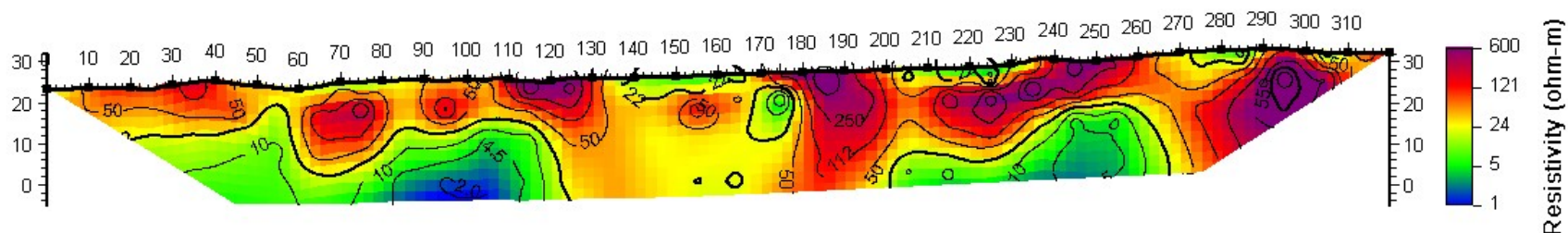
Η τομή 3 είναι παράλληλη με την οδό Εθνικής Αμύνης, με την αρχή της στο πάρκο της Φιλοσοφικής και τέλος στο νέο (γυάλινο) κτήριο της ΣΘΕ. Η κακή ποιότητα των μετρήσεων έχει ως συνέπεια τα μεγάλα σφάλματα των μοντέλων στα σχήματα 3-10 έως 3-13. Παρότι η εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων από την συγκεκριμένη τομή δεν είναι δυνατή, παρατηρούμε γενικά αντιστάσεις μεγαλύτερες από 50 ohm-m με επιφανειακή εμφάνιση σχεδόν στο σύνολο της τομής και μέσο πάχος 15 μέτρα.



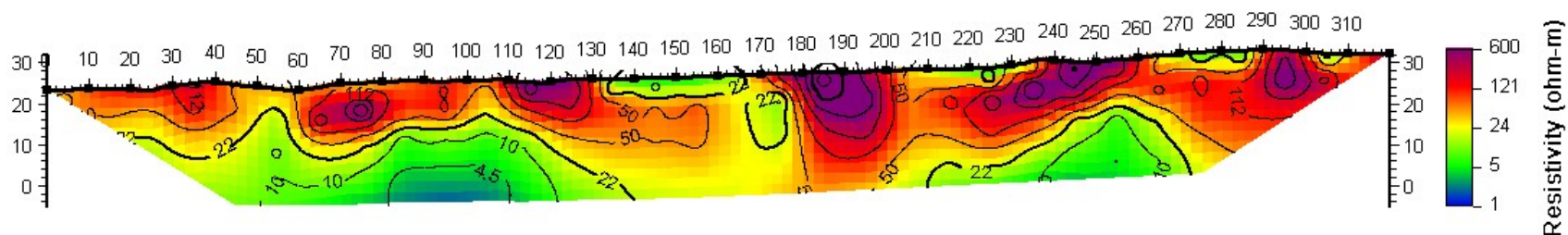
Σχήμα 3-10 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 3**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **226** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **27.7%**



Σχήμα 3-11 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 3**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **226** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **30.3%**



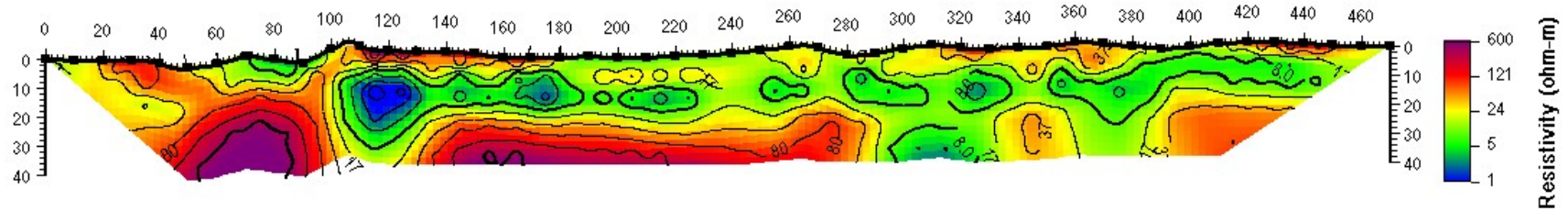
Σχήμα 3-12 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 3**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **421** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **20%**



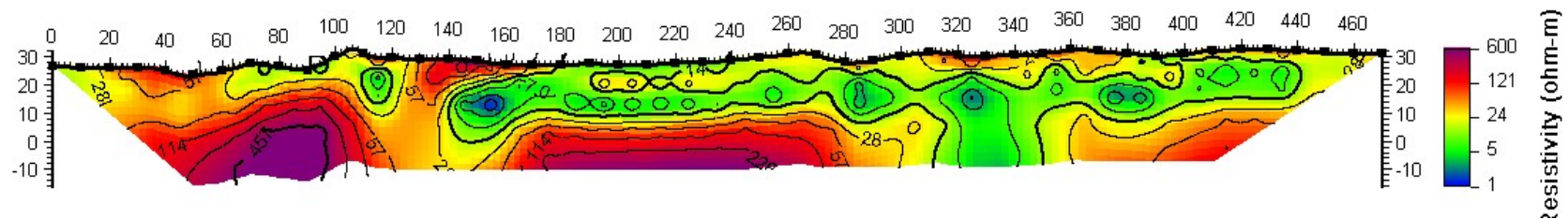
Σχήμα 3-13 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 3**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **421** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **21.8%**

Η μείωση των μέγιστων αποστάσεων των δίπολων για τις οποίες λαμβάνονταν μετρήσεις στις προηγούμενες τομές βελτίωσαν τη ποιότητα αυτών, χωρίς όμως ικανοποιητικά αποτελέσματα στην αξιοπιστία των μοντέλων των αντιστροφών και με περιορισμό του βάθους διασκόπησης. Έτσι στη τομή 4 λήφθηκαν μετρήσεις μέχρι 4χα, δηλαδή 40 μέτρα απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος για τη διάταξη διπόλου-διπόλου και μέγιστο ανάπτυγμα (AB) 460 μέτρα για τη διάταξη πολλαπλής-βαθμίδας. Το βάθος διασκόπησης και για τις δυο διατάξεις είναι τα 100 μέτρα για τη διάταξη διπόλου-διπόλου, όμως μόνο για τα 40 μέτρα μπορούν να εξαχθούν αξιόπιστα αποτελέσματα. Τα αποτελέσματα της επεξεργασίας παρουσιάζονται στα σχήματα 3-14 έως 3-17.

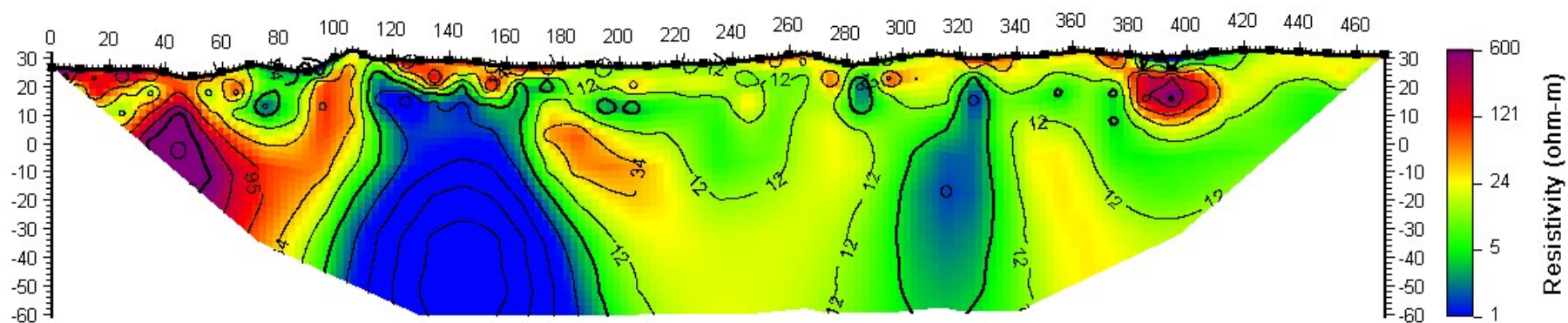
Στις δυο τομές που αφορούν τη διάταξη διπόλου-διπόλου παρατηρούμε ένα στρώμα χαμηλών αντιστάσεων κάτω των 10 ohm-m σε υψόμετρο από 10 έως 28 περίπου μέτρα και τρεις ορίζοντες στο δεξί τμήμα, στο κέντρο, και στο αριστερό τμήμα της τομής, σε υψόμετρο κάτω των 10 μέτρων, με αντιστάσεις από 25-300 ohm-m. Στη διάταξη πολλαπλής βαθμίδας οι ορίζοντες στο κέντρο και δεξί τμήμα της τομής εμφανίζονται με μικρότερες αντιστάσεις (15-35ohm-m), ενώ ο ορίζοντας στο αριστερό τμήμα επεκτείνεται μέχρι τα 20 μέτρα υψόμετρο και έχει αντιστάσεις από 30 έως πάνω από 100 ohm-m. Για την γεωλογική ερμηνεία επιλέχθηκε το μοντέλο που προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα L2 των μετρήσεων που λήφθηκαν με τη διάταξη διπόλου-διπόλου (Σχήμα 3-15).



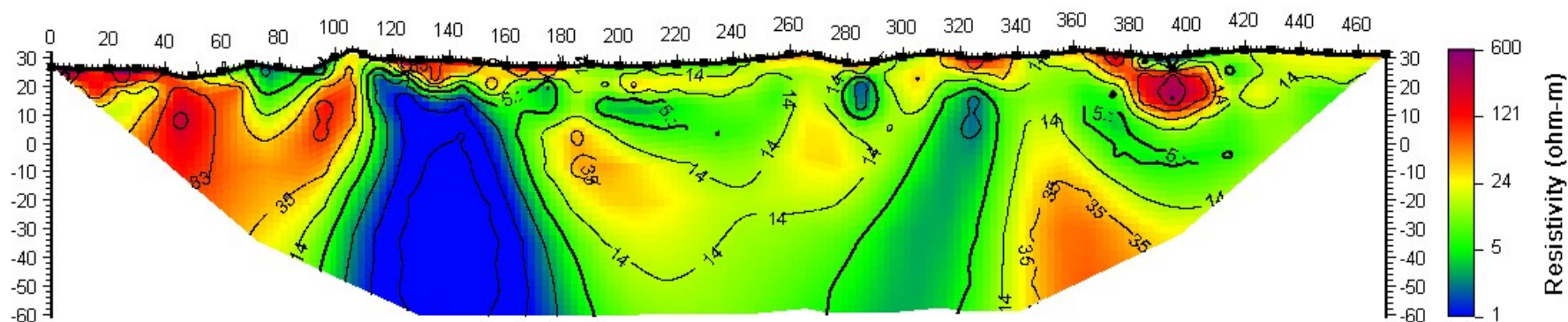
Σχήμα 3-14 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 4**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **275** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **23.5%**



Σχήμα 3-15 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 4**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **265** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **20.6%**



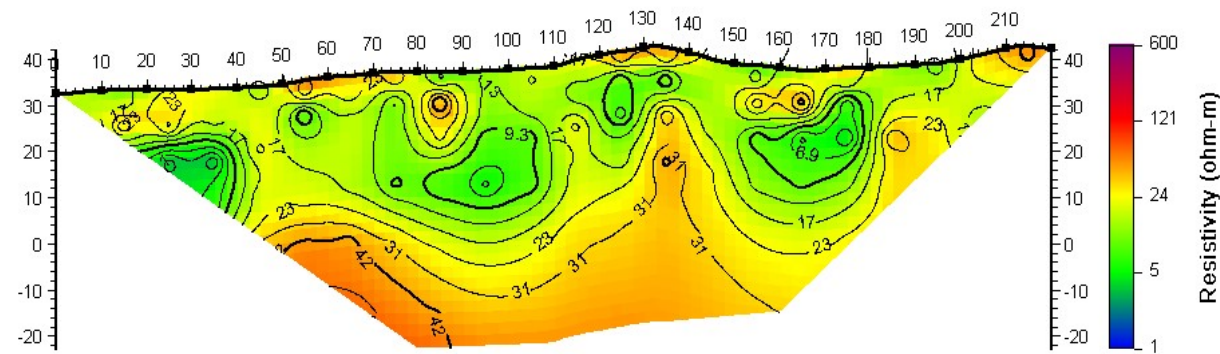
Σχήμα 3-16 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 4**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **1045** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **9.3%**



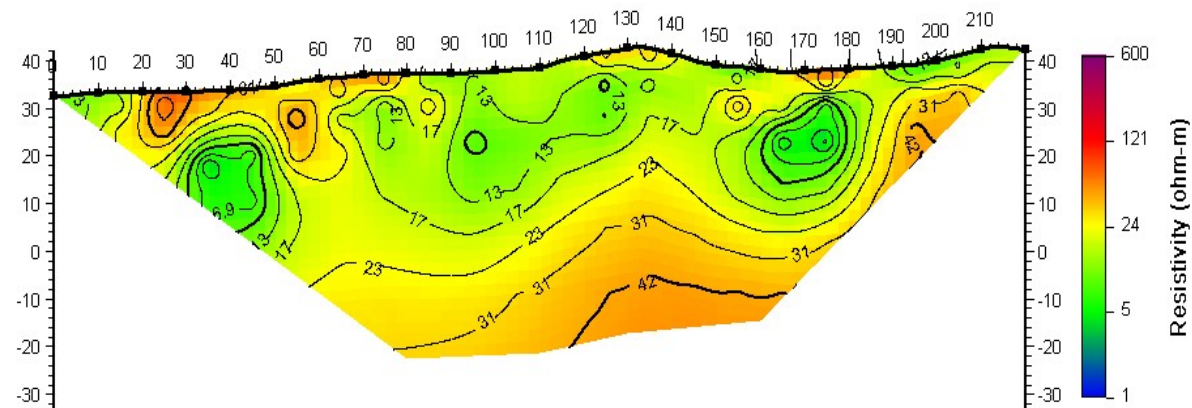
Σχήμα 3-17 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 4**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **1050** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **10.5%**



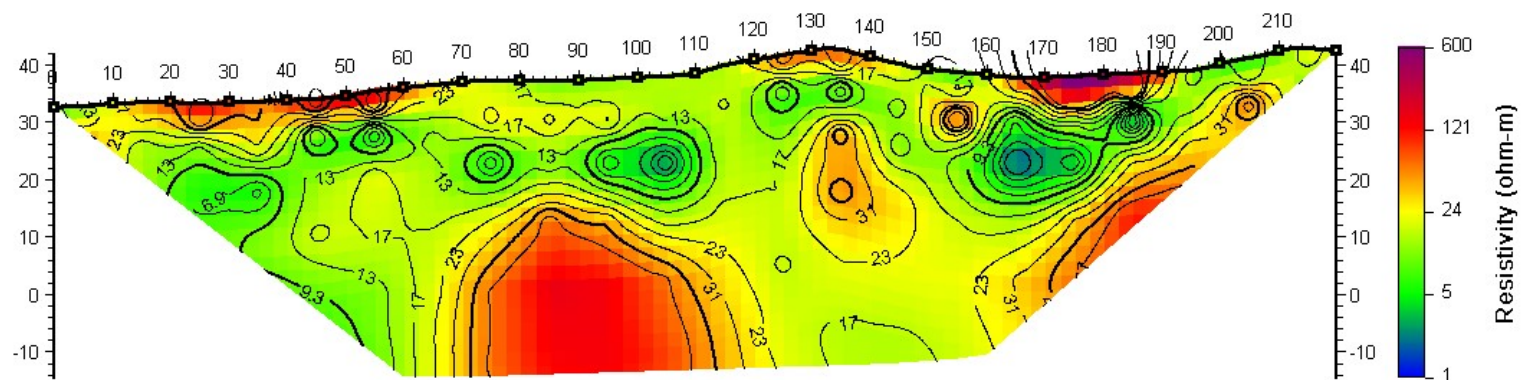
Η τομή 5 εκτείνεται από την Βιβλιοθήκη έως την Ιατρική Σχολή του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου. Στα αποτελέσματα των αντιστροφών που παρουσιάζονται στα σχήματα 3-18 έως 3-21 παρατηρούμε δύο ορίζοντες, ένα βαθύτερο με αντιστάσεις από 20-50 ohm-m και έναν υπερκείμενο σε αυτόν με αντιστάσεις μικρότερες των 10 ohm-m. Η γεωλογική ερμηνεία δίνεται στα αποτελέσματα της αντιστροφής με τον κανόνα L2 των μετρήσεων που λήφθηκαν με την διάταξη πολλαπλής-βαθμίδας (Σχήμα 3-21).



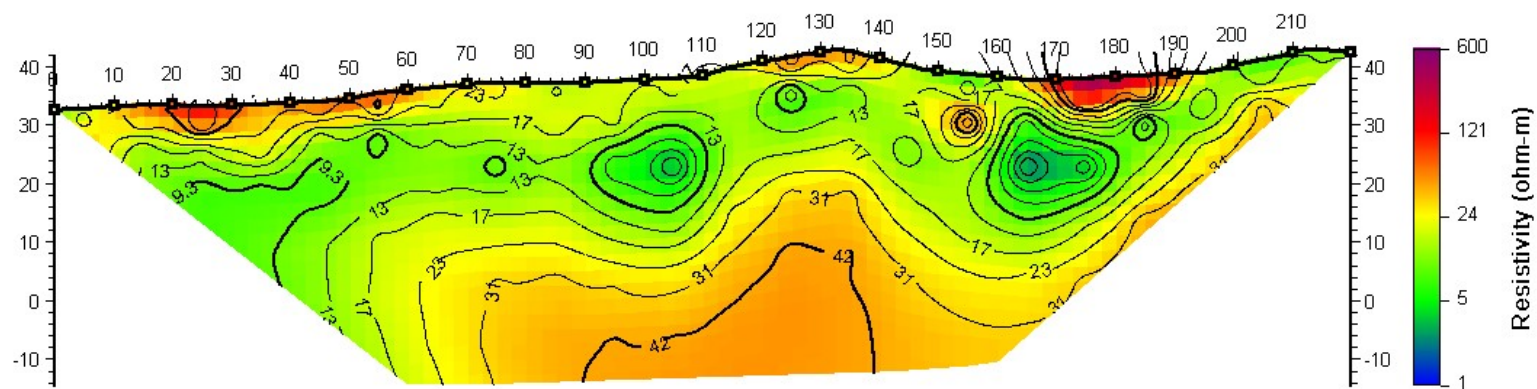
Σχήμα 3-18 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 5**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **174** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **9.8%**



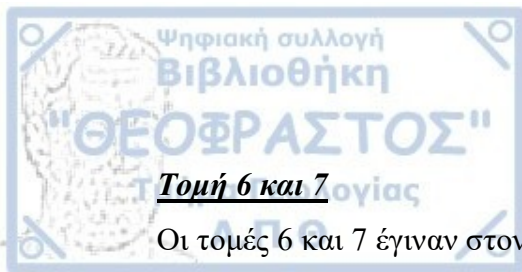
Σχήμα 3-19 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 5**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **167** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **9.5 %**



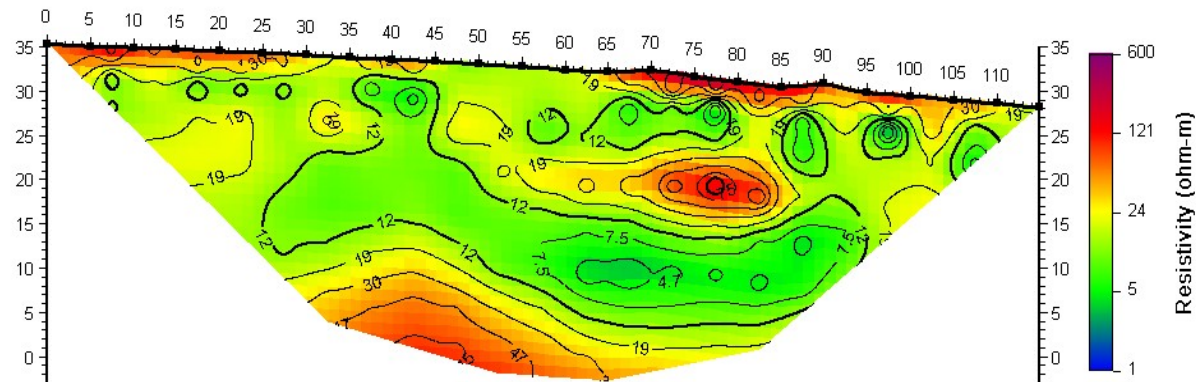
Σχήμα 3-20 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 5**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **450** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **5.4%**



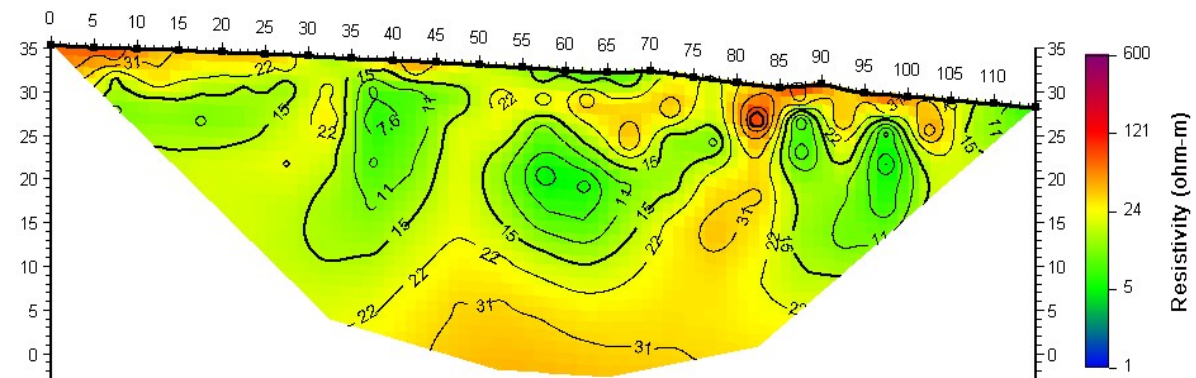
Σχήμα 3-21 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 5**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **466** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **7.1%**



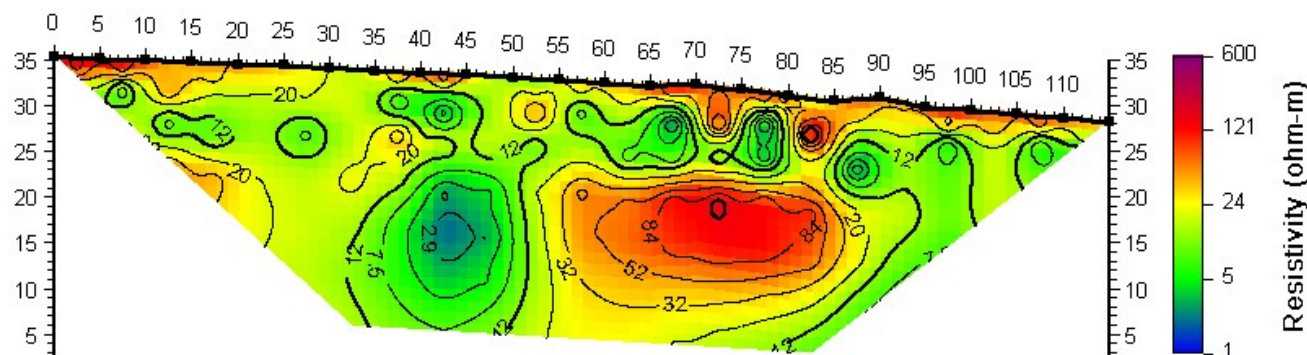
Οι τομές 6 και 7 έγιναν στον προαύλιο χώρο που περιβάλλει το Μετεωροσκοπείο και, όπως φαίνεται στο σχήμα 3-1, οι δυο τομές έχουν κοινό πέρας. Στα μοντέλα των αντιστάσεων στα σχήματα 3-22 έως 3-25, που αφορούν την τομή 6, παρατηρούμε ένα στρώμα με χαμηλές αντιστάσεις (κάτω των 10 ohm-m) και ένα στρώμα με αντιστάσεις πάνω από 20ohm-m. Στα σχήματα 3-26 έως 3-29 της τομής 7 παρατηρούμε το ίδιο στρώμα χαμηλών αντιστάσεων (<10ohm-m), εντοπίζεται όμως και ένα «όγκος» στο δεξί τμήμα της τομής με αντιστάσεις έως και 300 ohm-m. Η γεωλογική ερμηνεία για την Τομή 6 γίνεται στα αποτελέσματα του σχήματος 3-22 (διάταξη διπόλου-διπόλου, L1 norm) και για την Τομή 7 στα αποτελέσματα του σχήματος 3-29 (διάταξη πολλαπλής-βαθμίδας, L2 norm).



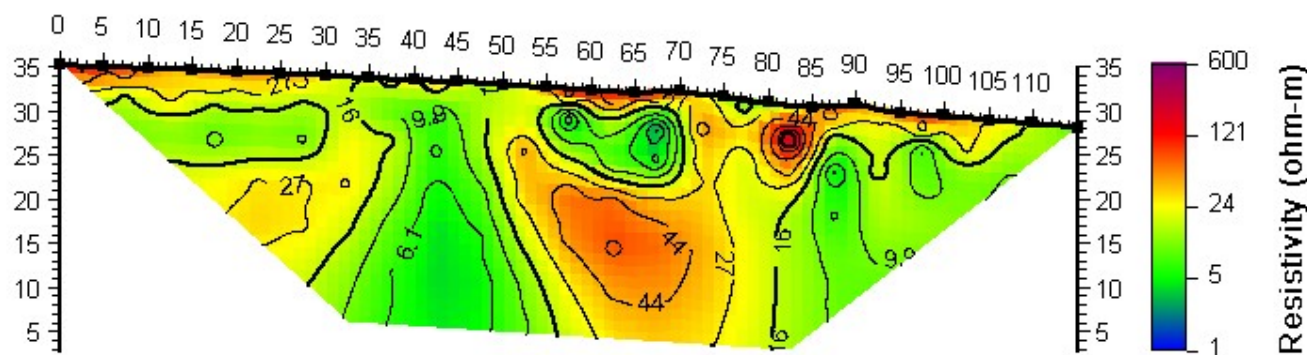
Σχήμα 3-22 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 6**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **341** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **14.1%**



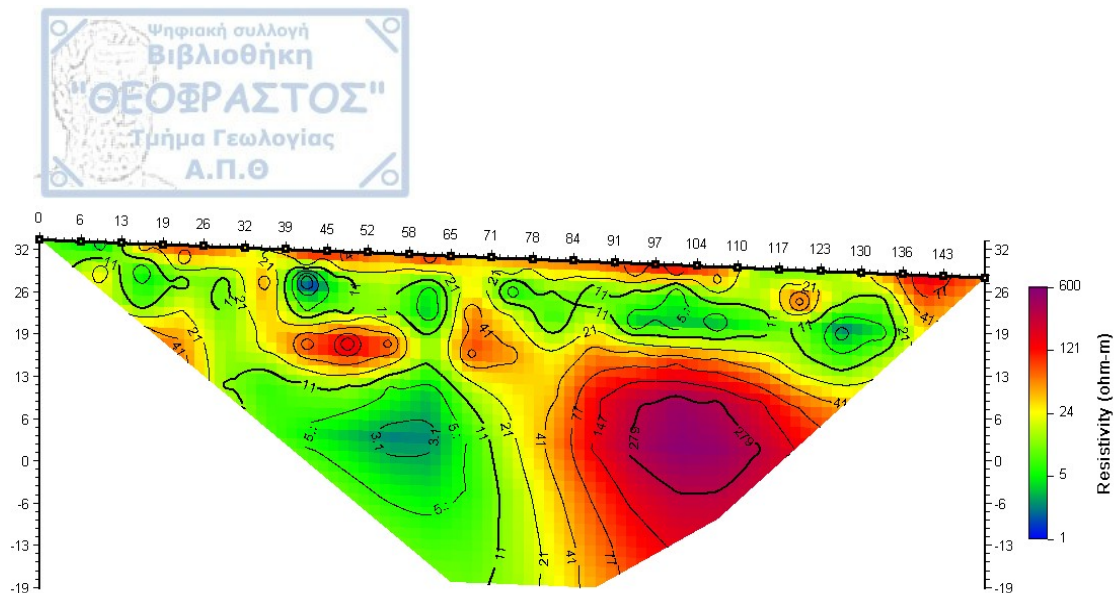
Σχήμα 3-23 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 6**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **356** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **16.9 %**



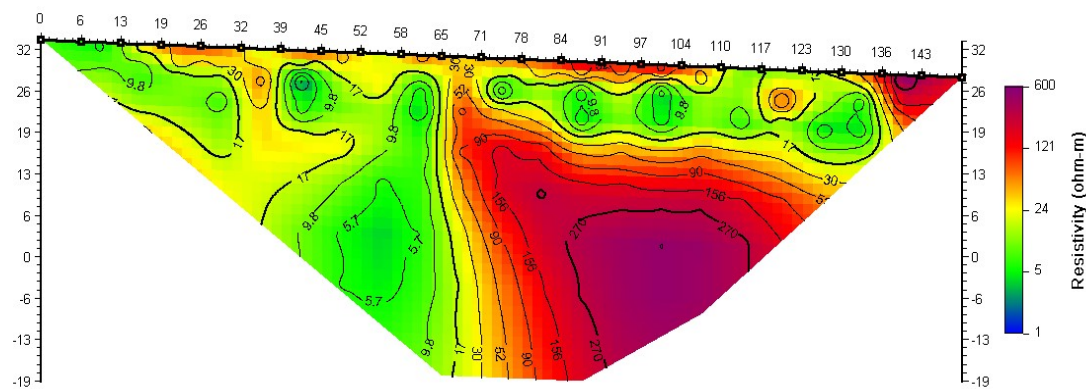
Σχήμα 3-24 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 6**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **579** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **11.2%**



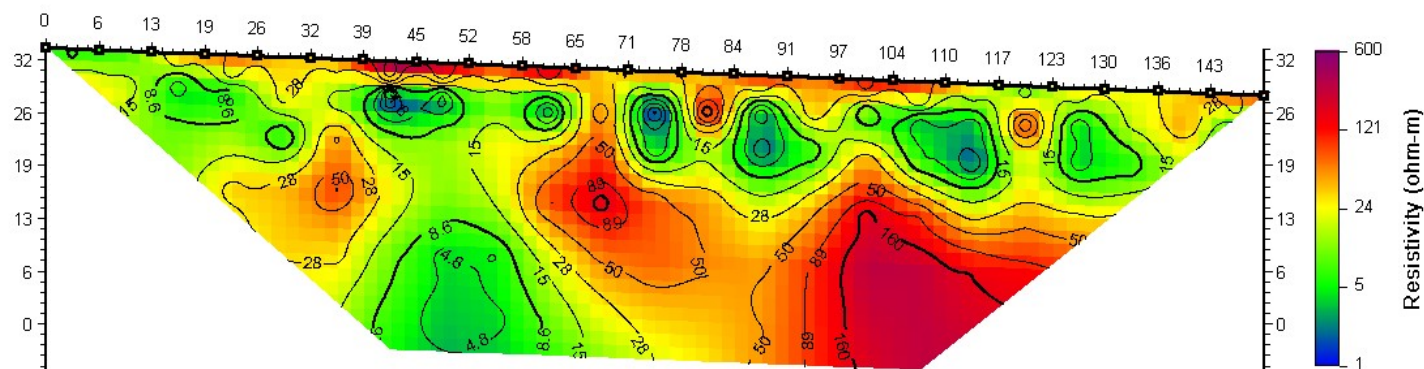
Σχήμα 3-25 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 6**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **580** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **12%**



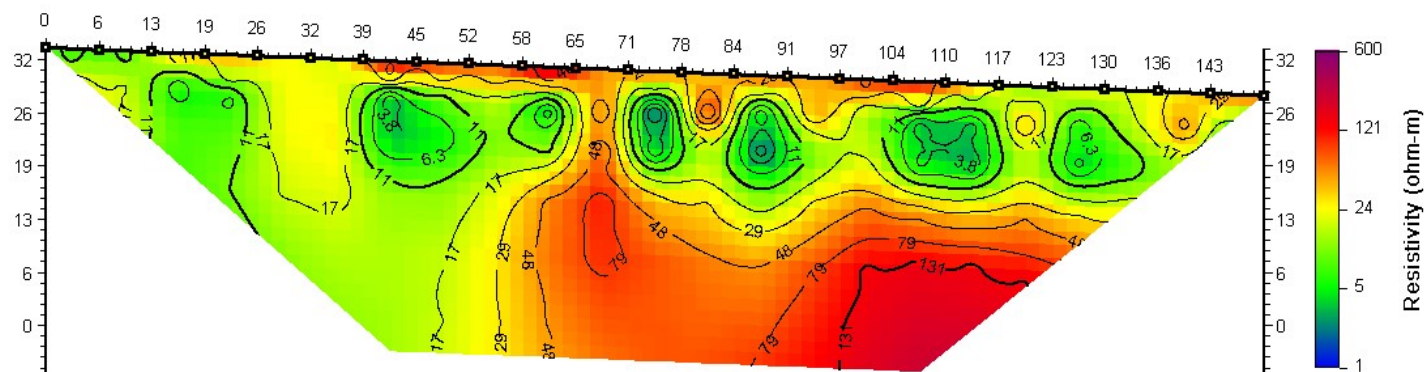
Σχήμα 3-26 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 7**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **292** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **19.2%**



Σχήμα 3-27 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 7**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **296** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **17.1%**



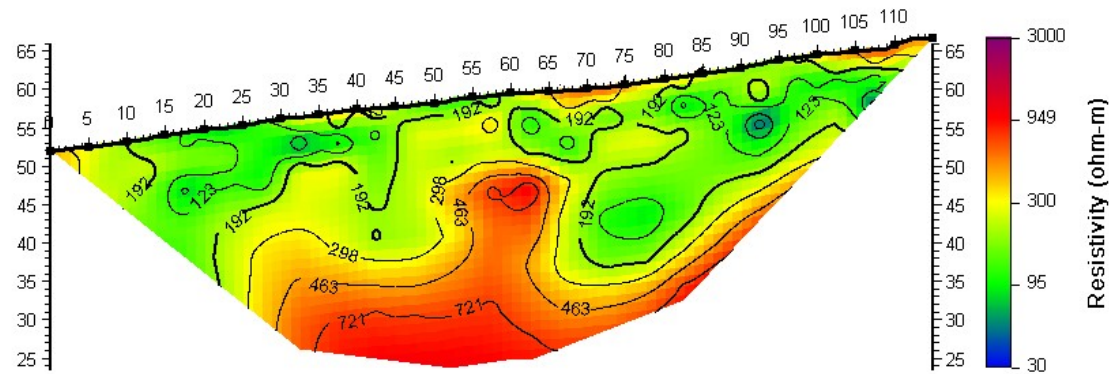
Σχήμα 3-28 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 7**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **544** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **12.3%**



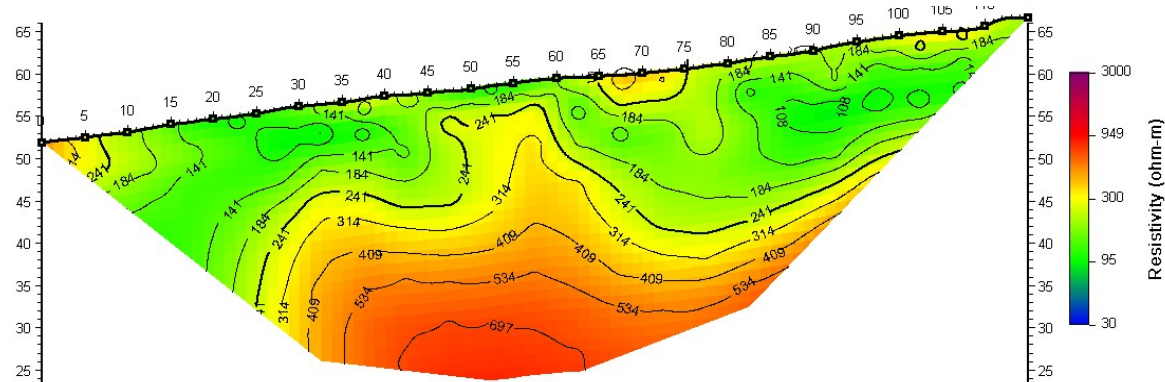
Σχήμα 3-29 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 7**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **544** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **12.3%**



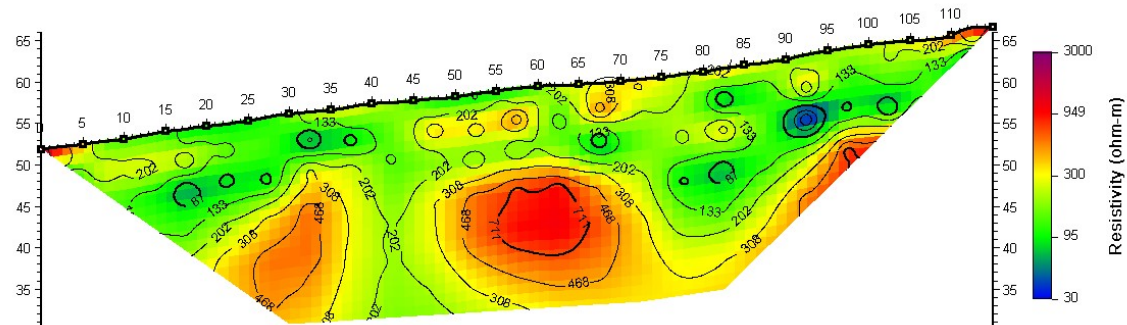
Η τομή 8 έγινε βόρεια από την οδό Αγίου Δημητρίου, μέσα στο πάρκο που βρίσκεται δίπλα στο Τελλόγλειο Ίδρυμα Τεχνών, στην περιοχή όπου έχουμε επιφανειακή εμφάνιση του γενευσιακού υποβάθρου. Στόχος ήταν η μελέτη/βαθμονόμηση των γεωφυσικών χαρακτηριστικών του σχηματισμού αυτού, τόσο γιατί ενδιαφέρουν οι ιδιότητες αυτές, όσο και για την καλύτερη ερμηνεία των υπόλοιπων γεωφυσικών τομών. Η ποιότητα των μετρήσεων και για τις δυο διατάξεις ήταν εξαιρετική. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στα σχήματα 3-29 έως 3-32, και παρουσιάζουν σημαντικά υψηλότερες αντιστάσεις από τις προηγούμενες τομές, με τιμές από περίπου 100 έως 1000 ohm-m. Γενικά παρατηρείται βαθμιαία αύξηση των αντιστάσεων με το βάθος, με εξαίρεση κάποιες υψηλές τιμές σε τμήματα σε μικρά βάθη από την επιφάνεια. Για την γεωλογική ερμηνεία επιλέχθηκαν τα αποτελέσματα του σχήματος 3-31 (διάταξη διπόλου-διπόλου, L2 norm).



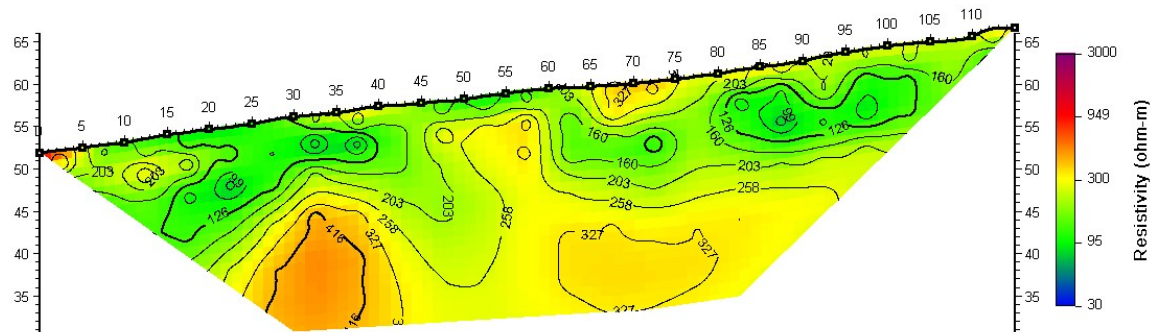
Σχήμα 3-30 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 8**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινομένων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **407** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **2.2%**



Σχήμα 3-31 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 8**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινομένων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **407** μετρήσεις με την διάταξη **διπόλου-διπόλου**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **2.7%**



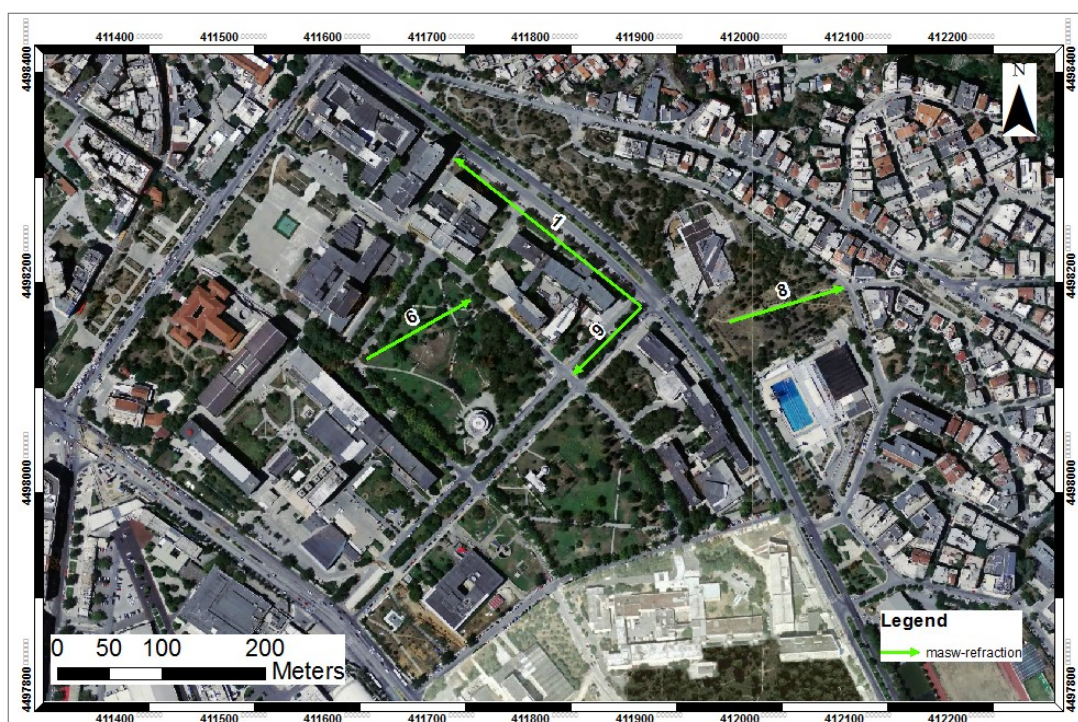
Σχήμα 3-32 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 8**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L1 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **609** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **1.8%**



Σχήμα 3-33 Μοντέλο ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους για την **Τομή 8**, όπως προέκυψε από την αντιστροφή με τον κανόνα **L2 (norm)** των φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν από **609** μετρήσεις με την διάταξη **πολλαπλής-βαθμίδας**. Το σφάλμα του μοντέλου είναι **2.5%**

3.3 Αποτελέσματα μετρήσεων MASW (πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων) και σεισμικής διάθλασης.

Στην ίδιες θέσεις που έγιναν οι τομές ηλεκτρικής τομογραφίας υπ αριθμ. 1, 6 και 8, καθώς και στο βόρειο τμήμα παλαιότερης γεωηλεκτρικής τομής στην είσοδο του ΑΠΘ από την οδό Αγ. Δημητρίου στο ύψος του Τελλογλείου (Anthymidis et al., 2015), εφαρμόστηκαν οι μέθοδοι της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) και της σεισμικής διάθλασης, όπως φαίνεται και στο σχήμα 3-34.



Σχήμα 3-34 Απόσπασμα ορθοφωτοχάρτη Κτηματολογίου, στο οποίο σημειώνονται οι θέσεις που εφαρμόστηκαν οι μέθοδοι της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) και της σεισμικής διάθλασης.

Στον πίνακα 3-2 δίνονται τα βασικά χαρακτηριστικά των διατάξεων με τις οποίες λήφθηκαν οι μετρήσεις. Οι πληροφορίες αυτές είναι ο αριθμός των γεωφώνων, οι αποστάσεις μεταξύ τους, οι θέσεις του πρώτου και του τελευταίου γεωφώνου, καθώς και ο αριθμός των πηγών, το βήμα μετακίνησής τους, αλλά και οι θέσεις της πρώτης και της τελευταίας πηγής.

Πίνακας 3-2. Βασικά χαρακτηριστικά εκτελέσεις των μετρήσεων για τη μέθοδο MASW και τη μέθοδο σεισμικής διάθλασης.

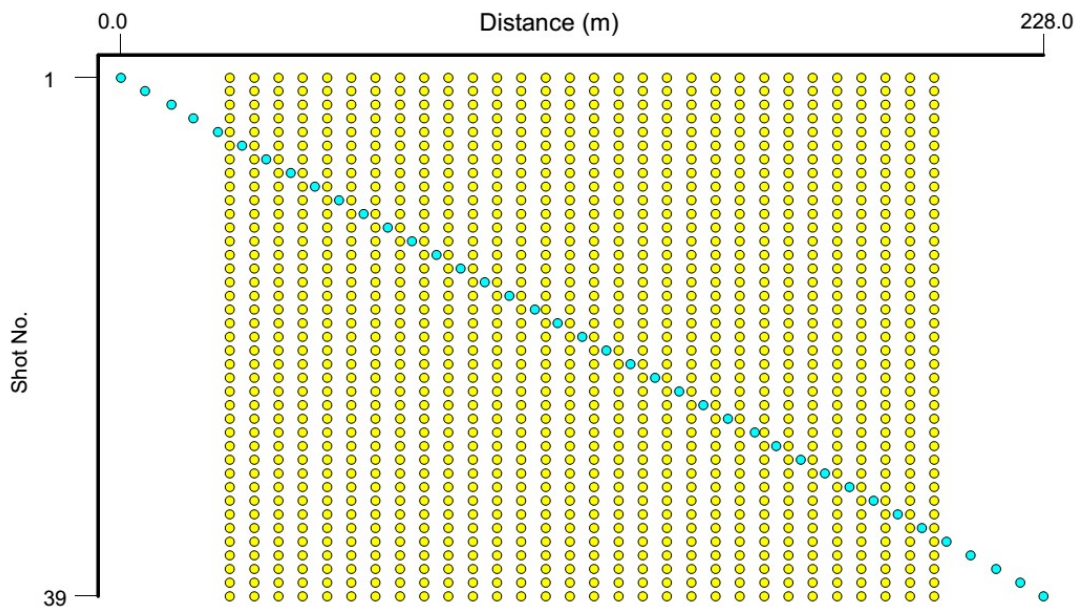
Τομή	N _G	Δ _x (m)	F _G (m)	L _G (m)	N _s	Δ _s (m)	F _s (m)	L _s (m)
1	30	6	27	201	39	6	0	228
6	30	3	16	103	21	6	0	120
8	24	4	14	106	31	4	0	119
9	30	4	0	92	30	4	-7	109
N _G =Αριθμός γεωφώνων, Δ _x =Απόσταση γεωφώνων, F _G =Θέση πρώτου γεωφώνου, L _G =Θέση τελευταίου γεωφώνου, N _s =Αριθμός Πηγών, Δ _s =Μετακίνηση Πηγών, F _s =Θέση πρώτης πηγής, L _s =Θέση τελευταίας πηγής								

Τομή 1

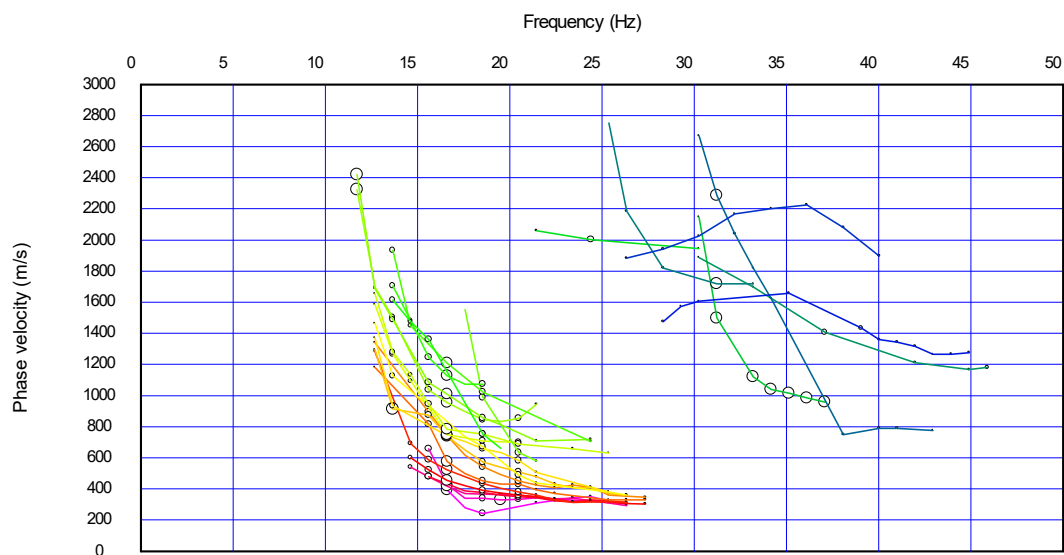
MASW: Η γεωμετρία της διάταξης της τομής 1 παρουσιάζεται στο σχήμα 3-35. Στο σχήμα 3-36 δίνεται το σύνολο των καμπυλών διασποράς για τις 28 θέσεις κοινού μέσου (Common Mid-Point, cmp από εδώ και πέρα), στο οποίο παρατηρούμε έντονη διαφοροποίηση στις ταχύτητες φάσης. Για την ποιοτική χωροθέτηση και ανάδειξη αυτής της διαφοροποίησης παρουσιάζονται στα σχήματα 3-37 και 3-38 οι πρώτες και οι τελευταίες πέντε καμπύλες διασποράς που αφορούν τα (cmp) στα μέτρα 33-57 και 159-183. Είναι σαφές ότι οι ταχύτητες φάσης στο διάστημα 159-183μ είναι πολύ μεγαλύτερες από αυτές στο διάστημα 33-57μ. Η διαφορά αυτή, αποτυπώνεται και στο μοντέλο των ταχυτήτων των S-κυμάτων του σχήματος 3-39, το οποίο προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς.

Διάθλαση: Στο σχήμα 3-40 παρουσιάζονται οι καμπύλες χρόνων-διαδρομής των πρώτων αφίξεων, οι οποίες και εμφανίζουν επίσης σημαντική διαφοροποίηση στην κλίση στα δύο άκρα της τομής. Τα δύο μοντέλα ταχυτήτων P-κυμάτων που παρήχθησαν με την αντιστροφή των χρόνων διαδρομής θεωρώντας την παρουσία οριζοντίων στρωμάτων με μεταβαλλόμενο πάχος (Σχήμα 3-41) και την τομογραφική αντιστροφή (Σχήμα 3-42), εντοπίζουν τρία στρώματα, το βαθύτερο με υψηλή ταχύτητα 3.5km/sec που βυθίζεται προς το αριστερό τμήμα της τομής, πάνω από αυτό ένα στρώμα με τα-

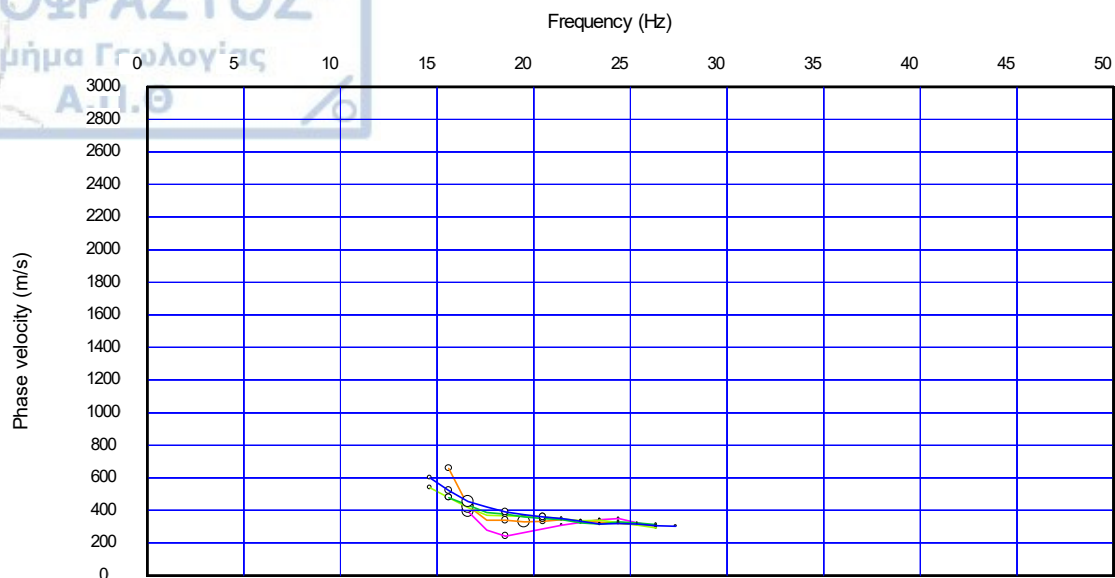
χύτητα 1.8km/sec που παραπέμπει σε κορεσμένη ζώνη ιζημάτων, και επιφανειακά ένα στρώμα χαμηλών ταχυτήτων (ακόρεστα ιζήματα) με ταχύτητα 0.4km/sec.



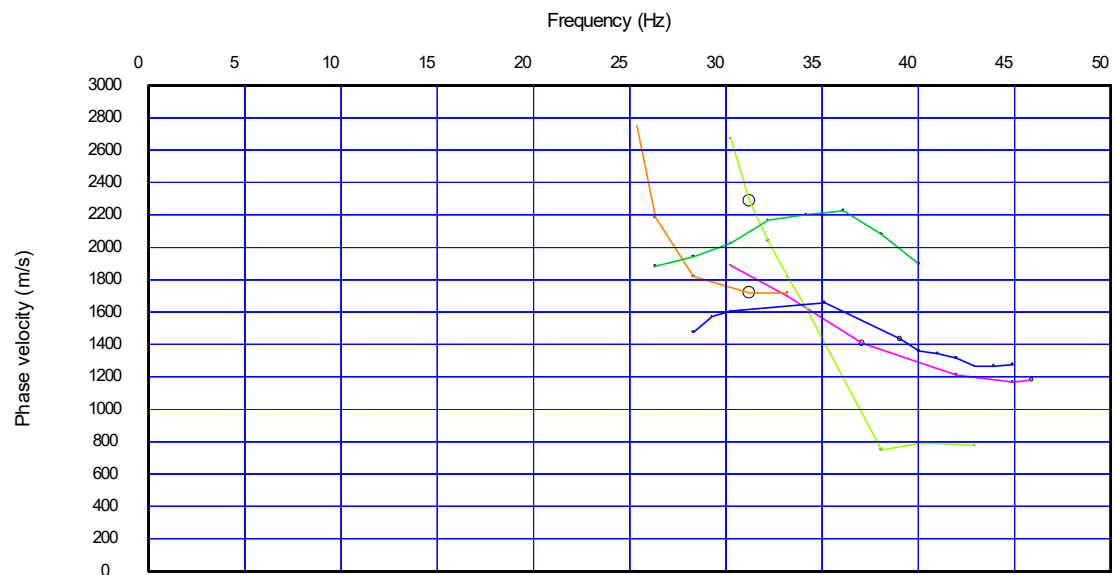
Σχήμα 3-35 Γεωμετρία διάταξης με την οποία λήφθηκαν οι μετρήσεις MASW και διάθλασης για την Τομή 1. Με μπλε σημεία παρουσιάζονται οι θέσεις των πηγών, ενώ με κίτρινα σημεία οι θέσεις των γεωφώνων.



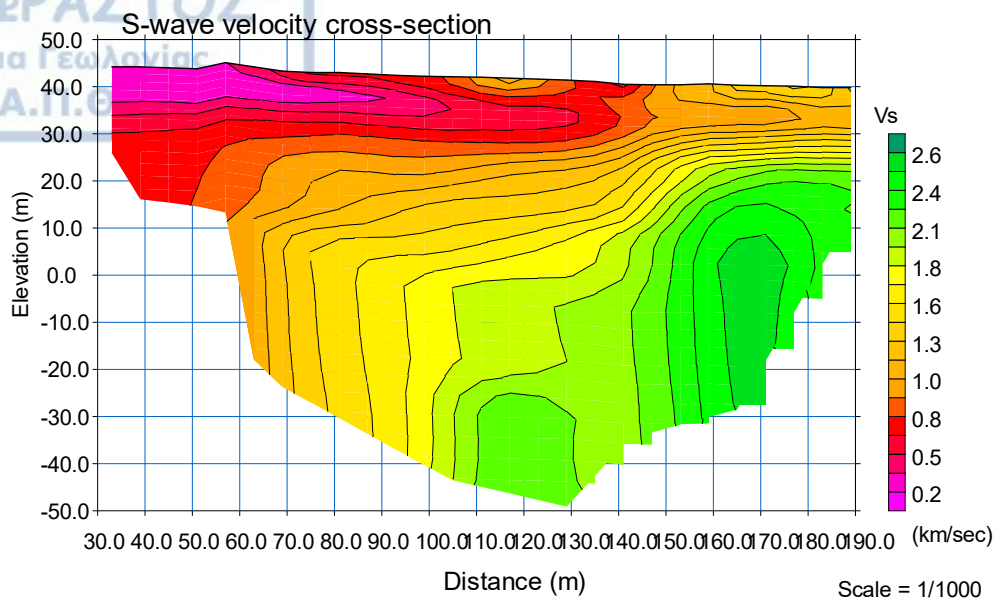
Σχήμα 3-36 Καμπύλες διασποράς για τις 28 θέσεις κοινού μέσου (cmp) της Τομής 1.



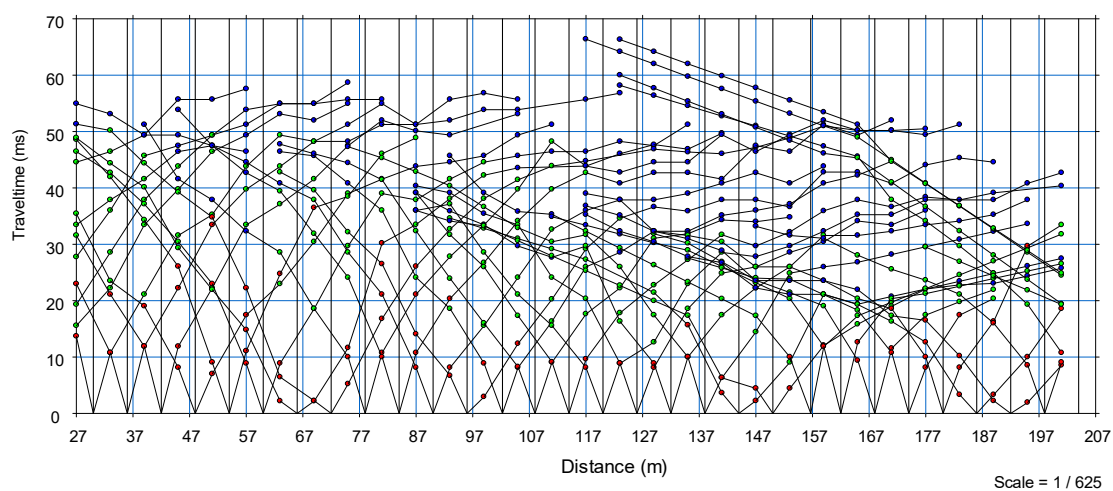
Σχήμα 3-37 Οι 5 πρώτες καμπύλες διασποράς για τα cmr 33-57μ της Τομής 1.



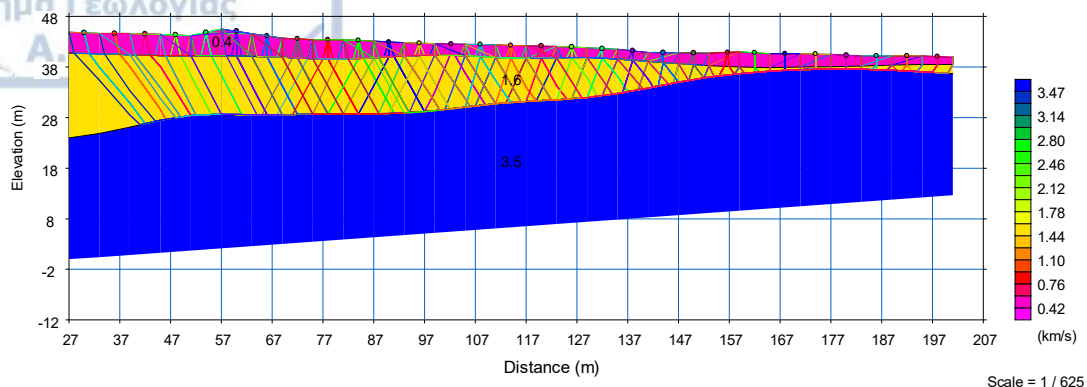
Σχήμα 3-38 Οι τελευταίες 5 καμπύλες διασποράς για τα cmr 159-183μ της Τομής 1.



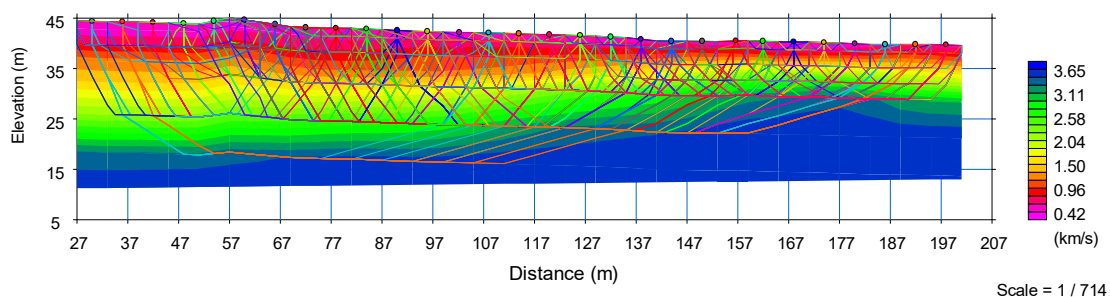
Σχήμα 3-39 Μοντέλο των ταχυτήτων των S-κυμάτων στην Τομή 1, όπως προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς του σχήματος 3-36. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα του μοντέλου είναι 5.7%.



Σχήμα 3-40 Καμπύλες χρόνων διαδρομής P κυμάτων της Τομής 1.



Σχήμα 3-41 Μοντέλο ταχυτήτων των P-κυμάτων στην Τομή 1, όπως προέκυψε από την αντίστροφη των χρόνων διαδρομής με τη θεώρηση οριζοντίων στρωμάτων μεταβλητού πάχους (Time-Term inversion). Διακρίνονται και οι διαδρομές των διαθλώμενων και απευθείας σεισμικών ακτινών.

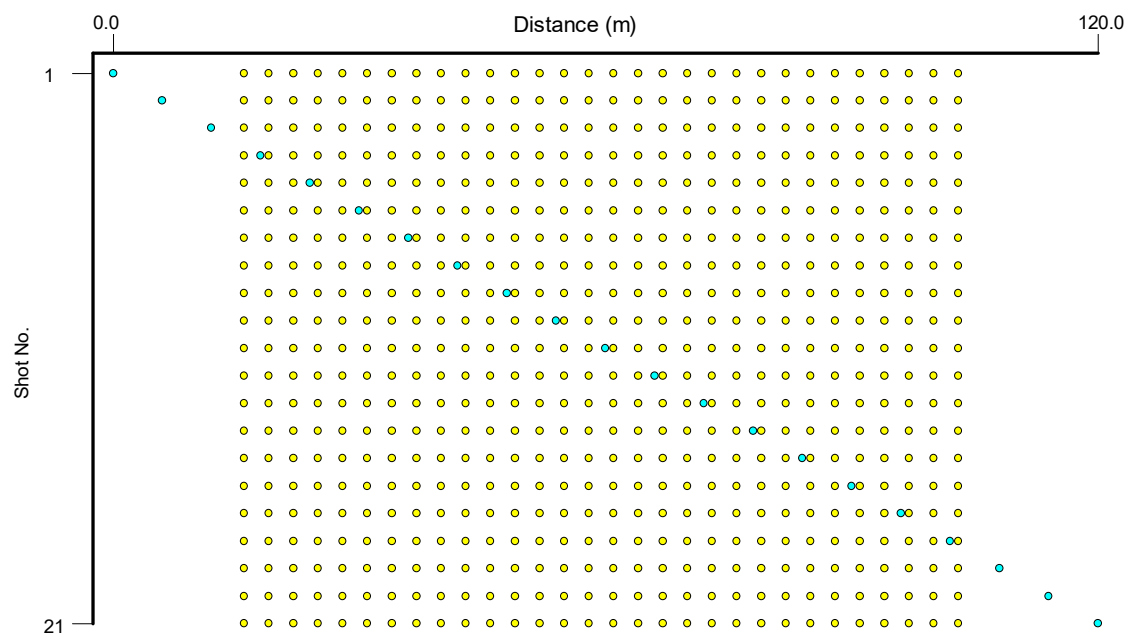


Σχήμα 3-42 Μοντέλο ταχυτήτων των P-κυμάτων στην Τομή 1, όπως προέκυψε από την τομογραφική αντίστροφη των χρόνων διαδρομής. Διακρίνονται και οι διαδρομές των διαθλώμενων και απευθείας σεισμικών ακτινών.

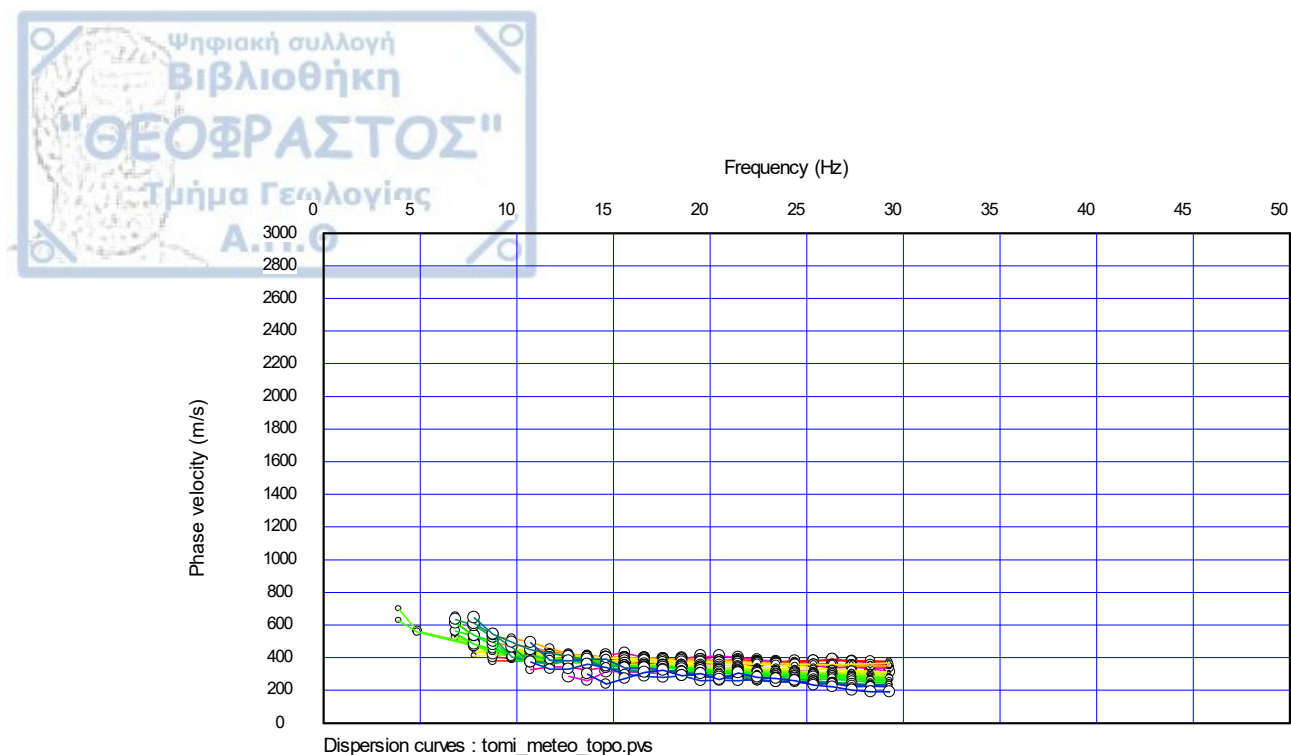
Τομή 6

MASW: Η γεωμετρία της διάταξης με την οποία λήφθηκαν οι μετρήσεις περιγράφεται στο σχήμα 3-43. Για την ανάλυση παρήχθησαν 27 καμπύλες διασποράς σε διαδοχικά cmr, οι οποίες φαίνονται στο σχήμα 3-44. Από την αντιστροφή αυτών των καμπύλων προέκυψε το μοντέλο ταχυτήτων του σχήματος 3-45. Στο μοντέλο αυτό παρατηρούμε βαθμιαία αύξηση της ταχύτητας των S-κυμάτων με το βάθος, από τιμές περίπου 200m/sec στην επιφάνεια, σε ~700m/sec σε βάθος 40 μέτρων.

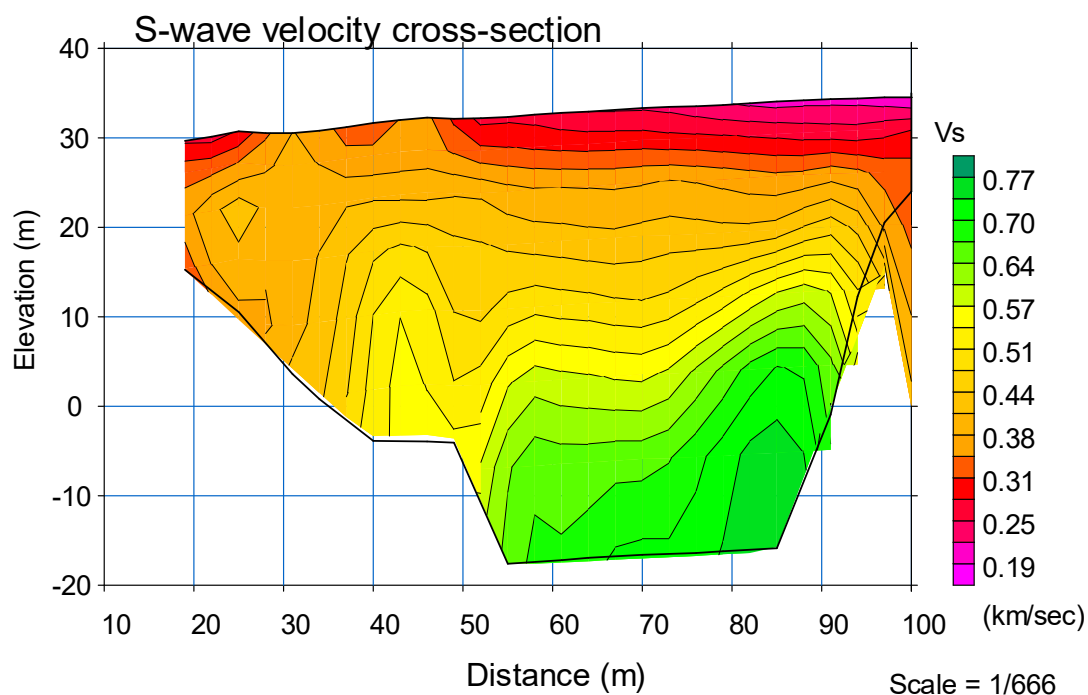
Διάθλαση: Από την επεξεργασία των χρόνων διαδρομής των P κυμάτων (Σχήμα 3-46), παρήχθηκε το μοντέλο ταχυτήτων των P-κυμάτων του σχήματος 3-47, όπου εμφανίζεται ένα επιφανειακό στρώμα με ταχύτητα $\sim 300\text{m/sec}$, κάτω από το οποίο, υπάρχει ένα κορεσμένο στρώμα με ταχύτητα 1.3km/sec , ενώ σε βάθος 10 περίπου μέτρων ένα ακόμα στρώμα με ταχύτητα 1.9km/sec . Η τομογραφική αντιστροφή, εντοπίζει και ένα τέταρτο στρώμα σε βάθος 23 μέτρων με ακόμα μεγαλύτερη ταχύτητα, $\sim 2.9\text{km/sec}$ (Σχήμα 3-48).



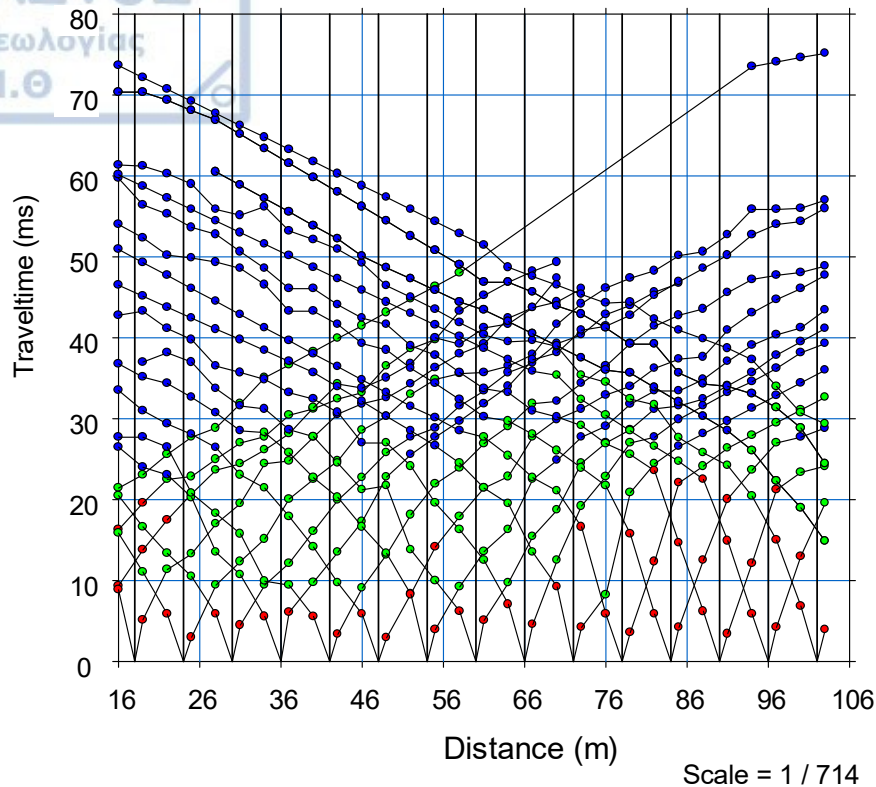
Σχήμα 3-43 Γεωμετρία διάταξης με την οποία λήφθηκαν οι μετρήσεις MASW και διάθλασης για την Τομή 6. Με μπλε σημεία σημειώνονται οι θέσεις των πηγών, ενώ με κίτρινα σημεία οι θέσεις των γεωφώνων.



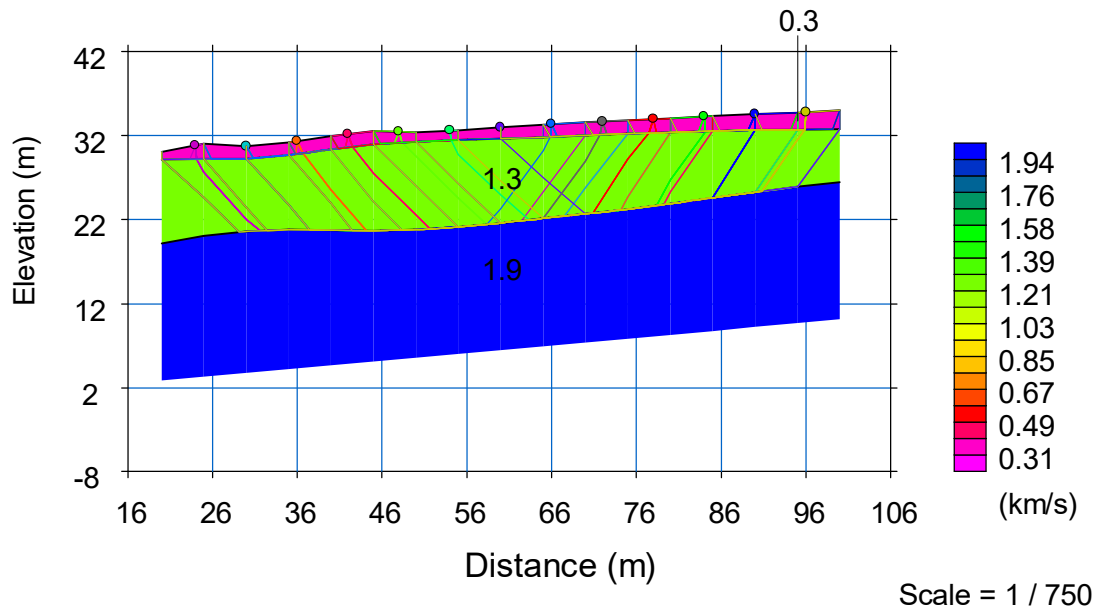
Σχήμα 3-44 Καμπύλες διασποράς για τις 27 θέσεις κοινού μέσου σημείου (*cmp*) της Τομής 6.



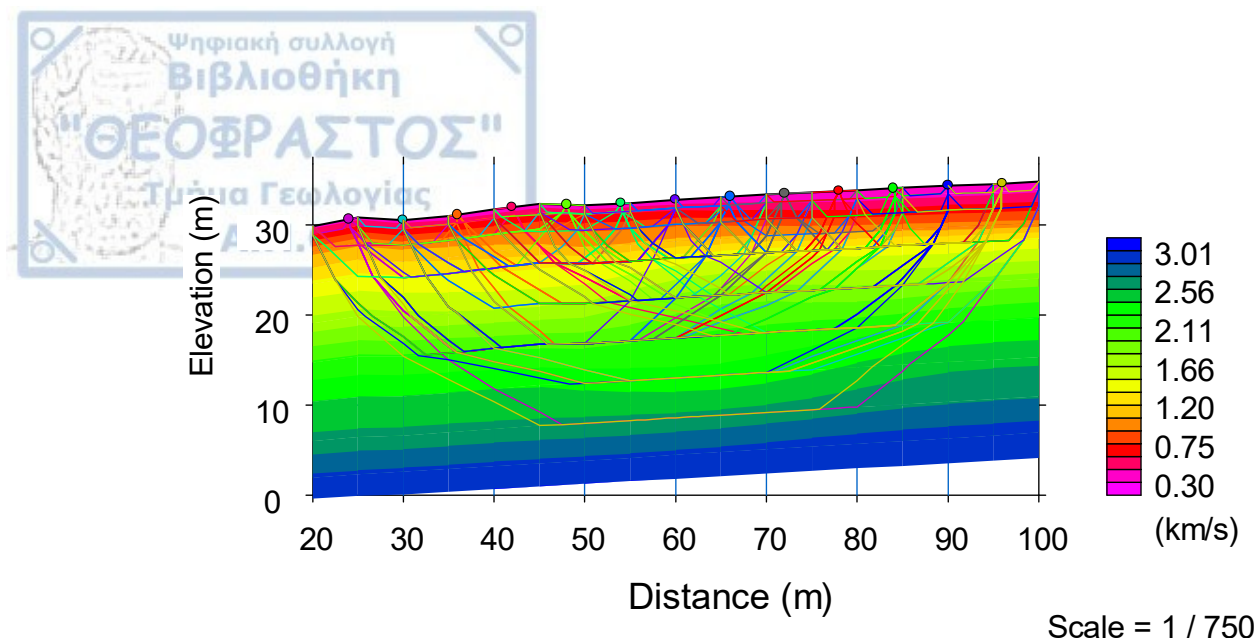
Σχήμα 3-45 Μοντέλο των ταχυτήτων των *S*-κυμάτων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς της Τομής 6. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα του μοντέλου είναι 2.2%.



Σχήμα 3-46 Καμπύλες χρόνων διαδρομής των P κυμάτων της Τομής 6.



Σχήμα 3-47 Μοντέλο ταχυτήτων των P-κυμάτων στην τομή 6, όπως προέκυψε από την αντίστροφη των χρόνων διαδρομής θεωρώντας στρώματα σταθερής ταχύτητας μεταβλητού πάχους (Time-Term inversion). Διακρίνονται και οι διαδρομές των διαθλώμενων και απευθείας σεισμικών ακτινών

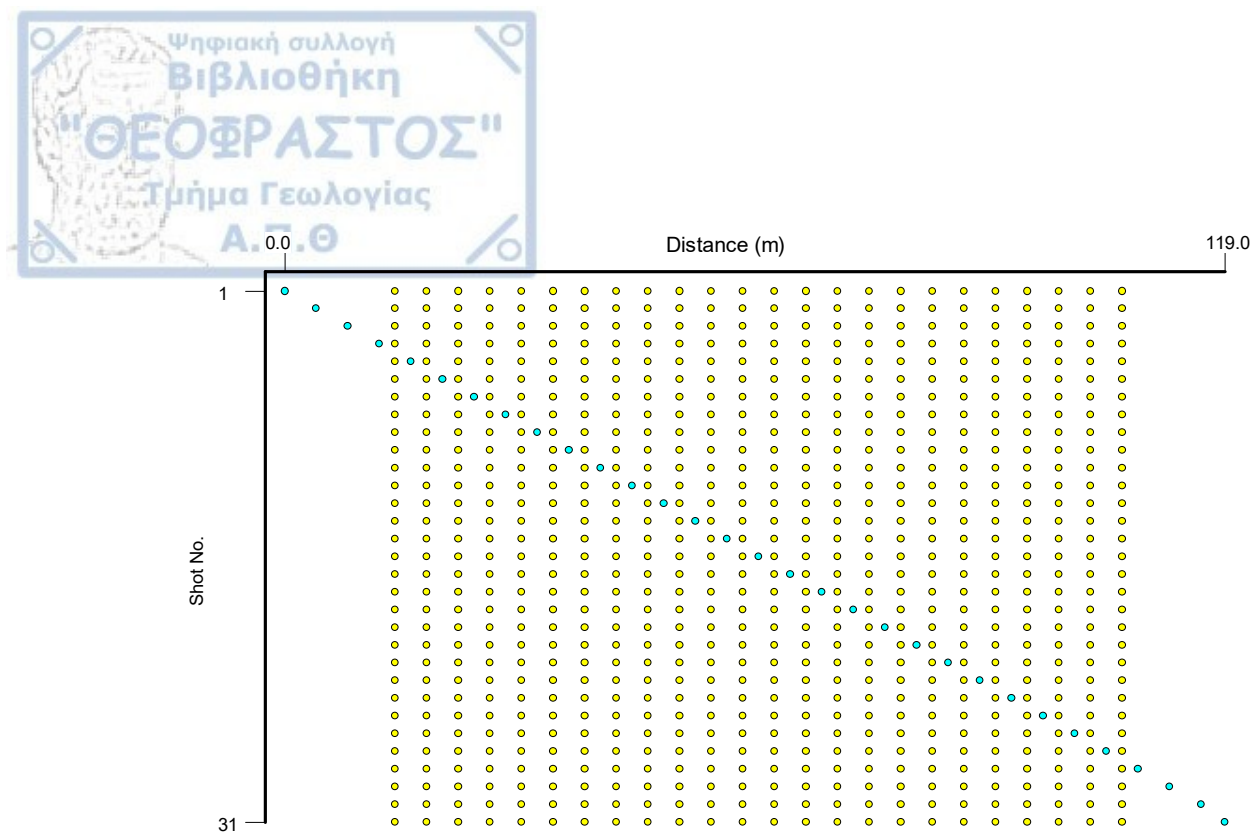


Σχήμα 3-48 Μοντέλο ταχυτήτων των P-κυμάτων στην τομή 6, όπως προέκυψε από την τομογραφική αντίστροφη των χρόνων διαδρομής. Διακρίνονται και οι διαδρομές των διαθλώμενων και απευθείας σεισμικών ακτινών.

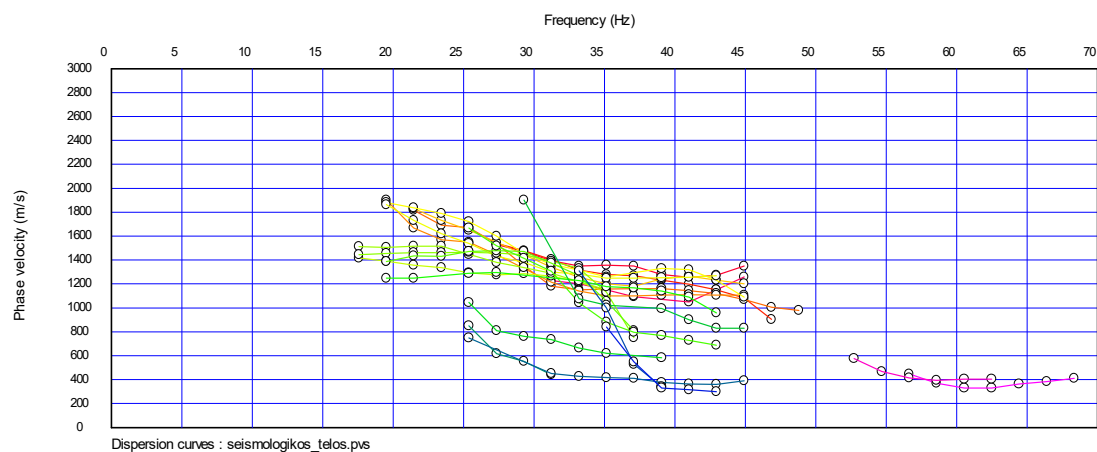
Τομή 8

MASW: Σύμφωνα με την διάταξη του σχήματος 3-49 λήφθηκαν οι μετρήσεις της τομής 8. Το σύνολο σχεδόν των καμπυλών διασποράς (Σχήμα 3-50) παρουσιάζουν ταχύτητες φάσης πάνω από 1000m/sec, ενδεικτικές της παρουσίας του μεταμορφωμένου υποβάθρου στην περιοχή. Αντίστοιχα, και το μοντέλο δομής που προκύπτει από την αντιστροφή των καμπυλών αυτών (Σχήμα 3-51), με εξαίρεση ενός μικρού επιφανειακού τμήματος στο δεξί μέρος της τομής με ταχύτητες 350-500m/sec, παρουσιάζει σταδιακή αύξηση των ταχυτήτων με το βάθος από ~800m/sec μέχρι τα ~2000m/sec..

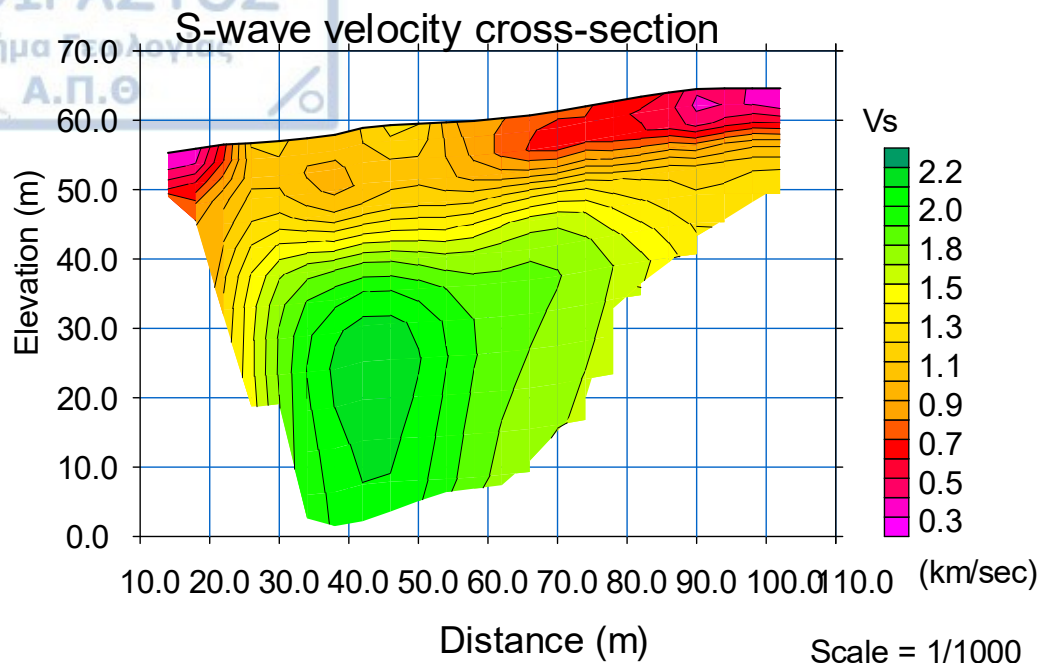
Διάθλαση: Παρόμοια είναι η εικόνα και από την ερμηνεία της σεισμικής διάθλασης, καθώς οι καμπύλες χρόνων διαδρομής παρουσιάζουν σχετικά μικρές κλίσεις (Σχήμα 3-52), δηλαδή υψηλές ταχύτητες. Στα μοντέλα ταχυτήτων των P-κυμάτων (Σχήματα 3-53 και 3-54) παρατηρούμε ένα επιφανειακό στρώμα μικρού πάχους με ταχύτητα ~370m/sec, κάτω από αυτό ένα στρώμα με κυμαινόμενο πάχος που αυξάνει προς το δεξί τμήμα της τομής με ταχύτητα ~2.7km/sec, και τέλος ένα πιο γρήγορο σχηματισμό, με ταχύτητα ~3.3km/sec.



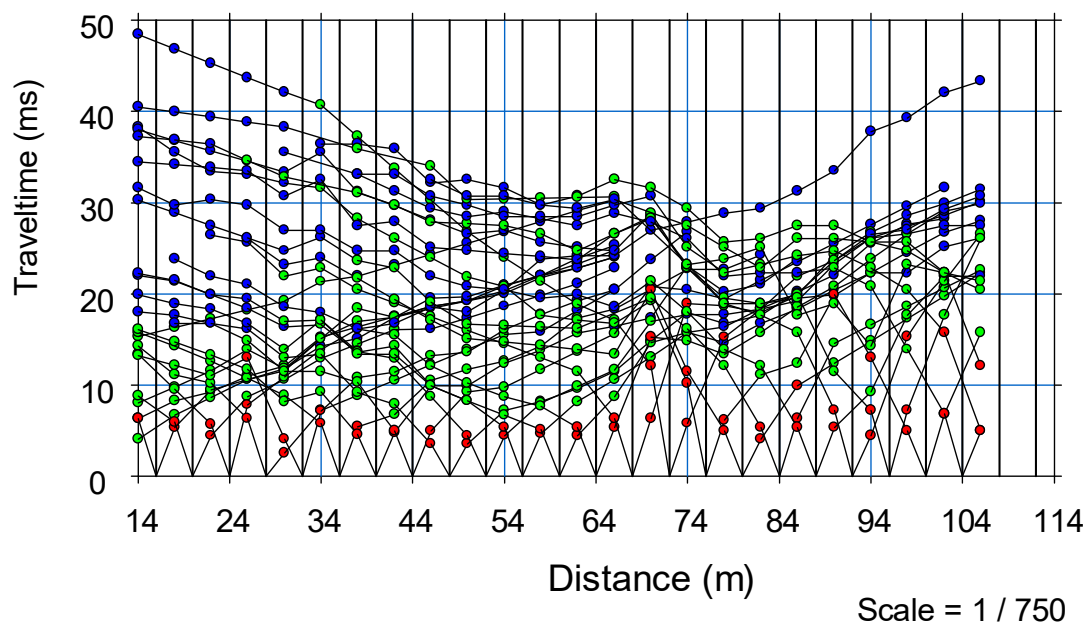
Σχήμα 3-49 Γεωμετρία διάταξης με την οποία λήφθηκαν οι μετρήσεις MASW και διάθλασης για την Τομή 8. Με μπλε σημεία σημειώνονται οι θέσεις των πηγών, ενώ με κίτρινα σημεία οι θέσεις των γεωφώνων.



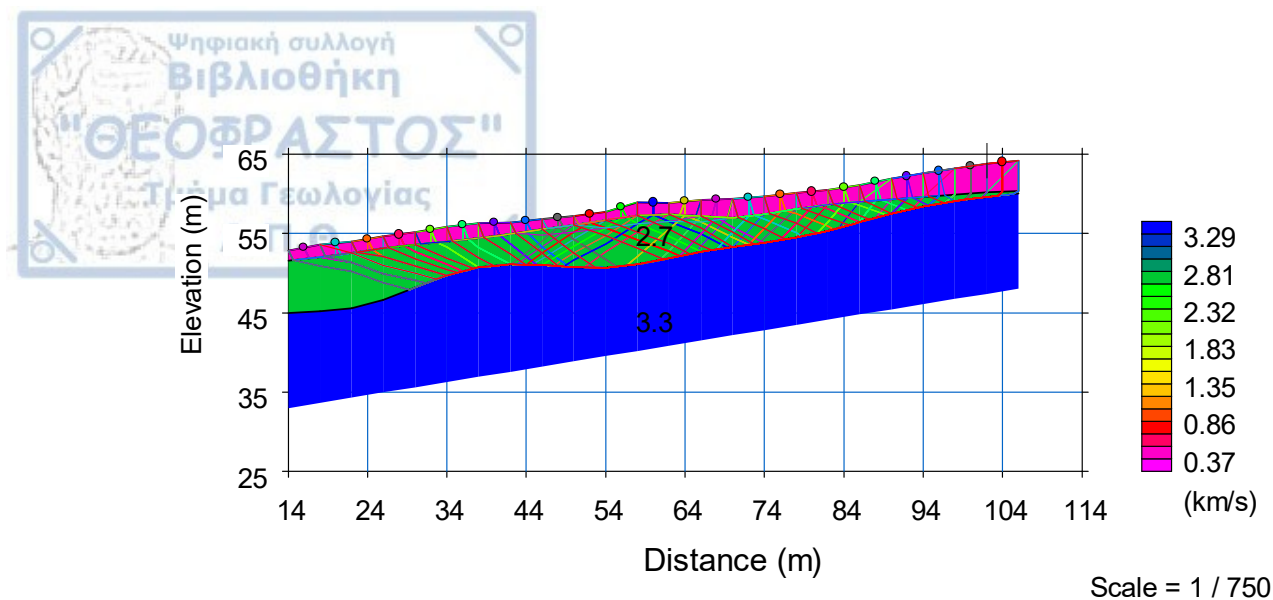
Σχήμα 3-50 Καμπύλες διασποράς για τις 20 θέσεις κοινού μέσου σημείου (CMP) της Τομής 8



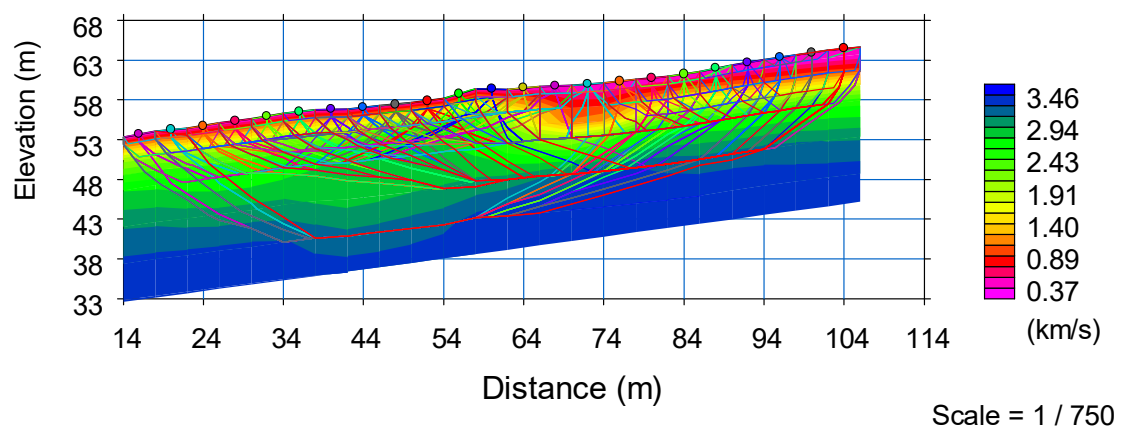
Σχήμα 3-51 Μοντέλο των ταχυτήτων των S-κυμάτων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς της Τομής 8. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα του μοντέλου είναι 4.77%.



Σχήμα 3-52 Καμπύλες χρόνων διαδρομής των P κυμάτων της Τομής 8.



Σχήμα 3-53 Μοντέλο ταχυτήτων των P-κυμάτων στην τομή 8, όπως προέκυψε από την αντίστροφη των χρόνων διαδρομής θεωρώντας την παρουσία στρωμάτων σταθερής ταχύτητας (Time-Term inversion). Διακρίνονται και οι διαδρομές των διαθλώμενων και απευθείας σεισμικών ακτινών.



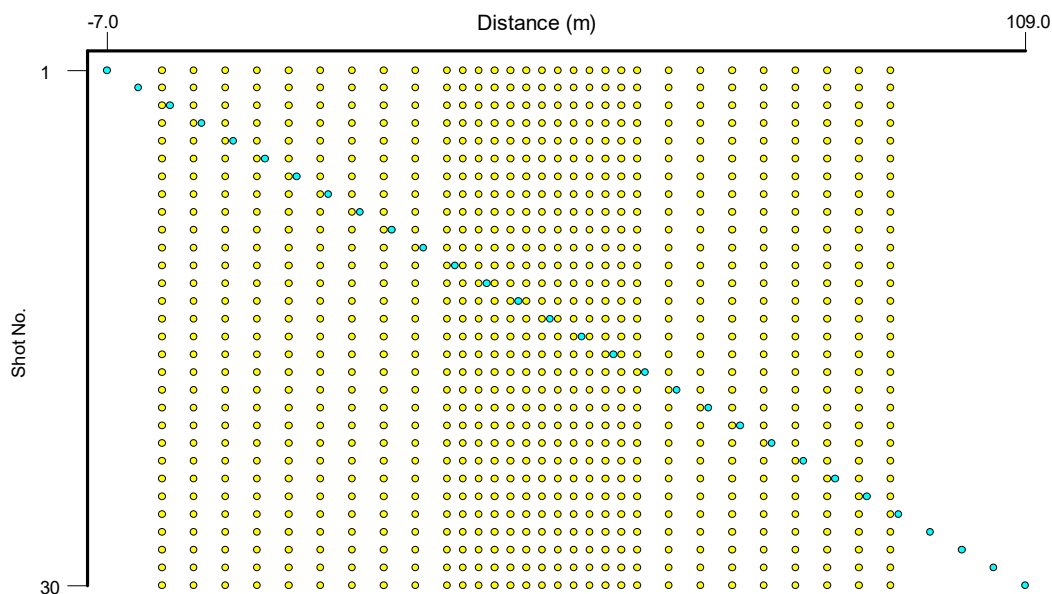
Σχήμα 3-54 Μοντέλο ταχυτήτων των P-κυμάτων στην τομή 8, όπως προέκυψε από την τομογραφική αντίστροφη των χρόνων διαδρομής. Διακρίνονται και οι διαδρομές των διαθλώμενων και απευθείας σεισμικών ακτινών.

Τομή 9

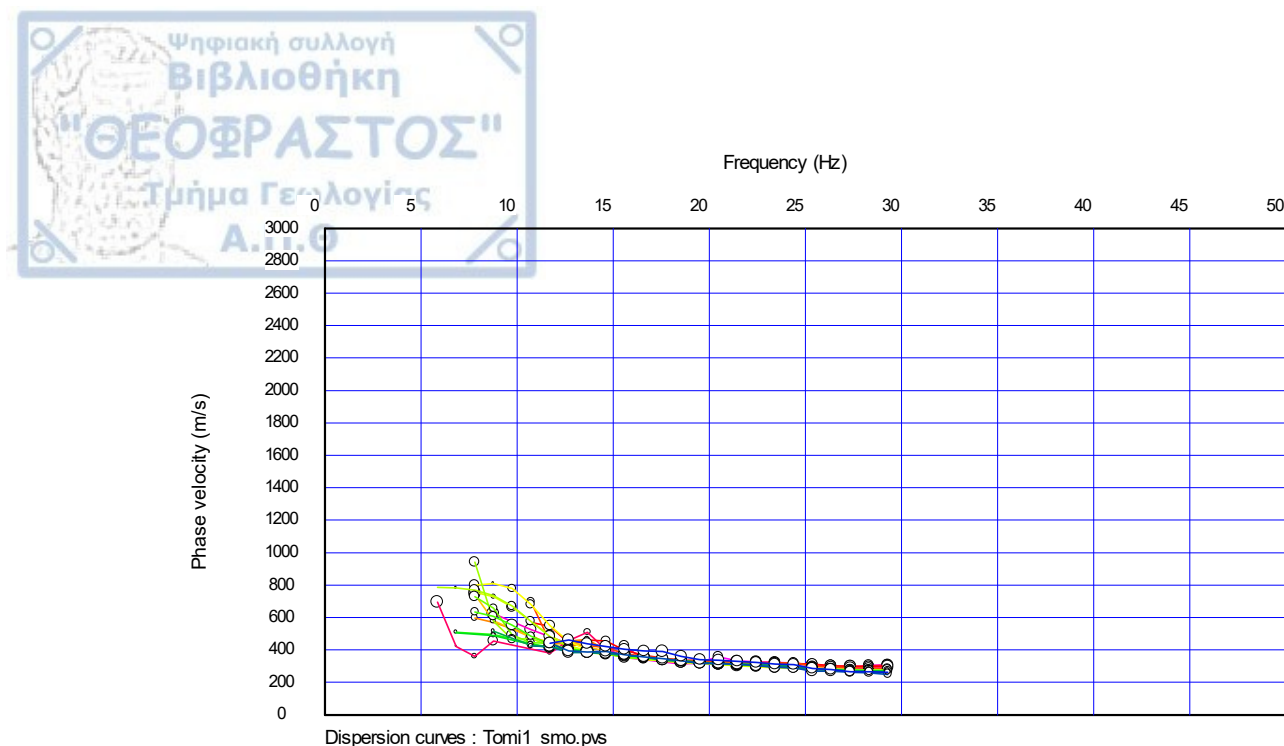
MASW: Για την τομή 9, όπως φαίνεται στο σχήμα 3-55, στο κεντρικό τμήμα της διάταξης από το δέκατο έως το εικοστό δεύτερο οι αποστάσεις των γεωφώνων ήταν 2

μέτρα, ενώ στο υπόλοιπο τμήμα της τομής ήταν 4 μέτρα, λόγω του διαθέσιμου αριθμού γεωφώνων ιδιοσυχνότητας 4.5Hz.. Οι καμπύλες διασποράς για τις 20 θέσεις κοινού μέσου σημείου (cmp) δίνονται στο σχήμα 3-56, και η αντιστροφή τους οδηγεί στο μοντέλο του σχήματος 3-57, με βαθμιαία αύξηση της ταχύτητα με το βάθος από ~200m/sec έως ~900m/sec.

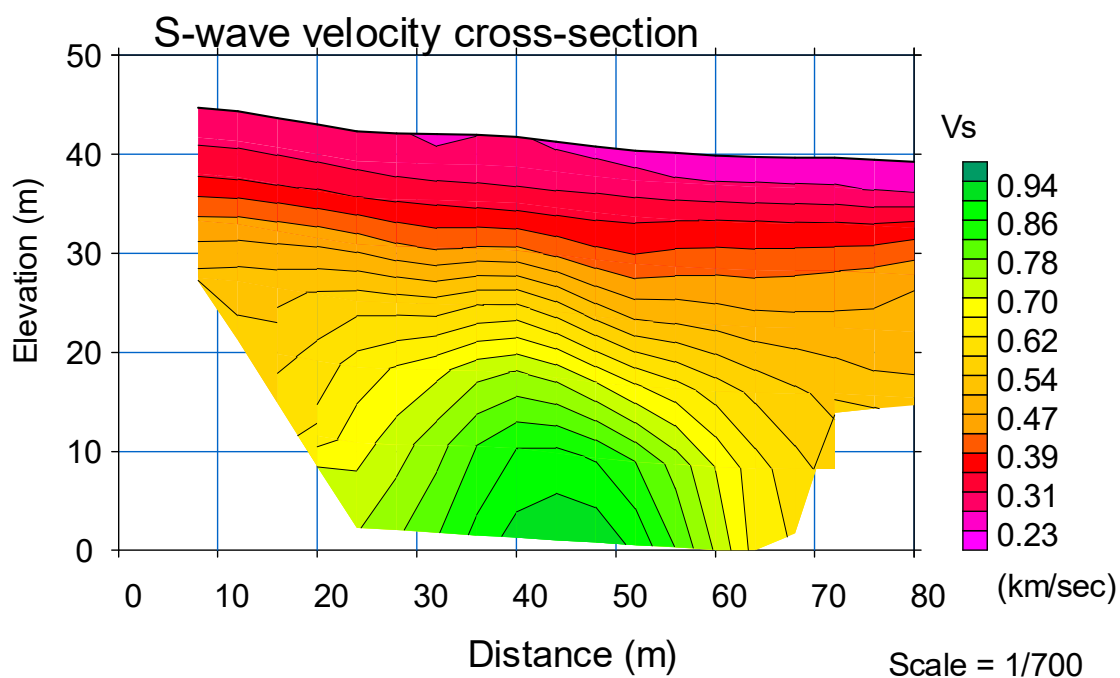
Διάθλαση: Από τις καμπύλες χρόνων διαδρομής του σχήματος 3-58 παρήχθησαν τα μοντέλα ταχυτήτων των σχημάτων 3-59 και 3-60, με την αντιστροφή των χρόνων διαδρομής θεωρώντας στρώματα σταθερής ταχύτητας μεταβλητού πάχους, και την τομογραφική αντιστροφή, αντίστοιχα. Στο πρώτο μοντέλο εντοπίζουμε ένα επιφανειακό στρώμα μικρού πάχους με ταχύτητα ~230m/sec, το οποίο υπέρκειται ενός στρώματος με ταχύτητα 700m/sec, έχοντας κυμαινόμενο πάχος από 10 μέτρα στο αριστερό τμήμα της τομής στα 0 μέτρα στο δεξί τμήμα. Τέλος, σε βάθος περίπου 15 μέτρων στο αριστερό τμήμα της τομής και 3 μέτρων στο δεξί, εμφανίζεται ένα κορεσμένο στρώμα με ταχύτητες ~1600m/sec. Η τομογραφική αντιστροφή εντοπίζει ένα τέταρτο στρώμα, από το 35 έως το 75μ της τομής, σε βάθος ~20 μέτρων με ταχύτητα ~2.9km/sec.



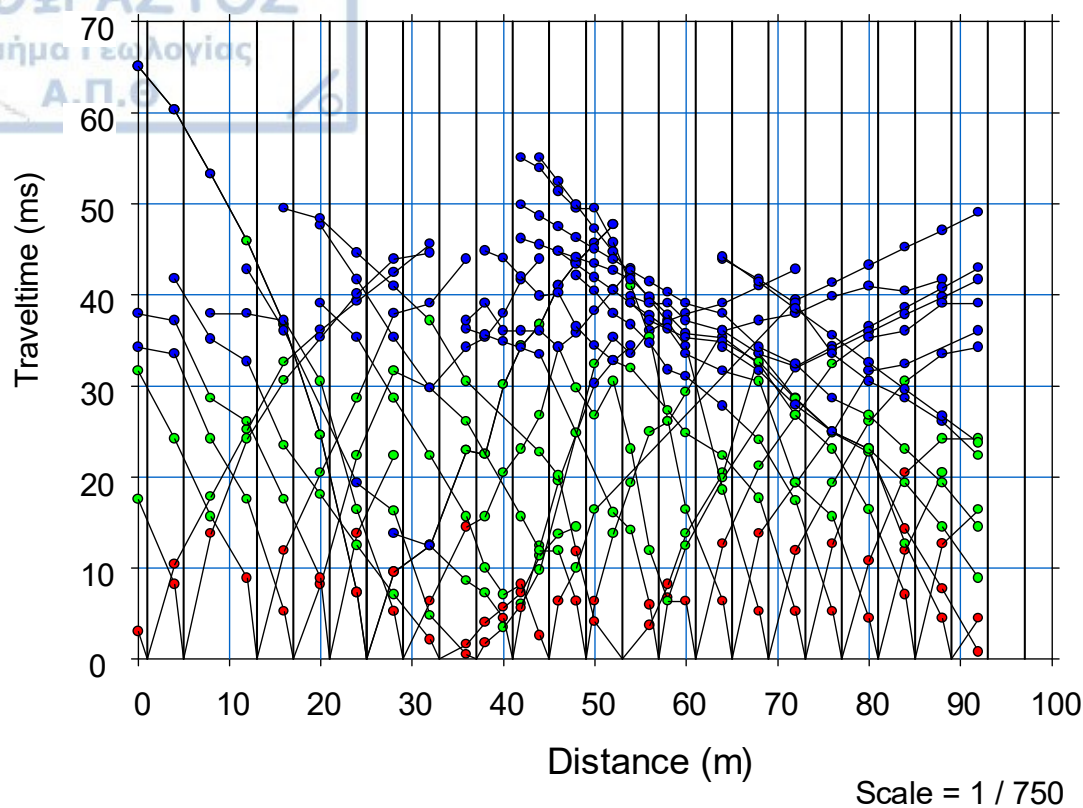
Σχήμα 3-55 Γεωμετρία διάταξης με την οποία λήφθηκαν οι μετρήσεις MASW και διάθλασης για την Τομή 9. Με μπλε σημεία σημειώνονται οι θέσεις των πηγών, ενώ με κίτρινα σημεία οι θέσεις των γεωφώνων.



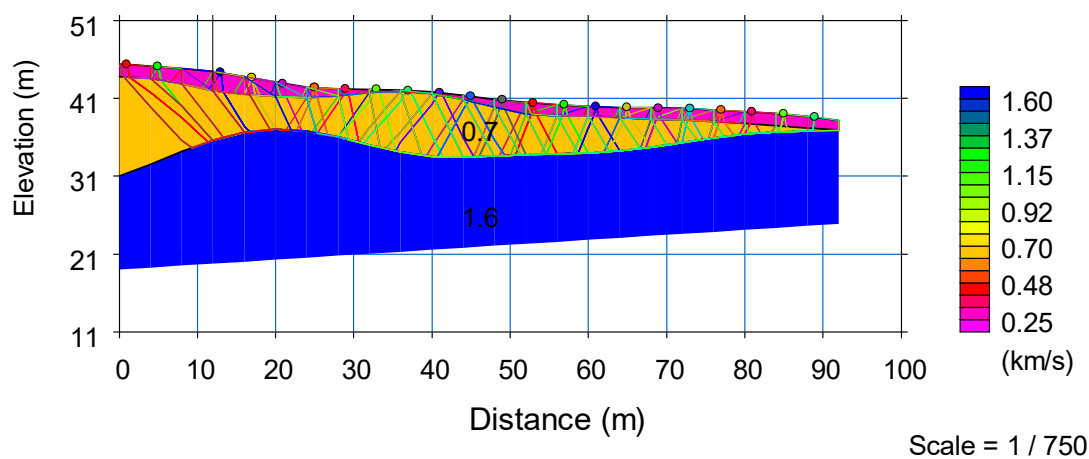
Σχήμα 3-56 Καμπύλες διασποράς για τις 20 θέσεις κοινού μέσου σημείου (cmp) της Τομής 9 (Seisimager).



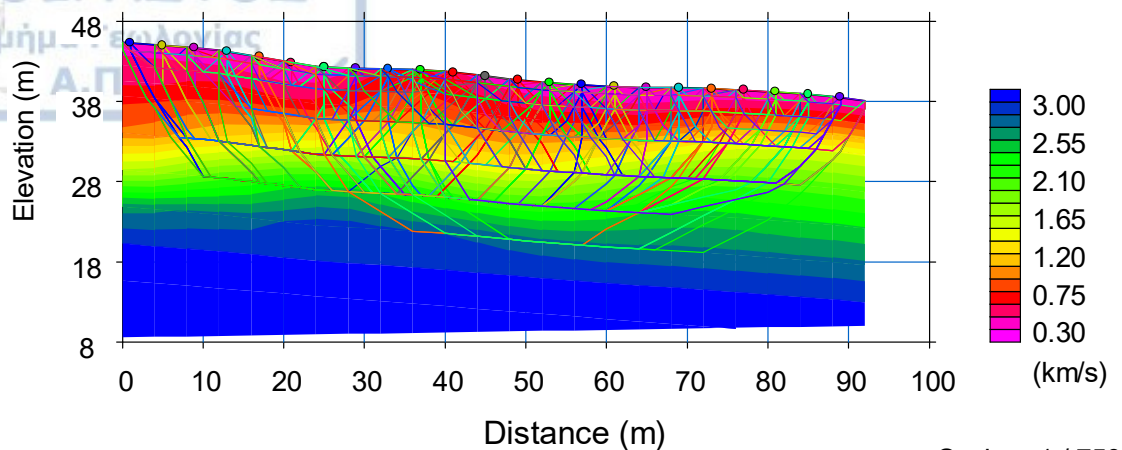
Σχήμα 3-57 Μοντέλο των ταχυτήτων των S-κυμάτων, όπως προέκυψε από την αντιστροφή των καμπυλών διασποράς της Τομής 9. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα του μοντέλου είναι 3.31% (Seisimager).



Σχήμα 3-58 Καμπύλες χρόνων διαδρομής των P κυμάτων της Τομής 9.



Σχήμα 3-59 Μοντέλο ταχυτήτων των P-κυμάτων στην τομή 9, όπως προέκυψε από την αντίστροφη των χρόνων διαδρομής θεωρώντας στρώματα σταθερής ταχύτητας μεταβαλλόμενου πάχους (Time-Term inversion). Διακρίνονται και οι διαδρομές των διαθλώμενων και απευθείας σεισμικών ακτινών.



Σχήμα 3-60 Μοντέλο ταχυτήτων των P-κυμάτων στην τομή 9, όπως προέκυψε από την τομογραφική αντίστροφη των χρόνων διαδρομής. Διακρίνονται και οι διαδρομές των διαθλώμενων και απευθείας σεισμικών ακτινών.

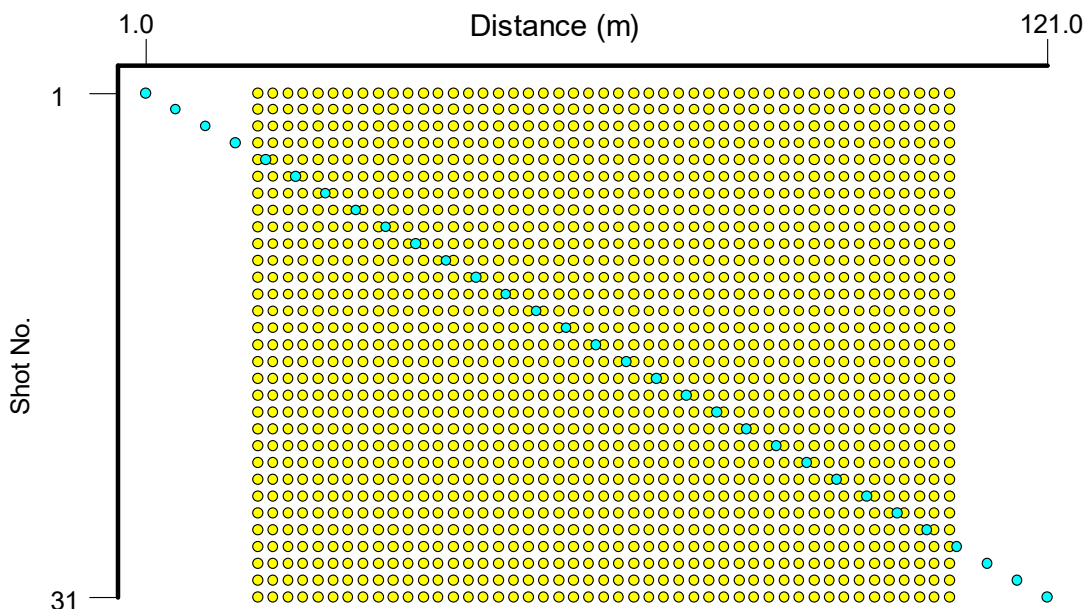
3.3 Αποτελέσματα Σεισμικής Ανάκλασης

Η εκτέλεση των μετρήσεων της σεισμικής ανάκλασης έγινε στην Τομή υπ' αριθμόν 6 στον περίβολο του κτηρίου του Μετεωροσκοπείου. Για την λήψη των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν 48 γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 14Hz σε αποστάσεις δύο μέτρων, με το πρώτο γεώφωνο να βρίσκεται στο δέκατο τέταρτο (14) μέτρο της διάταξης και το τελευταίο στο ενεννηκοστό δεύτερο (92) μέτρο. Το πρώτο κανάλι ψηφιοποίησης χρησιμοποιήθηκε ως οδηγός (Pilot) για την καταγραφή του σήματος της πηγής. Η πηγή (EIViS III S8) χρησιμοποιήθηκε στις συχνότητες 30-160Hz και πραγματοποιήθηκαν 31 επαναλήψεις με 4 μέτρα αποστάσεις μεταξύ τους (η πρώτη στο μέτρο 1 και η τελευταία στο μέτρο 121). Η διάταξη με την οποία λήφθηκαν οι μετρήσεις ήταν σταθερών γεωφώνων - κινούμενης πηγής και περιγράφεται στο σχήμα 3-61.

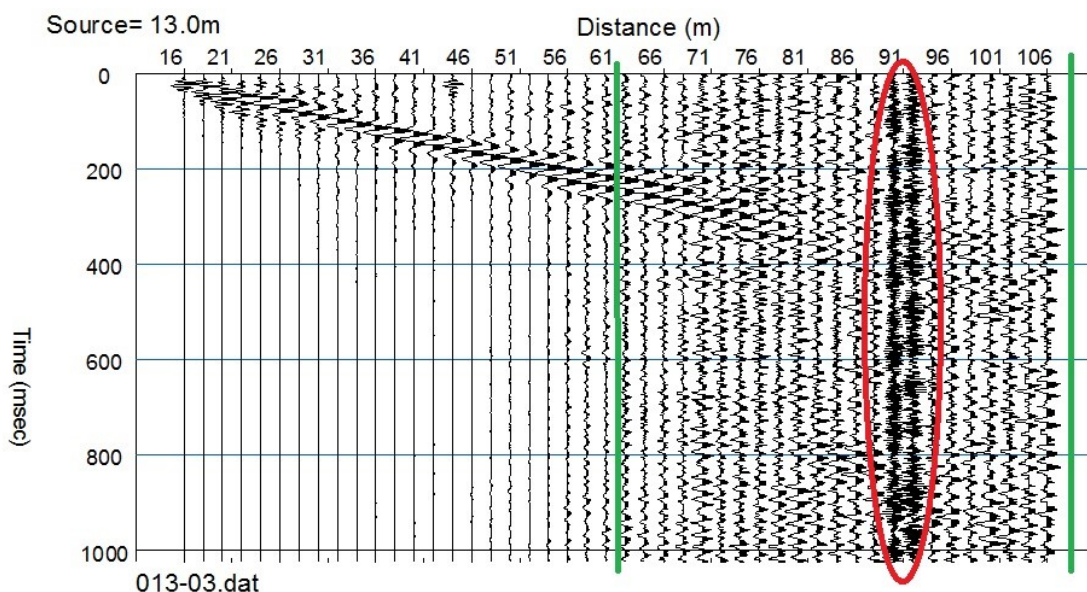
Ακολουθώντας την τυπική διαδικασία επεξεργασίας κατά τον ποιοτικό έλεγχο των καταγραφών διαπιστώθηκε σε αρκετές καταγραφές υψίσυχνος θόρυβος στα κανάλια 25 έως 48 με εντονότερη εμφάνιση στα κανάλια 25-36 που ενδεχομένως να οφείλονταν σε πρόβλημα στην τρίτη κάρτα ψηφιοποίησης του σειсмоγράφου. Αφού έγινε ο «καθαρισμός» των καταγραφών διαγράφοντας τα προβληματικά ίχνη (τα δύο ίχνη εντός της κόκκινης έλλειψης) επιλέχθηκαν οι καλύτερες καταγραφές από κάθε σημείο της πηγής και συναθροίστηκαν (stack repeated shots) (Σχήμα 3-62).

Οι καταγραφές μετά την παραπάνω διαδικασία είχαν την μορφή του σχήματος 3-63 στο οποίο παρουσιάζονται ενδεικτικά τα σειсмоγράμματα για τις θέσεις των πηγών στα μέτρα 1, 61, 121. Για την καλύτερη θέαση και γρηγορότερη επεξεργασία έγινε αποκοπή των καταγραφών για χρόνους μεγαλύτερους από 300ms, καθώς δεν περιέχονταν ουσιαστική πληροφορία σε μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα.

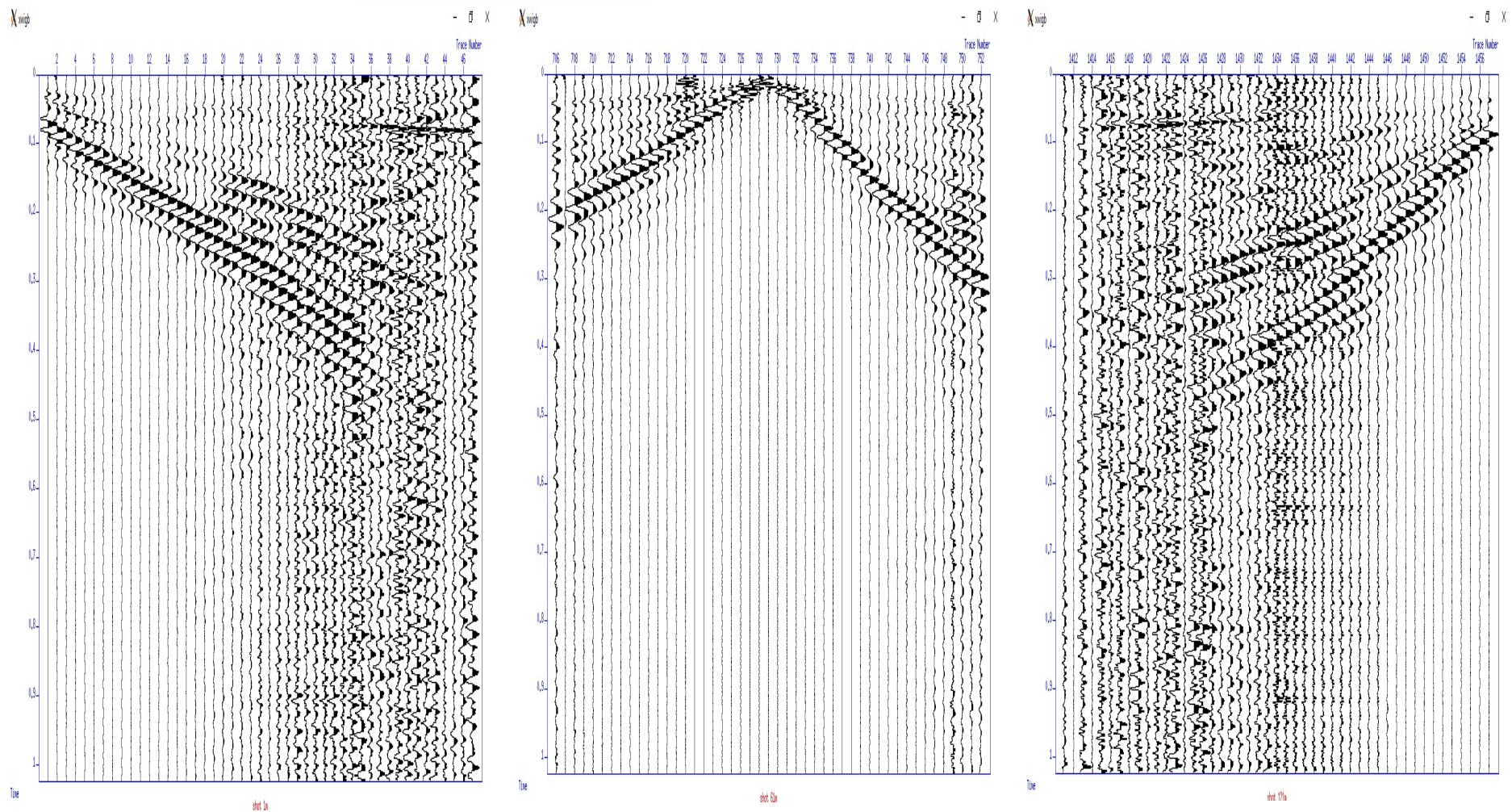
Στη συνέχεια για την βελτίωση των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε αρχικά ένα φίλτρο αποκοπής υψηλών συχνοτήτων (low pass filter) με τη χρήση της εντολής *sufilter* και παραμέτρους της συχνότητας 100Hz, 150 Hz, 160 Hz, 180 Hz και στη συνέχεια ένα band pass φίλτρο στις συχνότητες 80Hz - 110Hz (Σχήμα 3-64).



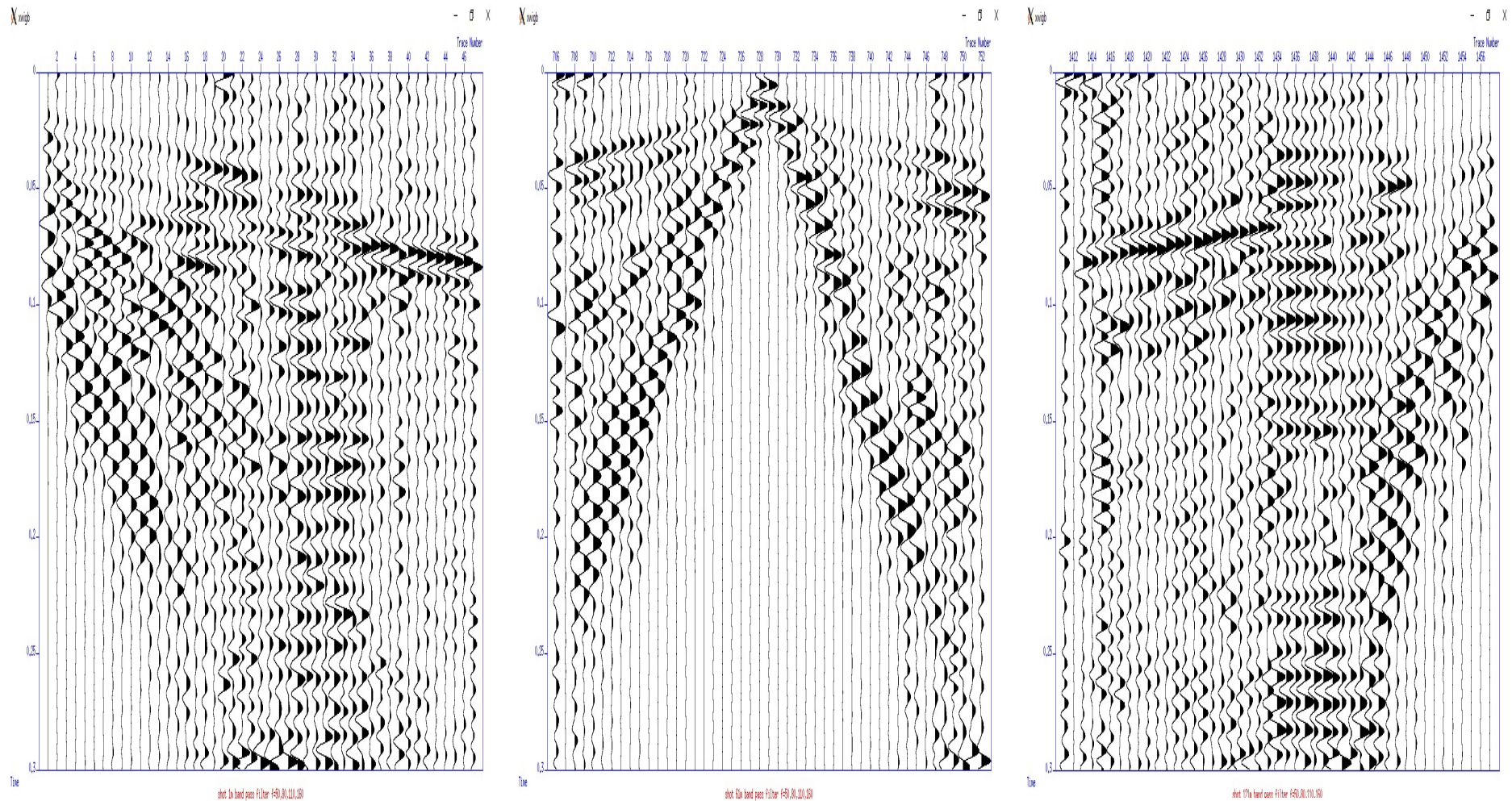
Σχήμα 3-61 Διάταξη με την οποία λήφθηκαν οι μετρήσεις σεισμικής ανάκλασης. Με μπλε σημεία παριστάνονται οι πηγές και με κίτρινα τα γεώφωνα.



Σχήμα 3-62 Καταγραφή της τρίτης επανάληψης της σεισμικής πηγής στο 13 μέτρο της Τομής. Παρατηρούμε τα δύο προβληματικά ίχνη (κόκκινη έλλειψη) και τον υψίσυχο θόρυβο (ανάμεσα στα πράσινα όρια).



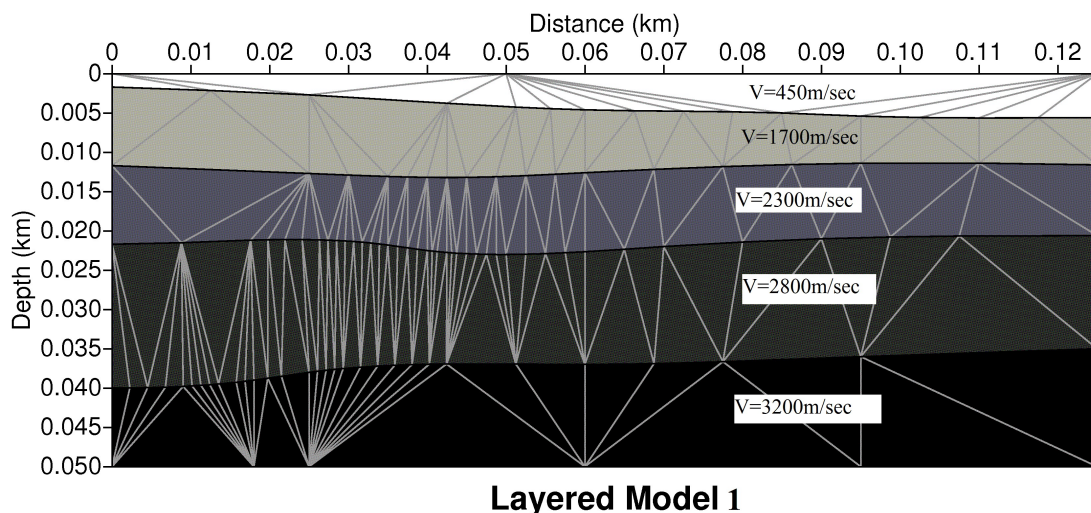
Σχήμα 3-63 Καταγραφές χωρίς συχνοτικά φίλτρα για τις θέσεις των πηγών στα μέτρα 1 (αριστερά), 61 (κέντρο) και 121(δεξιά).



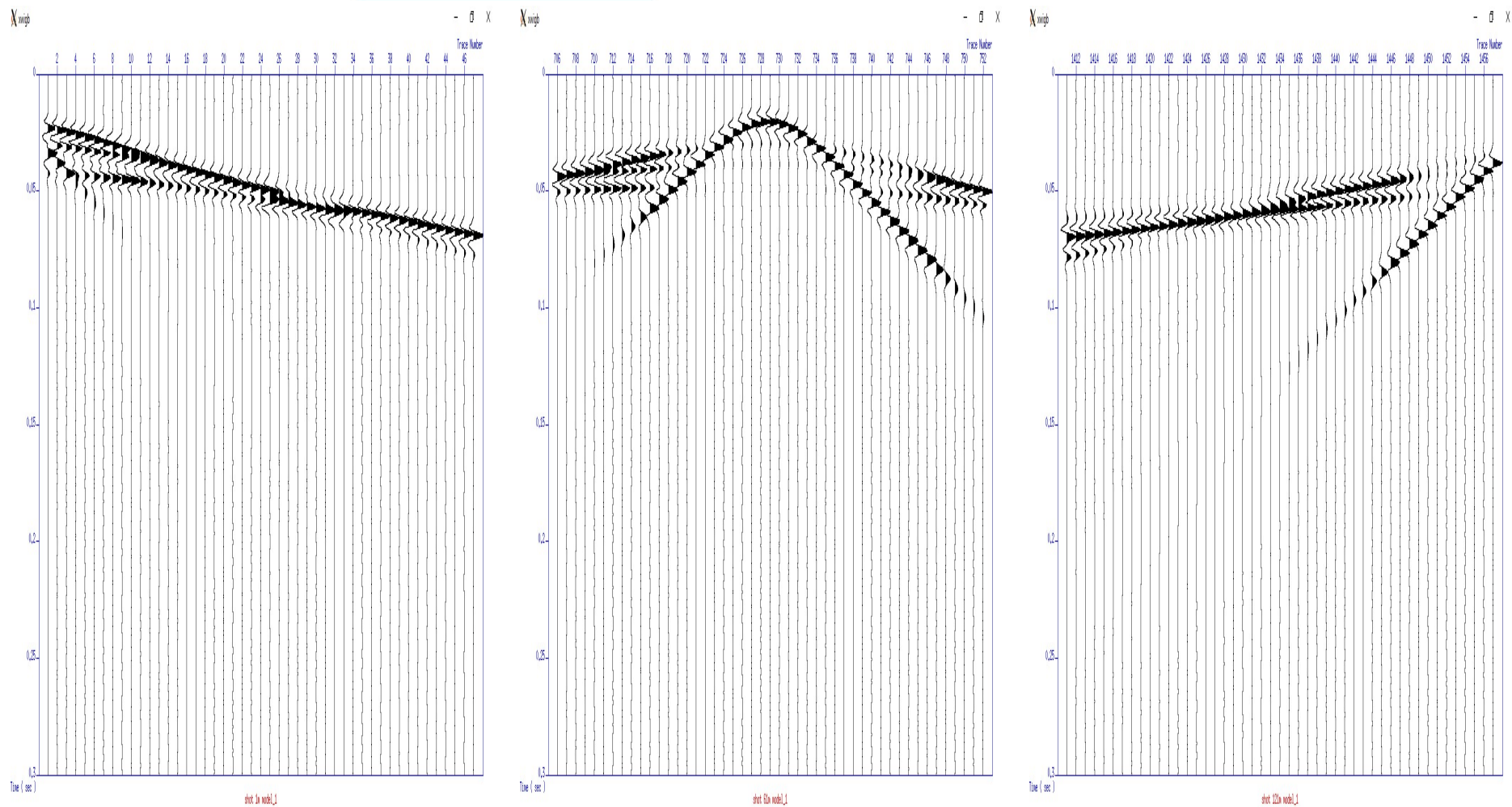
Σχήμα 3-64 Οι ίδιες καταγραφές μετά την αποκοπή και τα δυο συχνοτικά φίλτρα (low pass 155Hz, band pass 80-110Hz).

Όπως παρατηρούμε στο σχήμα 3-64 διακρίνονται κάποια γεγονότα τα οποία θα μπορούσαν να είναι ανακλάσεις χωρίς όμως την παρουσία κάποιων αφίξεων με την κλασική μορφή της υπερβολής. Για τον λόγο αυτό και για την καλύτερη αξιολόγηση των δεδομένων δημιουργήθηκαν τρία μοντέλα υπεδάφους με τον αλγόριθμο *trimodel* (του λογισμικού Seismic Unix) με σκοπό να παραχθούν τα αντίστοιχα συνθετικά σειсмоγράμματα προσομοιώνοντας το πείραμα (αλγόριθμος *Triseis*). Τα μοντέλα αυτά παράχθηκαν με βάση τις πληροφορίες που λήφθηκαν από την μέθοδο της σεισμικής διάθλασης και της MASW.

Το πρώτο μοντέλο δημιουργήθηκε σύμφωνα με τα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης με την πρόσθεση ενός στρώματος που εντοπίστηκε στο βόρειο τμήμα της τομής από την μέθοδο της MASW. Αναλυτικά αποτελείται από πέντε στρώματα με ταχύτητες από την επιφάνεια 450, 1700, 2300, 2800 και 3200m/sec, καθώς και τέσσερις επιφάνειες ανάκλασης με κυμαινόμενα βάθη 1.7-5.6m, 11.7-13.2m, 20.6-23m και 35-45m (Σχήμα 3-65). Τα αντίστοιχα σειсмоγράμματα για τις ενδεικτικές θέσεις των πηγών στα 1, 61 και 121 μέτρα δίνονται στο σχήμα 3-66. Στα συνθετικά σειсмоγράμματα παρατηρούμε την διασταύρωση των ανακλάσεων, καθώς και ότι η ανάκλαση από των τέταρτο ορίζοντα καταγράφεται στα κοντινά γεώφωνα (near offset) στα 50ms ενώ στα μακρινά γεώφωνα (far offset) στα 80ms.

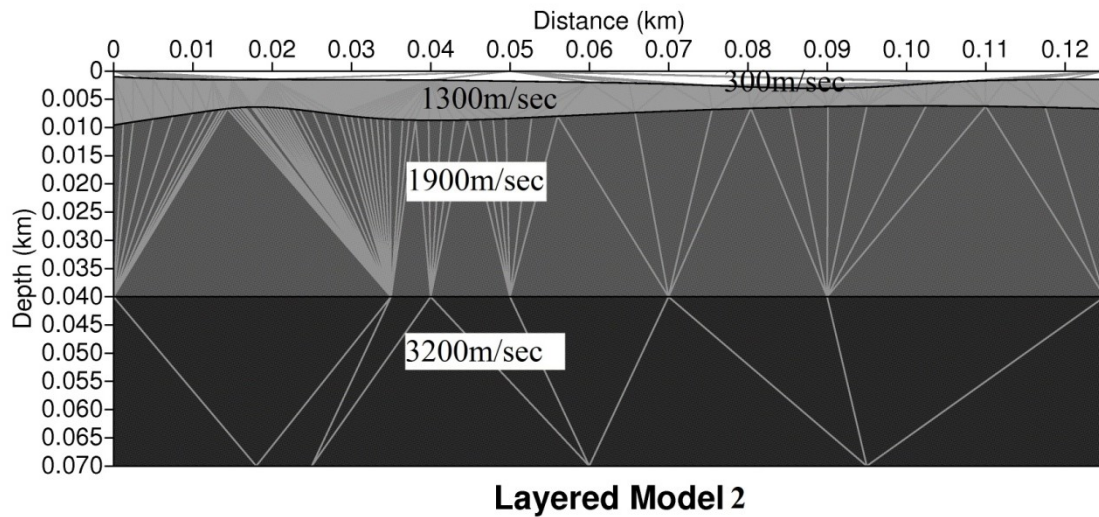


Σχήμα 3-65 Μοντέλο του υπεδάφους (υπ' αριθμόν 1) που αποτελείται από πέντε στρώματα.

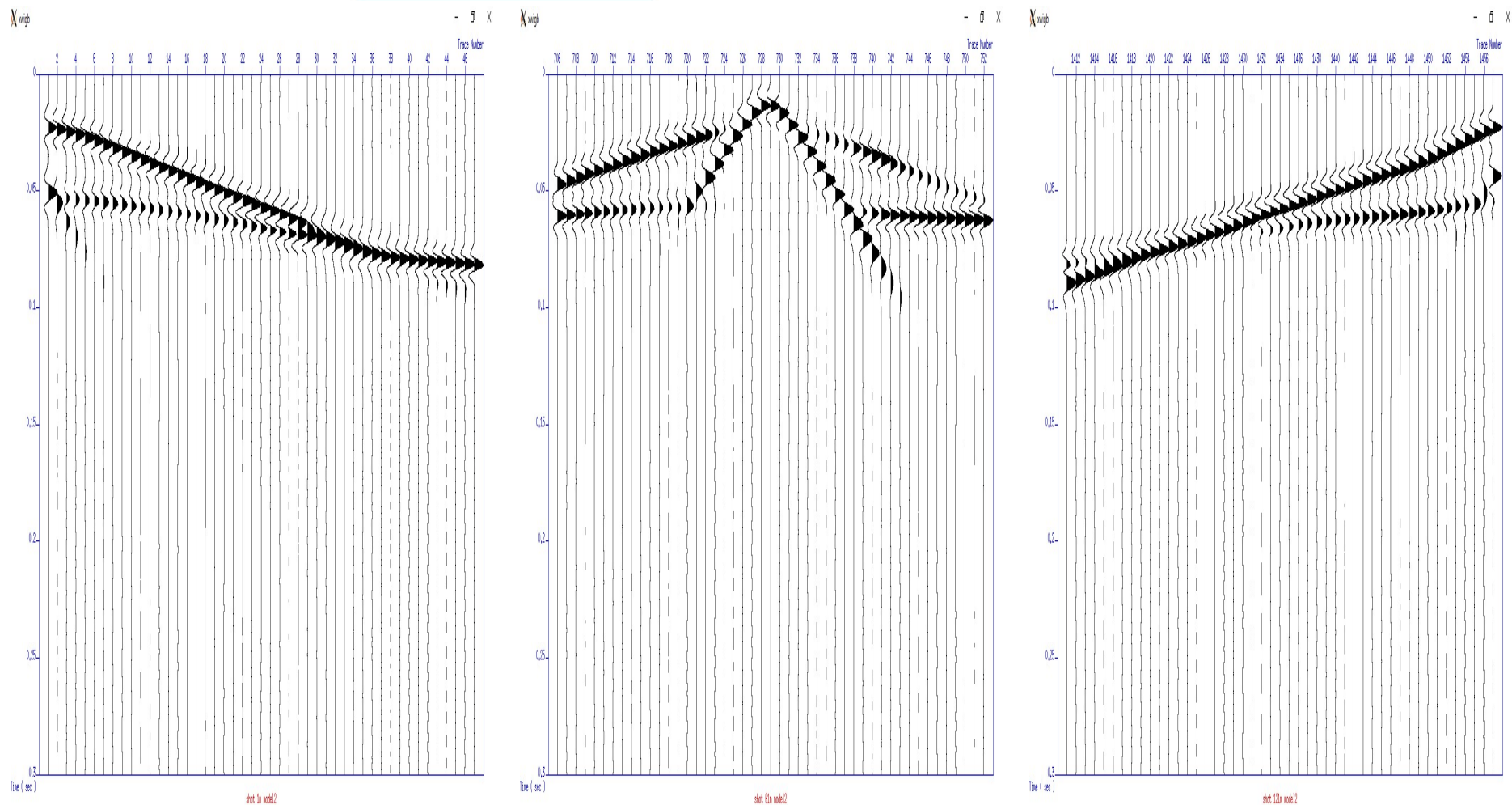


Σχήμα 3-66 Συνθετικά σειсмоγράμματα που αντιστοιχούν στο μοντέλο 1 για τις πηγές στο 1m(αριστερά), 61m(κέντρο) και 121m (δεξιά).

Το δεύτερο μοντέλο δημιουργήθηκε με βάση τα αποτελέσματα της αντιστροφής των χρόνων διαδρομής (Time-Term inversion) των δεδομένων της σεισμικής διάθλαση με την πρόσθεση του στρώματος (σχηματισμός F) που εντοπίστηκε από την MASW. Αναλυτικά αποτελείται από τέσσερα στρώματα με ταχύτητες από την επιφάνεια 300, 1300, 1900 και 3200m/sec και τρεις επιφάνειες ανάκλασης στα βάθη 1.-2.8, 6.2-9.6 και 40m (Σχήμα 3-67). Τα αντίστοιχα σειсмоγράμματα για τις ενδεικτικές θέσεις των πηγών στα 1, 61 και 121 μέτρα δίνονται στο σχήμα 3-68. Και για το δεύτερο μοντέλο παρατηρούμε ότι οι ανακλάσεις από τον τρίτο ορίζοντα καταγράφονται στις μεγάλες αποστάσεις περίπου στα 80ms, και στις κοντινές αποστάσεις περίπου στα 50ms. Ενδεικτική και σε αυτή την περίπτωση είναι η διασταύρωση των ανακλάσεων.



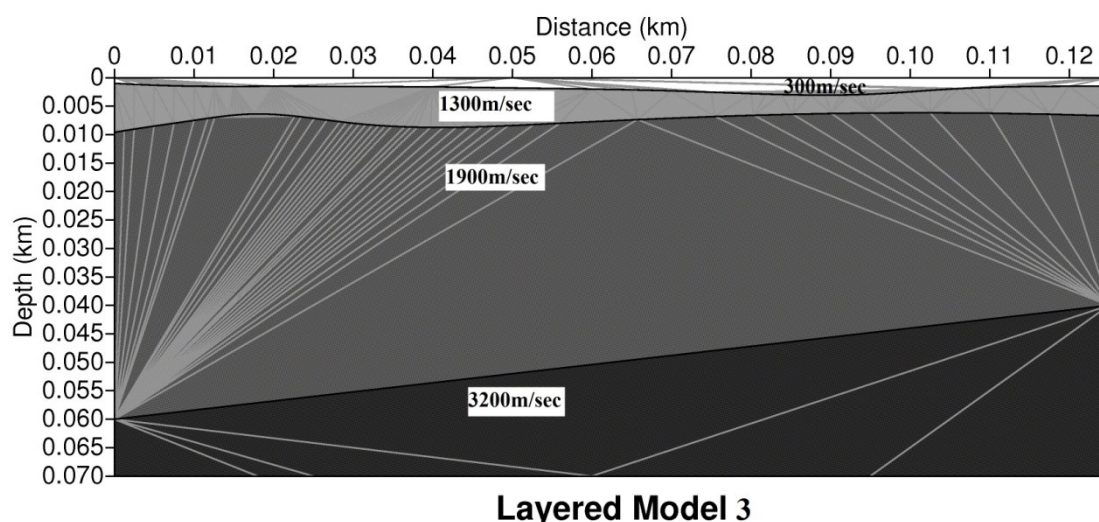
Σχήμα 3-67 Μοντέλο του υπεδάφους (υπ' αριθμόν 2), το οποίο αποτελείται από τέσσερα στρώματα, με την τρίτη επιφάνεια ανάκλασης να είναι οριζόντια σε βάθος 40 μέτρων.



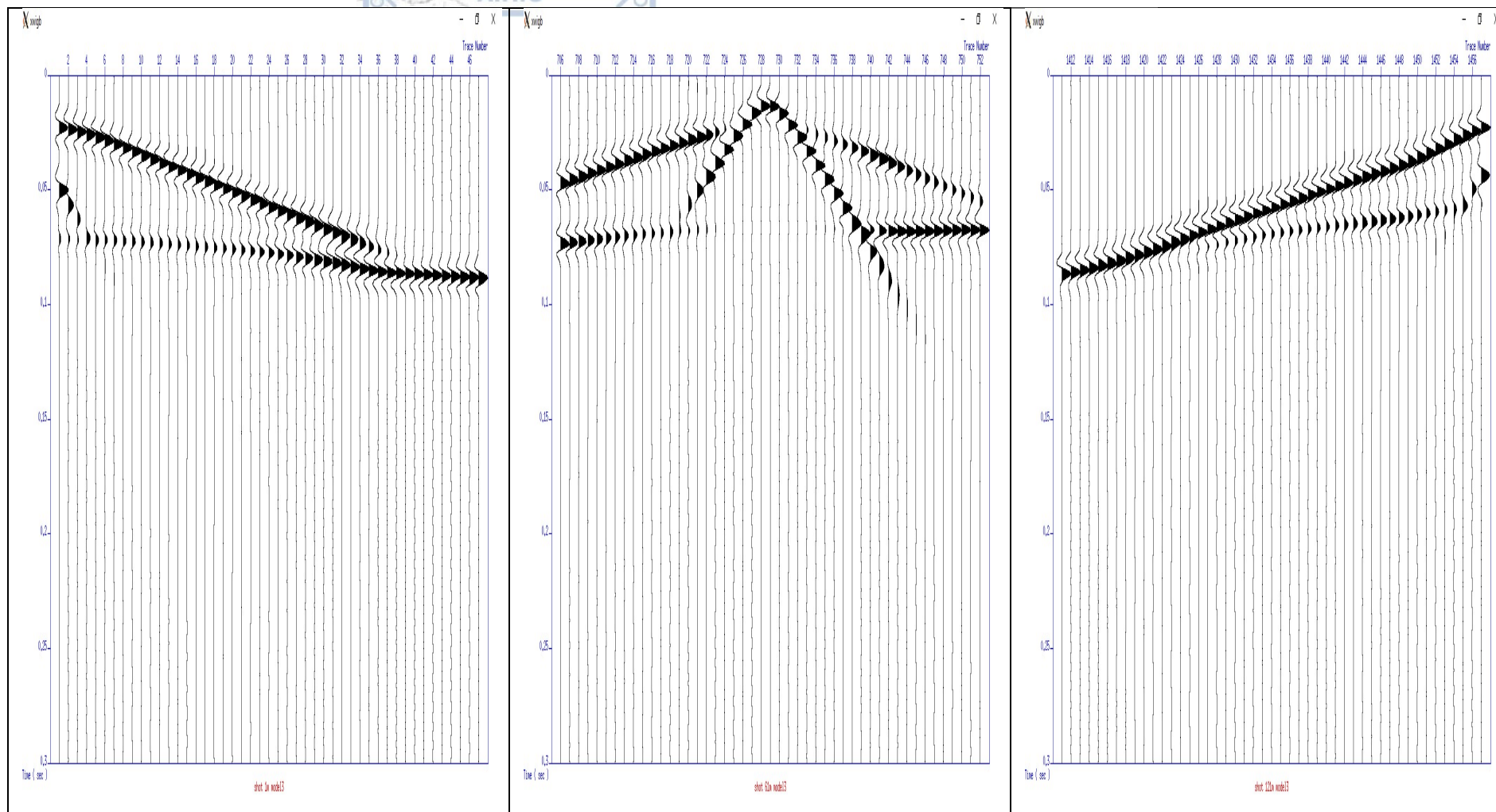
Σχήμα 3-68 Συνθετικά σειсмоγράμματα που αντιστοιχούν στο μοντέλο 2 για τις πηγές στο 1m(αριστερά), 61m(κέντρο) και 121m (δεξιά).

Το τρίτο μοντέλο είναι το ίδιο με το δεύτερο, με τη διαφορά ότι ο τρίτος ορίζοντας ανάκλασης είναι κεκλιμένος και από το βάθος των 40 μέτρων στο δεξί τμήμα της τομής βυθίζεται στα 60 μέτρα στο αριστερό τμήμα αυτής. Το μοντέλο παρουσιάζεται στο σχήμα 3-69 και οι αντίστοιχες καταγραφές στο σχήμα 3-70. Σε αυτό το μοντέλο παρατηρούμε την άφιξη των ανακλάσεων από τον τρίτο ορίζοντα σε μεγαλύτερους χρόνους, κυρίως στο αριστερό τμήμα της τομής, όπως και θεωρητικά αναμενόταν.

Συγκρίνοντας τις καταγραφές των μοντέλων με τα πραγματικά δεδομένα παρατηρούμε σχετική συμφωνία στους χρόνους άφιξης τουλάχιστον της μίας ανάκλασης που διακρίνεται σχετικά καθαρά στις μεγάλες αποστάσεις. Και για τα τρία μοντέλα επιχειρήθηκε η ανάλυση ταχυτήτων, η οποία όμως λόγω των διασταυρούμενων ανακλάσεων παρουσίαζε αρκετά προβλήματα.



Σχήμα 3-69 Μοντέλο του υπεδάφους (υπ' αριθμόν 3) που αποτελείται από τέσσερα στρώματα με την τρίτη επιφάνεια ανάκλασης να είναι κεκλιμένη και από το βάθος των 40 μέτρων στο δεξί τμήμα βυθίζεται στα 60 μέτρα στο αριστερό τμήμα



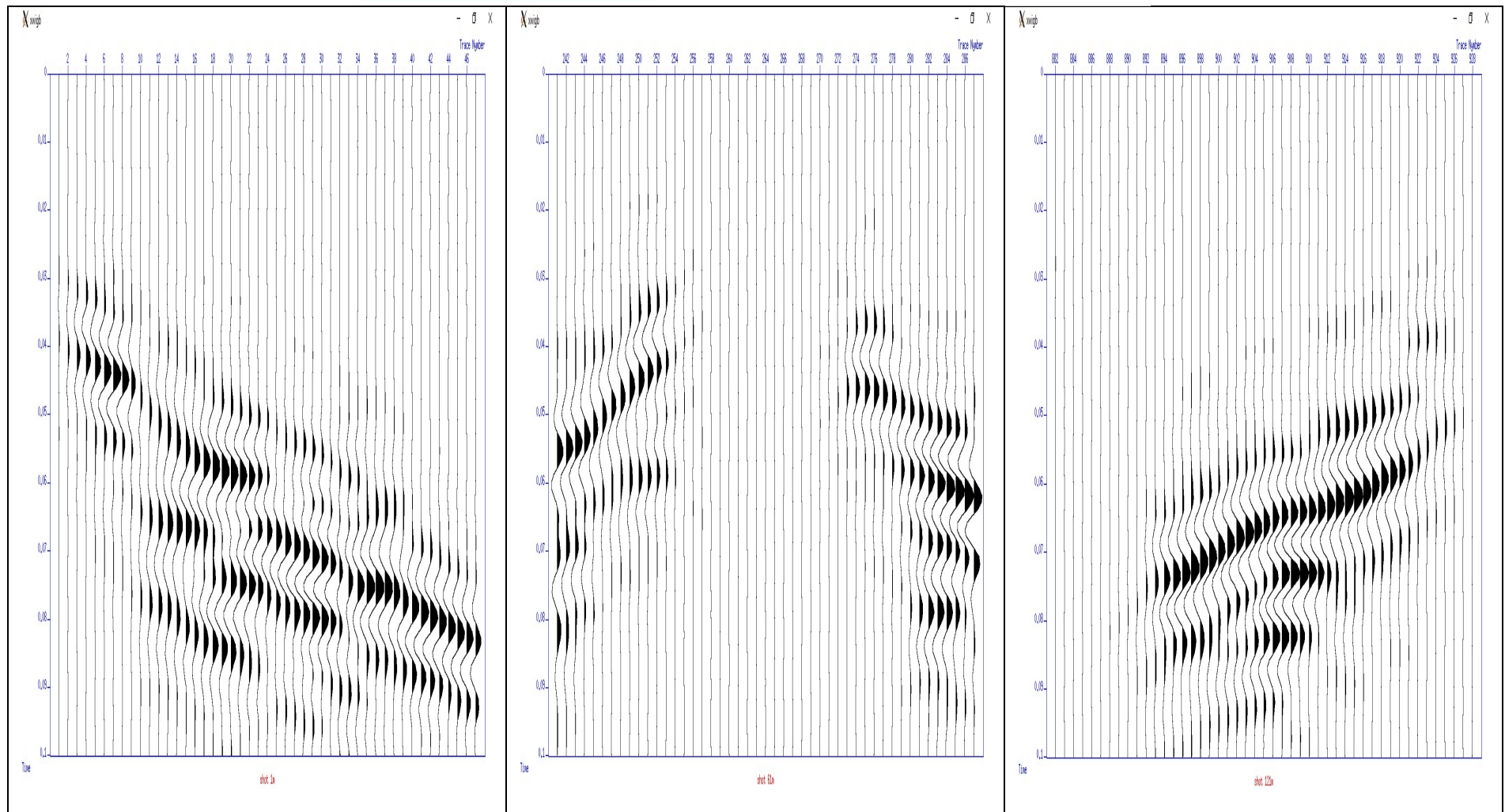
Σχήμα 3-70 Συνθετικά σειсмоγράμματα που αντιστοιχούν στο μοντέλο 3 για τις πηγές στο 1m(αριστερά), 61m(κέντρο) και 121m (δεξιά).

Έχοντας μια πιο σαφή εικόνα μετά την σύγκριση των πραγματικών δεδομένων με τα συνθετικά και έχοντας παρατηρήσει την δυσκολία στην ανάλυση ταχυτήτων στα συνθετικά δεδομένα, έγινε το φιλτράρισμα των δεδομένων στο πεδίο συχνοτήτων-κυματαρίθμου. Το φιλτράρισμα έγινε με την εντολή *sudipfilt* με παραμέτρους (*slopes*=-0.002,-0.001,-0.0005,0,0.0005,0.001,0.002 *amps*=0,0,1,1,1,0,0). Οι κλίσεις (*slopes*) αντιπροσωπεύουν το αντίστροφο των φαινομένων ταχυτήτων γραμμικών γεγονότων (απευθείας κύματα, επιφανειακά) και υπολογίζονται από την παράγωγο dx/dt (όπου dx η απόσταση των γεωφώνων και dt η διαφορά χρόνου άφιξης του γεγονότος). Επίσης έγινε αποκοπή του συναφούς θορύβου (επιφανειακά κύματα και διαθλώμενα) με σκοπό το δυνατόν πιο «καθαρές» καταγραφές και την αποφυγή της τυχαίας συνάθροισης των κυμάτων αυτών (Σχήμα 3-71).

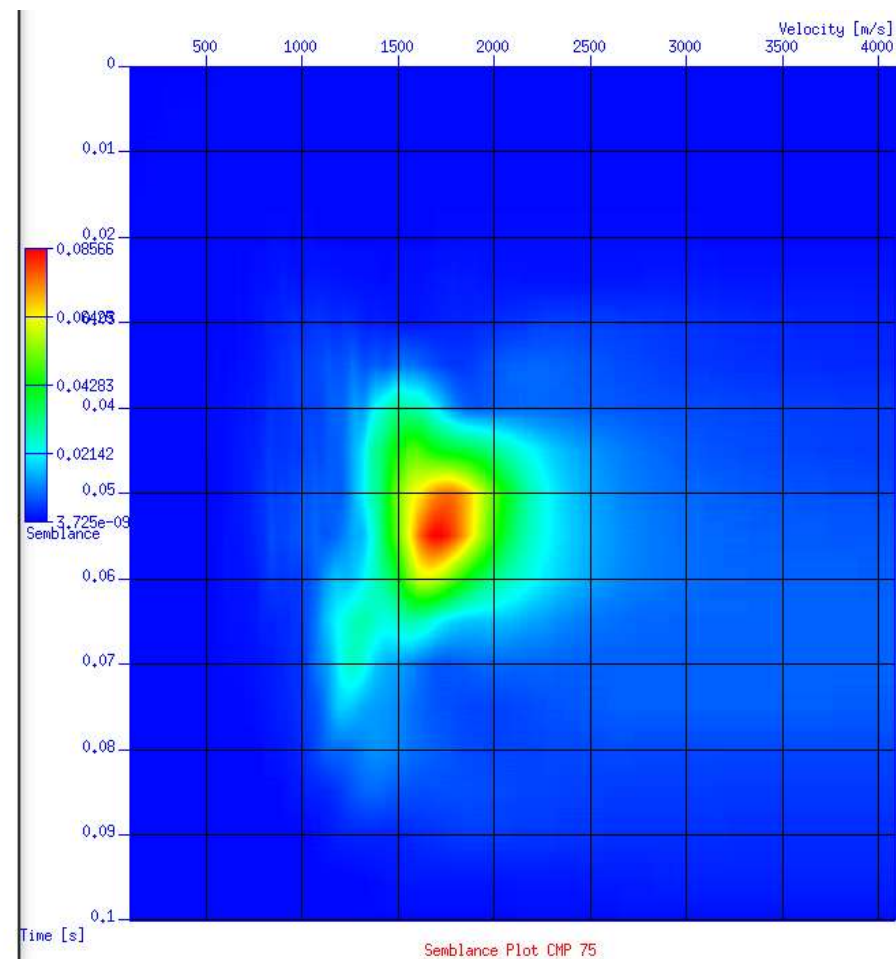
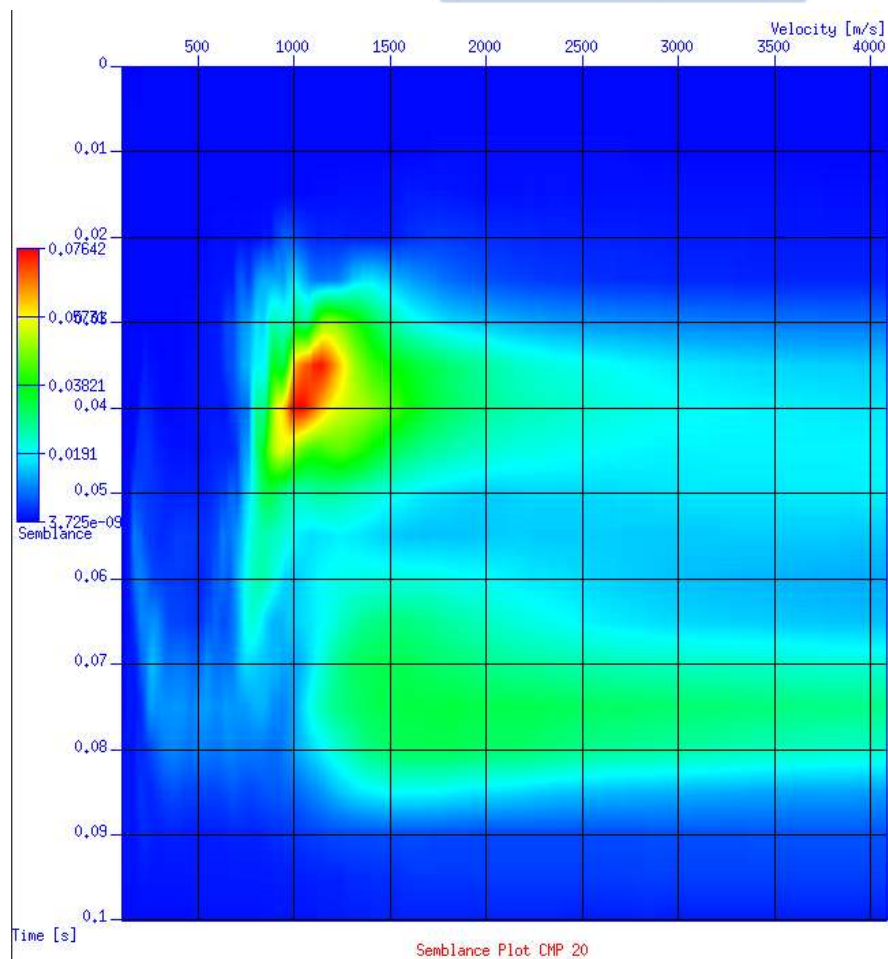
Στη συνέχεια αφού έγινε η ομαδοποίηση κοινού μέσου σημείου ανάκλασης, πραγματοποιήθηκε η ανάλυση ταχυτήτων. Από τους πέντε αλγόριθμους που προσφέρει το λογισμικό Seismic Unix επιλέχθηκε για την ανάλυση ο αλγόριθμος *velan_nccs*, ο οποίος εντόπιζε καλύτερα τις ανακλάσεις (Σχήμα 3-72) και οι ταχύτητες που προέκυψαν ήταν 1070 και 1750m/sec για τους χρόνους 0.035 και 0.055sec, αντίστοιχα. Σύμφωνα με τις ταχύτητες για κάθε CDP έγινε η διόρθωση για την κανονική χρονική απόκλιση (NMO correction) και ακολούθως η σώρευση (Stack). Τα αποτελέσματα της σώρευσης δίνονται στο σχήμα 3-73, όπου παρατηρούμε την ανάκλαση στα 55ms να εμφανίζεται από το 63 μέτρο μέχρι το τέλος της τομής και την ανάκλαση στα 35ms στα μέτρα 0-20 και στα 45ms στα μέτρα 65-85.

Αφού μετατράπηκαν οι παραπάνω ταχύτητες σώρευσης σε πραγματικές ταχύτητες των στρωμάτων (1070 και 2533m/sec) πραγματοποιήθηκε η μετανάστευση με τον αλγόριθμο *sumigps* (Σχήμα 3-74). Με βάση αυτές τις ταχύτητες και τους αντίστοιχους χρόνους, έγινε η μετατροπή των χρόνων σε αντίστοιχα βάθη (Σχήμα 3-75).

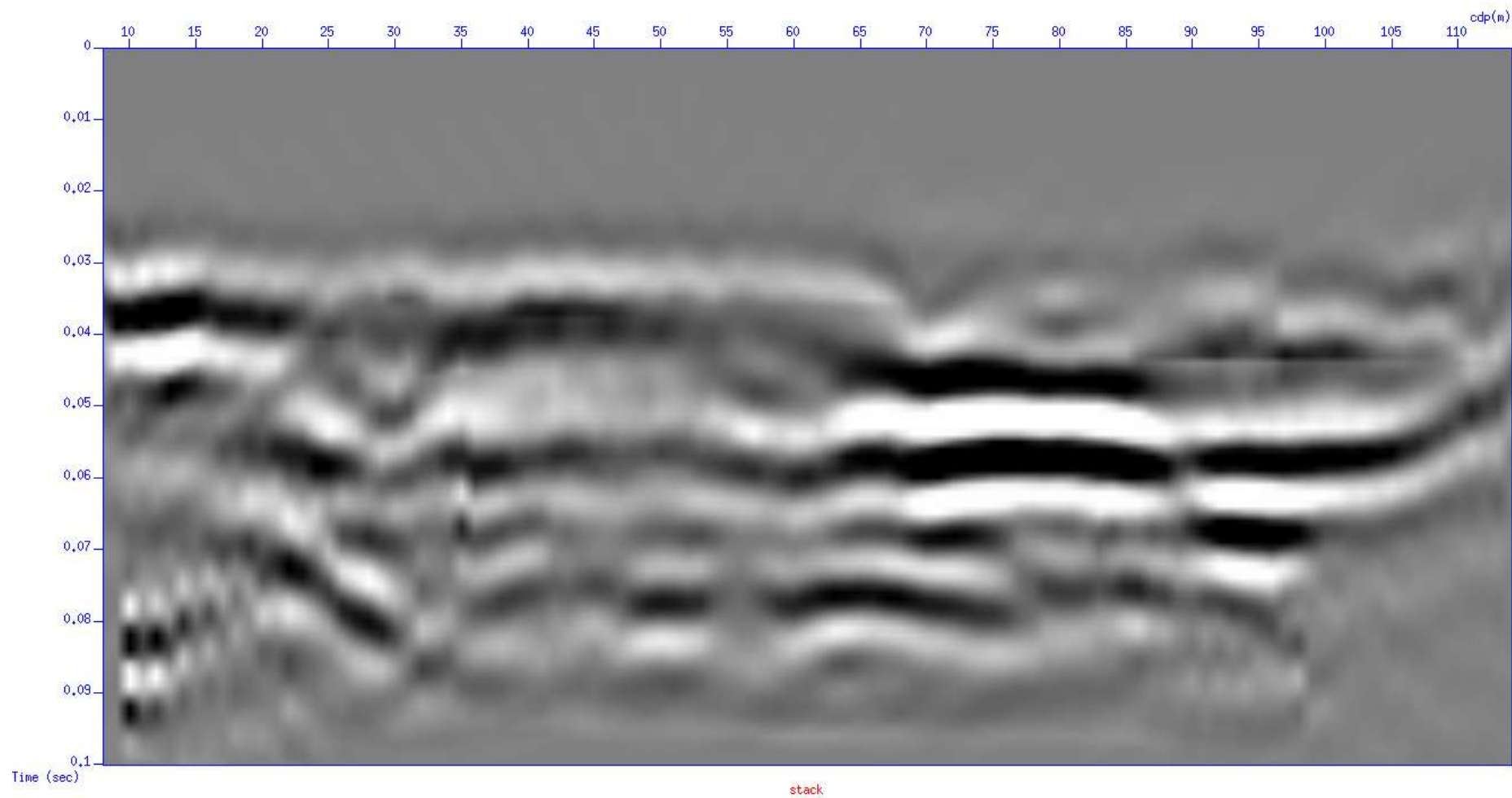
Παρατηρούμε ότι ο βαθύτερος ορίζοντας ανάκλασης που εμφανίζεται από το 63 μέτρο μέχρι το τέλος της τομής βρίσκεται σε βάθος περίπου 40 μέτρων και πιθανόν σχετίζεται με τον σχηματισμό F που εντοπίζεται από την MASW στο 75 μέτρο στο βάθος των 35 μέτρων. Ο ανώτερος ορίζοντας βρίσκεται σε βάθος 20 μέτρων στο αριστερό τμήμα της τομής και στα 28 μέτρα στο δεξί γεγονός που σχετίζεται με την πάχυνση του σχηματισμού A/B προς τα δεξιά, όπως παρατηρούμε στα αποτελέσματα της MASW.



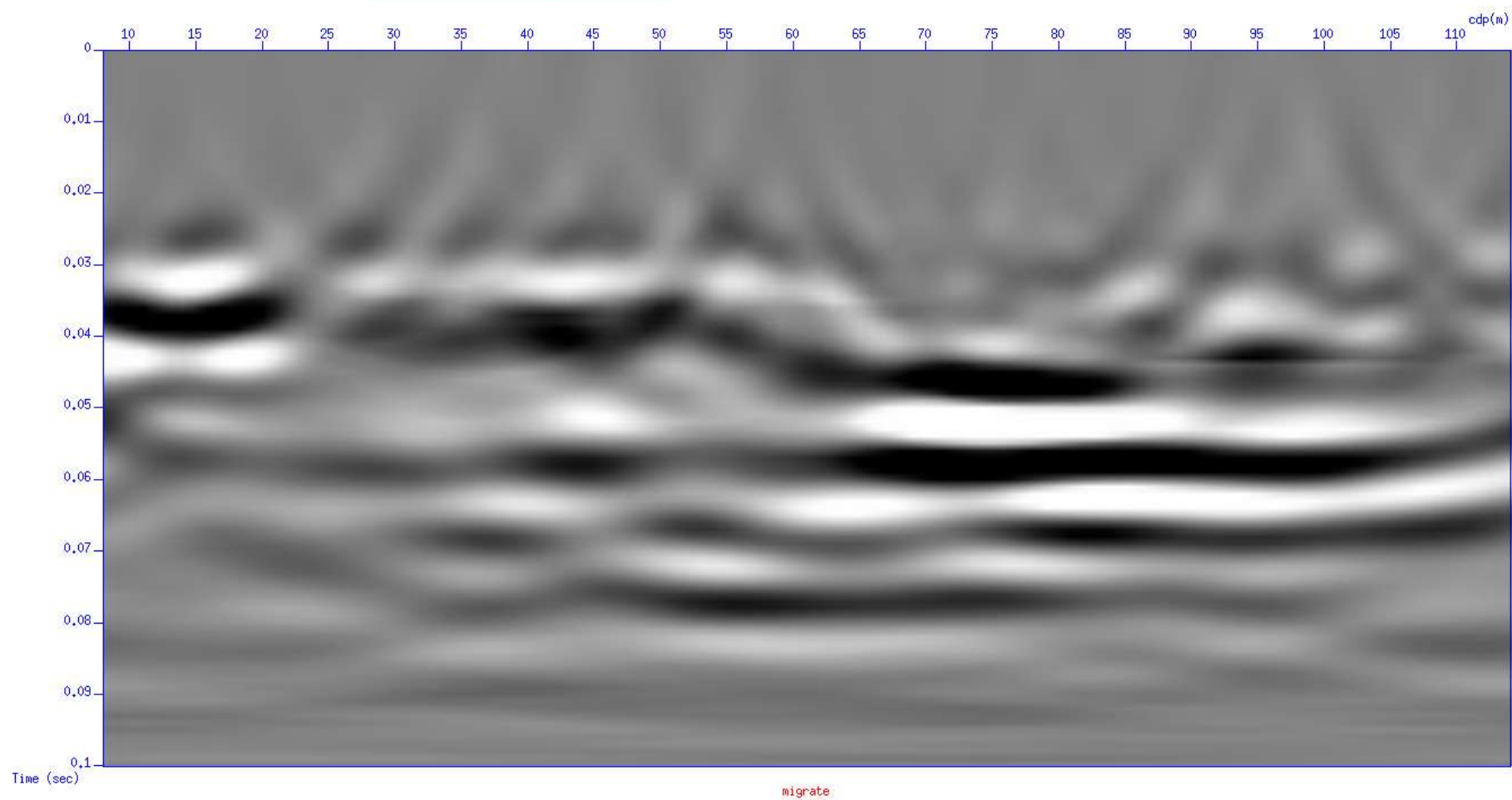
Σχήμα 3-71 Οι καταγραφές των πραγματικών δεδομένων μετά το φιλτράρισμα στο πεδίο συχνοτήτων –κυματαρίθμων και την αποκοπή του συναφούς θορύβου.



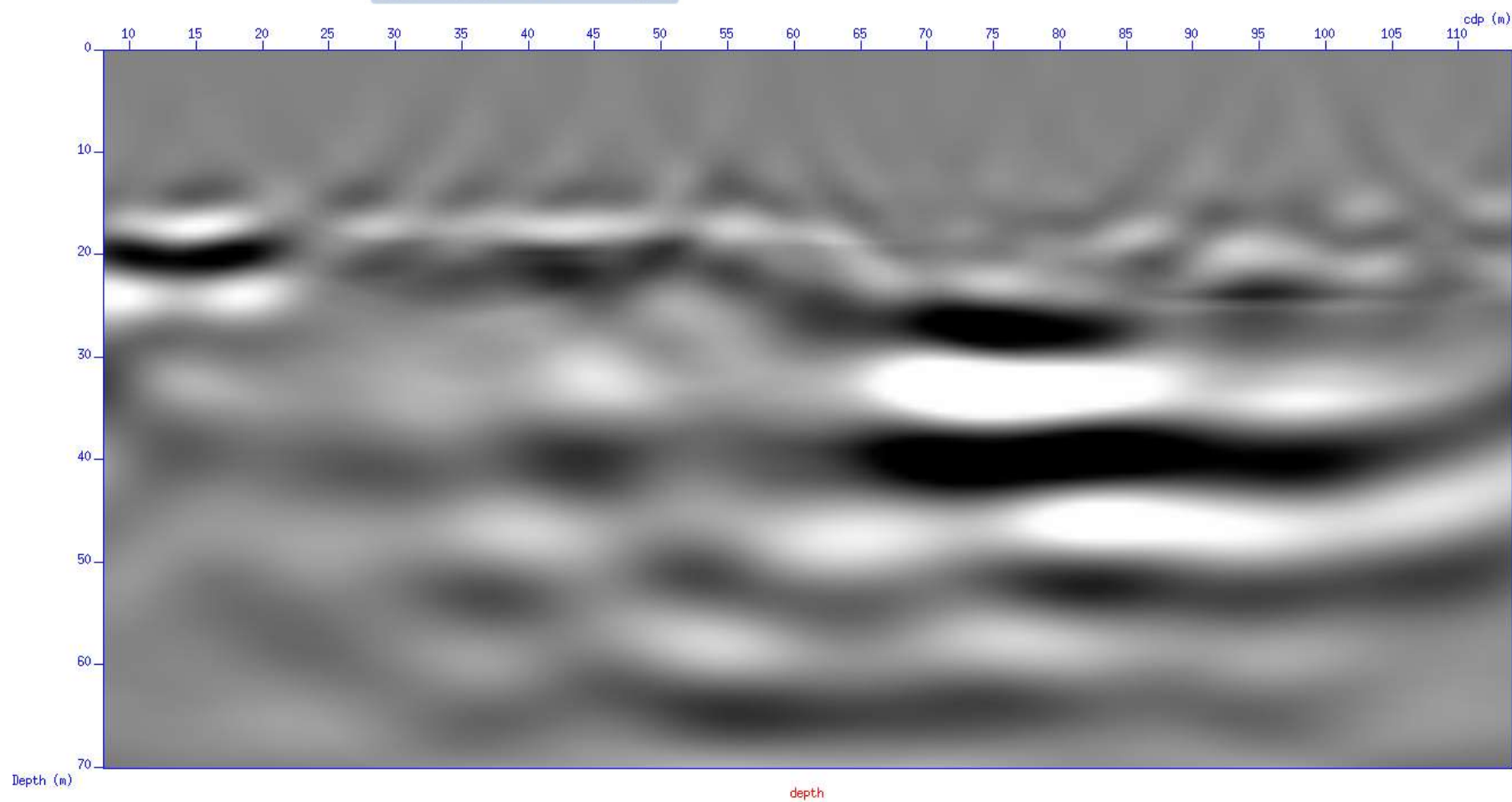
Σχήμα 3-72 Ανάλυση ταχυτήτων με των αλγόριθμο *velan_nccs*. Παρατηρούμε τη συγκέντρωση στο CMP 20m (αριστερά) στα 35ms με ταχύτητα 1100m/s και στο CMP 75m (δεξιά) στα 55ms με ταχύτητα 1700m/s.



Σχήμα 3-73 Δεδομένα ανάκλασης μετά την σόρευση, αφού προηγήθηκε η διόρθωση για την κανονική χρονική απόκλιση.



Σχήμα 3-74 Δεδομένα ανάκλασης μετά τη μετανάστευση, με βάση τις πραγματικές ταχύτητες των στρωμάτων (1070 και 2533m/s)



Σχήμα 3-75 Δεδομένα ανάκλασης της μετανάστευσης μετά την μετατροπή του χρόνου σε βάθος.

Κεφάλαιο 4 - Συνδυαστική Ερμηνεία

4.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό επιχειρείται η συνδυαστική ερμηνεία των αποτελεσμάτων των ηλεκτρικών και σεισμικών μεθόδων διασκόπησης και η σύγκριση αυτών με τα διαθέσιμα γεωλογικά, γεωτρητικά και γεωφυσικά στοιχεία, καθώς και με τα δύο μοντέλα κατανομής ταχυτήτων που έχουν προταθεί για την περιοχή. Για την καλύτερη σύγκριση των αποτελεσμάτων σημειώνονται στα σχήματα το βάθος εντοπισμού των σχηματισμών σύμφωνα με τα δύο μοντέλα ταχυτήτων των S-κυμάτων και ειδικότερα αυτό των Anastasiadis et al. (2001) με κόκκινες στικτές γραμμές (στο εξής μοντέλο S1) και αυτό των Anthymidis et al. (2017) με μπλε στικτές γραμμές (στο εξής μοντέλο S2).

Η γεωλογική ερμηνεία των μοντέλων των ταχυτήτων των S-κυμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων στο εξής MASW έγινε σύμφωνα με τις κατηγορίες σχηματισμών του πίνακα 1-1 (Anastasiadis et al., 2001), με ενοποιημένους τους επιφανειακούς σχηματισμούς A και B και με την προσθήκη δύο κατηγοριών υποβάθρου G1 και G2 (Anthymidis et al., 2015).

Από τα τέσσερα μοντέλα ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που έχουμε για κάθε τομή (διπόλου-διπόλου norm L1, L2 και πολλαπλής βαθμίδας norm L1, L2), η γεωλογική ερμηνεία γίνεται σε αυτά που έχουν καλύτερη συνάφεια τους με τα μοντέλα της MASW ή σε αυτά που παρουσιάζουν καλύτερη στρωματογραφική εικόνα. Η γεωλογική ερμηνεία των μοντέλων ηλεκτρικής αντίστασης, στις τομές υπ.αριθμ. 1, 6, 8, 9 που έγινε κοινή εφαρμογή των μεθόδων ηλεκτρικής τομογραφίας και της MASW, έγινε με την προσεγγιστική αντιστοίχιση των στρωμάτων που εντόπισαν. Με βάση την βαθμονόμηση αυτή γίνεται η ερμηνεία και των υπολοίπων τομών ηλεκτρικής τομογραφίας.

Τέλος, η ερμηνεία των μοντέλων ταχυτήτων των P-κυμάτων που προκύπτουν από την μέθοδο της διάθλασης γίνεται με τη συσχέτιση με γεωτρητικά δεδομένα, όπου αυτά είναι διαθέσιμα ή με τα αποτελέσματα των άλλων μεθόδων.

Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί ότι κατά την ερμηνεία των μεθόδων MASW και ηλεκτρικής τομογραφίας τα αποτελέσματα που αφορούν το πολύ επιφανειακό στρώμα δεν είναι αντιπροσωπευτικά της πραγματικής δομής. Στην ηλεκτρική τομογραφία αυτό οφείλεται είτε στη σύσταση του στρώματος A/B που παρουσιάζει μεγάλες διαφοροποιήσεις και η ειδική ηλεκτρική αντίσταση επηρεάζεται έντονα από την παρουσία ή όχι του νερού, είτε στις ανθρωπογενείς δομές που βρίσκονται στο στρώμα αυτό. Στην MASW ο λόγος που στο επιφανειακό τμήμα τα αποτελέσματα δεν είναι αξιόπιστα σχετίζεται με την ελάχιστη απόσταση των γεωφώνων, και κατά συνέπεια με το μικρότερο μήκος κύματος που υπάρχει στα δεδομένα.

4.2 Ερμηνεία

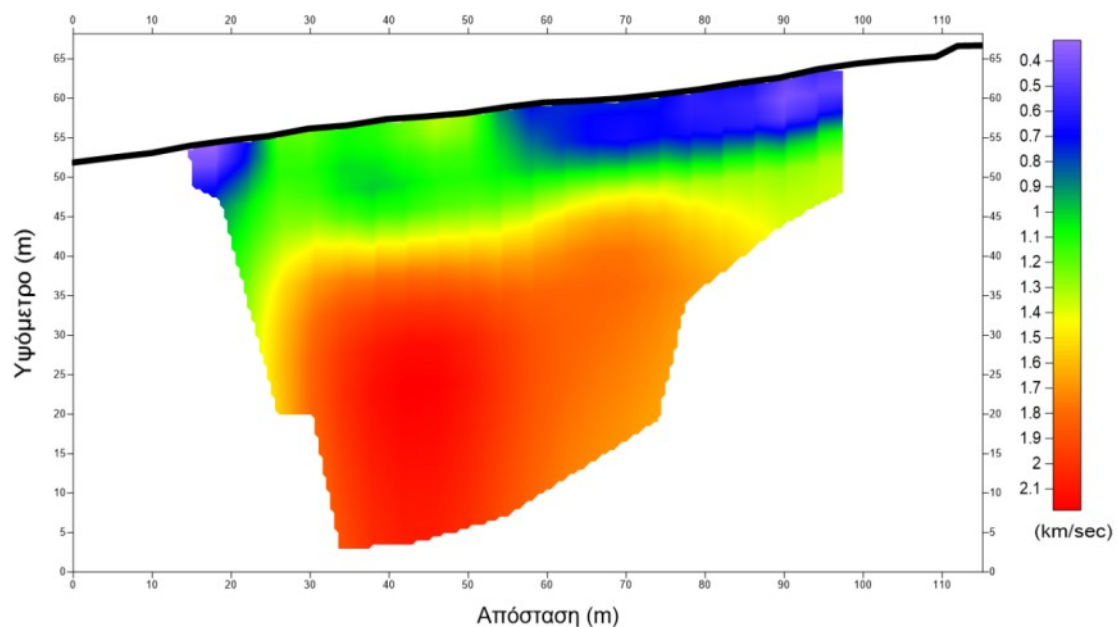
Τομή 8

Όπως παρατηρούμε στα σχήματα 4-1 και 4-2 τα μοντέλα του εδάφους που προέκυψαν από την ηλεκτρική τομογραφία και την μέθοδο MASW παρουσιάζουν πολλές ομοιότητες. Αναλυτικότερα και οι δύο μέθοδοι εντοπίζουν ένα στρώμα με μεγάλες ταχύτητες και αντιστάσεις στο υψόμετρο των 35 μέτρων και πάνω από αυτό ένα στρώμα με μικρότερες τιμές αυτών των ποσοτήτων.

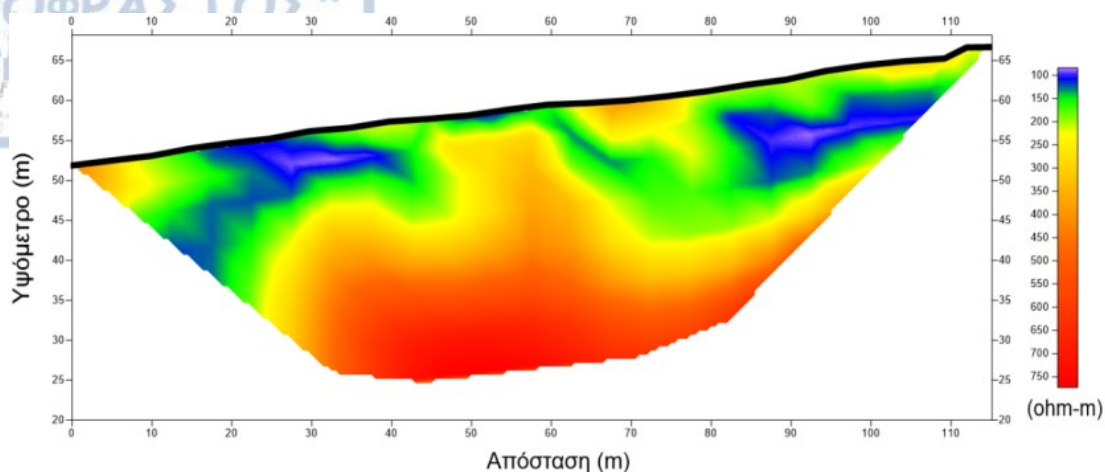
Η γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ταχυτήτων των S-κυμάτων που προέκυψε από τη μέθοδο MASW δίνεται στο σχήμα 4-3 και αποτελείται κυρίως από τους σχηματισμούς του υποβάθρου, με εξαίρεση μία επιφανειακή ζώνη 8 μέτρων στο δεξί τμήμα όπου εμφανίζονται ταχύτητες που αντιστοιχούν στον σχηματισμό E. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι στην πραγματικότητα η περιοχή αυτή αντιστοιχεί στο μανδύα αποσάθρωσης του γνευσίου με πιθανή παρουσία μερικών πρόσφατων ιζημάτων και όχι στο γεωλογικό σχηματισμό ου περιγράφει η γεωτεχνική ενότητα E. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα αυτά με τα δύο μοντέλα ταχυτήτων S1 και S2 παρατηρούμε πολύ καλή συμφωνία στους σχηματισμούς που προβλέπουν, με μικρές αποκλίσεις στα βάθη. Επίσης, σε σχέση με τα ευρήματα της γεώτρησης THETHE013b, οι σχηματισμοί εντοπίζονται στα ίδια βάθη με την τυπική στρωματογραφική στήλη της γεώτρησης και τα βάθη που εντοπίζουν τις ίδιες ταχύτητες των S-κυμάτων παρουσιάζουν αποκλίσεις περίπου τριών μέτρων.

Η αντίστοιχη γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων παρουσιάζεται στο σχήμα 4-4. Παρατηρούμε ότι το υγιές γνευσιακό υπόβαθρο (G) εμφανίζεται με αντιστάσεις μεγαλύτερες των 400 ohm-m και οι δύο πιο επιφανειακές υποδιαίρεσεις αυτού (G1 και G2) με αντιστάσεις 80-190 ohm-m και 190-400 ohm-m, αντίστοιχα. Οι υψηλές αντιστάσεις στην επιφάνεια πιθανότατα οφείλονται στην ακόρεστη ζώνη του επιφανειακού στρώματος αποσάθρωσης του γνευσίου.

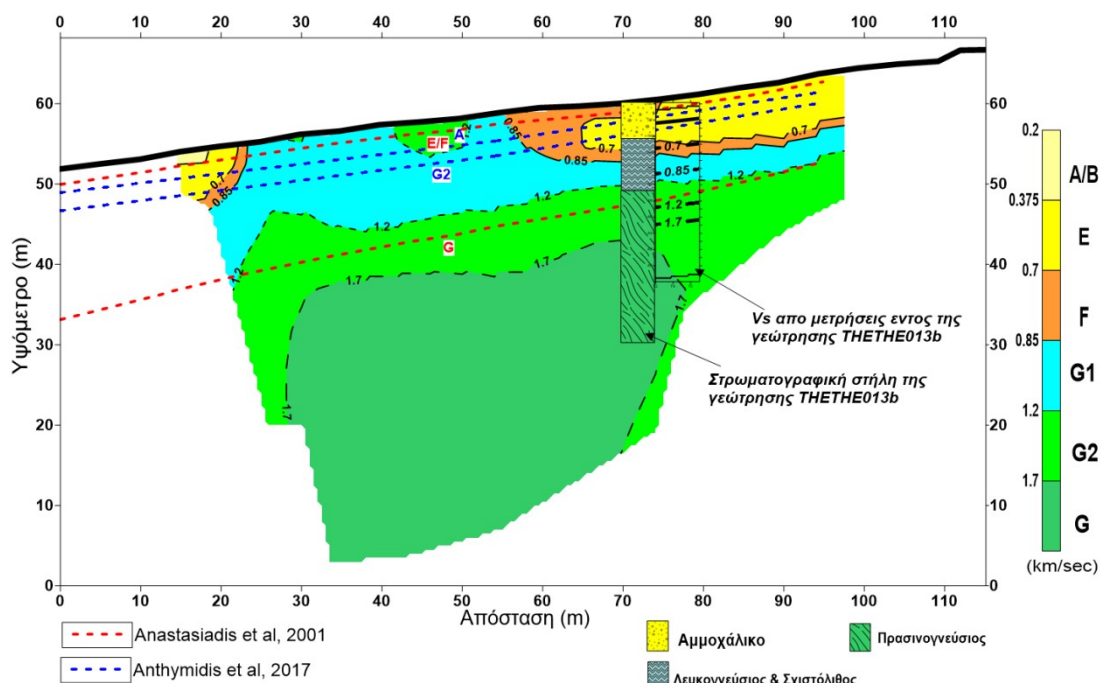
Στο σχήμα 4-5 δίνεται η γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ταχυτήτων των Ρ-κυμάτων, όπως προέκυψε από την μέθοδο της διάθλασης με την τομογραφική αντιστροφή, και έγινε με βάση τα αποτελέσματα των μετρήσεων της γεώτρησης THETHE013b (Σχήμα 1-11). Στο ίδιο σχήμα και η στρωματογραφική στήλη, τα βάθη των ταχυτήτων της γεώτρησης THETHE013b (τοποθετούνται στο σημείο της τομής που βρίσκεται παράλληλα -στο ίδιο υψόμετρο- με το σημείο εκτέλεσης της γεώτρησης), καθώς και η εμφάνιση των σχηματισμών σύμφωνα με τα δυο μοντέλα ταχυτήτων. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα της διάθλασης με τα δεδομένα της γεώτρησης παρατηρούμε πολύ καλή συμφωνία με την τυπική στρωματογραφική στήλη και απόκλιση περίπου 3 μέτρων στα βάθη των ασυνεχειών των σχηματισμών των Ρ-κυμάτων. Μικρές αποκλίσεις έχουμε και στα βάθη που εντοπίζονται οι σχηματισμοί στα δύο μοντέλα ταχυτήτων (S1 και S2).



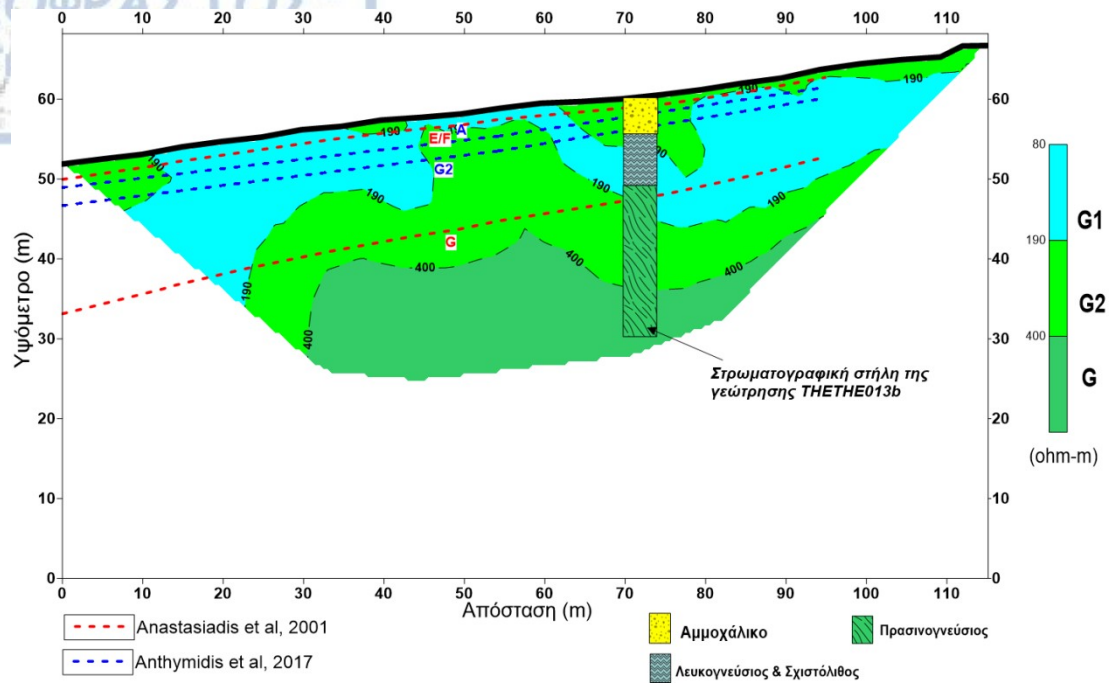
Σχήμα 4-1 Μοντέλο ταχυτήτων των S-κυμάτων για την Τομή 8, όπως προέκυψε από την πολυ-κάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (MASW).



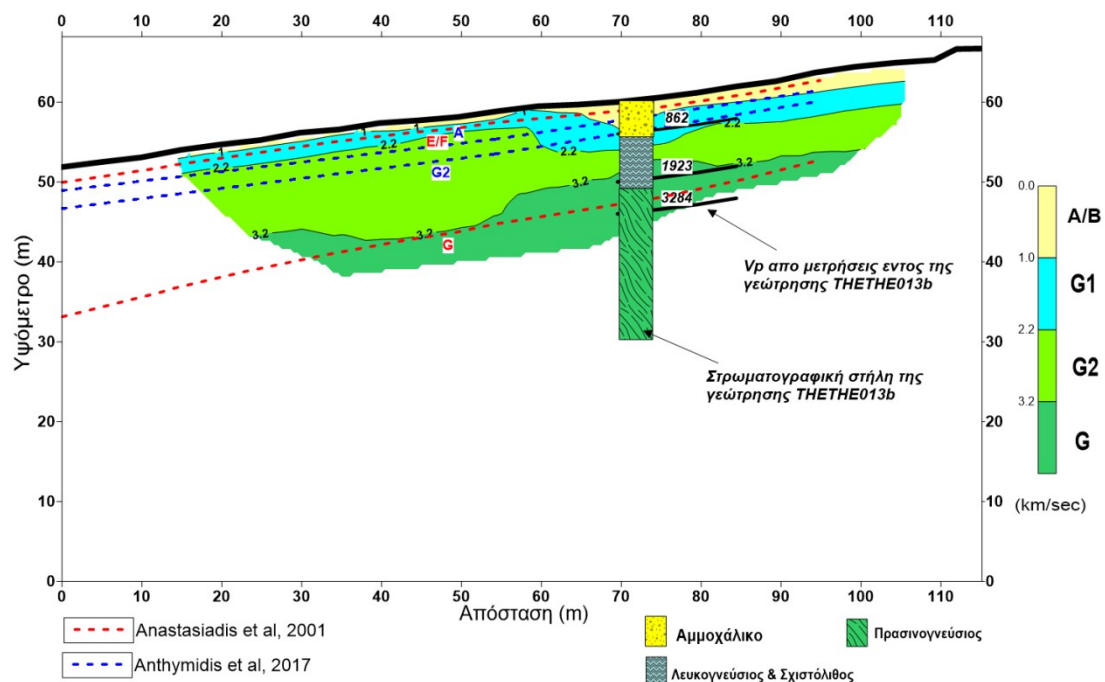
Σχήμα 4-2 Μοντέλο των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων, όπως προέκυψε από την ηλεκτρική τομογραφία στην τομή δ.



Σχήμα 4-3 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ταχυτήτων των S -κυμάτων, όπως προέκυψε από τη μέθοδο MASW, σύμφωνα με τις βασικές κατηγορίες εδαφικών σχηματισμών (Αναστασιάδη 2001). Σημειώνονται επίσης η στρωματογραφική στήλη και τα βάθη των ασυνεχειών της δομής των S -κυμάτων από τη γεώτρηση THETHE013b, καθώς και οι αναμενόμενες εμφανίσεις των σχηματισμών σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).



Σχήμα 4-4 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων για τις κατηγορίες των βασικών εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται επίσης η στρωματογραφική στήλη από την γεώτρηση THETHE013b και οι σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).



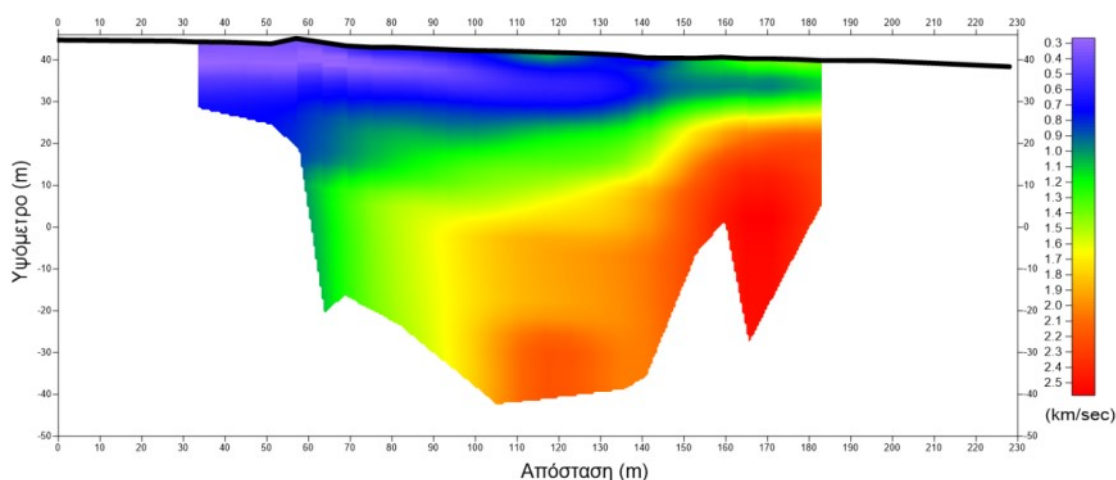
Σχήμα 4-5 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ταχυτήτων των P-κυμάτων στην Τομή 8, όπως προέκυψε από τη σεισμική διάθλαση. Σημειώνονται επίσης η στρωματογραφική στήλη και τα βάθη των σχηματισμών ίσων ταχυτήτων από την γεώτρηση THETHE013b, καθώς και οι σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).

Τομή 1

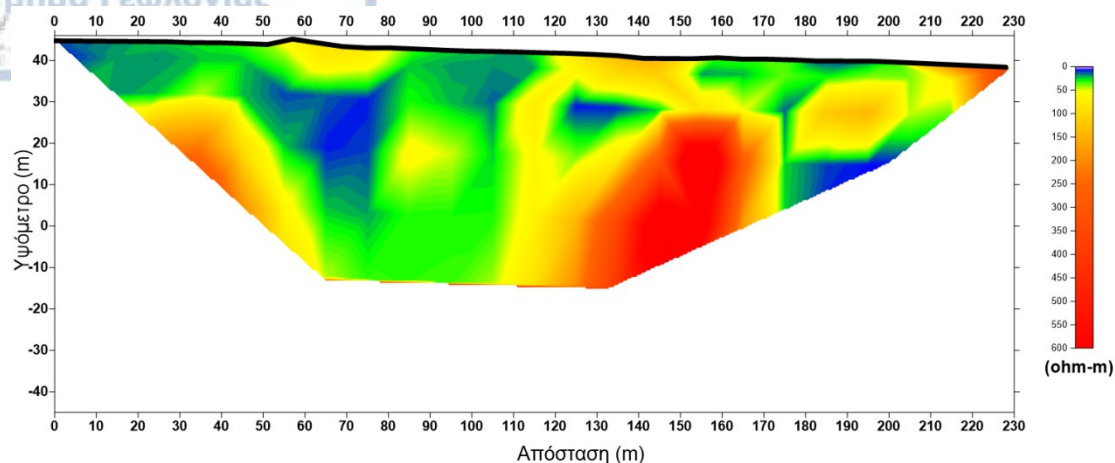
Στα σχήματα 4-6 και 4-7 δίνονται τα αποτελέσματα των μεθόδων της MASW και της ηλεκτρικής τομογραφίας, όπου πάλι παρατηρούμε παρόμοια στρωματογραφία. Από την γεωλογική ερμηνεία και των τριών μεθόδων (MASW, ηλεκτρική τομογραφία, διάθλαση, σχήματα 4-7, 4-8 ,4-9 αντίστοιχα) συμπεραίνουμε τα εξής:

- Επιφανειακά εντοπίζεται ο σχηματισμός A/B με μέσο πάχος 3 μέτρα όπως προκύπτει από την διάθλαση και όπως αναμένεται σύμφωνα με το μοντέλο S2.
- Στη συνέχεια στο αριστερό τμήμα της τομής και μέχρι το 140 μέτρο της εμφανίζεται ο σχηματισμός E με πάχος 10 μέτρα.
- Κάτω από το σχηματισμό E και μέσω μιας μικρής ζώνης μετάβασης (στα σχήματα ερμηνεύετε ως σχηματισμός F) έχουμε την εμφάνιση του υποβάθρου (G1, G2 , G), όπου μετά το 140 μέτρο βρίσκεται κάτω από το σχηματισμό A/B.
- Η ηλεκτρική τομογραφία εντοπίζει πιθανό ρήγμα περίπου στο 120 μέτρο.

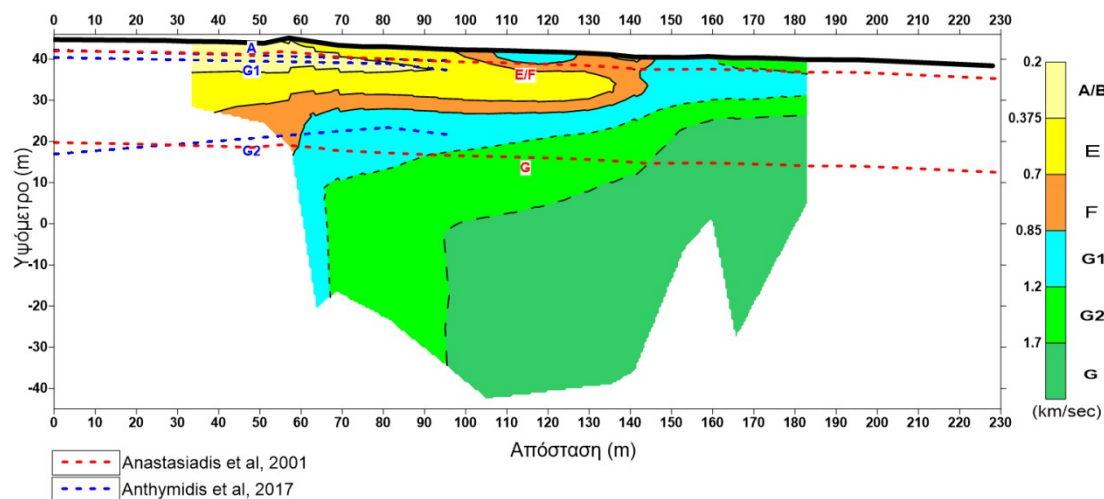
Τα αποτελέσματα αυτά βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα της ηλεκτρικής τομογραφίας του σχήματος 1-13 (Αθανασίου 2004) που έγινε στην ίδια διεύθυνση, με το τέλος της να απέχει περίπου 20 μέτρα από το τέλος της παρούσας έρευνας, και η οποία εντόπιζε το υπόβαθρο στα 7 μέτρα. Σχετική συμφωνία στο βάθος του υποβάθρου και των δύο υποκατηγοριών αυτού παρατηρείται και με τα μοντέλα S1 και S2.



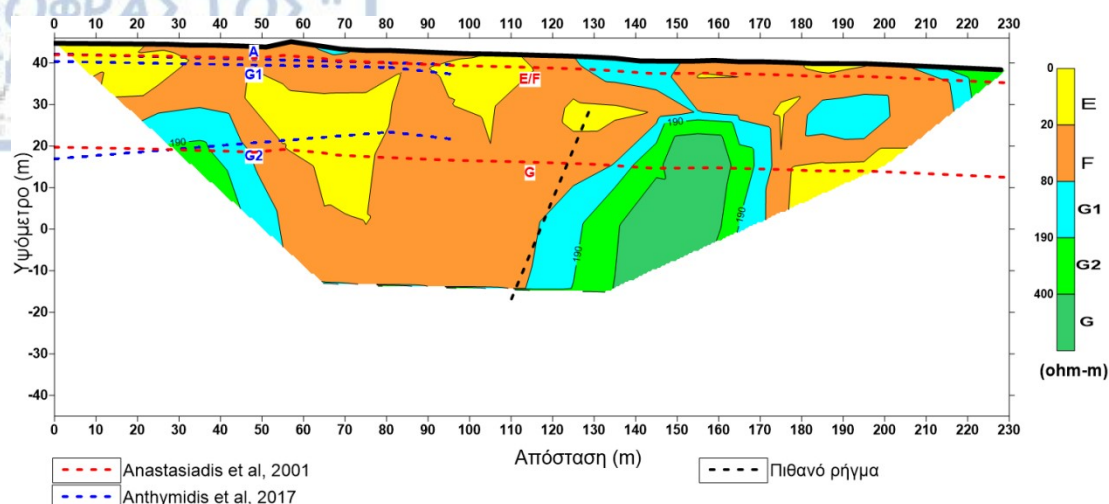
Σχήμα 4-6 Μοντέλο ταχυτήτων των S-κυμάτων για την Τομή 1 όπως προέκυψε από την πολυ-κάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (MASW).



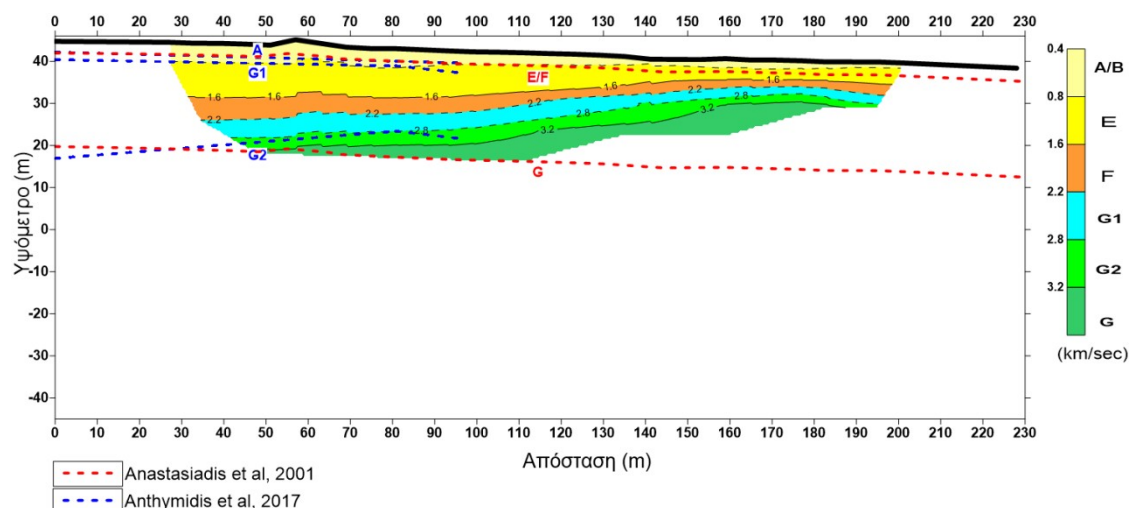
Σχήμα 4-7 Μοντέλο των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων όπως προέκυψε από την ηλεκτρική τομογραφία στην τομή 1.



Σχήμα 4-8 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ταχυτήτων των S-κυμάτων της Τομής 1, όπως προέκυψε από τη μέθοδο MASW, σύμφωνα με τις κατηγορίες εδαφικών σχηματισμών (Αναστασιάδης, 2001). Σημειώνονται επίσης οι εμφανίσεις των εδαφικών σχηματισμών σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).



Σχήμα 4-9 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων της Τομής 1 για τις κατηγορίες των εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται και οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές) καθώς και το πιθανό ρήγμα (μαύρες στικτές γραμμές).



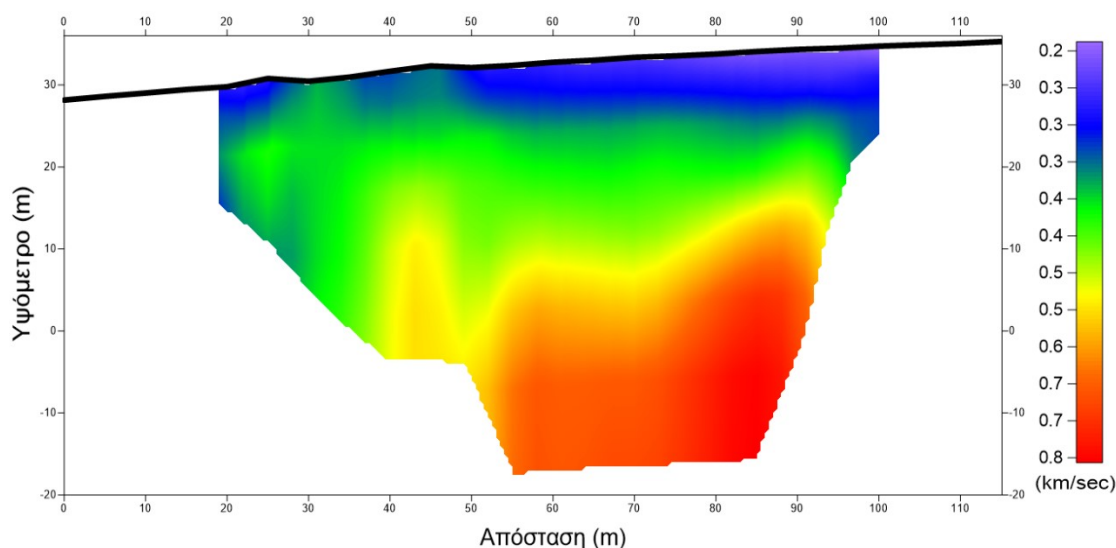
Σχήμα 4-10 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ταχυτήτων των P-κυμάτων της Τομής 1 όπως προέκυψε από τη σεισμική διάθλαση. Σημειώνονται επίσης οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).

Τομή 6

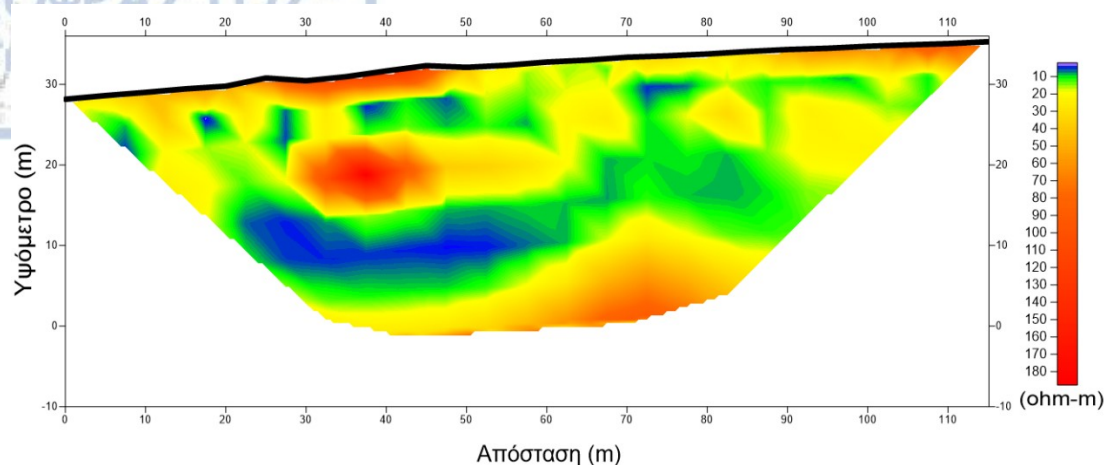
Παρόμοια δομή με μικρές διαφοροποιήσεις παρατηρούμε στα σχήματα 4-11 και 4-12, όπου παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της μεθόδου MASW και της ηλεκτρικής τομογραφίας. Επιχειρώντας τη γεωλογική ερμηνεία των αποτελεσμάτων (Σχήματα 4-13, 4-14, 4-15) των τριών μεθόδων (MASW, διάθλαση, ηλεκτρική τομογραφία) και σε συνδυασμό με την ανάκλαση συμπεραίνουμε τα παρακάτω:

- Επιφανειακά βρίσκουμε τον σχηματισμό A/B με πάχος από 3 μέτρα στο αριστερό τμήμα της τομής έως 9 μέτρα στο δεξί.
- Κάτω από τον σχηματισμό A/B βρίσκουμε τον σχηματισμό E με πάχος περίπου 20 μέτρων. Ο σχηματισμός E παρουσιάζεται με αντιστάσεις κάτω από 20 $\Omega\text{m-m}$ και ταχύτητα P-κυμάτων από 1000 έως 2600 m/sec.
- Τέλος, σε υψόμετρο 5 με 10 μέτρα εμφανίζεται και στις τρεις μεθόδους ο σχηματισμός F με αντιστάσεις από 20-80 $\Omega\text{m-m}$ και ταχύτητα P-κυμάτων πάνω από 2600m/sec.
- Ο ανώτερος ορίζοντας ανάκλασης είναι πιθανόν η επαφή του E με τον F, ενώ ο κατώτερος ορίζοντας ανάκλασης είναι πιθανόν η επαφή του F με τον G1 (υπόβαθρο).

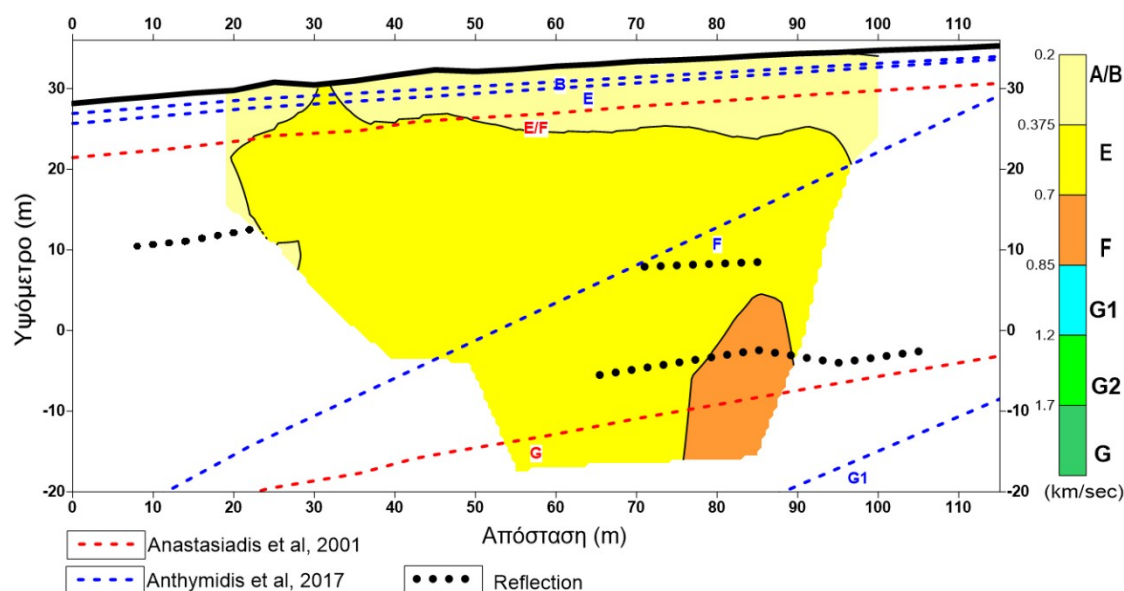
Σε σχέση με το μοντέλο S2 προσεγγίζεται ικανοποιητικά το βάθος εντοπισμού των σχηματισμών E και F.



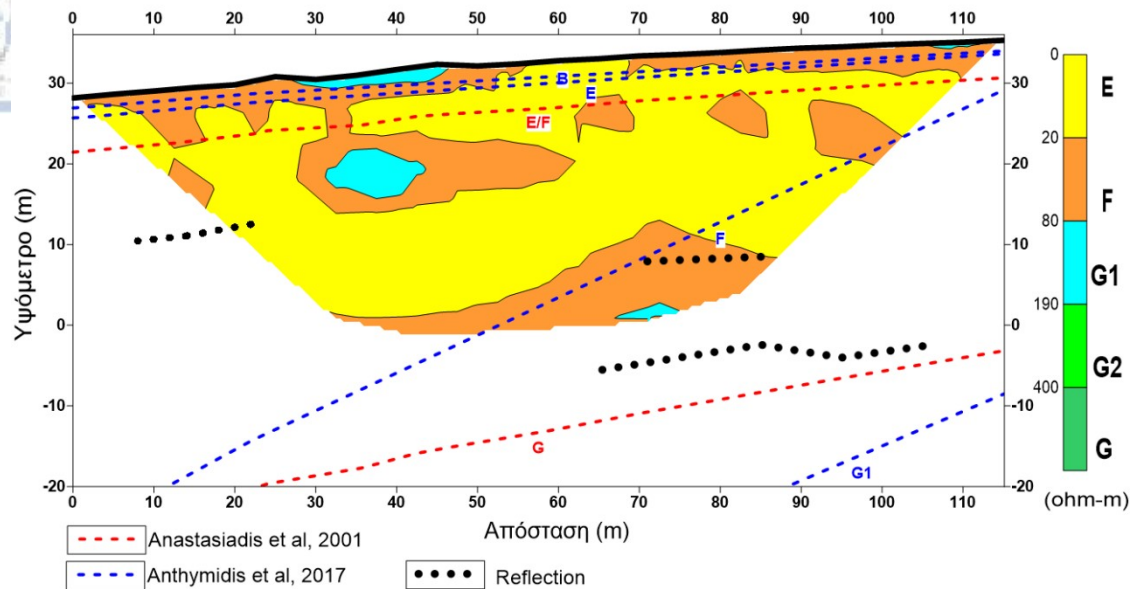
Σχήμα 4-11 Μοντέλο ταχυτήτων των S-κυμάτων για την Τομή 6, όπως προέκυψε από την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (MASW).



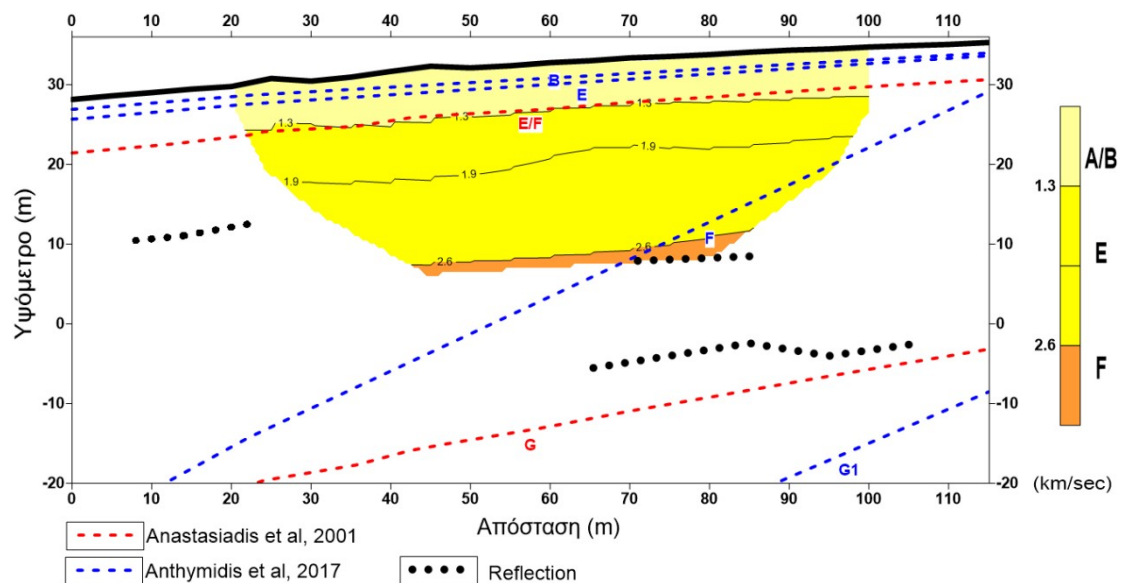
Σχήμα 4-12 Μοντέλο των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων, όπως προέκυψε από την ηλεκτρική τομογραφία στην τομή 6.



Σχήμα 4-13 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ταχυτήτων των S-κυμάτων της Τομής 6, όπως προέκυψε από την MASW, σύμφωνα με τις βασικές κατηγορίες εδαφικών σχηματισμών (Αναστασιάδη 2001). Σημειώνονται επίσης οι εμφανίσεις των εδαφικών σχηματισμών σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές) και οι ορίζοντες ανάκλασης.



Σχήμα 4-14 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων της Τομής 6 για τις κατηγορίες των εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται και οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές) και οι οριζόντες ανάκλασης.



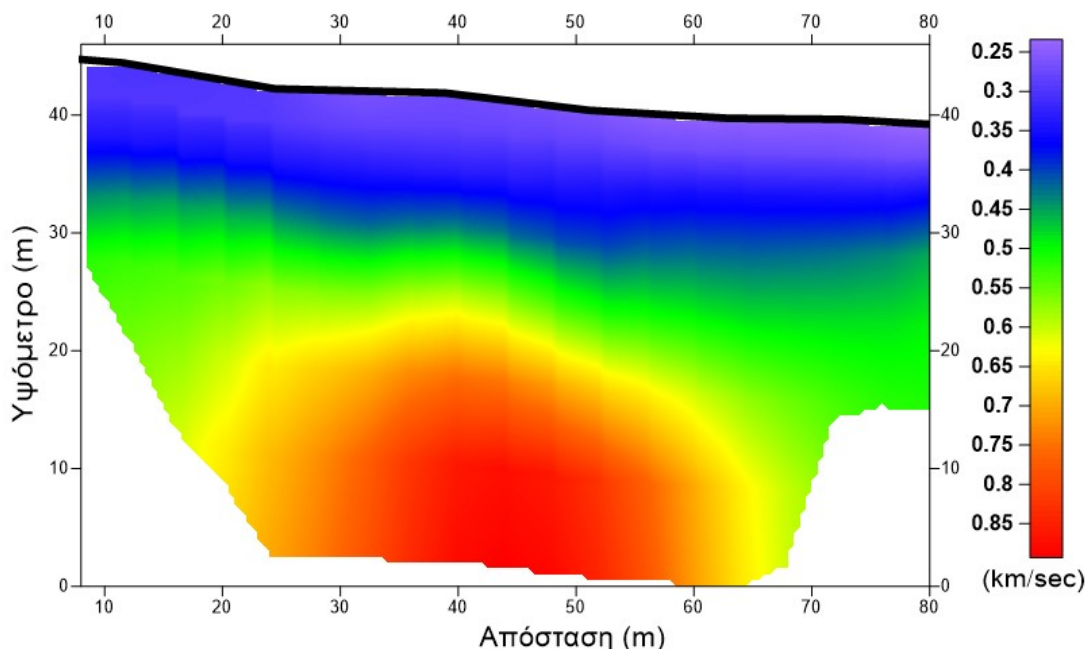
Σχήμα 4-15 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ταχυτήτων των P-κυμάτων της Τομής 6, όπως προέκυψε από τη σεισμική διάθλαση. Σημειώνονται επίσης οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές) και οι οριζόντες ανάκλασης.

Τομή 9

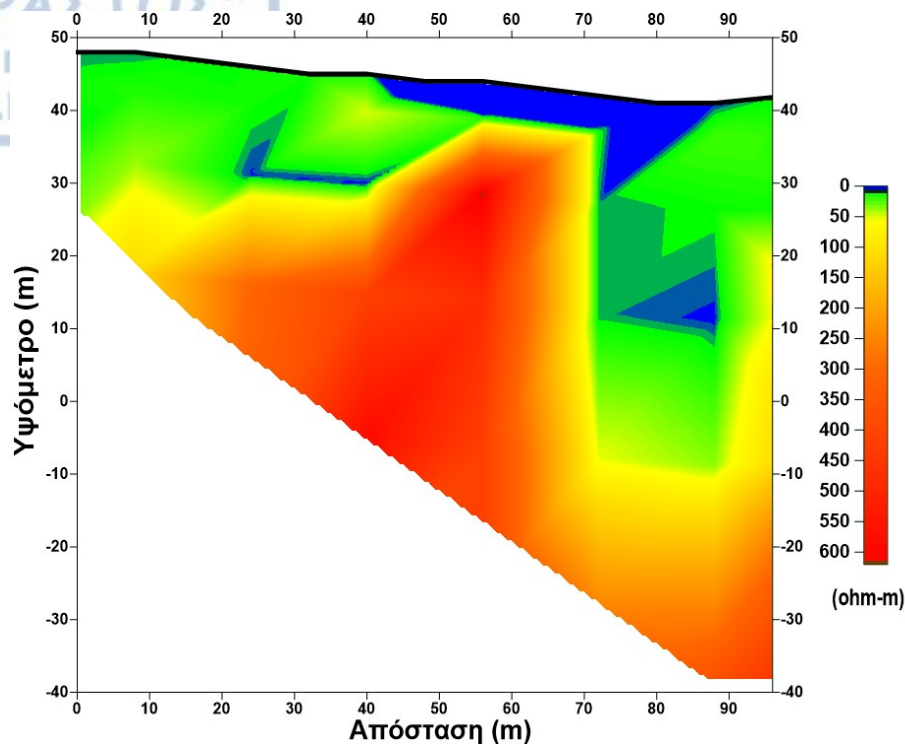
Στην τομή 9 η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας πραγματοποιήθηκε σε απόσταση λίγων μέτρων και παράλληλα με την αντίστοιχη θέση των σεισμικών μεθόδων. Για

την τομογραφία αυτή παρουσιάζονται δύο διαφορετικές ερμηνείες καθώς υπήρχε σημαντική απόκλιση της θεωρητικής απόστασης των ηλεκτροδίων (8 μέτρα) και της απόστασης που υπολογίστηκε βάση των σημείων των ηλεκτροδίων που λήφθηκαν με GPS χειρός. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα στα σχήματα 4-16, 4-17 και 4-18 παρατηρούμε στο κέντρο των τριών τομών την αναθόλωση του κατώτερου σχηματισμού, με σημαντική όμως διαφορά στο βάθος που αυτή εκτείνεται. Ελέγχοντας τις αντίστοιχες γεωλογικές ερμηνείες (Σχήματα 4-19, 4-20 και 4-21) μπορούν να εξαχθούν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

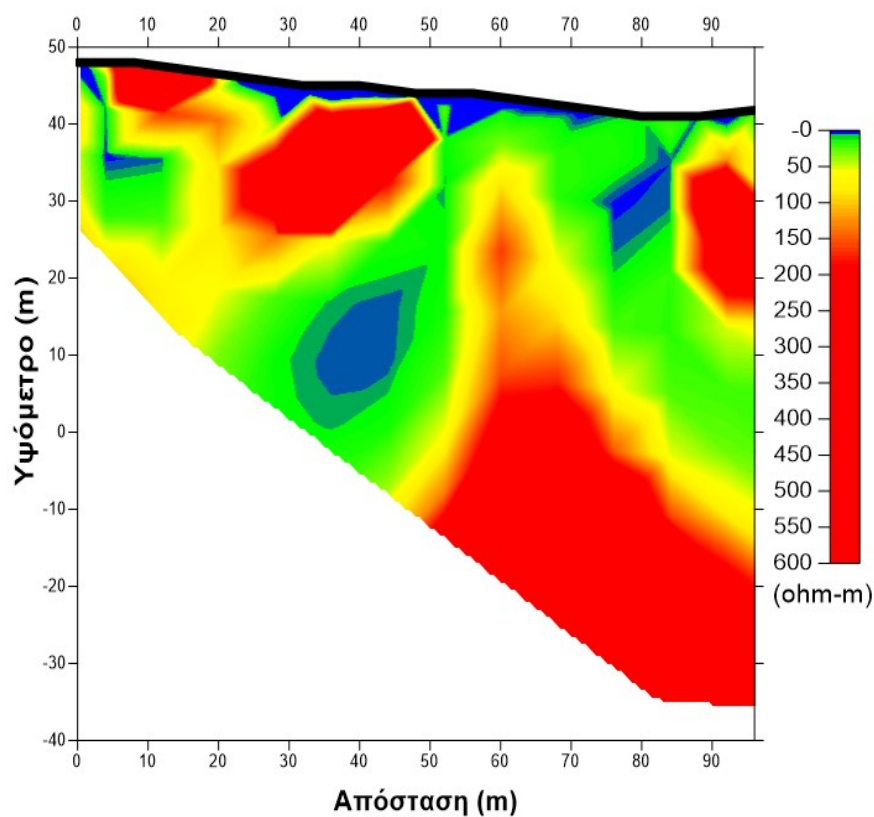
- Ο σχηματισμός που δημιουργεί την αναθόλωση είναι το υπόβαθρο και εντοπίζεται από την MASW σε πολύ μεγαλύτερο βάθος απ' ότι στην ηλεκτρική τομογραφία. Το βάθος που εντοπίζει η MASW τον σχηματισμό G1 (30μέτρα) δεν συμφωνεί με το βάθος που το εντοπίζει η ηλεκτρική τομογραφία και το μοντέλο S2.
- Επιφανειακά ο σχηματισμός A/B έχει πάχος περίπου 10 μέτρα.
- Η στάθμη του φρεάτιου υδροφόρου βρίσκεται σε κυμαινόμενο βάθος 8 έως 13 μέτρων.



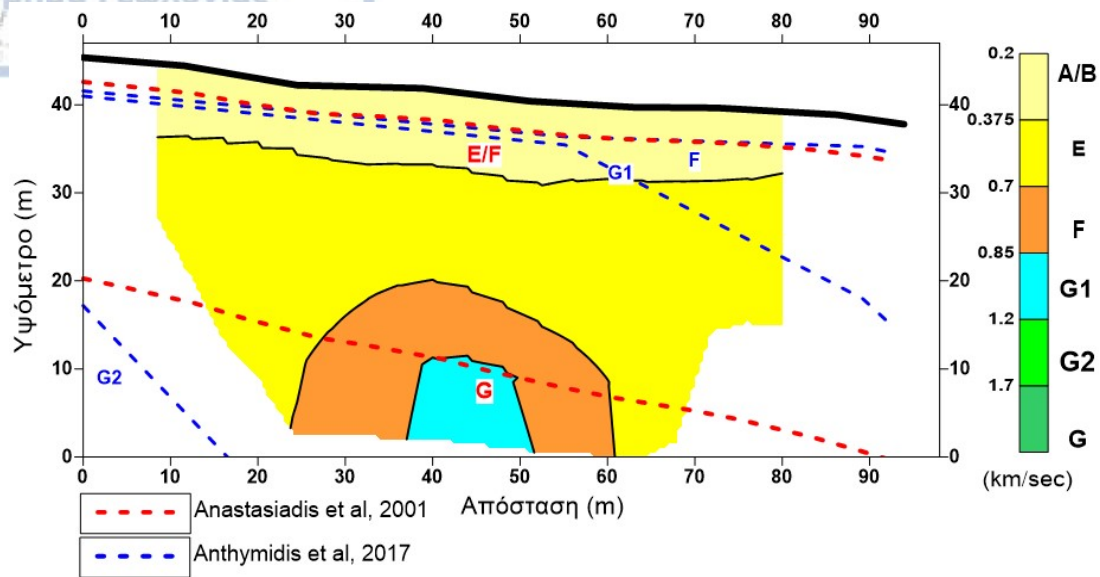
Σχήμα 4-16 Μοντέλο ταχυτήτων των S-κυμάτων για την Τομή 9, όπως προέκυψε από την πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (MASW).



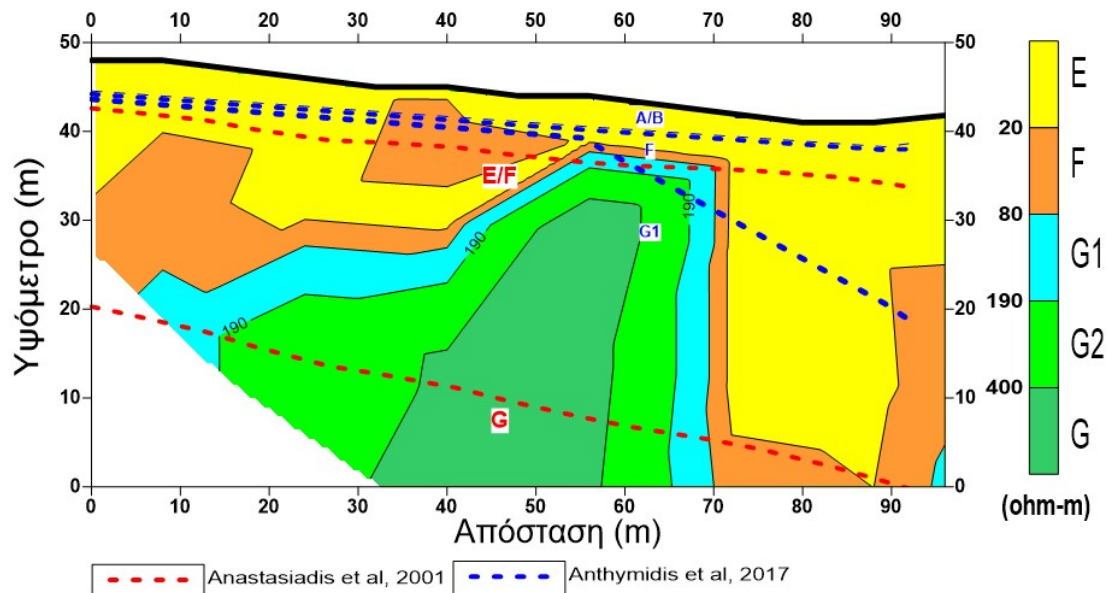
Σχήμα 4-17 Μοντέλο των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων, όπως προέκυψε από την ηλεκτρική τομογραφία στην τομή 9 με τις αποστάσεις ηλεκτροδίων όπως υπολογίστηκαν από τα σημεία που λήφθηκαν με τη χρήση GPS (Anthymidis et al., 2015).



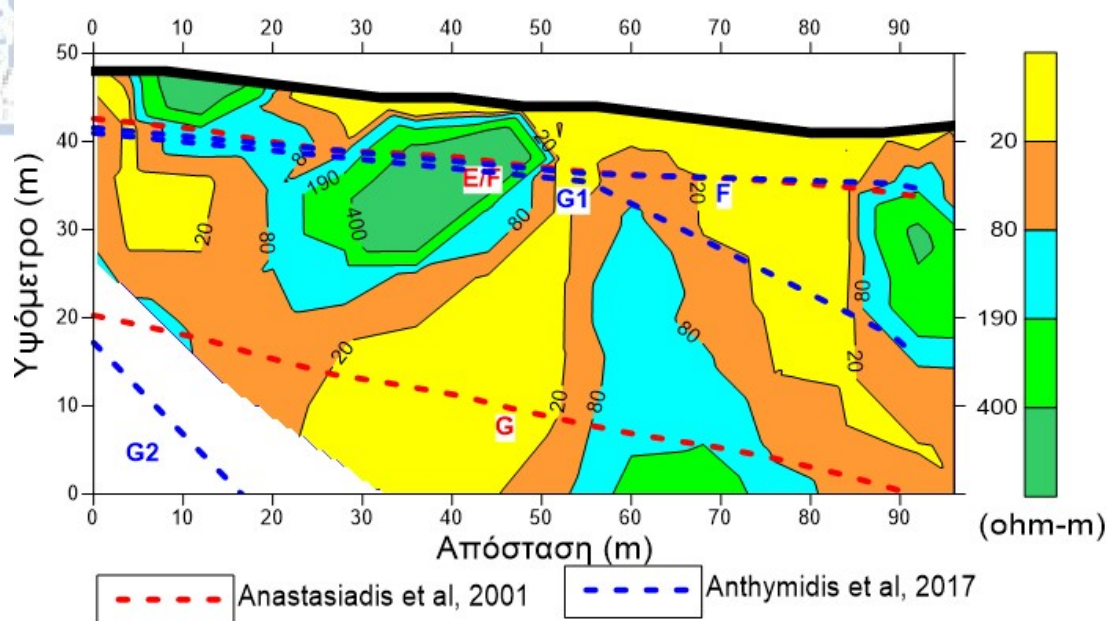
Σχήμα 4-18 Μοντέλο των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων, όπως προέκυψε από την ηλεκτρική τομογραφία στην τομή 9 με τις θεωρητικές αποστάσεις ηλεκτροδίων (Anthymidis et al., 2015).



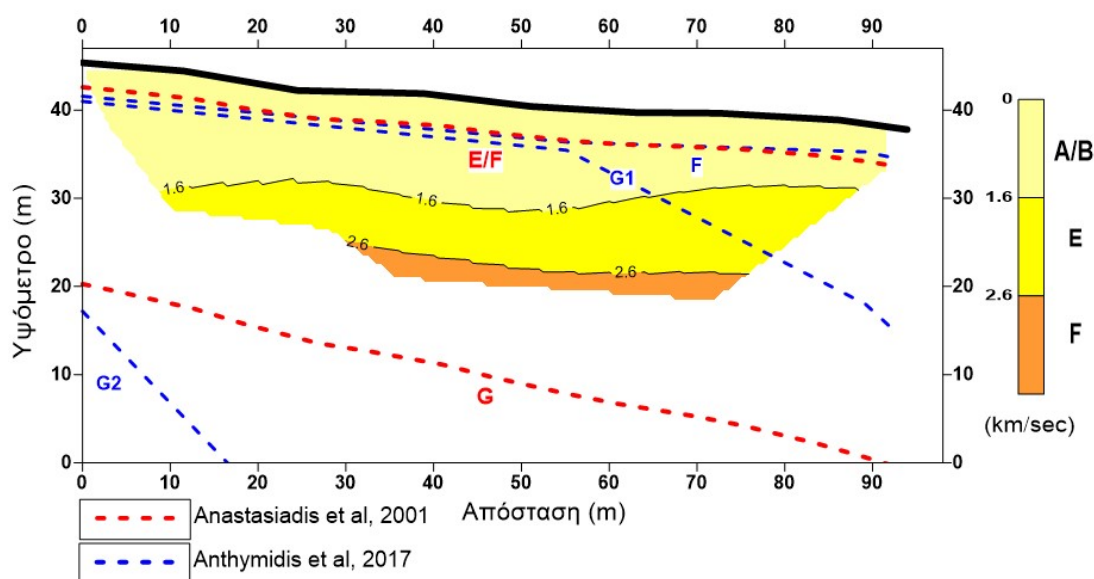
Σχήμα 4-19 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ταχυτήτων των *S*-κυμάτων της Τομής 9, όπως προέκυψε από την *MASW*, σύμφωνα με τις διαθέσιμες κατηγορίες εδαφικών σχηματισμών (Αναστασιάδης, 2001). Σημειώνονται επίσης οι εμφανίσεις των εδαφικών σχηματισμών σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).



Σχήμα 4-20 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων, όπως προέκυψε από την ηλεκτρική τομογραφία στην Τομή 9 με τις αποστάσεις ηλεκτροδίων όπως υπολογίστηκαν από τα σημεία που λήφθηκαν με τη χρήση *GPS*, για τις διαθέσιμες κατηγορίες των εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται και οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).



Σχήμα 4-21 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων, όπως προέκυψε από την ηλεκτρική τομογραφία στην Τομή 9 με τις θεωρητικές αποστάσεις, για τις διαθέσιμες κατηγορίες των εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται και οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).

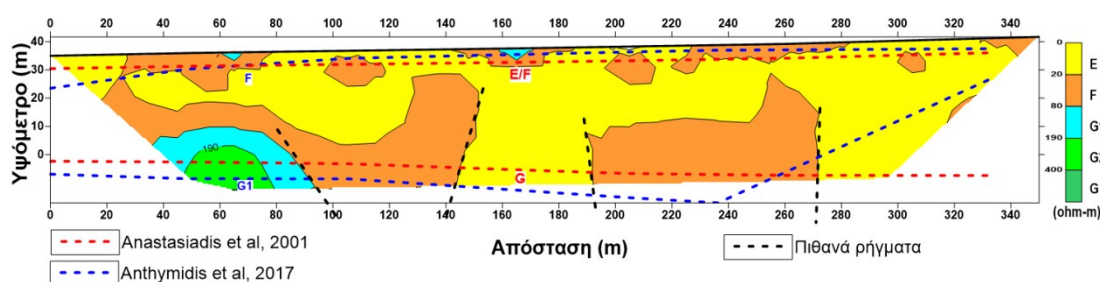


Σχήμα 4-22 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ταχυτήτων των P-κυμάτων της Τομής 9, όπως προέκυψε από τη σεισμική διάθλαση. Σημειώνονται επίσης οι εδαφικοί σχηματισμοί, σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).

Τομή 2

Για την γεωλογική ερμηνεία της Τομής 2 επιλέχθηκε το μοντέλο των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων του σχήματος 3-7 (διάταξη διπόλου-διπόλου, norm L2). Σύμφωνα

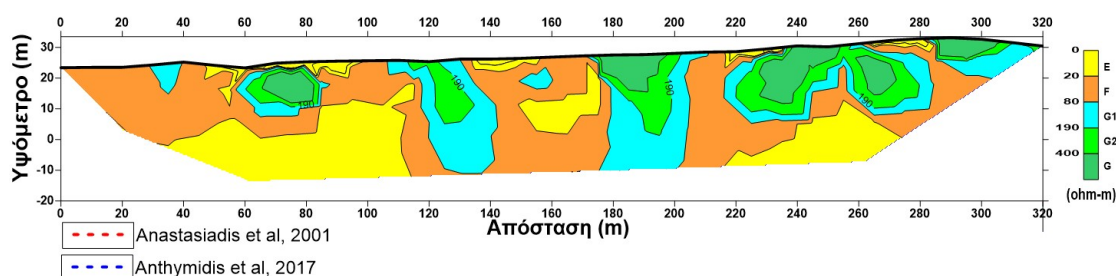
να με αυτή (Σχήμα 4-23) στην περιοχή μέχρι το υψόμετρο των 20 μέτρων επικρατεί ο σχηματισμός E και στην συνέχεια εμφανίζεται ο σχηματισμός F σε δύο ζώνες από το 20-145 και από το 190-270 μέτρο. Στο αριστερό τμήμα της τομής εντοπίζονται και οι σχηματισμοί G1 και G2 σε υψόμετρο κάτω των 10 μέτρων, κάτι που είναι σε συμφωνία με το μοντέλο S2.



Σχήμα 4-23 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων της Τομής 2, για τις βασικές κατηγορίες των εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται και οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές), καθώς και τα πιθανά ρήγματα (μαύρες στικτές γραμμές).

Τομή 3

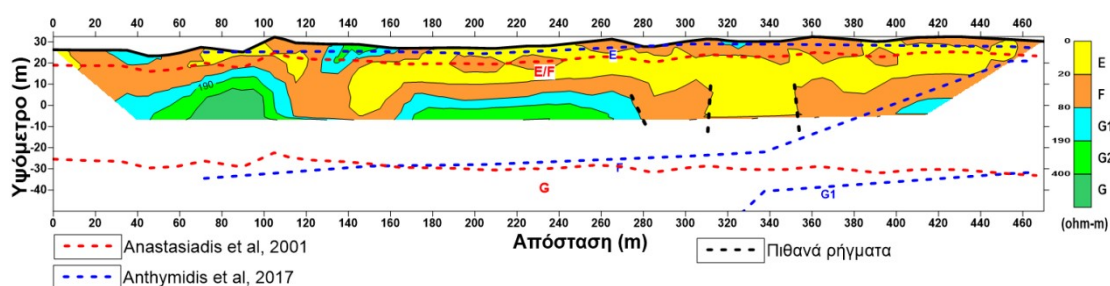
Στο σχήμα 4-24 επιχειρείται η γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων του σχήματος 3-11 (διάταξη διπόλου-διπόλου, norm L2). Όπως παρατηρήσαμε και στα σχήματα 1-14, 1-15 (Αθανασίου, 2004) όπου υπήρχε ασυμφωνία των ηλεκτρικών μετρήσεων με τα ευρήματα των γεωτρήσεων, έτσι και σε αυτή την τομή τα αποτελέσματα της ηλεκτρικής τομογραφίας παρουσιάζουν μεγάλα σφάλματα και δεν επιδέχονται γεωλογικής ερμηνείας. Το γεγονός αυτό πιθανόν να οφείλεται στη λειτουργία του χειμάρρου της περιοχής της Ευαγγελίστριας (Pitilakis et. al., 2004) που βρίσκονταν περίπου στο σημείο αυτό.



Σχήμα 4-24 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων της Τομής 3, για τις βασικές κατηγορίες των εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται και οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).

Τομή 4

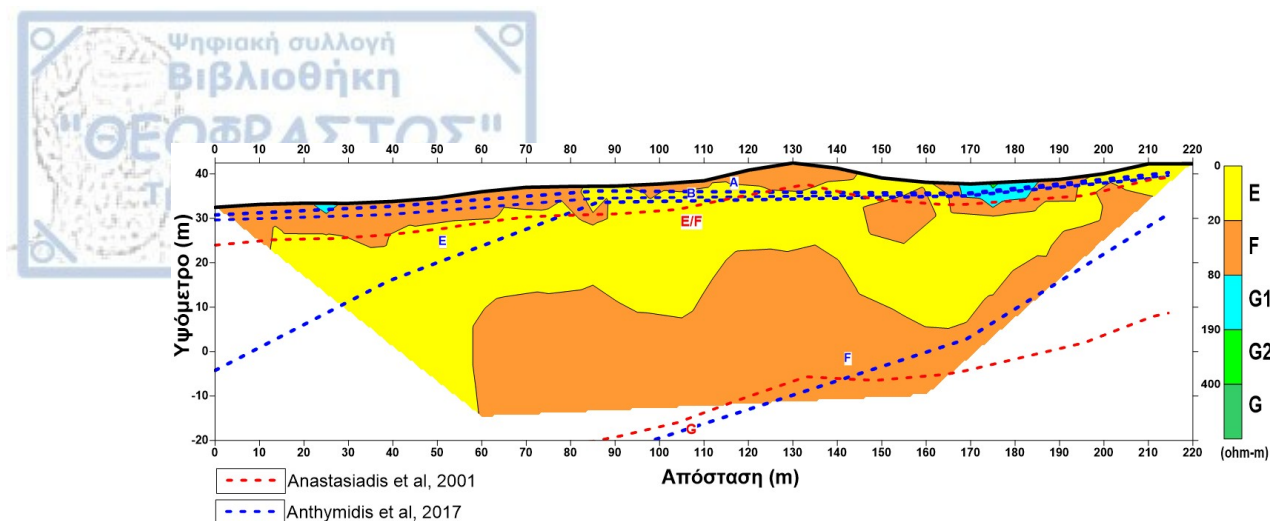
Και σε αυτή την τομή τα σφάλματα των μετρήσεων ήταν υψηλά, αλλά παρατηρούμε (Σχήμα 4-25) ότι τα μοντέλα παρουσιάζουν γεωλογική συνάφεια, οπότε μπορεί να δοθεί μια ενδεικτική γεωλογική ερμηνεία. Στην περιοχή επικρατούν οι σχηματισμοί E και F, ενώ εμφανίζονται σε δύο περιοχές υψηλές αντιστάσεις. Στο αριστερό τμήμα της τομής (25 έως 110 μέτρο) οι υψηλές αυτές αντιστάσεις ίσως να οφείλονται σε ανθρωπογενής δομές (υπόγεια του κτηρίου που στεγάζεται η Σχολή Χημείας). Το κεντρικό τμήμα της τομής (170 έως 270 μέτρο) βρίσκεται στην περιοχή του Μετεωροσκοπείου και απέχει αρκετά από το κτήριο της Νομικής, οπότε οι υψηλές αντιστάσεις ενδεχομένως οφείλονται σε γεωλογικό σχηματισμό. Τέλος εμφανίζονται και τρία πιθανά ρήγματα στα σημεία με έντονες πλευρικές διαφοροποιήσεις.



Σχήμα 4-25 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων της Τομής 4, για τις βασικές κατηγορίες των εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται και οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές), καθώς και τα πιθανά ρήγματα (μαύρες στικτές γραμμές).

Τομή 5

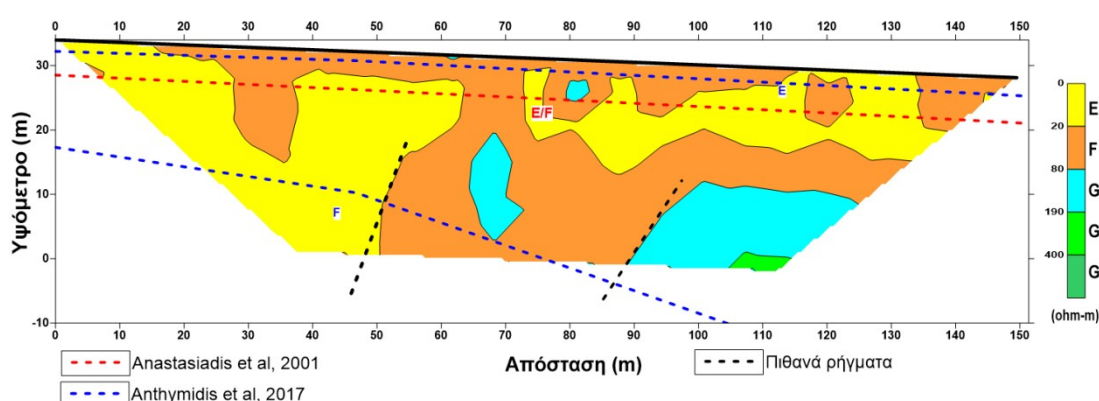
Από την γεωλογική ερμηνεία της Τομής 5 (Σχήμα 4-26) συμπεραίνουμε ότι στην περιοχή επικρατούν οι σχηματισμοί E και F ενώ μέχρι το βάθος των 45 μέτρων δεν έχουμε εμφάνιση του υποβάθρου. Επίσης η στάθμη του φρεάτιου υδροφόρου στο νότιο τμήμα της τομής (από την αρχή έως το 83 μέτρο) βρίσκεται σε βάθος περίπου 7 μέτρων. Παρατηρούμε ακόμα την συμφωνία των αποτελεσμάτων αυτών με το μοντέλο S2, τόσο στο είδος των σχηματισμών που εντοπίζουν, όσο και στο βάθος στο οποίο βρίσκεται η πάνω επιφάνεια του σχηματισμού E.



Σχήμα 4-26 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων της Τομής 5, για τις βασικές κατηγορίες των εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται και οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές).

Τομή 7

Στην γεωλογική ερμηνεία της Τομής 7 (Σχήμα 4-27) παρατηρούμε την στάθμη του φρεάτιου υδροφόρου στα 4 μέτρα, καθώς και την εμφάνιση δύο πιθανών ρηγμάτων, αφού υπάρχει έντονη πλευρική διαφοροποίηση στο 50 και 90 μέτρο. Συγκεκριμένα, φαίνεται η εμφάνιση του σχηματισμού F από το 50 μέτρο μέχρι το τέλος της τομής σε βάθος περίπου 12 μέτρων και του σχηματισμού G1 από το 90 μέτρο μέχρι το τέλος σε βάθος 20 μέτρων.

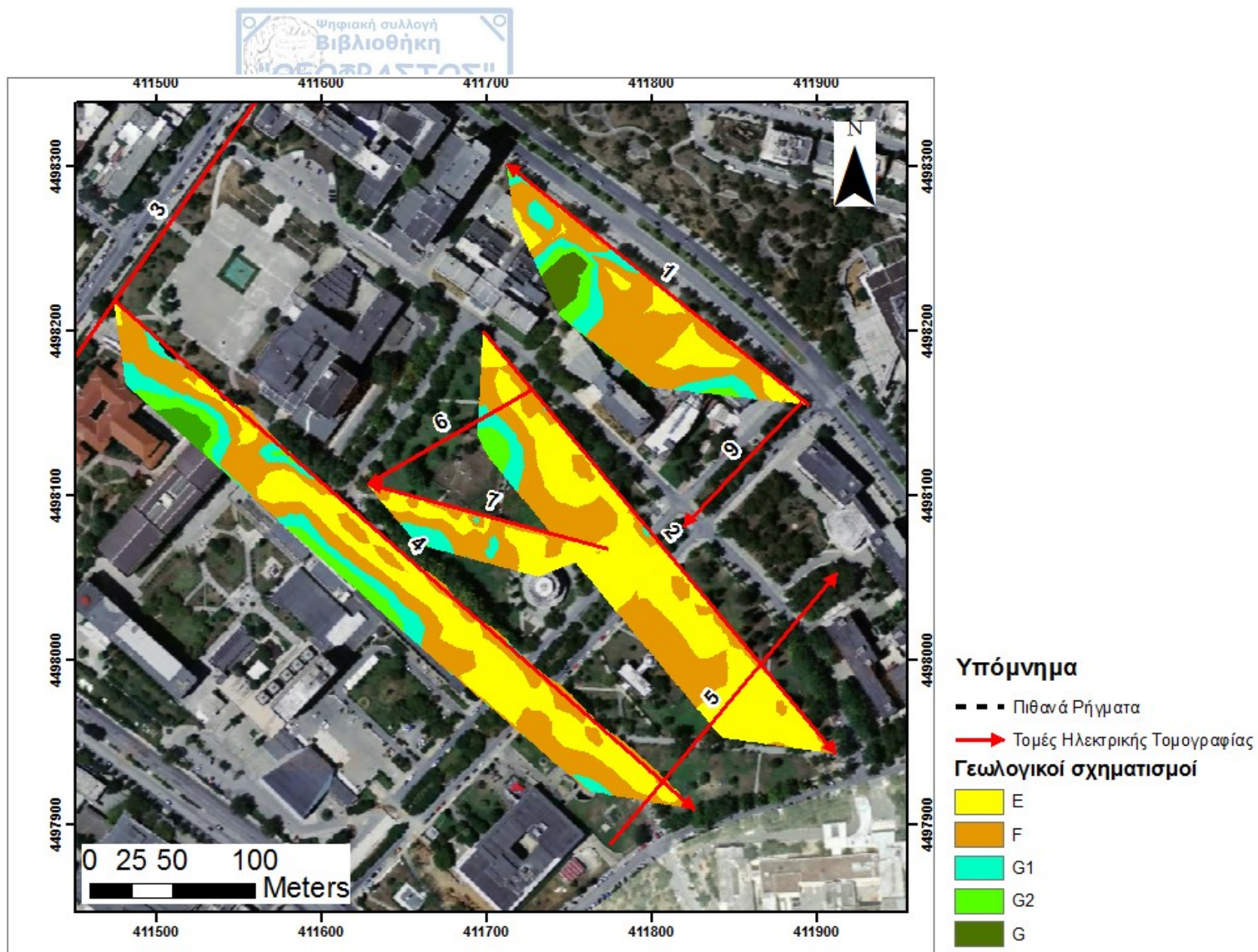


Σχήμα 4-27 Γεωλογική ερμηνεία του μοντέλου των ηλεκτρικών αντιστάσεων της Τομής 7, για τις βασικές κατηγορίες των εδαφικών σχηματισμών. Σημειώνονται και οι σχηματισμοί σύμφωνα με τα δύο διαθέσιμα μοντέλα δομής (κόκκινες και μπλε στικτές γραμμές), καθώς και τα πιθανά ρήγματα (μαύρες στικτές γραμμές).

4.3 Σύνοψη γεωλογικής ερμηνείας

Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την γεωλογική ερμηνεία των μοντέλων ηλεκτρικής αντίστασης και ταχύτητας των P και S σεισμικών κυμάτων παρατηρούμε τα εξής:

1. Όπως φαίνεται και στο σχήμα 4-28 παρατηρούμε ότι η εμφάνιση του σχηματισμού με υψηλές αντιστάσεις παρουσιάζει συνέχεια στις τομές ηλεκτρικής τομογραφίας 1, 2, 7 και 4, γεγονός που αποδεικνύει την παρουσία ενός γεωλογικού σχηματισμού που δημιουργεί αυτές τις αντιστάσεις, καθώς και την ύπαρξη του ρήγματος με διεύθυνση BBA-NNΔ. Το ρήγμα επηρεάζει μόνο τον σχηματισμό αυτό και η διεύθυνση του υποδηλώνει ηλικία παλαιότερη του Μειόκαινου, γεγονός που μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι πρόκειται για το γνευσιακό πρασινοσχιστολιθικό υπόβαθρο. Η διεύθυνση των δύο άλλων πιθανών ρηγμάτων είναι BA-ND χαρακτηριστική του πεδίου τάσεων κατά το Μειόκαινο και επηρεάζουν τον σχηματισμό F ηλικίας ανώτερου Μειόκαινου.
2. Το υπόβαθρο, πέραν από την επιφανειακή εμφάνιση βόρεια της οδού Αγίου Δημητρίου και την σχεδόν επιφανειακή εμφάνισή του στο δυτικό τμήμα της τομής 1, εντοπίζεται από την μέθοδο MASW μόνο στην τομή 9 (σχηματισμός G1) σε βάθος 30 μέτρων.
3. Ο ενοποιημένος σχηματισμός A/B εμφανίζεται με πάχος από 2 μέτρα στο δυτικό τμήμα της τομής 1 έως 10 περίπου μέτρα στις τομές 6 και 9.
4. Το πάχος του σχηματισμού E στην περιοχή κυμαίνεται από 15 έως 25 μέτρα (κατά περιοχές και μεγαλύτερο).



Σχήμα 4-28 Χάρτης με τις γεωλογικές ερμηνείες των τομών ηλεκτρικής τομογραφίας 1, 2, 4 και 7, όπου φαίνεται η συνέχεια του σχηματισμού με τις υψηλές αντιστάσεις. Επίσης σημειώνονται και τα πιθανά ρήγματα που προκύπτουν από τις ερμηνείες αυτές.

Κεφάλαιο 5 – Συμπεράσματα

Σκοπός της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής ήταν η διερεύνηση της δομής του υπεδάφους στην περιοχή του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης στο κέντρο του πολεοδομικού συγκροτήματος της πόλης. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι της ηλεκτρικής τομογραφίας, της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW), της σεισμικής διάθλασης και της σεισμικής ανάκλασης. Η συνδυαστική εφαρμογή των μεθόδων αυτών αποσκοπούσε στην αντιμετώπιση των προβλημάτων που θα παρουσίαζαν οι μέθοδοι λόγω του αστικού θορύβου, καθώς οι παράμετροι που επηρεάζουν τις ηλεκτρικές μεθόδους διαφέρουν από εκείνες που επηρεάζουν τις σεισμικές.

Τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την εργασία αυτή συνοψίζονται ως εξής:

- Τα αποτελέσματα των μεθόδων ηλεκτρικής τομογραφίας και MASW παρουσίασαν σημαντικές ομοιότητες, δίνοντας μια σαφή γεωφυσική δομή του υπεδάφους, γεγονός που επέτρεψε τη συναξιολόγηση των αποτελεσμάτων τους και τη σχετικά ασφαλή εξαγωγή συμπερασμάτων.
- Η γεωλογική δομή στην περιοχή παρουσιάζει έντονες διαφοροποιήσεις σε αποστάσεις λίγων μέτρων, ιδιαίτερα το γνευσιακό υπόβαθρο όπου μέσω ρηγμάτων βυθίζεται από το βορρά προς τον νότο, αλλά και από την δύση προς την ανατολή.
- Η εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης έδωσε ικανοποιητικά αποτελέσματα καθώς παρατηρούμε τον εντοπισμό ενός σχηματισμού στο βάθος των 40 μέτρων από το 65 μέτρο έως το τέλος αυτής. Παρόλα αυτά η εκτέλεση των μετρήσεων για την εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης, όπως και η επεξεργασία των δεδομένων, αποδείχθηκαν αρκετά πιο χρονοβόρες διαδικασίες από ότι στις υπόλοιπες μεθόδους.
- Τα δύο μοντέλα ταχυτήτων S1 και S2 περιγράφουν ικανοποιητικά την δομή της περιοχής. Εξαίρεση αποτελούν ορισμένα σημεία της περιοχής, που παρουσιάζουν έντονες διαφοροποιήσεις σε αποστάσεις λίγων μέτρων.
- Από την βαθμονόμηση που πραγματοποιήθηκε με την σύγκριση των αποτελεσμάτων της ηλεκτρικής τομογραφίας και της μεθόδου MASW υπολογίστηκαν οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των σχηματισμών στην περιοχή, και παρουσιάζονται στον πίνακα 5.1. Ο ενοποιημένος σχηματισ-

μός A/B δεν κατηγοριοποιήθηκε καθώς παρουσιάζει μεγάλο εύρος αντιστάσεων (από 5 έως >150 ohm-m), ανάλογα με το αν είναι κορεσμένος η ακόρεστος.

Πίνακας 5-1 Τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των σχηματισμών για την περιοχή μελέτης

Σχηματισμός	Ταχύτητα S-κυμάτων (m/sec)	Ειδική ηλεκτρική αντίσταση (ohm-m)
E	375-700	5-20
F	700-850	20-80
G1	850-1200	80-190
G2	1200-1700	190-400
G	>1700	>400

5.1 Προτάσεις για μελλοντική έρευνα

Στην παρούσα εργασία μελετήθηκε η συνδυαστική εφαρμογή των ηλεκτρικών και σεισμικών τομογραφικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης και περιορίστηκε στην συνδυαστική ερμηνεία αυτών. Η πολύ καλή γεωφυσική συνάφεια που παρουσίασαν οι μέθοδοι αυτοί επιτρέπουν την συνδυαστική επεξεργασία/ερμηνεία των δεδομένων και ενδεχομένως την υπό περιορισμούς συνδυαστική αντιστροφή των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας, της μεθόδου MASW και της σεισμικής διάθλασης.

Για την περιοχή μελέτης προτείνεται η εφαρμογή της μεθόδου MASW με σκοπό την αποσαφήνιση της δομής του υπεδάφους σε τουλάχιστον δύο σημεία:

- Στο βόρειο τμήμα της τομής 3 (επί της οδού Εθνικής Αμύνης) καθώς τα αποτελέσματα από της μετρήσεις ηλεκτρικής τομογραφίας δεν επιδέχονται αξιόπιστης ερμηνείας.
- Στην περιοχή του Μετεωροσκοπείου, με διεύθυνση Α-Δ, κάθετη στα πιθανά ρήγματα, με σκοπό την επιβεβαίωση της ύπαρξής τους.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία είχε ως στόχο τη μελέτη της επιφανειακής γεωφυσικής δομής στην περιοχή του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου της Θεσσαλονίκης με τη συνδυαστική εφαρμογή σεισμικών και γεωηλεκτρικών τομογραφικών μεθόδων διασκόπησης. Ο συνδυασμός των μεθόδων αυτών επιλέχθηκε επειδή τα αίτια που επηρεάζουν την ποιότητα των μετρήσεων είναι διαφορετικά, και καθώς η περιοχή μελέτης βρίσκεται στο κέντρο του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης αναμένονταν έντονος θόρυβος στις μετρήσεις.

Με αυτό το δεδομένο, αν τα αποτελέσματα των μεθόδων εμφάνιζαν παρόμοια γεωφυσική δομή, αυτή θα οφείλονταν σε γεωλογικούς παράγοντες και δεν θα ήταν μία πλασματική εικόνα, λόγω του θορύβου των μετρήσεων. Επίσης, με τη βαθμονόμηση των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών της περιοχής από τις τομές που έγινε κοινή εφαρμογή των μεθόδων, θα ήταν δυνατόν να ερμηνευτούν τα αποτελέσματα των υπολοίπων τομών ηλεκτρικής τομογραφίας.

Σύμφωνα με τις πληροφορίες, που υπήρχαν από προηγούμενες εργασίες και έρευνες για τη περιοχή, σχεδιάστηκαν και εκτελέστηκαν: α) Μετρήσεις ηλεκτρικής τομογραφίας σε οκτώ τομές συνολικού μήκους 1970 μέτρων, β) Σεισμικές μετρήσεις με τη χρήση σφύρας ως πηγή και γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 4.5Hz σε τέσσερις τομές συνολικού μήκους 460 μέτρων, με σκοπό την εφαρμογή της μεθόδου πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW) και της μεθόδου σεισμικής διάθλασης και, γ) Σεισμικές μετρήσεις σε μία τομή με την χρήση της πηγής Elvis III P8 και γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 14Hz για την εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης.

Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή των μεθόδων αυτών έδειξαν ότι η δομή του υπεδάφους στην περιοχή παρουσιάζει έντονες διαφοροποιήσεις σε αποστάσεις λίγων μέτρων και πως το γνευσιακό υπόβαθρο βυθίζεται από τον βορρά προς τον νότο και από την δύση προς την ανατολή. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων αυτών με τα δύο προτεινόμενα μοντέλα ταχυτήτων των S-κυμάτων για την περιοχή (Anastasiadis et. al., 2001 και Anthymidis, προσ. επικοινωνία) έδειξε ότι τα μοντέλα προσεγγίζουν ικανοποιητικά τα βασικά χαρακτηριστικά της δομής του υπεδάφους στα σημεία όπου έγινε η εφαρμογή των μεθόδων στην εργασία αυτή.

ABSTRACT

The present study aims to investigate the near-surface geophysical structure in the area of the Aristotle University of Thessaloniki with the combined application of geoelectrical and seismic tomographic methods. The combination of these methods was chosen because the factors that affect the quality of the measurements are different, and as the study area is located in the center of Thessaloniki, where, low S/N ratio was expected for most types of measurements.

Following this concept, if the results of the different methods showed a similar near-surface geophysical structure, we could conclude that this was due to geological factors and not due to the presence of noise. Also, by calibrating the electrical resistivity of the geological formations from the surveys where a joint application of the methods was available, it would be possible to interpret the results of the remaining ERT surveys.

According to the information provided by previous work and research in the area: a) Electrical resistivity tomography measurements were designed and performed for eight sections, with a total length of 1970 meters, b) Seismic measurements using a hammer source and 4.5Hz frequency geophones in four sections of a total length of 460 meters for the propose of applying the multi-channel surface wave analysis (MASW) and the seismic refraction method and, c) In one section seismic measurements using the Elvis III P8 source and 14Hz frequency geophones for the application of the seismic reflection method.

The results from the application of these methods have shown that the near-surface structure in the area is varies significantly within a few meters and that the gneiss bed-rock is dipping from the north to the south and from the west to the east. The comparison of these results with the two proposed S-wave velocity models for the area (Anastasiadis et al., 2001 and Anthymidis, pers. comm.), showed that the models adequately describe the main features of the geophysical structure of the subsoil for the sections where the application of the methods took place during this work.

Αποστολόπουλος Γ., 2013. Σημειώσεις Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα

Βαφείδης Α., 1993. Εφαρμοσμένη Γεωφυσική – Ι: Σεισμικές Μέθοδοι, Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά

Ζερβοπούλου Σ. Α., 2010 Νεοτεκτονικά Ρήγματα της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης σε σχέση με τα εδάφη Θεμελίωσης, Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη

Ι.Γ.Μ.Ε., 1978, Γεωλογικός. Χάρτης 1:50.000 Φύλλο Θεσσαλονίκης, Χαρτογράφηση: Dr. Fockel F., Αντωνιάδης Π., Ιωαννίδης Κ.

Κρητικάκης Γ., 2010. Επιφανειακά κύματα: Εφαρμογές σε περιβαλλοντικά και γεωτεχνικά προβλήματα., Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά

Μουντράκης Δ., 1985. Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio, Θεσσαλονίκη

Παπαζάχος Β. Κ., Παπαζάχος Κ. Β., 2013. Εισαγωγή στη Γεωφυσική, εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη

Παπαζάχος Β., 1996. Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη

Παπαζάχος Β., 1999. Εισαγωγή στην Γεωφυσική, Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη

Πιτιλάκης Κ. και Συνεργάτες, 2004. Μελέτη Σεισμικής Επικινδυνότητας και Προσδιορισμός των Παραμέτρων της Ισχυρής Εδαφικής Κίνησης Σχεδιασμού κατά μήκος του Άξονα Χάραξης του Μετρό Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη

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.

Συρίδης Γ.Ε., (1990). “Λιθοστρωματογραφική, βιοστρωματογραφική και παλαιογεωγραφική μελέτη των Νεογενών – Τεταρτογενών ιζηματογενών σχηματισμών της χερσονήσου Χαλκιδικής”, Διδ. Διατριβή, Α.Π.Θ.

ΛΙΕΘΝΗΣ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Aki K. and Richards P., 1980. Quantitative Seismology: Theory and Methods, Vol. 1 W. H. Freeman, San Francisco

Anastasiadis, A., Raptakis, D. and Pitilakis, K. 2001. Thessaloniki's detailed microzoning: subsurface structure as basis for site response analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 158(12), 2597-2633.

Anthymidis Marios, Constantinos Papazachos, Alexandros Savvaidis, Nikos Theodoulidis and Ilias Fikos, 2015. Application of Ambient Noise Array Tomography on Geotechnical Scales and Comparison with Independent Geophysical Information: A Test for the Thessaloniki Area (Northern Greece), European Geosciences Union General Assembly (Vienna, Austria, 12-17 April)

Archie G. E., 1942. "The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics," *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, Vol. 146, No. 1, pp. 56-62.

Baker G. S., 1999. Processing Near-Surface Seismic-Reflection Data: A Primer, Society of exploration Geophysicists

Braile L., 2007 Vibroseis Correlation – An Example of Digital Signal Processing (, Purdue University, SAGE; April, 2001; revised August, 2004, May, 2007)

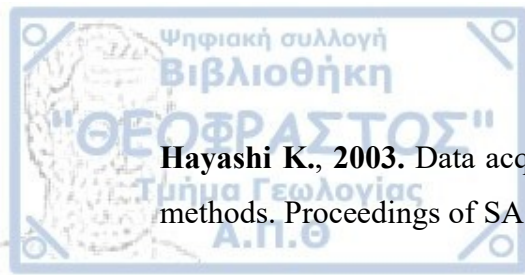
Coggon, J. H., 1971. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. *Geophysics*, vol. 36, 132-155

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.

Dahlin, T., & Zhou, B. 2006. Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4(2), 113-123.,

Hale, D., 1992, Migration by the Kirchhoff, slant stack and Gaussian beam methods: Computational aspects of Gaussian beam migration

Hayashi K. and Suzuki H., 2004. CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data. *Exploration Geophysics* 35, 7-13



Hayashi K., 2003. Data acquisition and Analysis of active and passive surface wave methods. Proceedings of SAGEEP

Kim J.H., 2010. DC2DPro: 2D Inversion of ERT data. User's Manual. Korea Institute of Geosciences and Mineral Resources, Korea.

Lay T. and Wallance C. T., 1995. Modern Global Seismology, International Geophysics Series, Vol. 58, Academic Press, pp. 521

Mercier J., 1966. “Carte Géologique de la Macédoine Centrale 1958-1965”, Κλίμακα 1:100.000.

Milson J., 2003. Field Geophysics, John Wiley & Sons Ltd, p. 99

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

Park C. B., Miller R. and Xia J., 1999. Multichannel analysis of surface waves, Geophysics, Geophysics, Vol.64, NO3, p. 800-808

Park C. B., Miller R. D., and Xia J., 1998a. Ground roll as a tool to image near-surface anomaly, SEG expanded abstracts, Vol. 23, p. 1437.

Pelekis P.C., Athanasopoulos G.A., 2011. An overview of surface wave methods and reliability study of simplified inversion technique, Soil Dynamics and earthquake Engineering 31, p. 1654-1668

Richart F. E., J. R. Hall and R.D. Woods, 1970. Vibrations of soil and foundations: Prentice Hall

Rix G. J., and Leipski E. A., 1991. Accuracy and resolution of surface wave inversion, in Bhatia, S. K., and Blaney, G. W., Eds., Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics: Am. Soc. Civil Eng., 17–32.

Sheriff R. E. and Geldart L. P., 1995. Exploration Seismology, 2nd Edition, Cambridge University Press

Silvester P. P., Ferrari R. L., 1983. Finite Elements for Electrical Engineers, Cambridge University Press

Skarlatoudis A. A., Papazachos B. C., Theodoulidis N., Kristek J. and Moczo P., 2010. Local site-effects for the city of Thessaloniki (N. Greece) using a 3-D finite-difference method: a case of complex dependence on source and model parameters, *Geophysical Journal International*

Skarlatoudis A.A., Papazachos B.C., Theodoulidis N., 2012. Site response study of the city of Thessaloniki (N. Greece) for the 4th July, 1978 M5.1 aftershock of the June 1978 M6.5 sequence using a 3D Finite-Difference approach, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 102, No. 2, pp. 722–737

Skarlatoudis A.A., Papazachos B.C., Theodoulidis N., 2011 Spatial distribution of site-effects and wave propagation properties in Thessaloniki (N. Greece) using a 3D Finite Difference method, *Geophysical Journal International*

Socco V. and Strobbia C., 2004. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial, *Near Surface Geophysics*, p. 165-185

Steeple W. and Miller R. D., 1998 Avoiding pitfalls in shallow seismic reflection surveys, *GEOPHYSICS*. VOL. 63, NO.4 (JULY-AUGUST 1998), p. 1213-1224, 14 FIGS.

Stokoe K. H., II, Wright G. W., James A. B., and Jose M. R., 1994. Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Woods, R. D., Ed., *Geophysical characterization of sites*: Oxford Publ.

Ward R., 1989. Resistivity and induced polarization methods: in investigations in geophysics no 5, *Geotechnical and environmental geophysics*, vol I, ed. S. Ward, SEG, Tulsa

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. 697-700

Yilmaz O., 1987. Seismic data processing, in Doherty M.S. Edition, *Investigations in Geophysics*, 2, Society Exploration Geophysicists

ΑΛΛΕΣ ΠΗΓΕΣ

<http://www.masw.com>

SeisImagerTM, SeisImager/SW Manual v.3.0



SeisImager2D_Manual_v3.3

The New SU User's Manual, John W. Stockwell, Jr. & Jack K. Cohen, 2008

John Stockwell A Course in Geophysical Image Processing with Seismic Unix:
GPGN 461/561 Lab Fall 2012 Research Associate Center for Wave Phenomena