



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΟΣ Μ. ΓΡΑΒΑΛΑΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΕΛΑΦΙΚΩΝ ΡΩΓΜΩΣΕΩΝ ΜΕ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

*ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ',
ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ: 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ'*

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2021





ΤΡΙΑΝΤΑΦΥΛΛΟΣ ΓΡΑΒΑΛΑΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΡΩΓΜΩΣΕΩΝ ΜΕ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών
‘Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία’,
Κατεύθυνση : ‘Εφαρμοσμένη Γεωφυσική’

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης : 23/7/2021

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Αναπληρωτής Καθηγητής Γεώργιος Βαργεμέζης, Επιβλέπων

Καθηγητής Παναγιώτης Τσούρλος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Αναπληρωτής Καθηγητής Αλέξανδρος Χατζηπέτρος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής
Επιτροπής



© Τριαντάφυλλος Γραβαλάς, Γεωλόγος, 2021

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΡΩΓΜΩΣΕΩΝ ΜΕ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ—
Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

© Triantafyllos Gravalas, Geologist, 2021

All rights reserved.

INVESTIGATION OF SOIL CRACKS BY THE USE OF GEOPHYSICAL METHODS—
Master Thesis

Citation:

Γραβαλάς Τ., 2021. –Διερεύνηση εδαφικών ρωγμών με γεωφυσικές μεθόδους.
Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Gravalas T., 2021. – Investigation of soil cracks by the use of geophysical methods.
Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki.

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 τον 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



Με την περάτωση της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής θα ήθελα να ευχαριστήσω κάποια άτομα για την καθοριστική συμβολή τους.

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον καθηγητή μου και επιβλέποντα της διπλωματικής εργασίας, Γεώργιο Βαργεμέζη, Αναπληρωτή Καθηγητή ΑΠΘ για την ανάθεση του θέματος και για τις πολύτιμες συμβουλές και υποδείξεις που μου έκανε καθ' όλη τη διάρκεια της. Στο ίδιο πλαίσιο, θα ήθελα επίσης να τον ευχαριστήσω για τις υπέροχες παραστάσεις και εμπειρίες που αποκόμισα στις εργασίες υπαίθρου κατά τη φοίτηση μου στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα του ΑΠΘ.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ στον Παναγιώτη Τσούρλο, Καθηγητή ΑΠΘ για την πολύ καλή συνεργασία που είχαμε κατά τη διάρκεια της φοίτησης μου στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα καθώς και για τις πολύτιμες γνώσεις που μου μετέδωσε σε θέματα που αφορούν τις ηλεκτρικές μεθόδους διασκόπησης, τις οποίες και προσπάθησα να αξιοποιήσω κατά την συγγραφή της διπλωματικής μου.

Θερμά ευχαριστώ στον Αλέξανδρο Χατζηπέτρο, Αναπληρωτή Καθηγητή ΑΠΘ για τις στοχευμένες συμβουλές του και επιλύσεις αποριών μου πάνω σε θέματα Γεωλογίας-Τεκτονικής. Η βοήθεια του ήταν καθοριστική για την αποπεράτωση αυτής της διατριβής στο κομμάτι της σύνδεσης των γεωφυσικών δεδομένων με τα γεωλογικά.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω, την Δρ. Νεκταρία Διαμαντή, μέλος Ε.ΔΙ.Π του Α.Π.Θ για την πολύ καθοριστική βοήθεια της σε απορίες που ανέκυψαν για το υπεδάφιο γεωραντάρ, καθώς και τον Δρ. Ηλία Φίκο, μέλος Ε.ΔΙ.Π του Α.Π.Θ για την βοήθεια του στη διαδικασία λήψης των μετρήσεων.

Ακόμα, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους τους συμφοιτητές μου στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα και ιδιαίτερα τους Γεώργιο Παπαδόπουλο, Ελένη Τοκμακτσή, Σεραφείμ Μαύρο για την σημαντική βοήθεια τους στην λήψη των γεωφυσικών μετρήσεων αλλά και για την καλή παρέα σε όλη τη διάρκεια του μεταπτυχιακού.

Ευχαριστώ για τη συμβολή τους, τους υποψήφιους διδάκτορες Πρόδρομο Λούβαρη και Κωνσταντίνο Πολυδωρόπουλο για την βοήθεια στην αποπεράτωση της διαδικασίας λήψης των μετρήσεων.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους γονείς μου, τον αδελφό μου και τη Ζωή για την ηθική υποστήριξη σε όλο το διάστημα των σπουδών μου στο μεταπτυχιακό πρόγραμμα.

Το αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι η διερεύνηση εδαφικών ρωγμών με γεωφυσικές μεθόδους. Η περιοχή μελέτης είναι η κωμόπολη των Λαγυνών η οποία ανήκει στον δήμο Λαγκαδά της Θεσσαλονίκης. Στα Λαγυνά το έτος 2004 εμφανίστηκε μια ζώνη με επιφανειακές διαρρήξεις με τη μορφή εδαφικών ρωγμών προκαλώντας βλάβες και φθορές σε αρκετά παρακείμενα οικήματα της περιοχής. Ως στόχος της παρούσας διατριβής ορίστηκε η μελέτη των αιτίων εμφάνισης το φαινομένου μέσω του καθορισμού της γεωλογικής δομής υπεδάφους, με τη βοήθεια των μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης.

Για τις ανάγκες της έρευνας, εφαρμόστηκαν η μέθοδος της γεωηλεκτρικής τομογραφίας, η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης, η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων και η μέθοδος του υπεδάφιου γεωραντάρ (GPR). Αρχικά, πραγματοποιήθηκε η μέθοδος της γεωηλεκτρικής τομογραφίας και στη συνέχεια πιο στοχευμένα πραγματοποιήθηκαν οι σεισμικές μέθοδοι οι οποίες ερμηνεύτηκαν συνδυαστικά παρέχοντας και επιβεβαιώνοντας σημαντικές πληροφορίες για την στρωματογραφία και τη λιθολογία του υπεδάφους. Η μέθοδος του υπεδάφιου γεωραντάρ κρίθηκε η καταλληλότερη μέθοδος μελέτης στα σημεία όπου οι εδαφικές ρωγμές διέρχονται από οδοστρώματα.

Οι γεωφυσικές μετρήσεις υπέστησαν επεξεργασία με ειδικά γεωφυσικά προγράμματα και εξήχθησαν τα κατάλληλα αποτελέσματα. Όσον αφορά τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας, αυτά έρχονται σε καλή συμφωνία με τα γεωλογικά στοιχεία καθώς και με έρευνες προηγούμενων ερευνητών για το φαινόμενο των εδαφικών ρωγμών. Οι γεωφυσικές μέθοδοι παρήγαγαν μια πολύ καλή εικόνα της στρωματογραφίας της περιοχής μελέτης.

Αν οι γεωφυσικές μετρήσεις συσχετιστούν με τα γεωλογικά δεδομένα που είναι ήδη γνωστά για την περιοχή, πιθανολογείται ότι η εμφάνιση των εδαφικών ρωγμών ίσως οφείλεται σε φαινόμενα διαφορικής συνίζησης του υδροφόρου λόγω υπεράντλησης του, ενώ η ύπαρξη του ρήγματος στην περιοχή ευνόησε τις συνθήκες ανάπτυξης του φαινομένου.



The subject of this thesis is the investigation of soil cracks by the use of geophysical methods. The area of interest is the town of Lagyna of the Langadas municipality in Thessaloniki. At Lagyna, in the year 2004, a disruption zone appeared in the shape of surface soil cracks causing failures and damages at many buildings of the area. The purpose of this thesis is to study the exact causes of the development of the phenomenon by interpreting the geological structure of the subsurface with the use of applied geophysical methods.

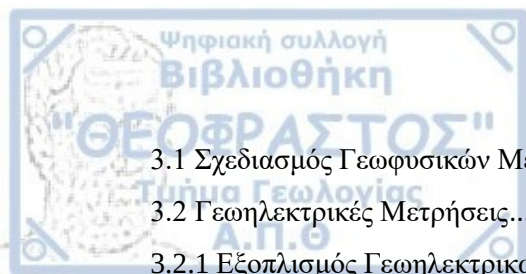
We have applied electrical resistivity tomography method (ERT), seismic refraction method, multichannel analysis of surface waves method (MASW) and ground penetrating radar method (GPR). Firstly, we applied the ERT method and then the seismic methods that have been interpreted in correlation to provide and confirm important information about the subsoil stratigraphy and lithology. The GPR method was considered the most appropriate study method at the point where soil cracks passed through asphalt.

The geophysical data were processed with the use of geophysical software to obtain the best fitting results. The results of the geophysical survey come in good agreement with the geological setting of the area and with the surveys of further researchers for the cause of the development of soil cracks. The geophysical methods provided a very good view of the stratigraphy of the area of interest.

If we correlate the geophysical measurements with the geological data that are already known for the area of interest, it is probable that the development of the soil cracks may have occurred by subsidence from the overpumping of groundwater, while the existence of a normal fault at the area may be conducive for the conditions of the phenomenon development.



ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	10
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	11
1.1 Εμφάνιση του Φαινομένου των Εδαφικών Ρωγμών.....	11
1.2 Εδαφικές Ρωγμές	17
1.2.1 Αίτια Εμφάνισης Εδαφικών Ρωγμών.....	17
1.2.2 Παραδείγματα από τον ελλαδικό χώρο	18
1.3 Γεωλογικά Στοιχεία της Περιοχής Μελέτης.....	20
1.3.1 Γεωλογία Περιοχής.....	20
1.3.2 Νεοτεκτονική χαρτογράφηση του Νοτίου Περιθωρίου της Μυγδονίας.....	27
1.3.3 Σεισμικότητα της Περιοχής	29
1.3.4 Υδρογεωλογικά στοιχεία και παρατηρήσεις για την περιοχή μελέτης.....	30
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΘΕΩΡΙΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ	31
2.1 Ηλεκτρικές Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης	32
2.1.1 Ειδική Ηλεκτρική Αντίσταση Πετρωμάτων και Σχηματισμών	32
2.1.2 Η Μέθοδος της Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης.....	35
2.1.3 Η Μέθοδος της Ηλεκτρικής Τομογραφίας	45
2.1.4 Ηλεκτρική Τομογραφία και Θεωρία Αντιστροφής.....	47
2.2 Σεισμικές Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης	51
2.2.1 Τα κύματα χώρου	51
2.2.2 Τα επιφανειακά κύματα	53
2.2.3 Αρχές διάδοσης ελαστικών κυμάτων	54
2.2.4 Νόμος του Snell-Διάθλαση ελαστικών κυμάτων.....	55
2.2.5 Ταχύτητες Διάδοσης Ελαστικών Κυμάτων	57
2.2.6 Η Μέθοδος της Σεισμικής Διάθλασης	59
2.2.7 Η Μέθοδος της Πολυκάναλης Ανάλυσης των Επιφανειακών Κυμάτων (MASW).....	69
2.3 Η Μέθοδος του Γεωραντάρ	72
2.3.1 Διατάξεις μετρήσεων	75
2.3.2 Σχετική διηλεκτρική επιτρεπτότητα και ηλεκτρική αγωγιμότητα.....	77
2.3.3 Ταχύτητα διάδοσης ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων γεωραντάρ.....	78
2.3.4 Δημιουργία μια τυπικής εικόνας ραντάρ	79
2.3.5 Χρήσεις και εφαρμογές της μεθόδου του Γεωραντάρ	80
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ	81



3.1 Σχεδιασμός Γεωφυσικών Μετρήσεων	81
3.2 Γεωηλεκτρικές Μετρήσεις.....	82
3.2.1 Εξοπλισμός Γεωηλεκτρικών Τομογραφιών.....	82
3.2.2 Μέθοδος Επεξεργασίας Γεωηλεκτρικών δεδομένων.....	86
3.2.3 Παρουσίαση Γεωηλεκτρικών Τομογραφιών	90
3.2.3.1 Τομογραφίες μικρού μήκους	91
3.2.3.2 Τομογραφίες μεγάλου μήκους.....	110
3.3 Σεισμικές Μετρήσεις	117
3.3.1 Εξοπλισμός Σεισμικών Μετρήσεων	117
3.3.2 Μέθοδος Επεξεργασίας Σεισμικών δεδομένων	121
3.3.2.1 Μέθοδος Σεισμικής Διάθλασης	121
3.3.2.2 Μέθοδος MASW 1D	124
3.3.2.3 Παρουσίαση σεισμικών τομών διάθλασης και 1D MASW.....	127
3.4 Μετρήσεις Γεωραντάρ.....	135
3.4.1 Εξοπλισμός γεωραντάρ.....	135
3.4.2 Επεξεργασία των δεδομένων του γεωραντάρ	136
3.4.3 Παρουσίαση τομών γεωραντάρ	137
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ	149
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ.....	151
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	152
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ	157



Η παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία με ειδίκευση στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική και Σεισμολογία. Κεντρικός στόχος της εργασίας είναι η Διερεύνηση Εδαφικών Ρωγμών με Γεωφυσικές Μεθόδους. Η εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων πραγματοποιήθηκε στην περιοχή των Λαγυνών Θεσσαλονίκης.

Οι μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης, οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για να διερευνηθούν οι εδαφικές ρωγμές, ήταν η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης και η μέθοδος του υπεδάφιου γεωραντάρ. Επιπλέον, πραγματοποιήθηκε μια μέτρηση με την μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Μέσω της διερεύνησης επιχειρήθηκε να ληφθούν πληροφορίες σχετικά με το γεωλογικό-τεκτονικό καθεστώς του υπεδάφους. Συμπληρωματικά, επιχειρήθηκαν να αναλυθούν τα αίτια που δημιούργησαν τις ρωγμές πάντα σε συνδυασμό με επιρόσθετα γεωλογικά στοιχεία.

Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζονται κάποια εισαγωγικά στοιχεία. Αυτά αφορούν τη δράση του φαινομένου των εδαφικών ρωγμών στην περιοχή των Λαγυνών, τα αίτια εμφάνισης των εδαφικών ρωγμών καθώς και μια αναφορά σε αντίστοιχα παραδείγματα σε περιοχές της Ελλάδας. Ακόμη, παρατίθενται στοιχεία για την γεωλογία της ευρύτερης περιοχής μελέτης καθώς και άλλα σεισμοτεκτονικά-υδρογεωλογικά στοιχεία που συντάχθηκαν από άλλους ερευνητές για την περιοχή έρευνας.

Το δεύτερο κεφάλαιο αναφέρεται στη θεωρία των γεωφυσικών μεθόδων. Συλλέχθηκε διεθνής και ελληνική βιβλιογραφία για να περιγραφεί η θεωρία πίσω από την κάθε μέθοδο που εφαρμόστηκε.

Σκοπός του τρίτου κεφαλαίου είναι η περιγραφή της εφαρμογής των γεωφυσικών μεθόδων. Περιεχόμενα αυτού του κεφαλαίου είναι ο σχεδιασμός των γεωφυσικών μετρήσεων στην περιοχή έρευνας, οι εξοπλισμοί (όργανα μέτρησης) που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και η επεξεργασία των ληφθέντων μετρήσεων με τα αντίστοιχα λογισμικά πακέτα. Τέλος, παρουσιάζονται και σχολιάζονται τα αποτελέσματα των μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν.

Το τέταρτο κεφάλαιο αφορά την αξιολόγηση των γεωφυσικών μετρήσεων. Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο συγκεντρώνονται όλα τα γεωλογικά στοιχεία τα οποία προέκυψαν από τις γεωφυσικές μετρήσεις.

Στο πέμπτο κεφάλαιο παρατίθενται τα συμπεράσματα της έρευνας που πραγματεύεται η παρούσα μεταπτυχιακή εργασία. Επιπλέον, γίνονται προτάσεις για μελλοντική έρευνα καθώς το φαινόμενο παρουσιάζει πολυπλοκότητα και απαιτεί περαιτέρω διερεύνηση.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

1.1 Εμφάνιση του Φαινομένου των Εδαφικών Ρωγμών

Στην περιοχή των Λαγυνών του Δήμου Λαγκαδά, κατά το έτος 2004 παρατηρήθηκε η εμφάνιση μιας ζώνης με επιφανειακές διαρρήξεις με τη μορφή εδαφικών ρωγμών, οι οποίες κατανέμονται σε μια γενική διεύθυνση Α-Δ. Η ζώνη αυτή προκάλεσε αρκετές βλάβες σε πάρα πολλά κτίρια. Την περιοχή επισκέφθηκε μια ερευνητική ομάδα αποτελούμενη από τους καθηγητές Θεόδωρο Τσάπανο, Σπυρίδωνα Παυλίδη και τον Δρ. Αλέξανδρο Χατζηπέτρο (νυν καθηγητή ΑΠΘ), οι οποίοι μελέτησαν το φαινόμενο γεωλογικά και σεισμολογικά.



Εικόνα 1. Τεκτονικός Χάρτης περιοχής μελέτης. Με το κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι θέσεις στις οποίες παρατηρήθηκαν ζημιές σε κατασκευές από τη δράση του ρήγματος και με μαύρο χρώμα η πιθανή θέση του ρήγματος. (Chatzipetros,2006)

Οι Chatzipetros et al. (2006) χαρτογράφησαν τις επιφανειακές διαρρήξεις που παρατηρήθηκαν, όπως φαίνεται στην εικόνα 1. Η γενική διεύθυνση της επιφανειακής διάρρηξης είναι ΒΔ-ΝΑ (120°) και εκτείνεται από το κατάστημα Εγνατία στα ΒΔ μέχρι την εθνική οδό στα ΝΑ. Το συνολικό μήκος της ανέρχεται στα 2,2 km. Οι ερευνητική ομάδα εκτιμά ότι υπάρχει η πιθανότητα η διάρρηξη να εκτείνεται τόσο ΒΔ όσο και ΝΔ σε μη κατοικήσιμες περιοχές. Παρακάτω θα δοθεί μια ακριβής περιγραφή των επιφανειακών ρωγμών σύμφωνα με τον χάρτη, όπως παρατηρήθηκαν στην περιοχή μελέτης.

Θέση 1

Η θέση 1 βρίσκεται στο ΒΔ σημείο του χάρτη, και διέρχεται από το super market «Εγνατία». Οι ρωγμές που έχουν σημειωθεί είναι παράλληλες μεταξύ τους με διευθύνσεις κυμαινόμενες από 110° - 130° . Έχουν προκληθεί ζημιές στον χώρο υποδοχής του καταστήματος, στο εσωτερικό του καταστήματος αλλά και στην ασφαλτο βορειοδυτικά του καταστήματος.



Εικόνα 2. Διάρρηξη στον προθάλαμο του supermarket Εγνατία (Chatzipetros et.al 2005)



Εικόνα 3. Δύο παράλληλες ζώνες διάρρηξης στη Βορειοδυτική πλευρά του supermarket (Chatzipetros et.al 2005)



Εικόνα 4. Αποκόλληση ένωσης της τοιχοποιίας με το σκελετό του κτιρίου (Chatzipetros,2019)



Εικόνα 5. Ρόγμωση εντός του supermarket (Papadopoulou ,2020)

Θέση 2

Η θέση 2 ανιχνεύθηκε σε εγκάρσιο δρόμο της εθνικής οδού. Παρατηρήθηκε παραμόρφωση της ασφάλτου σε μια ζώνη παράταξης 125° και πλάτους 2,5 m, χωρίς να είναι ορατή η κατακόρυφη μετατόπιση. Επίσης, παρατηρήθηκε και μια δευτερεύουσα διάρρηξη με παράταξη 120° σε πλακόστρωση πεζοδρομίου. Δεν ανιχνεύθηκαν ζημιές στα παρακείμενα κτίσματα.



Εικόνα 6. Ζώνη παραμόρφωσης σε εγκάρσιο στην εθνική οδό δρόμο (Chatzipetros et al 2005)



Εικόνα 7. Δευτερεύουσα Διάρρηξη σε πλακόστρωση πεζοδρομίου (Chatzipetros et.al 2005)

Θέση 3

Σύμφωνα με τον Τσάπανο (2006) στη θέση αυτή παρουσιάστηκαν οι μεγαλύτερες και πιο εμφανείς ζημιές της περιοχής μελέτης. Η ζώνη διάρρηξης παραμορφώνει ποικίλες κατασκευές σε ένα δρόμο εγκάρσιά της εθνικής οδού. Οι ζημιές που παρατηρούνται αφορούν μια εξωτερική περίφραξη οικίας, μια ζώνη πλάτους 1,5 m στην ασφαλτόστρωση του δρόμου και μια αποθήκη.



Εικόνα 8. Αποκόλληση κολώνας σε φράχτη (Chatzipetros et al.2005)



Εικόνα 9. Παραμόρφωση σε αποθήκη και στην ασφαλτόστρωση του δρόμου (Chatzipetros et al..2005)

Θέση 4

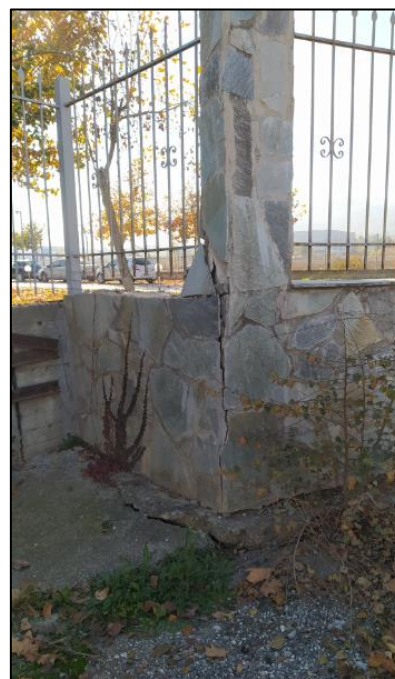
Στη θέση αυτή δεν υπάρχουν εμφανείς επιφανειακές διαρρήξεις, εκτός από ζημιές σε μια παλιά αποθήκη. Ειδικότερα, παρατηρούνται αποκολλήσεις στην γωνιακή τοιχοποιία του κτιρίου στη ΝΔ αλλά και ΒΑ του γωνία.



Εικόνα 10. Ανατολική άποψη του κτιρίου της θέσης 4 όπου διακρίνεται η παραμόρφωση της ΒΑ πλευράς του (Chatzipetros et al.2005)

Θέση 5

Η θέση 5 βρίσκεται εκτός χάρτη σε εγκάρσιο στην εθνική οδό δρόμο. Παρατηρήθηκε διάρρηξη σε μια περίφραξη ενός κτιρίου. Πραγματοποιήθηκε προσπάθεια επιδιόρθωσης του τοιχίου με σιδερένια υποστηρίγματα.



Εικόνα 11. Εικόνα της αποκόλλησης του τοιχίου της περίφραξης

Οι επιφανειακές εκδηλώσεις του πιθανού ρήγματος συνοψίζονται σε αυτές τις 5 θέσεις. Παρόλα αυτά εικάζεται πως το ρήγμα συνεχίζεται προς ΝΑ διεύθυνση και διέρχεται μέσα από μη δομημένες περιοχές.

1.2 Εδαφικές Ρωγμές

Οι εδαφικές ρωγμές αποτελούν ένα πολύπλοκο γεωλογικό πρόβλημα το οποίο έχει παρατηρηθεί και διερευνηθεί σε αρκετές περιοχές της χώρας. Παρακάτω θα αναφερθούν τα αίτια εμφάνισης των εδαφικών ρωγμών καθώς και κάποια χαρακτηριστικά παραδείγματα εμφάνισης αυτών στον Ελληνικό χώρο.

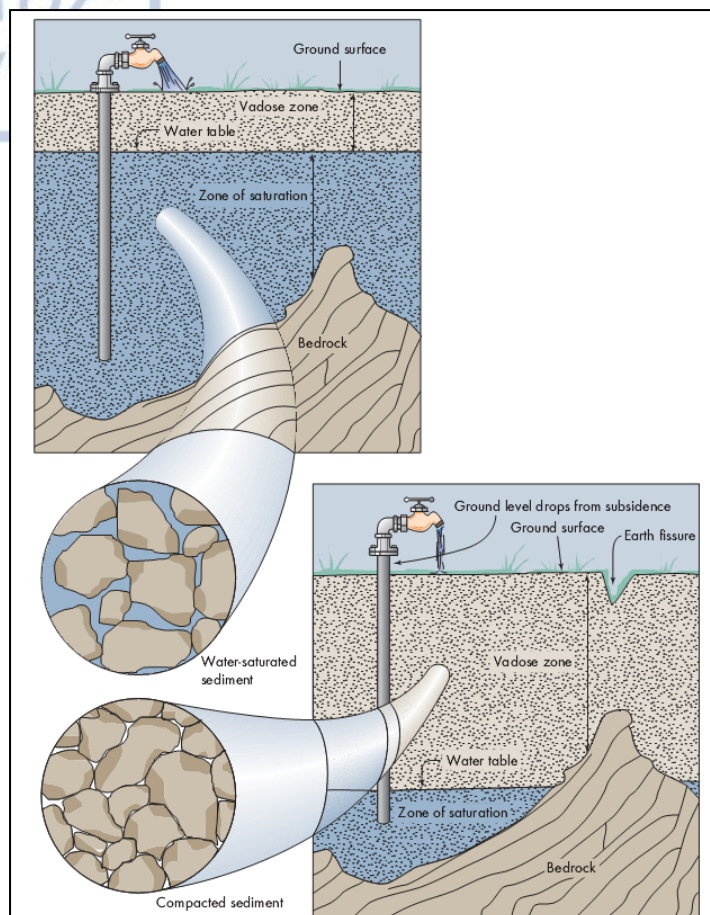
1.2.1 Αίτια Εμφάνισης Εδαφικών Ρωγμών

Τα αίτια εμφάνισης εδαφικών ρωγμών είναι αρκετά και διαφορετικά. Οι Keller and DeVecchio (2012) αναφέρουν ότι οι εδαφικές ρωγμές μπορούν να εμφανιστούν λόγω α) Σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή β) Ασεισμικής Ολίσθησης (creep) γ) Υπεράντλησης των υπογείων υδάτων δ) Κατολισθήσεων ε) Κατάρρευσης σπηλαίων στ) Συστολής και Διαστολής αργιλικών εδαφών.

Όσον αφορά τις επιφανειακές ρωγμές που οφείλονται σε σεισμούς, θεωρούνται από διάφορους επιστήμονες ως πρόδρομα φαινόμενα σεισμών (Τσάπανος κ.α, 2006). Έχει παρατηρηθεί ότι η δράση των ενεργών ρηγμάτων επιφέρει αλλαγές στο υδρογεωλογικό καθεστώς μιας περιοχής (Muir-Wood & King, 1993) όπως και αλλαγές στη στάθμη των υδροφόρων οριζώντων (Konach et al. 1975). Χαρακτηριστικό αίτιο δημιουργίας εδαφικών ρωγμών συνδεδεμένων με σεισμικά ρήγματα είναι η ρευστοποίηση εδάφους.

Με τον όρο ερπυσμό εδάφους (creep) αναφερόμαστε στην ασεισμική ολίσθηση πάνω σε επιφάνειες ρηγμάτων. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα εμφάνισης ρωγμών που οφείλονται σε τεκτονικό ερπυσμό παρατηρήθηκαν κατά μήκος του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα στην Καλιφόρνια. Οι ρωγμές αυτές συνδέονται με την ασεισμική κίνηση κατά μήκος του ρήγματος και οφείλονται σε τεκτονικά αίτια (Τσάπανος, 2006).

Στις λεκάνες ιζηματογένεσης, υπάρχει ανάγκη για άντληση των υπογείων υδάτων προς αστική ή γεωργική χρήση. Όταν αυτή η άντληση γίνει εντατική και συνεχιζόμενη, δημιουργεί σημαντική, μόνιμη και αυξανόμενη υποχώρηση της στάθμης των αντλούμενων υδροφορέων. Η υποχώρηση της στάθμης του υδροφόρου φέρει ως αποτέλεσμα και συνίχιση του υδροφόρου ορίζοντα και κατ' επέκταση υποχώρηση της επιφάνειάς του. Με τη συνίχιση μειώνεται το πάχος του υδροφόρου, αυτός συμπυκνώνεται και μειώνονται τα κενά του. Το φαινόμενο ανάλογα με το γεωλογικό και υδρογεωλογικό καθεστώς της περιοχής μπορεί να προκαλέσει καθιζήσεις και εδαφικές ρωγμές. Είτε αναφερόμαστε σε ελεύθερους, είτε σε υπό πίεση υδροφόρους, η υπεράντληση έχει ως συνέπεια την αναδιάταξη των τάσεων στο υδροφόρο στρώμα μεταξύ των ιζηματογενών γεωλογικών σχηματισμών και του νερού που πληρώνει τους πόρους του (Τσούρλος κ.α., 2007). Ο μηχανισμός που είναι υπεύθυνος για τη δημιουργία των ρωγμών έχει ως βασική προϋπόθεση την υπεράντληση λιθολογικά και υδρογεωλογικά ανομοιογενών υδροφόρων στρωμάτων. Έτσι η εκδήλωση των φαινομένων συμβαίνει κατά κύριο λόγο σε περιοχές που υπάρχουν ρήγματα, σε περιθώρια λεκανών και συγκεκριμένα σε περιοχές πλευρικών λιθολογικών ασυνεχειών. (Τσούρλος κ.α., 2007).



Εικόνα 12. Ο μηχανισμός της συνίζησης, Keller and DeVecchio (2012)

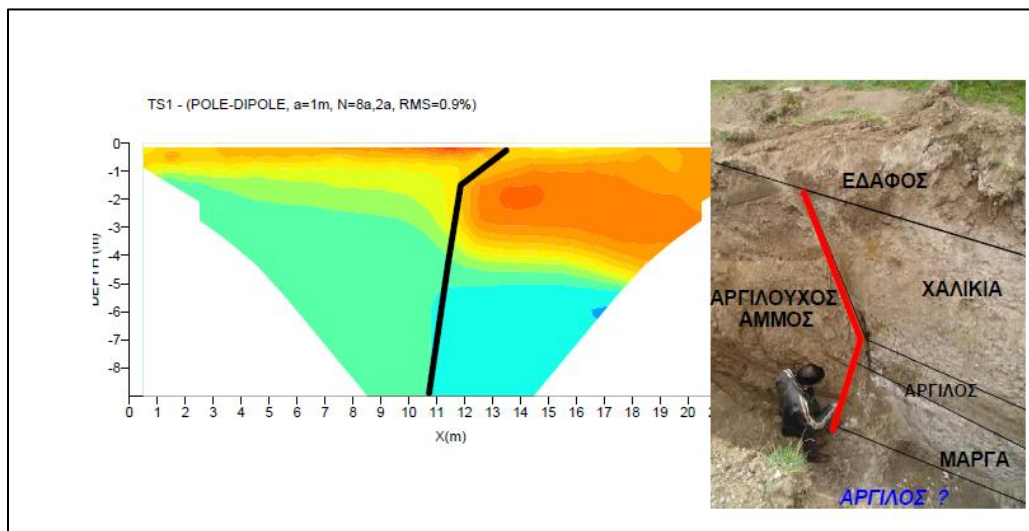
Η εικόνα 12 παρουσιάζει την διαδικασία της συνίζησης των υδροφόρων στρωμάτων. Αφού η γεώτρηση απομακρύνει τα υπόγεια νερά του υδροφόρου στρώματος, ασκούνται υδραυλικές δυνάμεις οι οποίες παραμορφώνουν το υλικό. Μέσω της παραμόρφωσης-συμπύκνωσης και μείωσης των κενών του υδροφόρου δημιουργούνται μετατοπίσεις σε περιοχές με πλευρικές αλλαγές λιθολογίας (ρήγματα). Έτσι, παράγονται ζώνες θραύσης οι οποίες δημιουργούν επιφανειακές ρωγμές.

1.2.2 Παραδείγματα από τον ελλαδικό χώρο

Στον ελλαδικό χώρο η εμφάνιση φαινομένων εδαφικών ρωγμών που έχουν καταγραφεί συνδέονται στην πλειοψηφία τους με συνίζηση υδροφόρων οριζόντων αλλά και ως αποτέλεσμα έντονης ενεργής σεισμοτεκτονικής δραστηριότητας.

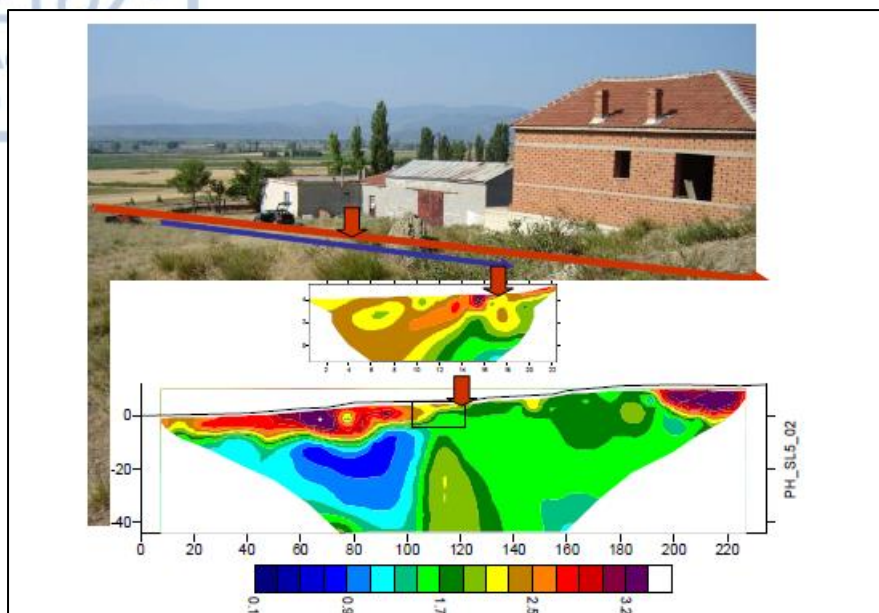
1. Μια από τις πιο εκτεταμένες εμφανίσεις εδαφικών ρωγμών συνέβη στις αρχές της δεκαετίας του '90 στη λεκάνη της Λάρισας και πιο συγκεκριμένα στην υπολεκάνη της Κάρλας. Οι ρωγμές αυτές προκάλεσαν αρκετές ζημιές και βλάβες σε οικήματα. Οι εκτιμήσεις συνδέουν το φαινόμενο με καθιζήσεις, ετησίου ρυθμού καθίζησης στα 20-30 cm.

2. Ένα ακόμη παράδειγμα δημιουργίας εδαφικών ρωγμών σημειώθηκε στην Περαία Θεσσαλονίκης, με τον εντοπισμό του «Ρήγματος της Περαίας» το 2005. Το έτος 2007 πραγματοποιήθηκε γεωφυσική και γεωλογική έρευνα από ερευνητική ομάδα του ΑΠΘ υπό τον Καθηγητή Σ. Παυλίδη η οποία συσχέτισε το γεωλογικό ρήγμα που εμφανίστηκε με ενεργό ρήγμα του Ανθεμούντα.



Εικόνα 13. Η επιφανειακή ρωγμώση όπως εμφανίζεται στην ηλεκτρική τομογραφία (αριστερά) και σε ανοικτή εκσκαφή (δεξιά) (Τσούρλος κα.2007)

3. Στην περιοχή του Καλοχωρίου Θεσσαλονίκης εμφανίστηκαν επίσης παρόμοιες δομές (εδαφικές ρωγμές) ως αποτέλεσμα της έντονης υπεράντλησης, η οποία οδήγησε στην πτώση της επιφάνειας του εδάφους (Andronopoulos et.al 1991). Αργότερα, ο Stiros (2001) με χρήση γεωτεχνικών και υδρογεωλογικών παραμέτρων συνέδεσε την ύπαρξη αυτών των ρωγμών με ολίσθηση σε προϋπάρχοντα ρήγματα.
4. Στην περιοχή της Γερακαρούς, η οποία είναι γειτονική της περιοχής μελέτης των Λαγυνών, παρατηρήθηκαν επί σειράς ετών δύο διαρρήξεις ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης οι οποίες τέμνουν την Ε.Ο. Θεσσαλονίκης-Καβάλας σε δύο σημεία. Η ανατολικότερη από τις δύο επιφανειακές διαρρήξεις συμπίπτει με γνωστή επιφανειακή διάρρηξη του σεισμού του Στίβου το 1978. Οι Chatzipetros et al.(2005) αναφέρουν ότι στη θέση αυτή της διάρρηξης παρατηρείται σεισμική μετατόπιση η οποία είναι περίπου το 40% της σεισμικής μετατόπισης του ρήγματος του 1978.
5. Στα χωριά Φανός και Ξινό Νερό του Δήμου Αμυνταίου παρατηρήθηκαν επίσης επιφανειακές διαρρήξεις. Σύμφωνα με έρευνες του ΑΠΘ που πραγματοποιήθηκαν κατά τα έτη 2007 και 2015, το φαινόμενο ξεκίνησε να εκδηλώνεται το 1993 και παρουσίασε έξαρση το καλοκαίρι-φθινόπωρο του 2000 (Αβραμίδου,2016). Η δημιουργία των ρωγμών αποδόθηκε σε φαινόμενα διαφορικής συνίζησης, λόγω της υπερεκμετάλλευσης του υδατικού δυναμικού της λεκάνης (Τσούρλος κ.α., 2007).



Εικόνα 14. Αποτελέσματα Αντιστροφής χαρακτηριστικής γεωηλεκτρικής τομογραφίας όπου με κόκκινα βέλη σημειώνεται η ύπαρξη της ρωγμής και η θέση της στην εικόνα. (Τσούρλος κα.2007)

1.3 Γεωλογικά Στοιχεία της Περιοχής Μελέτης

Το συγκεκριμένο κεφάλαιο έχει ως σκοπό να παρουσιάσει μια ανασκόπηση της γεωλογίας της ευρύτερης περιοχής. Επίσης, θα αναφερθούν και κάποια σημαντικά τεκτονικά, σεισμολογικά και υδρογεωλογικά στοιχεία για την περιοχή μελέτης (Λαγυνά).

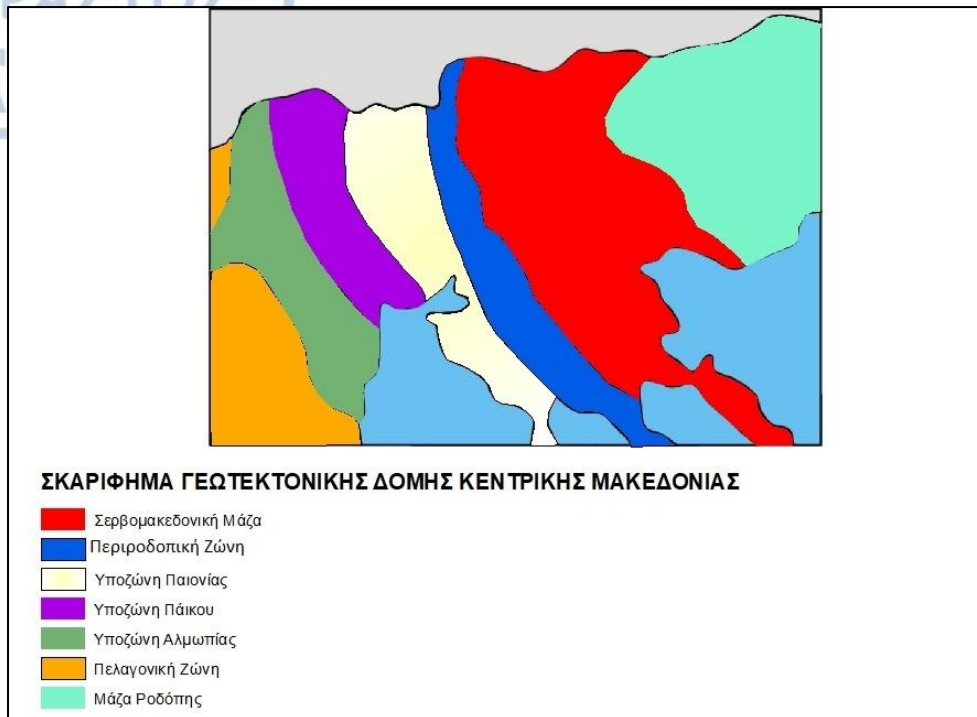
1.3.1 Γεωλογία Περιοχής

Τα Λαγυνά χωροθετούνται γεωτεκτονικά στο νότιο περιθώριο του τεκτονικού βυθίσματος που είναι γνωστό με το όνομα Μυγδονία Λεκάνη.

Η εξέλιξη της Μυγδονίας λεκάνης ξεκίνησε κατά το Κατώτερο-Μέσο Μειόκαινο, οπότε και έγινε η δημιουργία της Προμυγδονίας λεκάνης (Ψιλοβίκος 1977). Η Προμυγδονία λεκάνη περιλάμβανε όλη την περιοχή στην οποία βρίσκεται σήμερα η Μυγδονία λεκάνη καθώς και δύο υπολεκάνες, του Ζαγκλιβερίου και της Μαραθούσας. Τα ιζήματα της Προμυγδονιακής ομάδας οφείλονται στην ιζηματογένεση κατά τη διάρκεια του Πλειοκαίνου.

Η Προμυγδονία λεκάνη οριοθετείται από το Α-Δ παράταξης ρήγμα του Σοχού στα βόρεια, όπως επίσης και από τα ΒΔ-ΝΑ παράταξης ρήγματα, νότια του Ζαγκλιβερίου και των Δουμπιών. Η λεκάνη της Μυγδονίας μαζί με άλλες υπόλεκάνες, δημιουργήθηκαν κατά την εφελκυστική φάση του κατώτερου Πλειοκαίνου με τη δημιουργία νέων κανονικών ρηγμάτων τα οποία τις οριοθέτησαν.

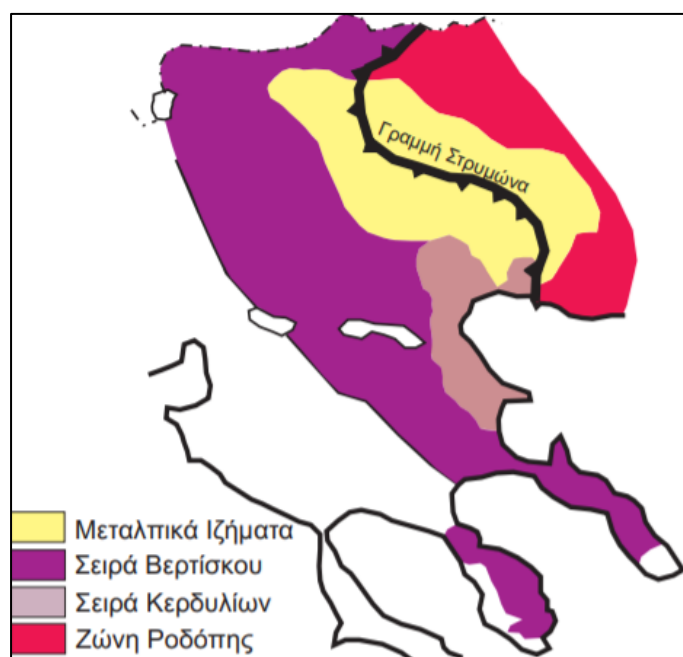
Η Μυγδονία λεκάνη ανήκει στις μικρότερες λεκάνες-τάφρους. Αναπτύχθηκε σε μια διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ κατά το Τεταρτογενές, γεγονός που μαρτυρεί την επικράτηση ενός εφελκυστικού πεδίου με ΒΒΔ-ΝΝΑ τάσεις. Τα περιθωριακά ρήγματα του τεκτονικού βυθίσματος, τα οποία οριοθετούν την λεκάνη, θεωρούνται σεισμικά ενεργά (Τσάπανος κ.α., 2006).



Εικόνα 15. Σκαρίφημα της Γεωτεκτονικής Δομής της Κεντρικής Μακεδονίας

Η Μυγδονία λεκάνη βρίσκεται μεταξύ των ορίων της Σερβομακεδονικής μάζας με την Περιοδοτική Ζώνη.

Η Σερβομακεδονική μάζα περιλαμβάνει πετρώματα τα οποία αποτελούνται από κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, το οποίο διαχωρίζεται σε δύο σειρές (Kockel & Walther, 1968), την κατώτερη σειρά Κερδυλλίων και την ανώτερη σειρά Βερτίσκου.



Εικόνα 16. Χάρτης της Σερβομακεδονικής Μάζας όπου φαίνονται οι σειρές που την απαρτίζουν(www.geo.auth.gr)

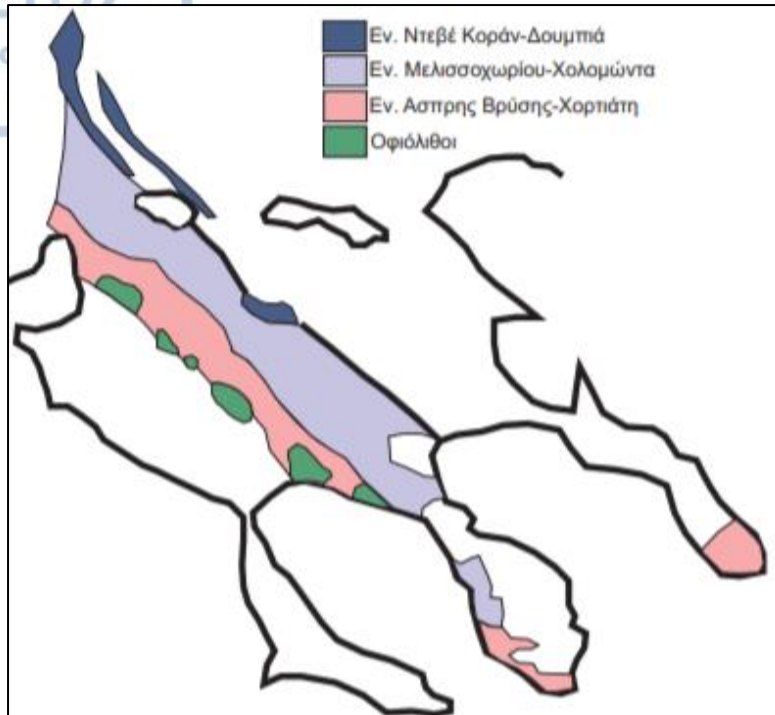
- Η σειρά των Κερδυλλίων, γεωγραφικά καταλαμβάνει την Ανατολική Χαλκιδική μεταξύ των εκβολών του ποταμού Στρυμόνα και του Στρατωνίου ενώ τα πετρώματα της συνιστούν τους βαθύτερους ορίζοντες της Σερβομακεδονικής μάζας και ίσως τους βαθύτερους ορίζοντες της Ελλάδας (Μουντράκης,2007).

Όπως όρισε ο Μουντράκης (2007) η σειρά αποτελείται από τους εξής σχηματισμούς από τους κατώτερους προς τους ανώτερους:

1. Βιοτιτικός γνεύσιος με πάχος περίπου τα 700 μέτρα
2. Κατώτερο μάρμαρο με πάχος τα 150 μέτρα
3. Βιοτιτικός γνεύσιος με πάχος 1000 μέτρα, μέσα στον οποίο συναντώνται ασβεστοπυριτικά πετρώματα και αμφιβολίτες.
4. Ενδιάμεσο μάρμαρο με μέγιστο πάχος τα 200 μέτρα μέσα στον οποίο συναντώνται γνεύσιοι και αμφιβολίτες
5. Βιοτιτικός γνεύσιος πάχους 1000 μέτρων με παρεμβολή βιοτιτικών κεροστιλβικών γνευσίων, αμφιβολιτών και λεπτών ενστρώσεων μαρμάρων.
6. Ανώτερο μάρμαρο με πάχος που κυμαίνεται από 30 έως 300 μέτρα, παρεμβάλλονται βιοτιτικοί, γνεύσιοι, βιοτιτικοί-κεροστιλβικοί γνεύσιοι, μαρμαρυγικοί σχιστόλιθοι, επιδοτιτικοί, ακτινολιθικοί, σχιστόλιθοι και αμφιβολίτες.

- Η σειρά του Βερτίσκου, συνορεύει δυτικά με την προαναφερθείσα σειρά, επίσης περιλαμβάνει το κύριο μέρος της Χαλκιδικής και εκτείνεται μέχρι τα βόρεια σύνορα της Ελλάδας. Όπως σημειώνει ο Κουκουβέλας (2014), η σειρά αυτή μπορεί να διαχωριστεί σε τρεις ενότητες:

1. Κατώτερη γνευσιακή ενότητα, της οποίας χαρακτηριστικό είναι ότι αποτελείται από μετα-ιζήματα (παρά-γνεύσιοι). Η ενότητα περιλαμβάνει ακόμη, σταυρολιθικούς-γρανατιτικούς ή βιοτιτικούς σχιστόλιθους, μεταχαλαζίτες, μεταγραουβάκες, ορίζοντες μαρμάρου (προς τα ανατολικά) αλλά και μικρής έκτασης αμφιβολίτες.
2. Ενδιάμεση μετα-οφιολιθική ενότητα, με πάχος εκατοντάδων μέτρων περιλαμβάνει αμφιβολίτες και μυλωνίτες που προέρχονται από ιζηματογενή πετρώματα ή μαγματικά σώματα όξινης έως βασικής σύστασης. Επιπρόσθετα, έχουμε την ύπαρξη χαρτσβουργιτών οι οποίοι θεωρείται ότι προέρχονται από υπολείμματα ενός οφιολιθικού συμπλέγματος.
3. Ανώτερη γνευσιακή ενότητα, η οποία αποτελείται από παραγνεύσιους και ορθογνεύσιους, των οποίων οι παραγενέσεις μαρτυρούν συνθήκες μεταμόρφωσης στην αλμανδινική-αμφιβολιτική φάση.



Εικόνα 17. Χάρτης που απεικονίζει τις τρεις ενότητες της Περιοδοπικής ζώνης καθώς και τους οφιόλιθους της περιοχής (www.geo.auth.gr)

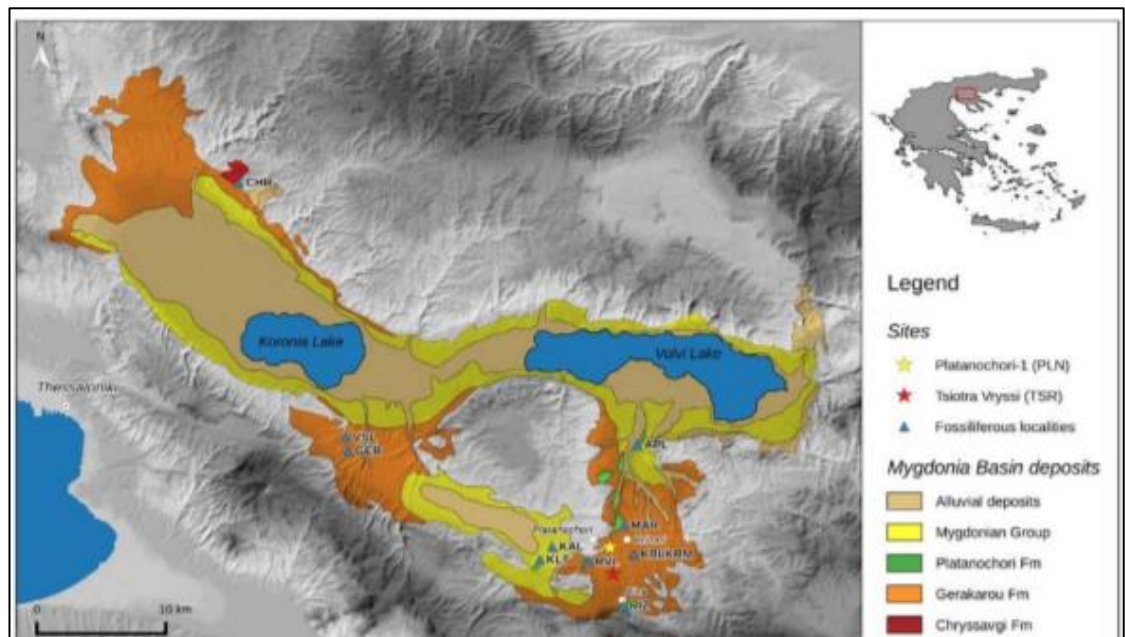
Η Περιοδοπική ζώνη, γεωγραφικά χωροθετείται στο δυτικό τμήμα της λεκάνης της Μυγδονίας. Εκτείνεται ως ζώνη πλάτους 10-20 km διεύθυνσεως ΒΔ-ΝΑ. Λιθοστρωματογραφικά, την δομούν τρεις ενότητες (Μουντράκης, 2007) από ανατολικά προς τα δυτικά:

- Η ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά η οποία αποτελείται από ένα σχηματισμό μετακλαστικών ιζημάτων, μετά-ψαμμιτών, χαλαζιτών, χαλαζιακών σχιστολίθων και μετακροκαλοπαγών ηλικίας Περμίου, γνωστός ως σχηματισμός Εξαμιλίου. Πάνω από αυτόν συναντάται η ηφαιστειοιζηματογενής σειρά ηλικίας Πέρμιο-Κάτω Τριαδικό, ενώ η ιζηματογένεση συνεχίζεται προς τα πάνω με την απόθεση μιας ανθρακικής νηριτικής σειράς.
- Η ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα, έχοντας τη μεγαλύτερη έκταση και από τις τρεις ενότητες, περιλαμβάνει ένα κατώτερο σχηματισμό από μάρμαρα και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους ηλικίας μέσο-άνω Τριαδικής με παρεμβολές σχιστολίθων (γραφιτικών-φυλλιτικών και σερικιτικών). Ο ανώτερος σχηματισμός είναι γνωστός με το όνομα φλύσξης της Σβούλας ηλικίας κάτω-μέσο Ιουρασικής, ο οποίος είναι ένας σχηματισμός φλύσχη με τουρβιδιτικές εναλλαγές μετά-ιζημάτων (ψαμμίτες μάργες και ασβεστολιθικές ενώσεις).
- Ενότητα Άσπρης Βρύσης, Χορτιάτη, η οποία περιλαμβάνει αρχικά, στα κατώτερα τμήματα της, μετακλαστικά και νηριτικά ιζήματα Πέρμιο-Τριαδικής ηλικίας, ενώ ο ανώτερος ορίζοντας αποτελείται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας. Αυτά είναι κερατόλιθοι, σχιστόλιθοι, φυλλίτες, μάργες και χαλαζιακοί σχιστόλιθοι.

Μεταλικά ιζήματα

Η Λεκάνη της Μυγδονίας, μετά την Αλπική ορογένεση (μετά το Α. Μειόκαινο), πληρώθηκε με ιζήματα νεότερης ηλικίας, τα μεταλικά ιζήματα της λεκάνης τα οποία αποτελούν Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις. Δύο είναι οι κύριες ομάδες στις οποίες χωρίζονται αυτά, σύμφωνα με τη στρωματογραφία και την λιθολογία τους, το Προμυγδονιακό και το Μυγδονιακό σύστημα

(Ψιλοβίκος, 1977). Αργότερα ο Κουφός (1988) αναγνώρισε αυτές τις δύο ενότητες και τις ανέφερε ως Προμυγδονιακή και Μυγδονιακή ομάδα. Οι λιθοστρωματογραφικές ενότητες της Μυγδονίας λεκάνης φαίνονται στον χάρτη.



Εικόνα 18. Γεωλογικός Χάρτης της Μυγδονίας Λεκάνης όπου φαίνονται οι κύριες λιθοστρωματογραφικές ενότητες που αποτέθηκαν κατά το Νεογενές-Τεταρτογενές (Konidaris et al. 2015)

Προμυγδονιακή Ομάδα

Η απόθεση της Προμυγδονιακής ομάδας συνέβη κατά το Νεογενές και αποτέθηκε στα όρια της Προμυγδονίας λεκάνης. Παρακάτω παρουσιάζονται οι χαρακτηριστικές αποθέσεις της ομάδας αυτής (Ψιλοβίκος 1977; Psilonikos & Sotiriadis 1983).

1. Κροκαλοπαγή: το κατώτερο μέλος της Προμυγδονιακής ομάδας αποτελείται από συνεκτικά κροκαλοπαγή βάσης τα οποία επικάθονται ασύμφωνα επάνω στο υπόβαθρο (πάχος 2-10 μέτρα). Στον σχηματισμό διακρίνονται αποστρογγυλεμένες κροκάλες, ενώ σημαντική είναι και η παρουσία αδρόκοκκης άμμου. Η προέλευση τους είναι πιθανώς ποταμοχειμάρρια.
2. Ψαμμίτες : Η απόθεση αυτών έγινε σε συμφωνία με τα κροκαλοπαγή. Η στρώση τους είναι διασταυρωτή, ενώ κυριαρχεί η μεσόκοκκη έως αδρόκοκκη άμμος με πυριτικό συνδετικό υλικό. Σε αυτά συμπεριλαμβάνονται αργιλικόι φακοί, καθώς και τεμάχη του υποβάθρου. Το πάχος των ψαμμιτικών σωμάτων που διαχωρίζονται από τη διασταυρωμένη στρώση μπορεί να φτάσει και τα 80 μέτρα. Η απόθεση τους προήλθε από παλαιορέματα και πραγματοποιήθηκε ως αλλουβιακά ριπίδια, στις εξόδους τους προς τη λίμνη της Προμυγδονίας Λεκάνης.
3. Αργιλοψαμμιτικά ιζήματα: Συντελούνται από ρυθμίτες μικρού πάχους, έως 1 μέτρο, οι οποίοι αποτέθηκαν σύμφωνα πάνω σε ψαμμίτες κατά το Πόντιο. Έτσι για τους ρυθμίτες έχουμε τα παρακάτω στρώματα από κάτω προς τα πάνω:

- Ένα μαζώδες στρώμα γκρίζας αργίλου και ιλύος.
- Λεπτές εναλλαγές από αμμώδεις αργίλους και άμμους.
- Ένα στρώμα άμμου και χαλίκων.

Ένα χαρακτηριστικό το οποίο αξίζει να αναφερθεί, είναι ότι στα όρια αυτών των σχηματισμών διακρίνονται επιφάνειες ασυμφωνίας, οι οποίες μαρτυρούν την έναρξη ενός νέου κύκλου απόθεσης. Πιο συγκεκριμένα, το πάχος των ιλυοαμμώδων ιζημάτων υπερβαίνει τα 100 μέτρα. Αυτό μαρτυρά την έντονη επίδραση των κλιματικών συνθηκών.

4. Ερυθροστρώματα : Η ανώτερη ενότητα αυτή διαχωρίστηκε από τον Ψιλοβίκο (1977). Την αποτελούν κροκαλοπαγή, άμμος και άργιλος των οποίων το χρώμα είναι χαρακτηριστικά ερυθρό. Το πάχος της ενότητας μεταβαίνει από τα 45 μέτρα στα περιθώρια, σε περισσότερο από 100 μέτρα στο κέντρο της λεκάνης.
Η απόθεση τους ξεκίνησε κατά το Ανώτερο Πλειόκαινο και συνεχίστηκε μέχρι το τέλος του Βύλαφράγκιου. Οι αποθέσεις αυτές είναι γνωστές ως «Σχηματισμός Γερακαρούς» (Koufos and Melentis 1983). Η απόθεσή τους σχετίζεται με θερμό ημίξηρο κλίμα και με πλούσια πανίδα σπονδυλωτών (Psilonikos and Syrides 1984, Psilonikos et al. 1987, Koufos et al. 1995).
5. Σχηματισμός του Πλατανοχωρίου : Ο συγκεκριμένος σχηματισμός απαρτίζεται από λιμναία ιζήματα (άμμους, ασβεστόλιθους, κροκαλοπαγή, αμμοϋλίες, αμμόδεις αργίλους, μάργες, μαργαϊκούς ασβεστόλιθους (Koufos et al. 1989). Επικάθεται πάνω στον σχηματισμό Γερακαρούς. Ο παρών σχηματισμός βρίσκεται υπολειμματικά πάνω σε κορυφές λόφων στην περιοχή του Πλατανοχωρίου. Η απόθεση τους οφείλεται στην δημιουργία μικρών λιμνών με ήρεμο περιβάλλον (Koufos et al. 1995).

Μυγδονιακή Ομάδα

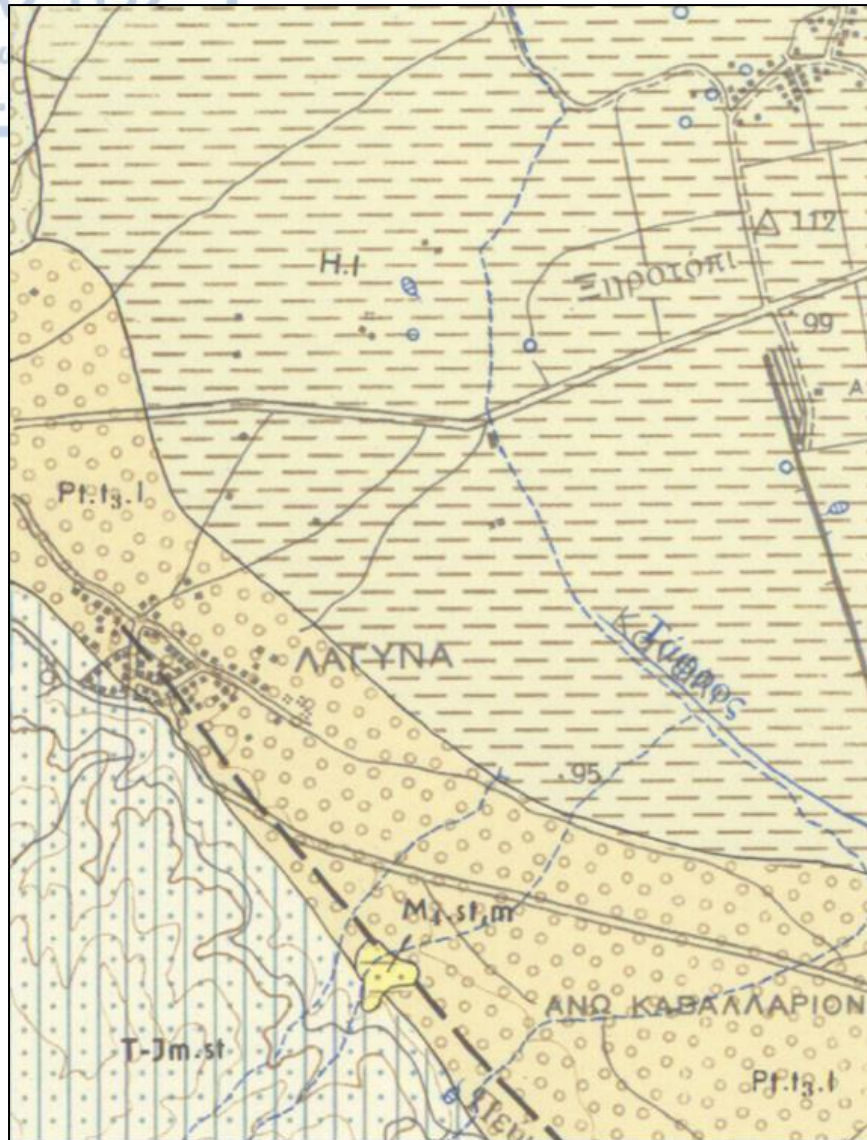
Τα νεότερα υλικά τα οποία αποτέθηκαν ασύμφωνα πάνω από το σχηματισμό του Πλατανοχωρίου συντελούν την Μυγδονιακή Ομάδα. Πιο συγκεκριμένα, τα υλικά αυτά χρονολογούνται από το μέσο Πλειστόκαινο-Ολόκαινο. Η ομάδα αυτή απαρτίζεται από λιμναία λεπτοστρωματώδη και λεπτόκοκκα ιζήματα (οριζόντια στρωμάτωση). Στο κατώτερο μέρος της ομάδας επικρατούν αδρόκοκκα κλαστικά υλικά. Στο ανώτερο μέρος της ομάδας παρατηρείται η εμφάνιση ψαμμιτών, κροκάλων, άμμων αλλά και τραβερτινών. (Konidaris et al, 2015).

Ολοκαινικές Αποθέσεις

Για τις Ολοκαινικές αποθέσεις της Λεκάνης Μυγδονίας, γνωρίζουμε ότι αποτελούνται από ποταμοχειμάρρεια, στα περιθώρια, και από λιμναία στο κέντρο της λεκάνης, ιζήματα. Στα περιθώρια της λεκάνης συναντώνται επίσης αλλουβιακά ριπίδια και πλευρικά κορήματα. (Χατζηπέτρος, 1998).

Γεωλογία της περιοχής της γεωφυσικής έρευνας

Η περιοχή μελέτης (Λαγυνά), βάσει του γεωλογικού χάρτη που παρατίθεται, δομείται από αμμούχες αργίλους (H.I) Ολοκαινικής ηλικίας καθώς και ένα σχηματισμό χαλικιών και άμμων (Pt.t3.I) Πλειστοκαινικής ηλικίας. Νοτιότερα από τα Λαγυνά συναντώνται εναλλαγές χαλαζιτών και χαλαζιτικών ψαμμιτών με φυλλιτικές ενστρώσεις (T-Jm.st) της Περιοδοπικής Ζώνης. Επίσης, διακρίνεται και ένα χαρτογραφημένο ρήγμα το οποίο έχει BBA-NNA διεύθυνση και φαίνεται με διακεκομμένη γραμμή. Το ρήγμα αυτό έχει την ίδια διεύθυνση με την εμφάνιση των ρωγμών που βρίσκονται βορειότερα προς το εσωτερικό της λεκάνης.



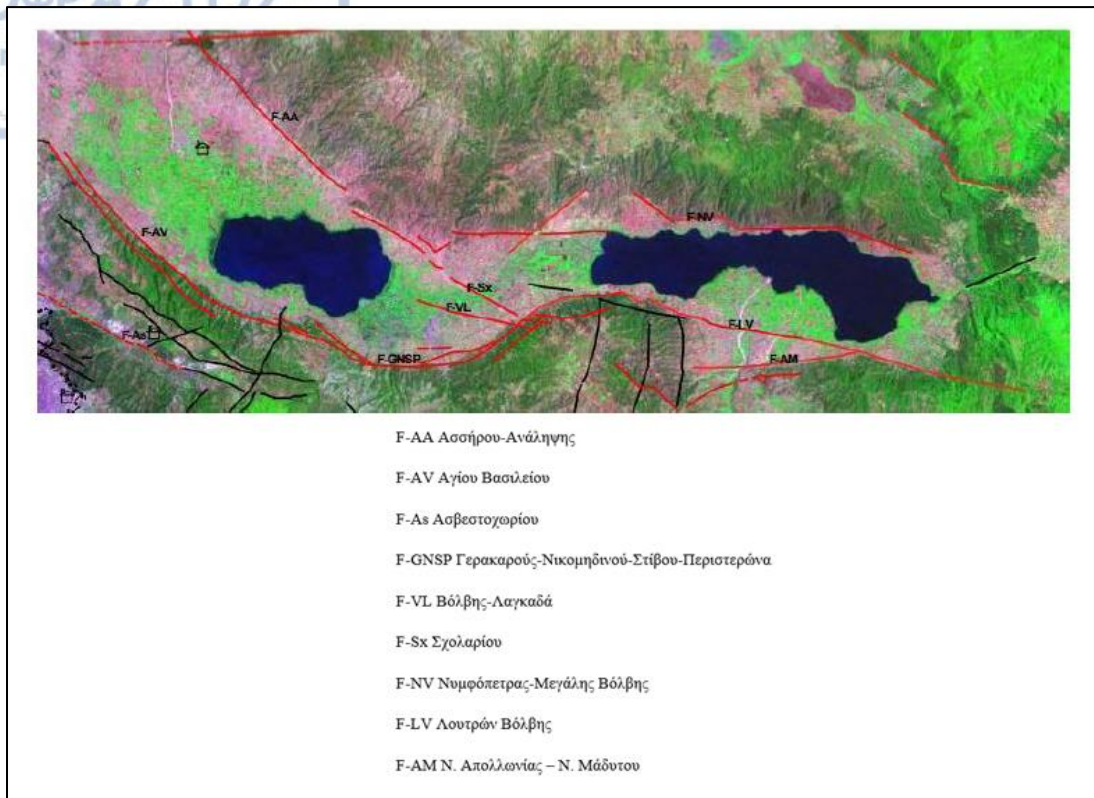
Εικόνα 19. Χάρτης ευρύτερης περιοχής μελέτης (ΦΥΛΛΟ ΘΕΡΜΗ κλίμακας 1:50.000 του Ι.Γ.Μ.Ε)

Τεκτονική της Περιοχής

Η περιοχή μελέτης επηρεάζεται από την τεκτονική δομή του Βορείου Αιγαίου. Η δομή αυτή είναι από τις πιο τεκτονικά ενεργές σε όλη τη Μεσόγειο. Το τεκτονικό καθεστώς είναι πολύπλοκο και επηρεάζεται από τα παρακάτω γεγονότα (Pavlidis et al. 2010)

- 1) Από τον εφελκυσμό, ο οποίος οφείλεται στην χαλάρωση των τάσεων πίσω από το Ελληνικό τόξο, όπου η Αφρικανική πλάκα βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική.
- 2) Από το δεξιόστροφο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και ειδικότερα στη δυτική του προέκταση, που ελέγχει την κίνηση της Τουρκίας.

Ο συνδυασμός αυτών των δύο τεκτονικών γεγονότων ευνοεί στο σχηματισμό μεγάλου αριθμού ενεργών ρηγματίων. Τα κύρια ρήγματα στην περιοχή (Μυγδονία λεκάνη) είναι διακριτά στο ύπαιθρο από τη γεωμορφολογική τους εικόνα (Τσάπανος κ.α, 2006).



Εικόνα 20. Δορυφορική εικόνα (Landsat-5) όπου φαίνονται τα ρήγματα της Μυγδονίας Λεκάνης.(ANNA Σ.ΖΕΡΒΟΠΟΥΛΟΥ, PhD Thesis,2010)

1.3.2 Νεοτεκτονική χαρτογράφηση του Νοτίου Περιθωρίου της Μυγδονίας

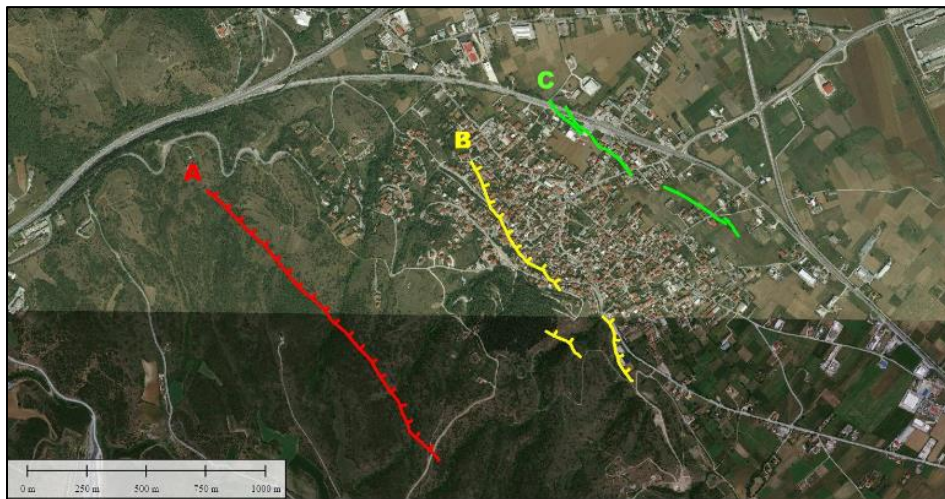
Η Παπαδοπούλου (2020) συνέταξε μια εργασία η οποία αφορούσε στην Νεοτεκτονική Χαρτογράφηση στο Νότιο Περιθώριο της Λεκάνης της Μυγδονίας. Σε αυτή την περιοχή απαντώνται και οι εδαφικές ρωγμώσεις που διερευνώνται με την παρούσα εργασία. Στην εικόνα που παρουσιάζεται παρακάτω, αποτυπώθηκαν τρία ρήγματα στο νότιο περιθώριο της λεκάνης. Το ρήγμα με το πράσινο χρώμα είναι το πιθανό ρήγμα που μελετήθηκε στην παρούσα εργασία με γεωφυσικές μεθόδους.



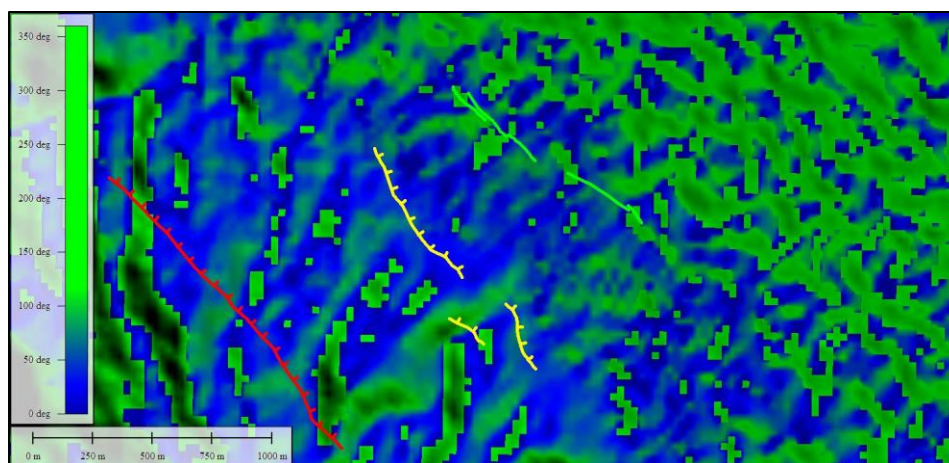
Εικόνα 21. Φωτογραφία εμφάνισης των τεκτονικών αναβαθμίσεων μεταξύ των τριών ρηγμάτων (Παπαδοπούλου,2020)

Όσον αφορά στη συνολική γεωλογική εικόνα των ρηγμάτων λαμβάνουν χώρα τα παρακάτω:

- Το πρώτο ρήγμα (Α), το οποίο απεικονίστηκε στην φωτογραφία με κόκκινο χρώμα, βρίσκεται ολοκληρωτικά μέσα στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της λεκάνης και χαρτογραφήθηκε τηλεσκοπικά με τη βοήθεια δορυφορικών εικόνων. Σύμφωνα με την εργασία της Παπαδοπούλου (2020) το ρήγμα θεωρήθηκε ως αδρανές, διότι δεν δίνει ικανοποιητικό βαθμό αξιοπιστίας όσον αφορά την επαναδραστηριοποίηση του.
- Το δεύτερο ρήγμα (Β), το οποίο αναπαρίσταται με κίτρινο χρώμα, είναι αυτό το οποίο σύμφωνα με την μελέτη ορίζει την επαφή του υποβάθρου με την ιζηματογενή ακολουθία. Χαρακτηρίζεται από τη συγγραφέα ως το πιο διακριτό μεταξύ των τριών. Τεκτονικά στοιχεία που προκύπτουν κατατάσσουν το ρήγμα στην κατηγορία των ενεργών ρηγμάτων, το οποίο συνδέεται άμεσα με το σεισμό του Στίβου του 1978.
- Το τρίτο ρήγμα (Γ) εμφανίζεται ως σύνολο ευθυγραμμισμένων εδαφικών ρωγμών. Βρίσκεται στην περιοχή όπου συναντώνται Πλειστοκαινικά και Ολοκαινικά Ιζήματα. Η χαρτογράφηση του τρίτου ρηγματος δεν κατέστη δυνατή λόγω του γεγονότος ότι δεν υπάρχουν εμφανείς επιφάνειες strike slip. Σύμφωνα με μορφοτεκτονικά στοιχεία το ρήγμα Γ κατατάσσεται ως σεισμικά ενεργό (Παπαδοπούλου, 2020).



Εικόνα 22. Εικόνα των τριών γενιών ρηγμάτων (Παπαδοπούλου, 2020)



Εικόνα 23. Χάρτης διεύθυνσης κλίσεων πρηνών (Παπαδοπούλου, 2020)

Ο χάρτης της εικόνας 23 διαχώρισε την περιοχή σε δύο επιμέρους περιοχές διαφορετικών διευθύνσεων κλίσης, στις περιοχές όπου φαίνεται έντονα το μπλε χρώμα και στην περιοχή ΒΑ του ρήγματος Γ (που έδωσε τις επιφανειακές ρωγμές) με πράσινο χρώμα. Η γεωμορφολογική εικόνα αλλάζει, γεγονός που επιβεβαιώνει την πιθανή ύπαρξη ρήγματος. Ερευνάται, εάν η ενδεχόμενη αλλαγή στο ανάγλυφο επηρεάζεται από την έντονη υπεράντληση στην περιοχή και από φαινόμενα συνίζησης που συμβαίνουν έντονα τα τελευταία χρόνια στην περιοχή. Η τεκτονική μελέτη καθιστά το περιβάλλον αυτό της περιοχής μελέτης σεισμικά ενεργό.

Συμπερασματικά, η γεωμορφολογική εικόνα της περιοχής και οι ευθυγραμμισμένες ρωγμές που εμφανίστηκαν πιστοποιούν την πιθανή ύπαρξη κανονικού ρήγματος. Οι γεωφυσικές μέθοδοι θα επιχειρήσουν να επιβεβαιώσουν τα ήδη υπάρχοντα δεδομένα για τη συνέχεια των επιφανειακών ρωγμών στο υπέδαφος, καθώς και στην εξακρίβωση του μηχανισμού που οδήγησε στην εμφάνισή τους. Αυτό θα πραγματοποιηθεί με τον καθορισμό της γεωλογικής στρωματογραφίας του υπεδάφους μέσω των γεωφυσικών διασκοπήσεων.

1.3.3 Σεισμικότητα της Περιοχής

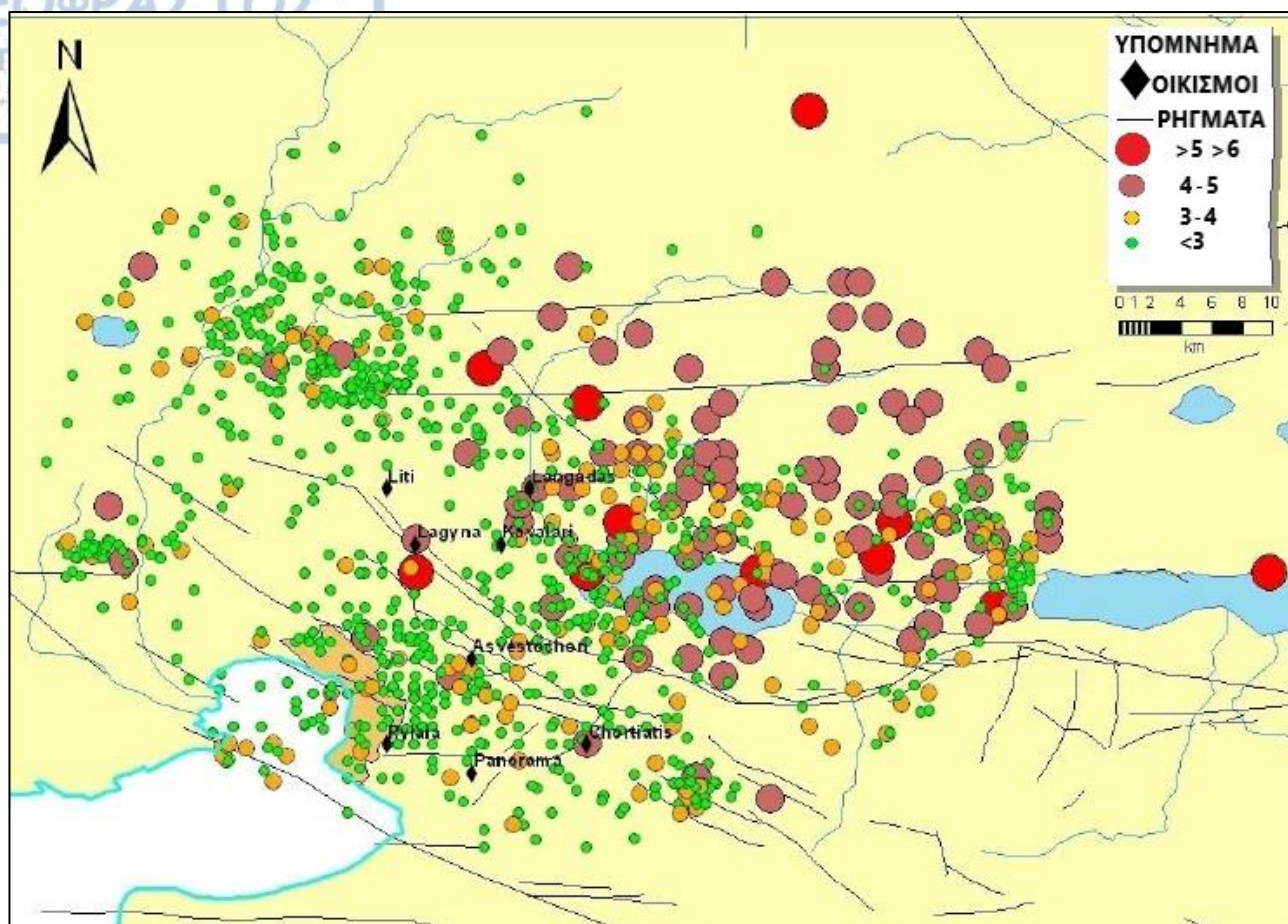
Η λεκάνη της Μυγδονίας αποτελεί μια λεκάνη η οποία παρουσιάζει έντονο σεισμολογικό ενδιαφέρον. Πιο συγκεκριμένα, η λεκάνη βρίσκεται στο κέντρο της Σερβομακεδονικής μάζας η οποία αποτελεί την πλέον ενεργή σεισμικά όσον αφορά τη βόρεια Ελλάδα. Έχουν καταγραφεί αρκετοί καταστροφικοί σεισμοί από τους αρχαίους χρόνους έως σήμερα. Η περιοχή του Λαγκαδά και η γύρω περιοχή χαρακτηρίζονται ως μια ζώνη υψηλής σεισμικότητας που βρίσκεται κοντά σε θέσεις ισχυρών σεισμών (Τσάπανος κ.α, 2006). Ο πιο πρόσφατος μεγάλος σεισμός που βρίσκεται κοντά στην περιοχή μελέτης ήταν ο σεισμός ($M_w=6.5$ Richter) του 1978 του Στίβου, ο οποίος έπληξε την ευρύτερη περιοχή προκαλώντας οικονομικές και κοινωνικές επιπτώσεις.

Ο χάρτης της εικόνας 24 περιλαμβάνει τη γεωγραφική κατανομή των μεγεθών των σεισμών της περιοχής σε απόσταση 25 χιλιόμετρα από το Λαγκαδά. Μετά από μελέτη του χάρτη παρατηρείται έντονη ενεργός τεκτονική δραστηριότητα στην περιοχή κάτι το οποίο μαρτυράται και από την ύπαρξη πολλών ρηγμάτων σε αυτήν. Παρόλα αυτά, κοντά στα Λαγυνά παρατηρούνται 2 μόνο σεισμοί που έγιναν ο ένας το 1905 με μέγεθος $M=5.5$ Richter και ο άλλος το 1978 με μέγεθος $M=4.2$ Richter.

Όπως ορίζουν ο Τσάπανος κ.α (2006), μετά από παρατήρηση σχετικών χαρτών δεν διακρίνονται σεισμοί κοντά στην περιοχή των Λαγυνών. Κάτι τέτοιο όμως δεν πρέπει να αποκλείει την ενεργοποίηση ρηγμάτων σε μελλοντικό χρόνο καθώς η περιοχή μελέτης πλήττεται από ενεργό τεκτονική.

Μια σημαντική παρατήρηση είναι ότι η διεύθυνση του παρατηρηθέντος ρήγματος συμφωνεί με την γενική διεύθυνση των ενεργών ρηγμάτων στην ίδια λεκάνη, καθώς και με το σειсмоγόνο ρήγμα του σεισμού που έγινε το 1978.

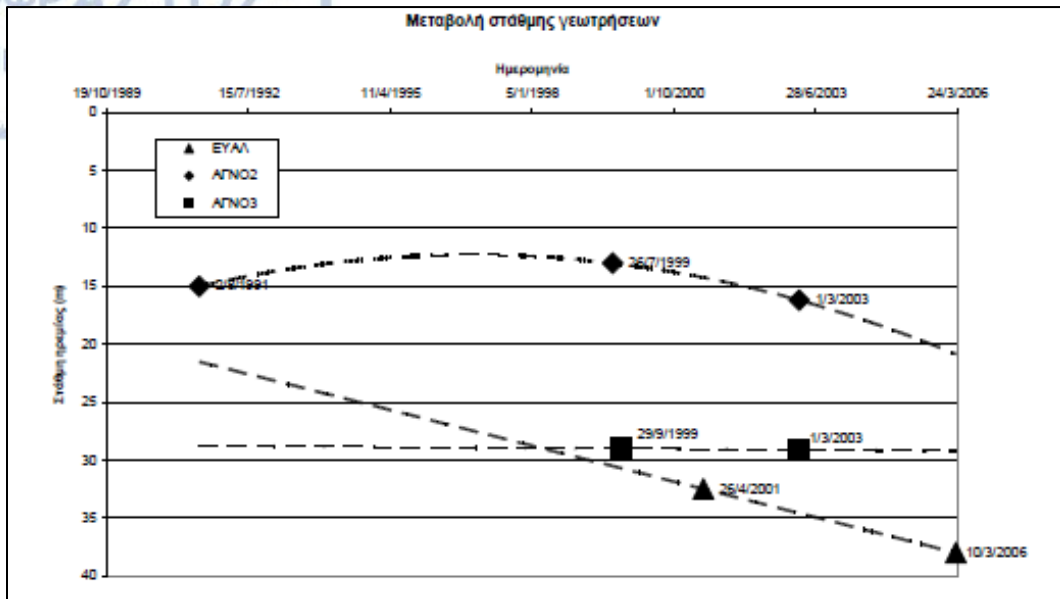
Ακόμη, πραγματοποιήθηκε χαρτογράφηση των εκλύμενων μικροσεισμών (μεγεθών 1.5-3.0) στην περιοχή μελέτης (ανά έτος για τα έτη 1990-2004) με σκοπό να εμφανισθούν τυχόντες μικροσεισμοί στην περιοχή που ίσως αποτελούν την αιτία δημιουργίας των εδαφικών ρωγμών που μελετούμε. Ωστόσο, η έρευνα δεν επιβεβαίωσε τον ανωτέρω ισχυρισμό. Περισσότερα στοιχεία για την εργασία που πραγματοποιήθηκε, βρίσκονται στην Έκθεση με τίτλο «Γεωλογική – Σεισμολογική Έρευνα του ρήγματος στο Δ.Δ. Λαγυνών του Δήμου Λαγκαδά» που συνέταξε η ερευνητική ομάδα του ΑΠΘ.



Εικόνα 24. Οι σεισμοί που έγιναν σε περιοχή που βρίσκεται σε ακτίνα 25 Km γύρω από την πόλη του Λαγκαδά.(τροποποιημένο από Τσάπανος κ.α,2006)

1.3.4 Υδρογεωλογικά στοιχεία και παρατηρήσεις για την περιοχή μελέτης

Για να διαπιστωθεί εάν οι επιφανειακές διαρρήξεις δημιουργήθηκαν ως αποτέλεσμα υδρογεωλογικών παραγόντων, συνιστάται η συστηματική και μακρόχρονη παρακολούθηση της ελεύθερης στάθμης των διαθέσιμων γεωτρήσεων της περιοχής με τη χρήση πιεζομέτρων. Το 2005 μετά την εμφάνιση του φαινομένου επιχειρήθηκε να συγκεντρωθούν διαθέσιμα στοιχεία γεωτρήσεων. Συλλέχθηκαν στοιχεία από τρεις γεωτρήσεις εκ των οποίων οι δύο ήταν βιομηχανικές της ΑΓΝΟ και η μια υδρευτική της Εταιρίας Ύδρευσης Αποχέτευσης Λαγκαδά (ΕΥΑΛ).



Εικόνα 25. Διαγράμματα μεταβολής της στάθμης ηρεμίας των γεωτρήσεων ΕΥΑΛ-ΑΓΝΟ 2-ΑΓΝΟ3 που βρίσκονται κοντά στην περιοχή μελέτης (Τσάπανος κ.α., 2006)

Το συγκεκριμένο γράφημα μεταβολής της στάθμης ηρεμίας γεωτρήσεων υποδεικνύει ότι η μεγαλύτερη πτώση στάθμης παρουσιάζεται στην γεώτρηση της ΕΥΑΛ. Η συγκεκριμένη γεώτρηση βρίσκεται κοντά στο ρήγμα. Τα στρώματα της περιοχής μελέτης αποτελούνται, όπως αναφέρθηκε, από χαλαρά ιζήματα του Ολοκαίνου τα οποία παρουσιάζουν υψηλό πρωτογενές πορώδες. Αυτό το γεγονός μπορεί να τα κάνει πιο επιρρεπή σε φαινόμενα συνίζησης. Παρόλα αυτά, το δείγμα των γεωτρήσεων που παρουσιάστηκε ήταν μικρό, επομένως και στατιστικά αναξιόπιστο.

Είναι γνωστό ότι στην υπό μελέτη περιοχή λειτουργούν δεκάδες γεωτρήσεις, οι περισσότερες των οποίων είναι ανεξέλεγκτες και παράνομες. Πιο συγκεκριμένα, αναφέρεται ότι στην ευρύτερη περιοχή μελέτης λειτουργούν αλόγιστα και συνεχώς πάνω από 2000 γεωτρήσεις. Επίσης, η παρατεταμένη ανομβρία των πρόσφατων ετών, οδήγησε στην πτώση της στάθμης των λιμνών Κορώνειας και Βόλβης και στην υποβάθμιση υδροφόρων οριζόντων. Αυτές οι γνώσεις σε συνδυασμό με τη γεωλογία της περιοχής θα μπορούσαν να έχουν ως αποτέλεσμα την εμφάνιση φαινομένων συνίζησης υδροφόρων. Ωστόσο, τα υδρογεωλογικά στοιχεία που παρατίθενται σε αυτή την εργασία είναι ελλιπή προς σχηματισμό τέτοιων συμπερασμάτων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΘΕΩΡΙΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

Το συγκεκριμένο κεφάλαιο έχει ως σκοπό να περιγράψει την θεωρία όλων των μεθόδων εφαρμοσμένης γεωφυσικής που χρησιμοποιήθηκαν για την έρευνα την οποία πραγματεύεται η παρούσα εργασία. Θα περιγραφούν με τη σειρά, η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας, η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης, η πολυκάναλη μέθοδος ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) καθώς και η μέθοδος του γεωραντάρ.

2.1 Ηλεκτρικές Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης

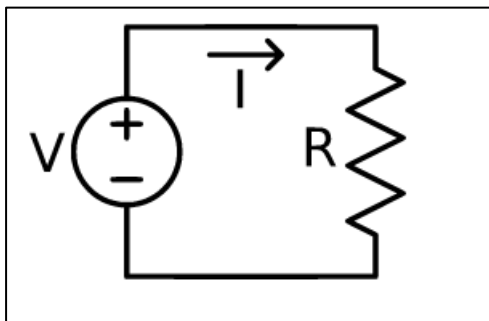
Υπό μια γενική έννοια του όρου οι ηλεκτρικές μέθοδοι διασκόπησης ανιχνεύουν κατακόρυφες αλλά και οριζόντιες διαφοροποιήσεις των ηλεκτρικών ιδιοτήτων του υπεδάφους μετρώντας κάποιες συγκεκριμένες φυσικές ποσότητες όπως για παράδειγμα η διαφορά δυναμικού. Όπως όλες οι γεωφυσικές μέθοδοι έτσι και οι ηλεκτρικές διακρίνονται σε ενεργητικές και παθητικές, με γνώμονα το εάν χρησιμοποιούν φυσικά ή τεχνητά ηλεκτρικά πεδία. Χαρακτηριστικές ενεργητικές μέθοδοι είναι η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και η μέθοδος της επαγόμενης πόλωσης ενώ παθητικές είναι η μέθοδος του φυσικού δυναμικού και η μαγνητοτελλουρική μέθοδος. Οι ηλεκτρικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται ευρέως για γεωλογικούς-γεωτεχνικούς σκοπούς, έχουν εφαρμογή στην αρχαιολογική έρευνα και στην επίλυση περιβαλλοντικών προβλημάτων.

2.1.1 Ειδική Ηλεκτρική Αντίσταση Πετρωμάτων και Σχηματισμών

Η ηλεκτρική αντίσταση ενός αγωγού είναι η δυσκολία που παρουσιάζεται στη διέλευση ηλεκτρικού ρεύματος δια μέσου ενός αγωγού. Συμβολίζεται με R και η μονάδα στο SI είναι τα Ohm.

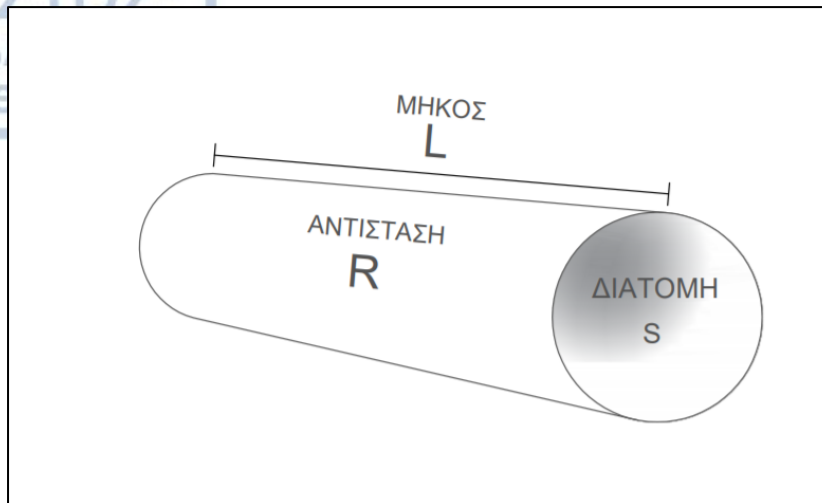
Ο νόμος του Ohm στην απλοποιημένη του μορφή, ορίζει ότι οι τρεις ποσότητες I (ένταση ρεύματος), V (διαφορά δυναμικού), R συνδέονται με τη σχέση:

$$R = \frac{V}{I}$$



Εικόνα 26. Ο νόμος του Ohm σε κλειστό κύκλωμα

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ , είναι η ηλεκτρική ιδιότητα των πετρωμάτων που παρουσιάζει το μεγαλύτερο ενδιαφέρον για τις ηλεκτρικές μεθόδους διασκόπησης (Παπαζάχος, 1996)



Εικόνα 27. Κύλινδρος Διατομής S, Μήκους L και Αντίστασης R

Αν υποθέσουμε ότι έχουμε ένα κύλινδρο (Εικόνα 26) αντίστασης R, διατομής S και μήκους L, τότε η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ορίζεται από τη σχέση

$$\rho = \frac{R S}{L}$$

Μονάδα μέτρησης στο SI είναι το 1 Ohm.m

Ο τύπος $\sigma = \frac{1}{\rho}$ εκφράζει την ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα που είναι αντίστροφη της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Το ηλεκτρικό ρεύμα διαδίδεται μέσω των ιόντων αλάτων και ορυκτών που είναι διαλυμένα μέσα στο νερό των πόρων των γεωλογικών σχηματισμών. Επομένως, η ηλεκτρική αγωγιμότητα ενός πετρώματος εξαρτάται από το πορώδες του πετρώματος (Παπαζάχος, 1996)

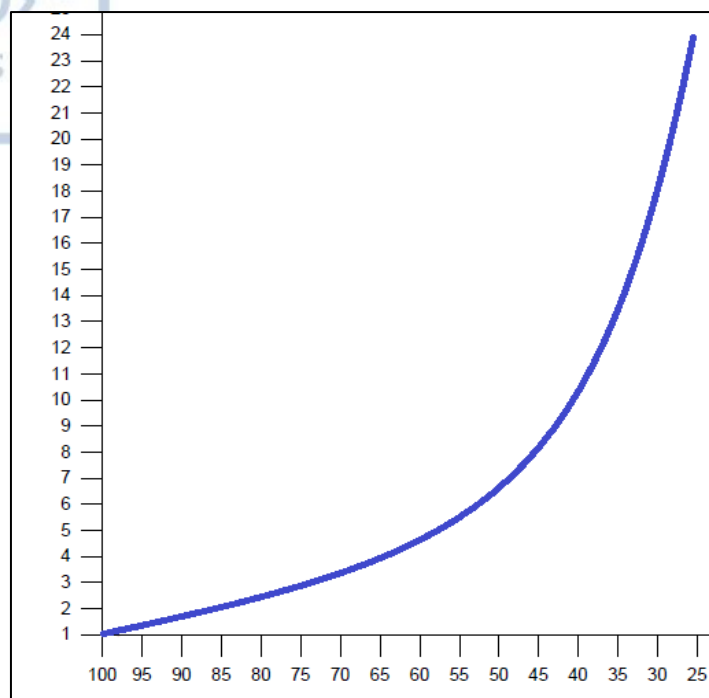
Ο Archie (1942) πρότεινε μια εμπειρική σχέση μεταξύ της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ και του πορώδους ϕ , έμεινε γνωστή ως νόμος του Archie. Η εξίσωση είναι η εξής

$$\rho = a \rho_U \phi^{-m}$$

Όπου:

- ρ_U η ειδική αντίσταση του νερού των πόρων του πετρώματος
- ϕ το πορώδες (δηλαδή ο όγκος των πόρων/ολικό όγκο του πετρώματος)
- a, m σταθερές με εύρη τιμών τα οποία υπολογίστηκαν πειραματικά $a=1.0, m=2.0$

Από τον νόμο του Archie προκύπτει πως πετρώματα με μεγαλύτερα πορώδη παρουσιάζουν χαμηλότερες ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις. Γραφικά αυτό φαίνεται στην εικόνα 28.



Εικόνα 28. Μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης συναρτήσει του πορώδους για μέσο με ειδική αντίσταση 1 Ohm-m (τροποποιημένο από Τσούρλος κ.α, 2019)

Εκτός από το πορώδες του πετρώματος, η ηλεκτρική αντίσταση του υπεδάφους εξαρτάται από την παρουσία νερού, την χημική σύσταση του νερού και τη θερμοκρασία (Τσούρλος κ.α, 2019). Τα μαγματικά πετρώματα τείνουν να εμφανίζουν τις υψηλότερες αντιστάσεις και τα ιζηματογενή τις χαμηλότερες (λόγω υψηλότερου πορώδους), ενώ τα μεταμορφωμένα πετρώματα βρίσκονται κάπου στο ενδιάμεσο. Ο πίνακας 1 έχει ως σκοπό να αναδείξει αυτές τις διαφορές.

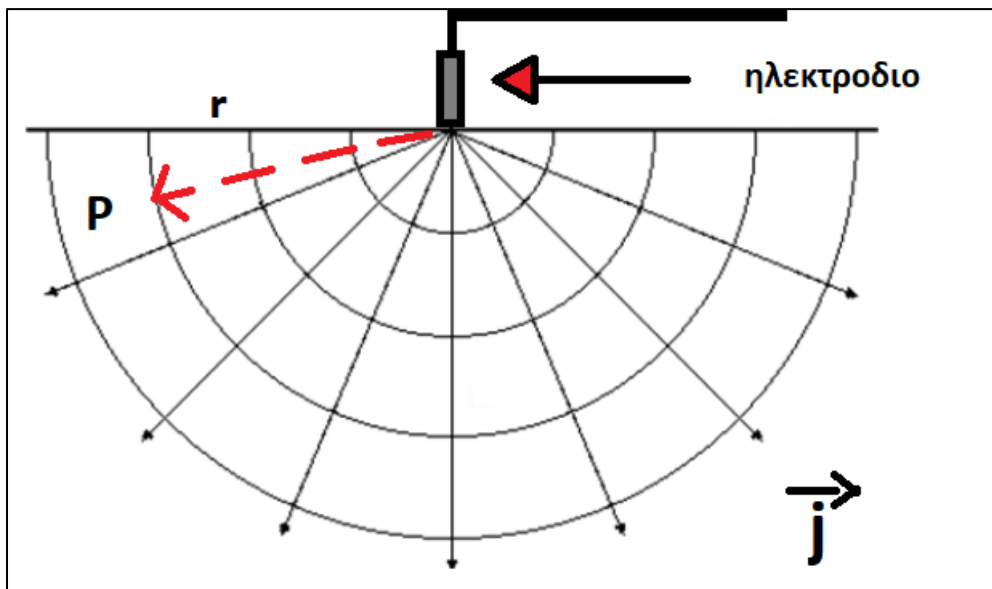
Πίνακας 1. Μετρημένα εύρη ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων για κάποια χαρακτηριστικά υλικά
(τροποποιημένος από Styles, 2012)

Υλικό	Ειδική Ηλεκτρική Αντίσταση
Μαγματικά Πετρώματα	100-1,000,000 ohm-m
Εξαλλοιωμένος Γρανίτης	1-100 ohm-m
Ασβεστόλιθος	10-10,000 ohm-m
Ψαμμίτης	10-1,000 ohm-m
Χάλικας	600-10,000 ohm-m
Προσχώσεις και Άμμοι	10-800 ohm-m
Αργίλος	10-100 ohm-m
Έδαφος	1-10 ohm-m
Καθαρό Νερό	3-100 ohm-m
Χαλκός	0.0000002 ohm-m

Βεβαίως, τα ανωτέρω αποτελούν τυπικά εύρη, οι τιμές μπορεί να διαφέρουν αισθητά καθώς η ηλεκτρική αντίσταση επηρεάζεται από πολλούς παράγοντες.

2.1.2 Η Μέθοδος της Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης

Ο σκοπός των ηλεκτρικών γεωφυσικών μεθόδων διασκόπησης είναι ο καθορισμός των ηλεκτρικών ιδιοτήτων του υπεδάφους. Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, είναι μια από τις πιο παλαιές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης. Η ποσότητα που μετράται σε αυτή τη μέθοδο είναι η ηλεκτρική τάση V ενώ η ιδιότητα που μας ενδιαφέρει είναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση η οποία περιγράφηκε παραπάνω. Εισάγεται δηλαδή συνεχές ηλεκτρικό ρεύμα μέσα στη γη και μετράται η διαφορά δυναμικού που αυτό προκαλεί. Για να μελετηθεί καλύτερα η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στο υπέδαφος, λόγω της ανομοιογένειας των ανωτέρων στρωμάτων του φλοιού, θεωρούμε τη γη ως ομογενή.



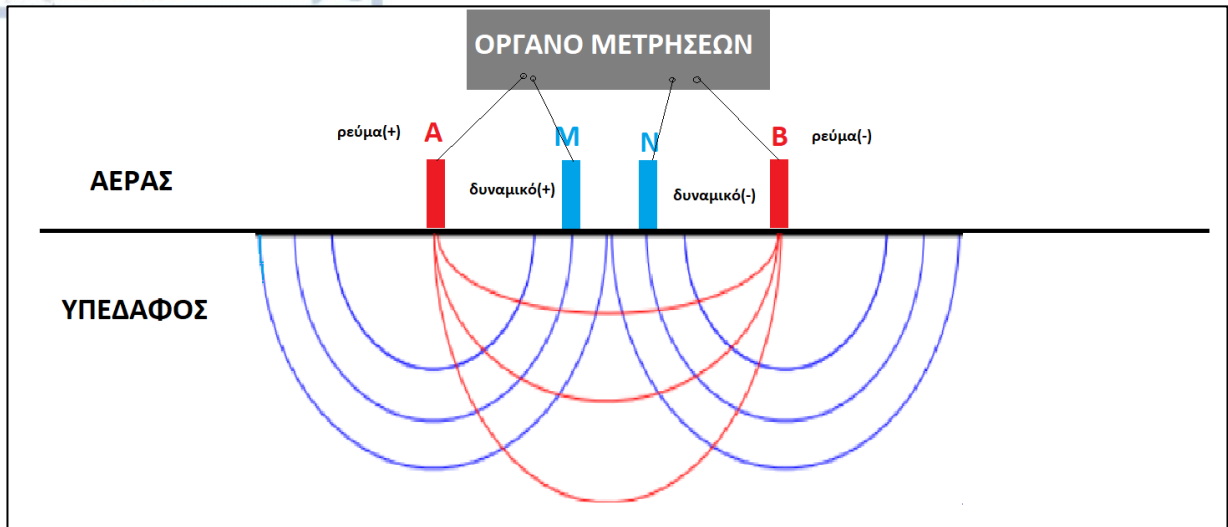
Εικόνα 29. Απεικόνιση της εισαγωγής ενός ηλεκτροδίου σε ομογενή γη, το διάνυσμα πυκνότητας ρεύματος J παριστάνει την κατεύθυνση του ρεύματος, οι περιφέρειες των κύκλων είναι οι ισοδυναμικές γραμμές (τροποποιημένο από Loke, 2015)

Γνωρίζοντας ότι ως I ορίζεται η ένταση του ρεύματος που εισάγεται σε ομογενή γη ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ , τότε το δυναμικό V σε απόσταση από την πηγή είναι

$$V = \pm \frac{\rho I}{2\pi r} \quad \text{για θετικό και αρνητικό πόλο αντίστοιχα.}$$

Ενώ για πόλο μέσα στο έδαφος είναι $V = \pm \frac{\rho I}{4\pi r}$ (Τσούρλος κ.α., 2019)

Η μέθοδος της ηλεκτρικής αντίστασης χρησιμοποιεί 1 ζεύγος ηλεκτροδίων (A και B) με τα οποία διαδίδεται το ρεύμα μέσα στη Γη, και 1 ζεύγος ηλεκτροδίων (M και N) για τη μέτρηση της διαφοράς δυναμικού, που δημιουργείται εξαιτίας της διάδοσης του ρεύματος.



Εικόνα 30. Στην εικόνα φαίνονται τα ζεύγη ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού καθώς και το κύκλωμα που δημιουργείται στο υπέδαφος

Σύμφωνα με την εξίσωση που περιγράφηκε παραπάνω για το δυναμικό, μπορούν να υπολογιστούν τα V_M και V_N .

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

Από τις δυο παραπάνω σχέσεις προκύπτει η διαφορά δυναμικού ΔV

$$\text{Είναι} \quad \Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) = \frac{I\rho}{2\pi} G$$

Αν λύσουμε ως προς ρ τότε

$$\rho = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \left(\frac{1}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \right) = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \frac{1}{G}$$

Το κλάσμα G καλείται γεωμετρικός παράγοντας.

Επειδή η γη είναι γεωηλεκτρικά ανομοιογενής, η ειδική ηλεκτρική αντίσταση εξαρτάται από τη γεωηλεκτρική δομή του μέσου αλλά και από τη γεωμετρία των μετρήσεων, δηλαδή από τον γεωμετρικό παράγοντα G . Επομένως, εισάγεται ο όρος της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης για να ληφθούν υπόψη τα ανωτέρω. Η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση συμβολίζεται με ρ_a .

Ως φαινόμενη ειδική αντίσταση, καλείται η αντίσταση που θα είχε η Γη εάν ήταν ομογενής.

$$p_a = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \left(\frac{1}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \right) = 2\pi \frac{\Delta V}{I} \frac{1}{G}$$

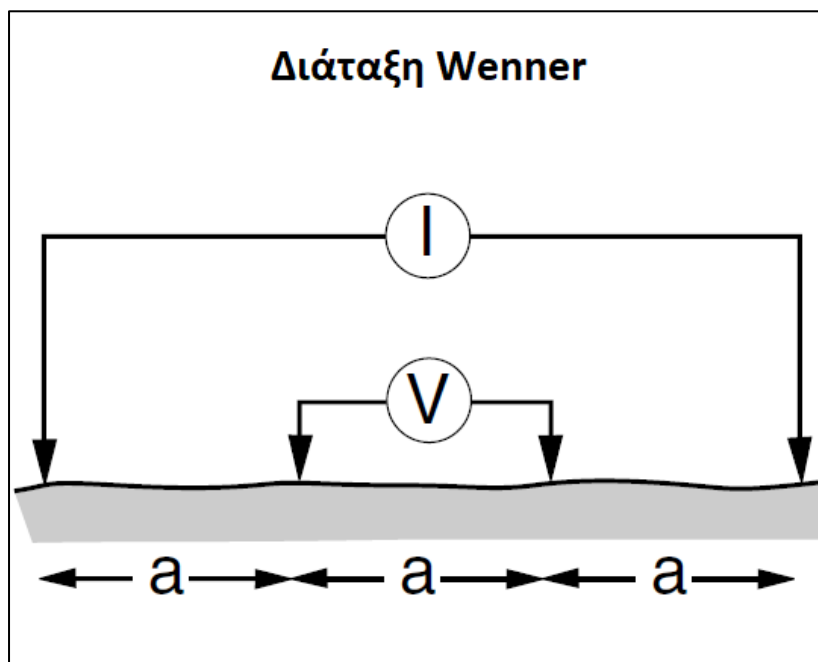
Για την ρεαλιστική απεικόνιση του υπεδάφους, δηλαδή για να μετατραπούν οι φαινόμενες αντιστάσεις σε πραγματικές, χρησιμοποιείται μια πολύπλοκη μαθηματική διαδικασία, η αντιστροφή, η οποία θα αναλυθεί σε επόμενο κεφάλαιο.

Διατάξεις Ηλεκτροδίων

Για τη μέθοδο της ηλεκτρικής αντίστασης υπάρχει μια πληθώρα διαφορετικών διατάξεων ηλεκτροδίων δυναμικού και ρεύματος. Για την επιλογή της καταλληλότερης διάταξης ηλεκτροδίων συνυπολογίζονται διάφοροι παράγοντες. Οι παράγοντες αυτοί αφορούν τις ανάγκες της έρευνας, το βάθος διασκόπησης αλλά και τα γεωμετρία των υπεδάφιων στόχων που αναζητούνται. Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι βασικότερες διατάξεις ηλεκτροδίων που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο της ηλεκτρικής αντίστασης.

Διάταξη Wenner: Μια από τις πιο διαδεδομένες και χαρακτηριστικές διατάξεις ηλεκτροδίων, με βάση την οποία αξιολογούνται και άλλες διατάξεις (Milsom, 2003). Βασικό χαρακτηριστικό αυτής της διάταξης είναι ότι τα τέσσερα ηλεκτρόδια, τα οποία διατάσσονται μεταξύ τους υπό ευθεία γραμμή, ισαπέχουν μεταξύ τους απόσταση a , είναι δηλαδή $AM=MN=NB=a$. Εάν αντικαταστήσουμε τις αποστάσεις στον τύπο της φαινόμενης αντίστασης, έχουμε

$$p_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

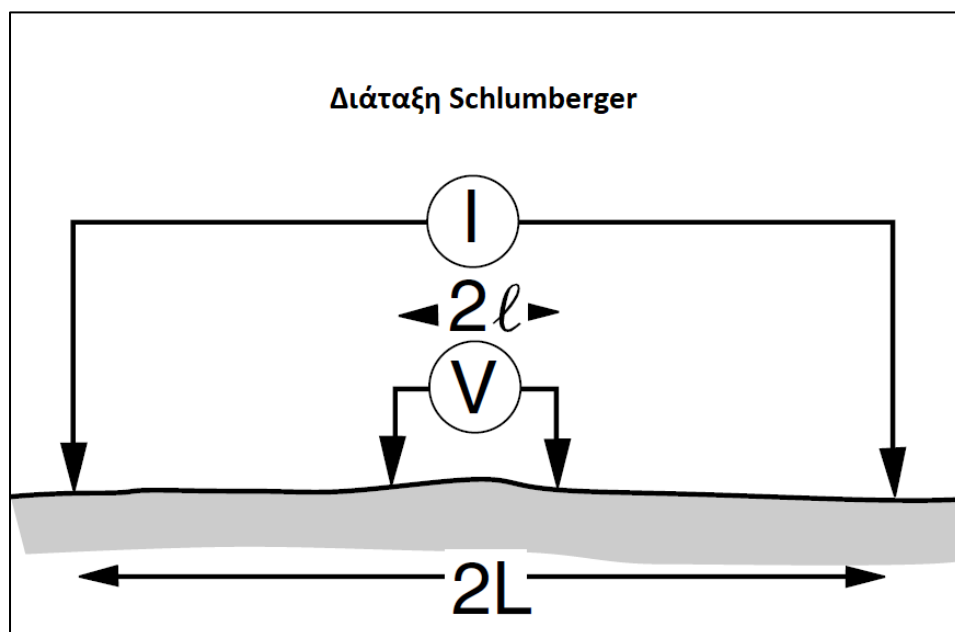


Εικόνα 31. Η γεωμετρία της διάταξης Wenner (Τροποποιημένο από Milsom, 2003)

Διάταξη Schlumberger: Η συγκεκριμένη διάταξη είναι το ίδιο διαδεδομένη με τη Wenner, χρησιμοποιείται κυρίως για στην μέθοδο της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης, δηλαδή την μέθοδο με την οποία επιτυγχάνεται η μελέτη της κατακόρυφης μεταβολής της ηλεκτρικής αντίστασης. (Sharma,2004). Ως προς τη γεωμετρία της διάταξης, τα δύο ηλεκτρόδια του δυναμικού (M,N) απέχουν μεταξύ τους απόσταση $2l$ ενώ η απόσταση $2L$ των ηλεκτροδίων ρεύματος είναι πολύ μεγαλύτερη. Η φαινόμενη ειδική αντίσταση περιγράφεται από τον τύπο

$$\rho_a = \frac{\pi L^2}{2l} \frac{\Delta V}{I}$$

Ένα επιπρόσθετο πλεονέκτημα της διάταξης αυτής είναι η καλή σχέση μεταξύ σήματος και θορύβου ενώ χαρακτηριστικό μειονέκτημα της διάταξης είναι η χαμηλή πλευρική διακριτική ικανότητα.

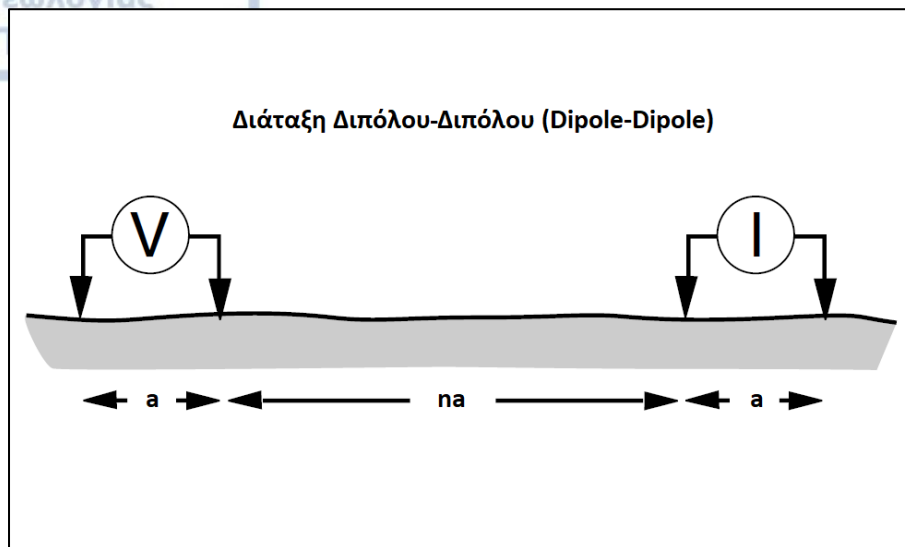


Εικόνα 32. Η γεωμετρία της διάταξης Schlumberger (Τροποποιημένο από Milsom,2003)

Διάταξη διπόλου-διπόλου: Σε αυτή τη διάταξη τα ηλεκτρόδια ρεύματος είναι απομακρυσμένα από τα ηλεκτρόδια δυναμικού. Τα δύο ζεύγη δημιουργούν δύο δίπολα. Ισχύει ότι $AB=MN=a$, δηλαδή οι αποστάσεις των δύο διπόλων είναι σταθερές και ίσες με a . Αντίθετα, η απόσταση των ηλεκτροδίων A και M είναι πολύ μεγαλύτερη αποτελώντας πολλαπλάσιο της απόστασης a ($n \times a$, $n \geq 1$). Όσο αυξάνουμε το n , τόσο επιτυγχάνεται μεγαλύτερη διεύθυνση του ηλεκτρικού ρεύματος σε βάθος (Milsom,2003). Η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση δίνεται από τον τύπο :

$$\rho_a = \pi n(n+1)(n+2)a \frac{\Delta V}{I}$$

Βασικό πλεονέκτημα αυτής της διάταξης ηλεκτροδίων είναι η χρηστικότητα της όταν θέλουμε να διακρίνουμε πλευρικές και κατακόρυφες μεταβολές. Η διάταξη υστερεί στο λόγο σήματος προς θόρυβο.

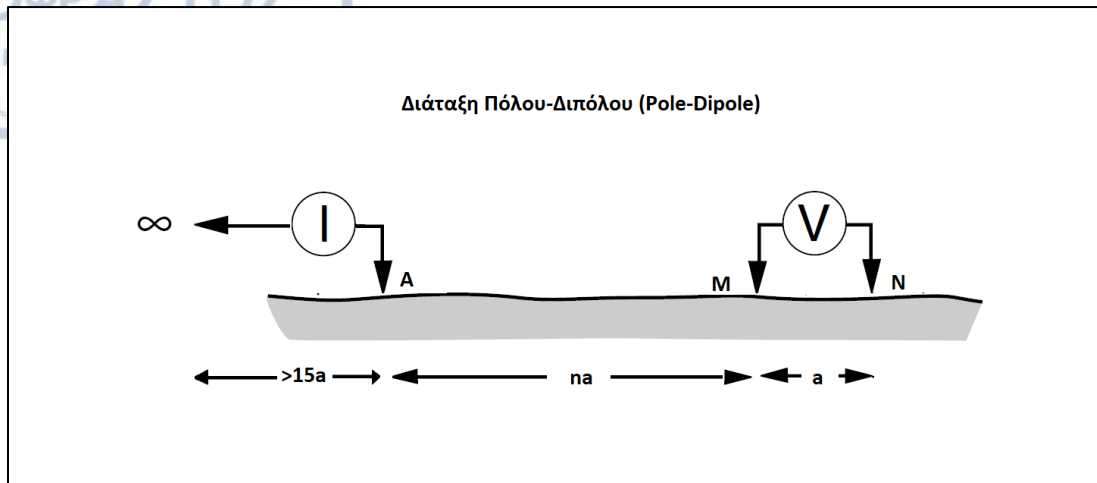


Εικόνα 33. Η γεωμετρία της διάταξης Διπόλου-Διπόλου (Τροποποιημένο από Milsom, 2003)

Διάταξη πόλου-διπόλου: Η συγκεκριμένη διάταξη παράγει ασύμμετρες ανωμαλίες των οποίων η ερμηνεία είναι πιο δύσκολη συγκριτικά με ανωμαλίες που θα προέκυπταν από συμμετρικές διατάξεις. Σε αυτή τη διάταξη, τα ηλεκτρόδια δυναμικού M,N απέχουν μια απόσταση a το ένα από το άλλο ($MN=a$). Η βασική διαφορά συγκριτικά με την διάταξη διπόλου-διπόλου είναι ότι το ένα από τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος (ας θεωρήσουμε το B) βρίσκεται τοποθετημένο σε αρκετά μεγάλη απόσταση από τα υπόλοιπα. Εάν η απόσταση $MN=a$ τότε η απόσταση του ηλεκτροδίου A από το MN είναι $A-MN=na$ όπου $n=1,2,\dots$ και η απόσταση του B από το A είναι $AB>15a$. Η τύπος της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης για αυτή τη διάταξη ηλεκτροδίων είναι

$$p_{\alpha} = 2\pi n(n+1)a \frac{\Delta V}{I}$$

Η διάταξη παρουσιάζει μια σχετικά καλή οριζόντια κάλυψη και ένα καλύτερο λόγο σήματος προς θόρυβο συγκριτικά με τη διάταξη διπόλου-διπόλου (Okropi, 2013). Ως μειονέκτημα, μπορεί να θεωρηθεί το γεγονός πως η διάταξη παρουσιάζει ευαισθησία σε θορύβους που οφείλονται σε τελλουρικά ρεύματα. Αυτό οφείλεται στο ηλεκτρόδιο ρεύματος που βρίσκεται σε μεγάλη απόσταση από την υπόλοιπη διάταξη.

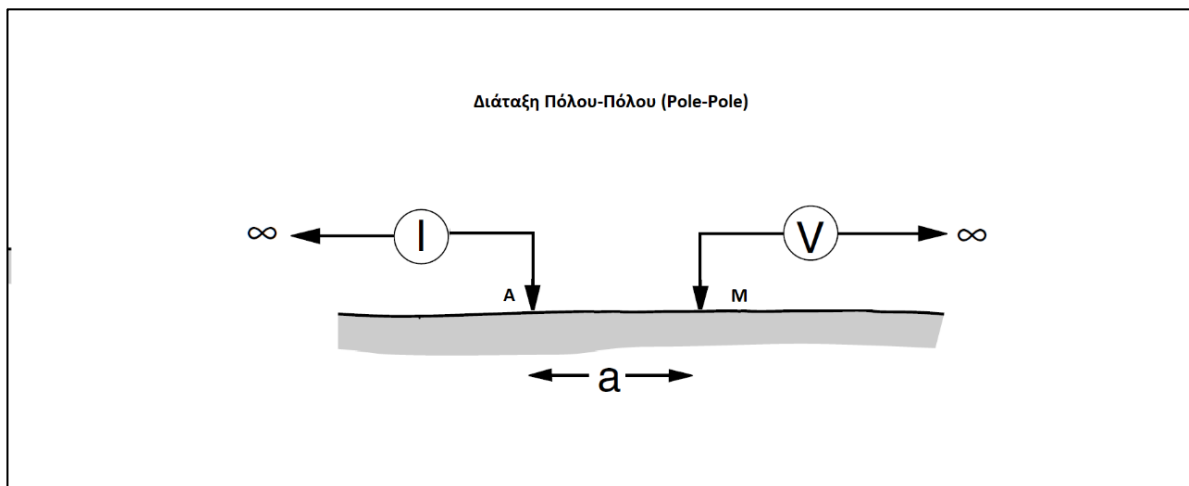


Εικόνα 34. Η γεωμετρία της διάταξης Πόλου-Διπόλου (Τροποποιημένο από Milsom, 2003)

Διάταξη Πόλου-Πόλου: Η διαφορά της διάταξης αυτής με την Πόλου-Διπόλου είναι ότι στη συγκεκριμένη και το ένα εκ των δύο, ηλεκτρόδιο δυναμικού, βρίσκεται σε πολύ μεγάλη απόσταση από το άλλο. Επομένως, εάν θεωρήσουμε πως η απόσταση του ενός ηλεκτροδίου ρεύματος A από το ηλεκτρόδιο δυναμικού M είναι $AM=a$ τότε οι αποστάσεις AN, BN, BM είναι άπειρες.

$$p_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

Παρατηρούμε ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση της πόλου-πόλου είναι ίδια με αυτή της Wenner. Επίσης, η διάταξη πόλου-πόλου παρουσιάζει πολύ κακό λόγο σήματος προς θόρυβο.



Εικόνα 35. Η γεωμετρία της διάταξης Πόλου-Πόλου (Τροποποιημένο από Milsom, 2003)

Διάταξη πολλαπλής βαθμίδας (multiple gradient): Οι Dahlin και Zhou (2006) όρισαν ότι σε αυτή τη διάταξη τα ηλεκτρόδια ρεύματος A, B βρίσκονται σε απόσταση $(s+2)a$, ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού M, N μετακινούνται ανάμεσα στα A, B σε όλες τις δυνατές θέσεις, καταγράφοντας τη διαφορά δυναμικού. Η απόσταση των δύο ηλεκτροδίων M, N είναι ίση με a και σταθερή. Ο παράγοντας s είναι ακέραιος αριθμός και συμβολίζει το μέγιστο αριθμό των μετρήσεων δυναμικού που μπορεί να πραγματοποιήσει το δίπολο δυναμικού MN. Ως n ορίζεται η απόσταση μεταξύ του διπόλου δυναμικού (M,N) με το κοντινότερο ηλεκτρόδιο ρεύματος. Επίσης, το m ορίστηκε ως ο παράγοντας που περιγράφει την απόσταση από το μέσο του MN με το μέσο του AB το οποίο αποτελεί το κέντρο της διάταξης.

$$m = \frac{\left(\frac{x_M + x_N}{2}\right) - \left(\frac{x_A + x_B}{2}\right)}{(x_N - x_M)} = \frac{x_{MN} - x_{AB}}{a}$$

όπου

- x_A, x_B, x_M, x_N είναι οι θέσεις των ηλεκτροδίων δυναμικού και ρεύματος με $x_B > x_A, x_M > x_N$
- x_{AB} και x_{MN} είναι τα σημεία που βρίσκονται στα μέσα των 2 διπόλων AB, MN

Θετικό m σημαίνει, υποδηλώνει ότι το δίπολο ηλεκτροδίων δυναμικού βρίσκεται στα δεξιά σχετικά με το κέντρο της διάταξης ηλεκτροδίων.

Αρνητικό m δηλώνει πως το δίπολο ηλεκτροδίων δυναμικού βρίσκεται στα αριστερά συγκριτικά με το κέντρο διάταξης ηλεκτροδίων.

Επίσης, για τιμές s, n το m υπολογίζεται από τους τύπους

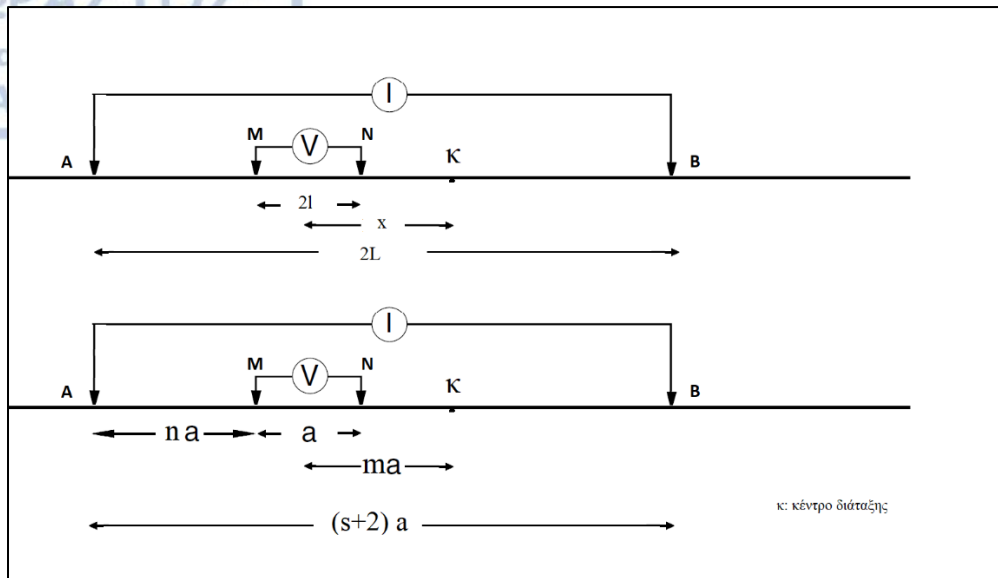
$$m = n - \frac{s+1}{2} \quad \text{για} \quad x_{MN} \leq x_{AB} \quad (m \leq 0)$$

$$m = n - \frac{s+1}{2} \quad \text{για} \quad x_{MN} > x_{AB} \quad (m > 0)$$

Για τη συγκεκριμένη διάταξη ισχύει ότι όσο μεγαλύτερες είναι οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος συγκριτικά με τις αποστάσεις ηλεκτροδίων δυναμικού τόσο αυξάνεται το βάθος διασκόπησης (Dahlin και Zhou, 2006). Πλεονεκτήματα της διάταξης αυτής είναι ότι ο λόγος σήματος θορύβου είναι υψηλός αλλά και ότι η πυκνότητα και το πλήθος των δεδομένων που συλλέγονται είναι πολλά (Tassis et al. 2020). Επίσης, παρουσιάζει πολύ καλή διακριτική ικανότητα στα επιφανειακά στρώματα.

Η φαινόμενη ειδική αντίσταση υπολογίζεται από τον τύπο

$$\rho_a = \frac{\pi}{l} \frac{(L^2 - x^2)^2}{L^2 + x^2} \frac{\Delta V}{2I}$$



Εικόνα 36. Η διάταξη πολλαπλής βαθμίδας

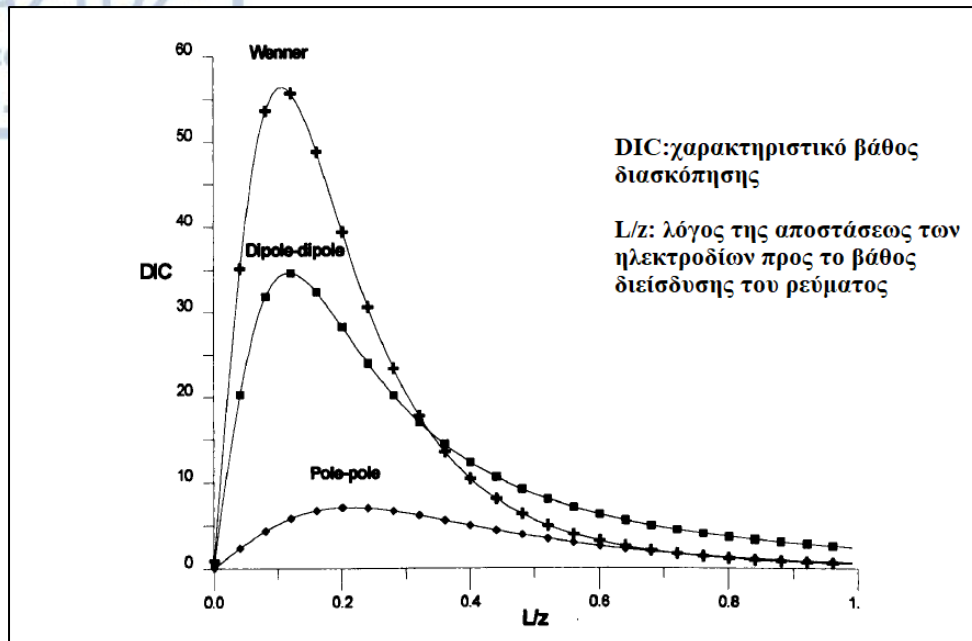
Το βάθος διασκόπησης

Ένα από τα κριτήρια με τα οποία επιλέγεται μια διάταξη για μια έρευνα είναι το βάθος διασκόπησης. Ο γενικός εμπειρικός κανόνας που χρησιμοποιείται στην εφαρμοσμένη γεωφυσική, ορίζει ότι το βάθος διασκόπησης είναι περίπου το 1/3 του συνολικού ανοίγματος των ηλεκτροδίων.

Όμως, όπως όρισε ο Tsurlos (1995) είναι αρκετά περίπλοκο να καθοριστεί το ακριβές βάθος διασκόπησης για δύο λόγους :

- 1) Οι μετρημένες ηλεκτρικές αντιστάσεις προκύπτουν από τη συνεισφορά σημάτων από διαφορετικά βάθη. Επομένως, δεν υπάρχει ένα συγκεκριμένο βάθος το οποίο να συνεισφέρει ξεχωριστά για το κάθε μετρημένο σήμα.
- 2) Οι θεωρητικές τιμές που αφορούν το βάθος μετρούνται με την παραδοχή για την ομοιογένεια της γης. Παρόλα αυτά, το πραγματικό βάθος διασκόπησης εξαρτάται από την ανομοιογένεια του υπεδάφους και τα άγνωστα χαρακτηριστικά του.

Οι Roy και Apparao (1970) προσέφεραν μια θεωρητική προσέγγιση, πιο συγκεκριμένα εισήγαγαν το DIC (depth of investigation characteristic), το οποίο εφαρμόζεται θεωρώντας πως το υπέδαφος χαρακτηρίζεται από ομοιογένεια. Πρότειναν, ότι το βάθος διασκόπησης των διατάξεων δεν αφορά αποκλειστικά την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων, αλλά επηρεάζεται επίσης από τις θέσεις αυτών στο χώρο. Έτσι, εκτός από το να εξετάζουν την κατανομή του ρεύματος εντός του υπεδάφους, αυτοί υπολόγισαν την συμβολή σε κάθε στοιχειώδη όγκο της υπεδάφους στο σήμα ($\Delta V/I$) που παρατηρείται στην επιφάνεια του, εντάσσοντας τη συμβολή αυτή σε ένα λεπτό οριζόντιο στρώμα παράλληλο με την επιφάνεια. Ο υπολογισμός αυτής της συμβολής για περισσότερα βάθη παράγει την καμπύλη DIC. Το βάθος διασκόπησης, σύμφωνα με τους Roy και Apparao (1970), είναι το βάθος όπου η καμπύλη DIC προσεγγίζει το μέγιστο. Όσο μεγαλύτερο είναι το πλάτος της καμπύλης τόσο μικρότερη είναι η διακριτική ικανότητα. (Tsurlos,1995)



Εικόνα 37. Καμπύλες DIC για τρεις χαρακτηριστικές διατάξεις ηλεκτροδίων

Ο Edwards (1977) σύγκρινε αυτά τα αποτελέσματα με εμπειρικά αποτελέσματα και πρότεινε ότι η πιο αντιπροσωπευτική επιλογή για το βάθος διασκόπησης μιας διάταξης, προκύπτει από το σημείο της καμπύλης που αντιστοιχεί στο μέσο βάθος. Ο πίνακας 2 μας δείχνει έναν συσχετισμό των βασικών διατάξεων συγκριτικά με το βάθος διασκόπησης και την διακριτική ικανότητα κατά Roy και Apparao (1970) ενώ ο πίνακας 3 δείχνει έναν συσχετισμό των βασικών διατάξεων συγκριτικά με το βάθος διασκόπησης κατά Edwards (1997)

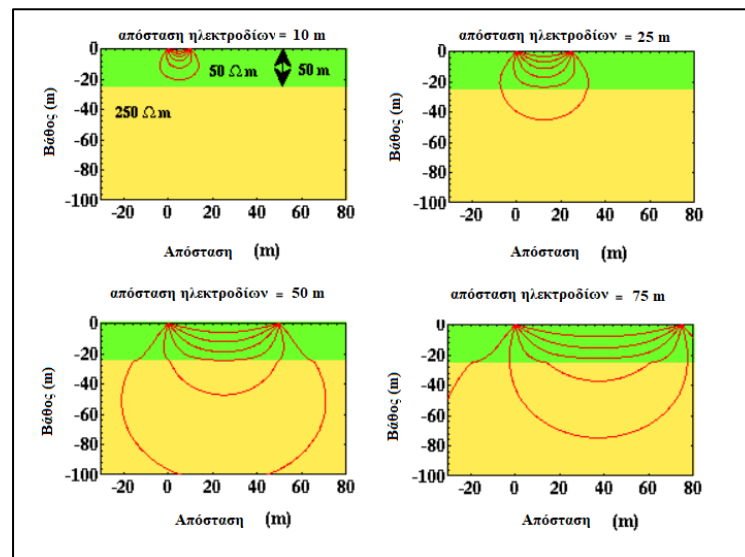
Πίνακας 2. Βάθη και διακριτική ικανότητα διατάξεων (Τροποποιημένο από Tsurlos, 1995)

ΔΙΑΤΑΞΗ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ	ΒΑΘΟΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ	ΔΙΑΚΡΙΤΙΚΗ ΙΚΑΝΟΤΗΤΑ
WENNER	0.11 L	1/2.25
SCHLUMBERGER	0.125 L	1/2.45
ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ	0.195 L	1/3.1
ΔΙΔΥΜΟΥ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΟΥ	0.35 L	1/8.4

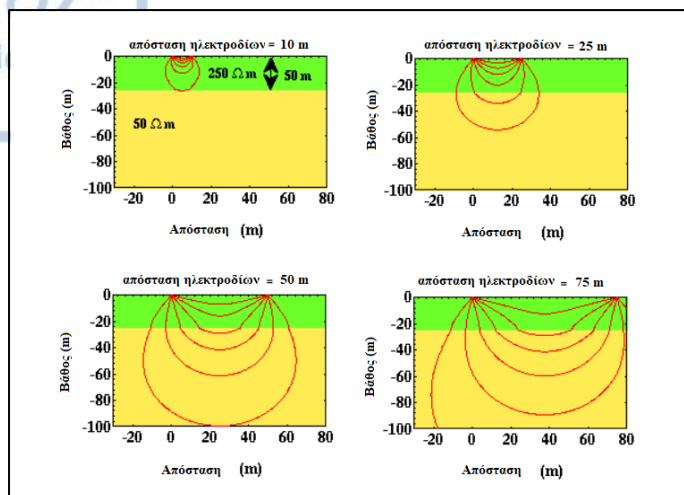
Πίνακας 3. Βάθος διασκόπησης διατάξεων (Τροποποιημένο από Tsourlos, 1995)

ΔΙΑΤΑΞΗ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ	ΒΑΘΟΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ
WENNER	0.17 L
SCHLUMBERGER	0.195 L
ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ	0.25 L
ΔΙΑΥΜΟΥ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΟΥ	0.77 L
ΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ	0.52 L

Στα παραδείγματα των εικόνων 38-39 φαίνεται η ροή του ρεύματος σε δύο διαφορετικές περιπτώσεις. Παρατηρείται ότι όσο αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων (ανάπτυγμα ηλεκτροδίων) αυξάνεται και το βάθος διασκόπησης. Η διαφοροποίηση της γεωλογίας (ως διαφορά στα γεωηλεκτρικά στρώματα) επηρεάζει το βάθος διασκόπησης γι' αυτό και παρατηρούνται μικρές διαφοροποιήσεις ως προς τις γραμμές ροής του ρεύματος στα δύο παραδείγματα.



Εικόνα 38. Ροή του ηλεκτρικού ρεύματος σε σύγκριση με τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων όταν το επιφανειακό στρώμα έχει χαμηλότερη αντίσταση από το κατώτερο. (Τροποποιημένο από https://pburnley.faculty.unlv.edu/GEOL452_652/resistivity/notes/ResistivityNotes17Equipm)



Εικόνα 39. Ροή του ηλεκτρικού ρεύματος σε σύγκριση με τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων όταν το επιφανειακό στρώμα έχει χαμηλότερη αντίσταση από το κατώτερο. (Τροποποιημένο από https://pburnley.faculty.unlv.edu/GEOL452_652/resistivity/notes/ResistivityNote)

Τρόποι μέτρησης με τη μέθοδο της ηλεκτρικής αντίστασης

Οι τρόποι μέτρησης της μεθόδου ηλεκτρικής αντίστασης είναι οι εξής:

A) Βυθοσκόπηση (sounding), όπου για να εκτελεστούν οι μετρήσεις, αυξάνονται συνεχώς οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν σταθερά. Η ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους αποτυπώνεται σε μια στήλη κάτω από το κέντρο της διάταξης.

B) Οδεύσεις (Profiling), όπου η εκτέλεση των μετρήσεων πραγματοποιείται με πλευρική μετακίνηση της διάταξης των ηλεκτροδίων με σταθερό βήμα, ενώ οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων παραμένουν σταθερές.

Αν συνδυαστούν αυτές οι δύο μέθοδοι τότε συνιστούν την δισδιάστατη διασκόπηση όπου μετράται η πλευρική αλλά και η εις βάθος μεταβολή της ηλεκτρικής αντίστασης. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας η οποία αποτελεί μια εξέλιξη της παραδοσιακής δισδιάστατης διασκόπησης της μεταβολής της ηλεκτρικής αντίστασης.

2.1.3 Η Μέθοδος της Ηλεκτρικής Τομογραφίας

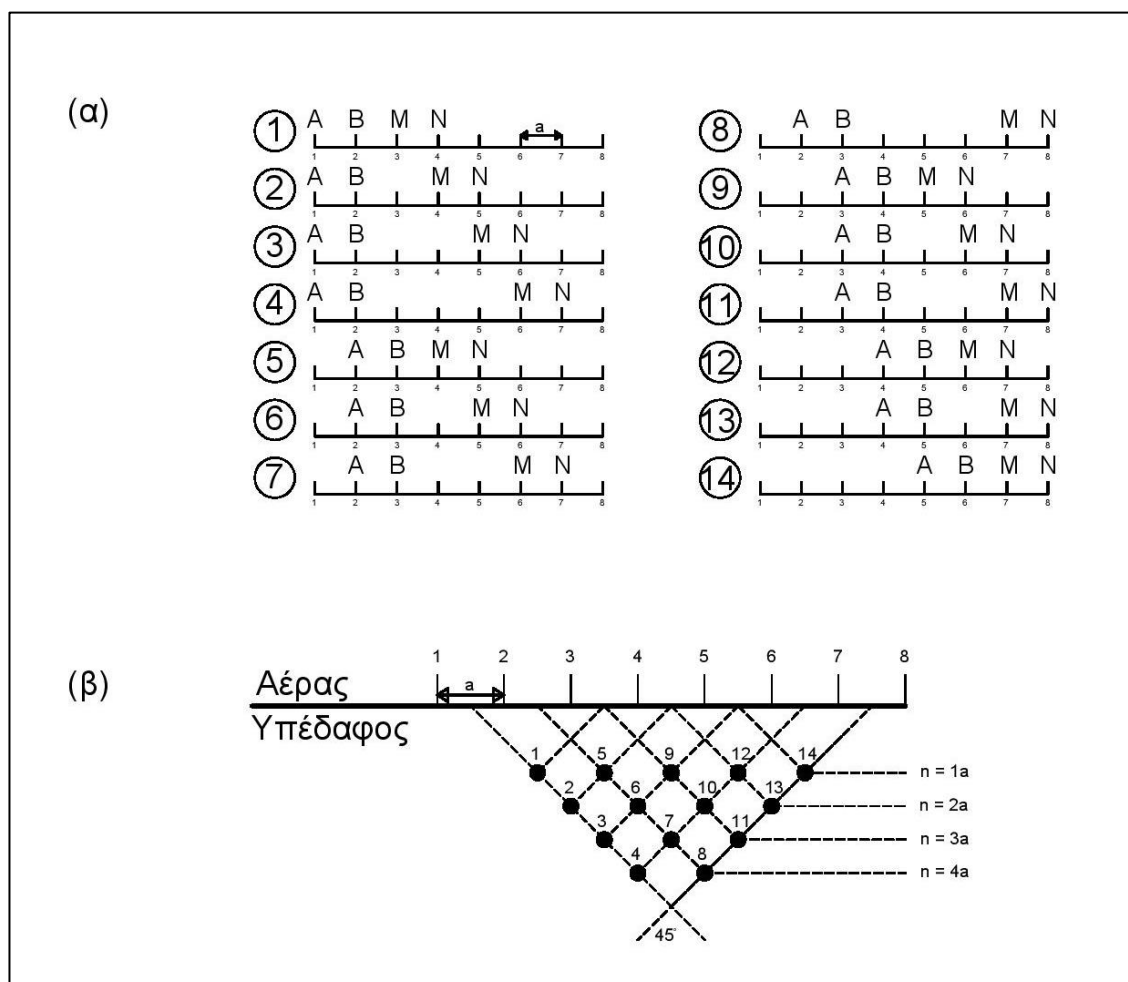
Η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας, η οποία χρησιμοποιήθηκε και στην παρούσα εργασία, αποτελεί μια από τις πιο διαδεδομένες μεθόδους εφαρμοσμένης γεωφυσικής. Η μέθοδος χρησιμοποιείται σε ποικίλα πεδία εφαρμογών. Μεταξύ άλλων τα εξής :

- Σε γεωλογικές εφαρμογές (για τον καθορισμό της στρωματογραφίας του υπεδάφους, τεκτονικής, καθορισμός βάθους υδροφόρων στρωμάτων, κοιτασματολογικές-μεταλλευτικές έρευνες)
- Στα τεχνικά-γεωτεχνικά έργα
- Στην επίλυση περιβαλλοντικών προβλημάτων
- Στην αρχαιολογική έρευνα

Η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας χρησιμοποιεί ένα μεγάλο αριθμό ηλεκτροδίων συνήθως περισσότερα από 24, τα οποία συνδέονται με ένα πολύκλωνο καλώδιο (Griffiths και Barker, 1993). Ένα όργανο μέτρησης της ηλεκτρικής αντίστασης, με ένα εσωτερικό κύκλωμα ελεγχόμενο από μικροεπεξεργαστή μαζί με μια ηλεκτρονική μονάδα μεταγωγής, χρησιμοποιείται συνήθως για να επιλέγει αυτόματα τα τέσσερα ηλεκτρόδια για κάθε μέτρηση (Loke, 2015). Αυτά τα πολυκάναλα όργανα διευκολύνουν πολύ τη διαδικασία μετρήσεων, καθώς λαμβάνουν πολλαπλές μετρήσεις δυναμικού για κάθε δίπολο ηλεκτροδίων ρεύματος, σε μικρό χρονικό διάστημα.

Η εικόνα 40 δείχνει τη διάταξη διπόλου-διπόλου για μια δισδιάστατη (2D) έρευνα με έναν αριθμό 8 ηλεκτροδίων υπό ευθεία γραμμή, τα οποία συνδέονται με ένα πολύκλωνο καλώδιο. Τα ηλεκτρόδια βρίσκονται υπό σταθερή απόσταση μεταξύ τους.

Αρχικά, για τη διάταξη διπόλου-διπόλου, η μέτρηση ξεκινά με τις αποστάσεις όλων των ηλεκτροδίων μεταξύ τους, να είναι ίσες με $1a$. Για την πρώτη μέτρηση γίνεται χρήση των 4 πρώτων ηλεκτροδίων και η διάταξη σταδιακά κινείται όπως φαίνεται στην εικόνα α. Ως n συμβολίζεται η απόσταση μεταξύ των B-M ηλεκτροδίων. Τα ηλεκτρόδια κινούνται και καταλαμβάνουν όλες τις δυνατές θέσεις ενώ οι αποστάσεις AB και MN παραμένουν πάντα ίσες με a ($AB=MN=a$). Η απόσταση B-M αυξάνεται σταδιακά, φτάνοντας μέχρι $n=4a$. Έτσι, όταν ολοκληρωθούν οι ακολουθίες μετρήσεων, οι τιμές των φαινόμενων ειδικών αντιστάσεων που μετρήθηκαν απεικονίζονται στην δισδιάστατη ψευδοτομή της εικόνας β.



Εικόνα 40. Διάταξη ηλεκτροδίων Dipole-Dipole για μια 2D ηλεκτρική τομογραφία και η ακολουθία μετρήσεων για να δημιουργηθεί μια ψευδοτομή (τροποποιημένο από Tsurlos, 1995)

2.1.4 Ηλεκτρική Τομογραφία και Θεωρία Αντιστροφής

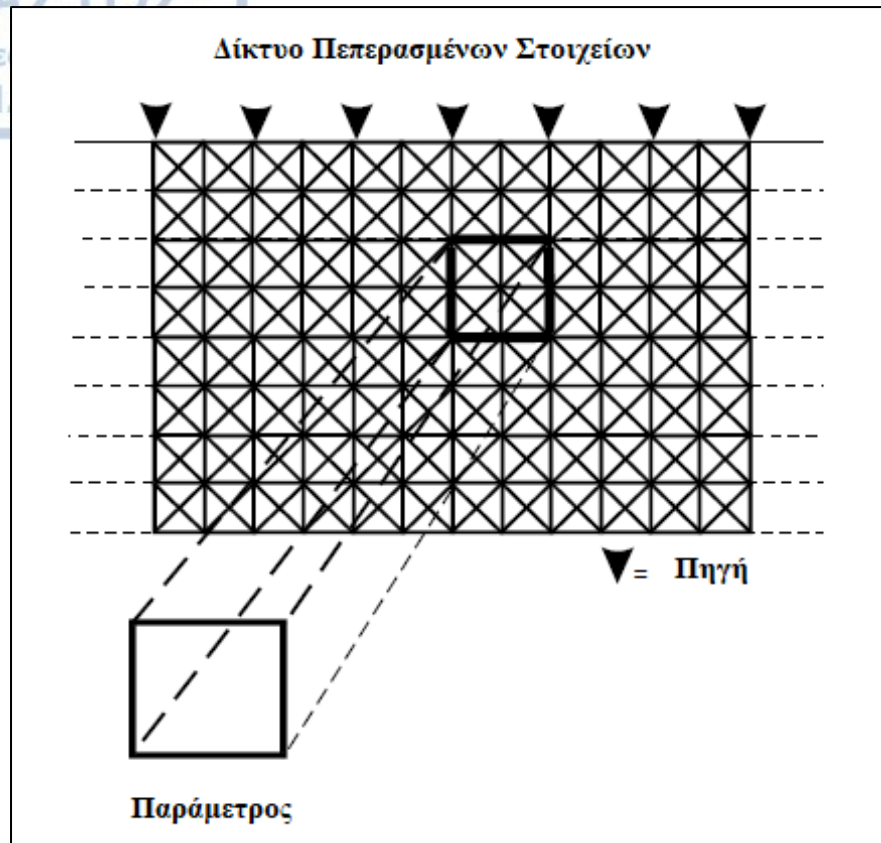
Για να προκύψει μια πραγματική απεικόνιση των μεταβολών των αντιστάσεων με τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας, πρέπει να περάσουμε από το πεδίο των φαινόμενων ηλεκτρικών αντιστάσεων σε αυτό των πραγματικών. Αυτό επιτυγχάνεται με τη βοήθεια μιας πολύπλοκης μαθηματικής διαδικασίας η οποία ονομάζεται αντιστροφή. Η αντιστροφή, έχει ως σκοπό την εύρεση ενός μοντέλου αντιστάσεων που να παράγει μετρήσεις, οι οποίες να προσομοιώνουν τις πραγματικές.

Για να γίνει κατανοητή η έννοια της αντιστροφής θα πρέπει πρώτα να γίνει κατανοητή η έννοια του ευθέος και του αντιστρόφου προβλήματος.

Το ευθύ πρόβλημα αφορά τον υπολογισμό των φαινόμενων ηλεκτρικών αντιστάσεων, για μια έρευνα κατά την οποία είναι γνωστή η διάταξη των ηλεκτροδίων και η κατανομή των πραγματικών αντιστάσεων του μέσου. Υπάρχουν δύο τρόποι με τους οποίους επιλύεται το ευθύ πρόβλημα, με αναλυτική προσέγγιση και με αριθμητική (Tsourlos, 1995).

Όσον αφορά την αριθμητική προσέγγιση, υπάρχει μεγάλη ποικιλία τεχνικών μοντελοποίησης για την επίλυση του ευθέος προβλήματος. Αυτές, μπορούν να χωριστούν σε δυο βασικές κατηγορίες, τις μεθόδους ολοκληρωτικών εξισώσεων και στις διαφορικές μεθόδους, με πιο διαδεδομένη την μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων.

Σε αυτή τη μέθοδο σύμφωνα με τον Tsourlos (1995) η περιοχή έρευνας χωρίζεται σε ένα πεπερασμένο αριθμό κελιών (στοιχείων) με τις ίδιες διαστάσεις. Κάθε κελί έχει διαφορετική τιμή αντίστασης (Εικόνα 41). Το δίκτυο αυτό των πεπερασμένων στοιχείων ονομάζεται Ιακωβιανός πίνακας.



Εικόνα 41. Η διακριτοποίηση της περιοχής σε δίκτυο πεπερασμένων στοιχείων (τροποποιημένο από Tsourlos, 1995)

Το αντίστροφο πρόβλημα αφορά την αντίστροφη διαδικασία, δηλαδή το πως θα βρεθεί εκείνο το μοντέλο αντιστάσεων το οποίο θα παράξει τις μετρήσεις οι οποίες θα προσομοιώνουν τις πραγματικές, με το ελάχιστο δυνατόν μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS error).

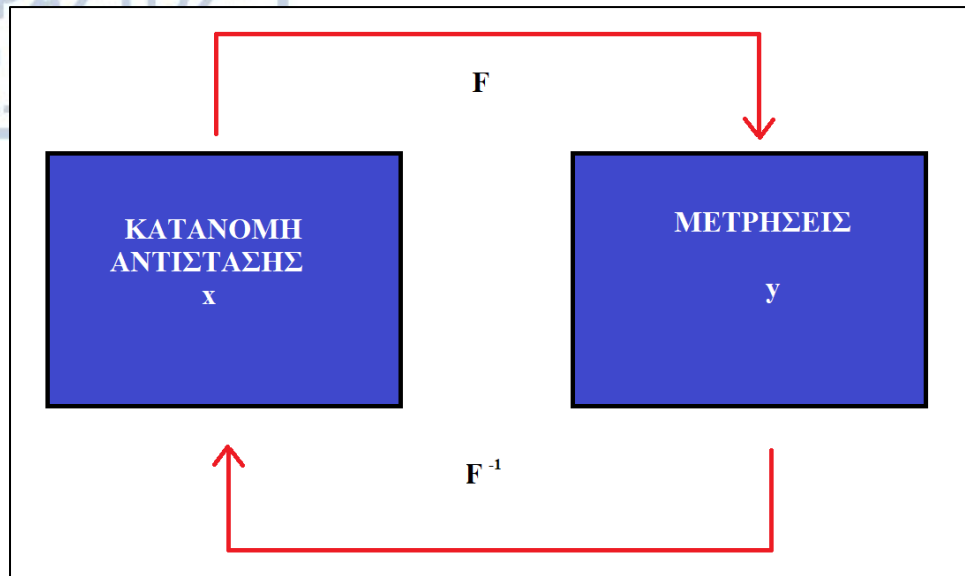
Εάν θεωρήσουμε δυο μεταβλητές x, y όπου x είναι η υπεδάφια κατανομή της ηλεκτρικής αντίστασης και y οι μετρήσεις που ελήφθησαν τότε η επίλυση του ευθέος προβλήματος αφορά την εύρεση του μη γραμμικού μετασχηματισμού T όπου ζητούμενο είναι το y δηλαδή οι μετρήσεις.

Περιγράφεται από τη σχέση

$$y = F(x)$$

Όσον αφορά το αντίστροφο πρόβλημα, η λύση του βασίζεται στην εύρεση του αντίστροφου μετασχηματισμού T^{-1} όπου ζητούμενο είναι το x δηλαδή η κατανομή της αντίστασης.

$$x = F^{-1}(y)$$



Εικόνα 42. Απλή γραφική απεικόνιση της επίλυσης του ευθέος και αντιστρόφου προβλήματος (τροποποιημένο από Φίκος, 2010)

Επειδή το πρόβλημα είναι μη γραμμικό, η λύση του αντιστρόφου προβλήματος είναι δύσκολη και επιτυγχάνεται με διάφορες τεχνικές οι οποίες επιχειρούν να μετατρέψουν το πρόβλημα σε γραμμικό. Η λύση παρέχεται με τη βοήθεια των σειρών Taylor. Εάν η συνάρτηση F αναπτυχθεί σε σειρά Taylor α' βαθμού ως προς μια μεταβολή της πραγματικής αντίστασης dx γύρω από μια περιοχή x_0 (Φίκος, 2010), τότε έχουμε:

$$F(x) = F(x_0 + dx) = F(x_0) + \frac{\partial F(x)}{\partial x} \bigg|_{x_0} dx + \dots \approx F(x_0) + Jd(x)$$

$$\text{Όπου } J_{ij} = \frac{\partial F_i(x)}{\partial x_j} \bigg|_{x_0}, i = 1, 2, 3, \dots, M, j = 1, 2, 3, \dots, N$$

Ως J ορίζεται ο Ιακωβιανός πίνακας $M \times N$ ο οποίος εκφράζει τις μεταβολές της τιμής των μετρήσεων των φαινομένων αντιστάσεων εάν μεταβληθούν οι πραγματικές αντιστάσεις του μοντέλου.

Εαν η ποσότητα $F(x_0 + dx)$ θεωρηθεί ίση με τα πειραματικά δεδομένα y τότε από την σχέση προκύπτει μια εξίσωση της μορφής:

$$dy = Jdx$$

Όπου dy είναι η διαφορά των πραγματικών από τα συνθετικά δεδομένα. Έτσι το μη γραμμικό πρόβλημα μετατρέπεται σε γραμμικό μέσω της εξίσωσης.

Το λογισμικό με το οποίο πραγματοποιήθηκε η επεξεργασία των μετρήσεων χρησιμοποιεί έναν αλγόριθμο εξομαλυσμένης μη γραμμικής αντιστροφής ο οποίος ονομάζεται μέθοδος Occam και εισήχθη από τον Constable et al. (1987). Η βασική φιλοσοφία πίσω από την αντιστροφή με τη μέθοδο Occam δεν είναι να δώσει τη βέλτιστη λύση αλλά να βρει την απλούστερη δυνατή λύση η οποία θα ικανοποιεί τα δεδομένα (Tsourlos, 1995). Η διαδικασία της αντιστροφής είναι επαναληπτική επιδιώκοντας να διορθώνει και να βελτιώνει κάθε φορά τη λύση του προβλήματος.

Η εκτίμηση της τιμής της αντίστασης για την $k+1$ επανάληψη δίνεται από τον τύπο:

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

- y είναι το διάνυσμα των πειραματικών δεδομένων
- J_k είναι ο Ιακωβιανός πίνακας της x_k κατανομής αντιστάσεων
- C είναι ο πίνακας εξομάλυνσης
- M_k είναι ο πολλαπλασιαστής Lagrange

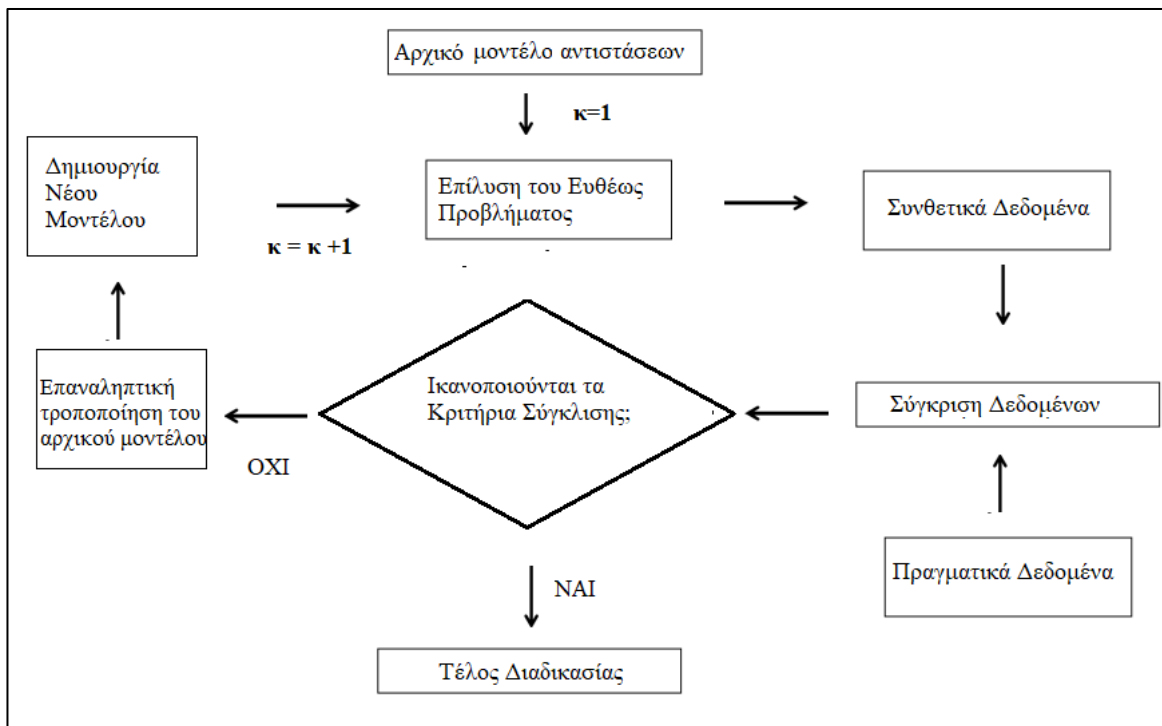
Το τέλος της επαναληπτικής διαδικασίας έρχεται μετά από ορισμένο αριθμό επαναλήψεων από το χρήστη του λογισμικού και όταν το μέσο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ πραγματικών και συνθετικών δεδομένων ελαχιστοποιείται. Επίσης, το σφάλμα μπορεί να αυξηθεί λόγω θορύβου και έτσι η διαδικασία να τερματιστεί.

Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS error) που υπολογίζεται για κάθε επανάληψη δίνεται από τη σχέση:

$$\%RMS = 100 \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sqrt{\frac{(d_i^{obs} - d_i^{cal})^2}{(d_i^{obs})^2}}$$

Όπου M ο αριθμός των μετρήσεων, d^{obs} οι πειραματικές μετρήσεις και d^{cal} οι πραγματικές μετρήσεις

Η επαναληπτική διαδικασία του αλγορίθμου αντιστροφής συνοψίζεται στο διάγραμμα ροής της εικόνας.



Εικόνα 43. Διαδικασία της αντιστροφής (τροποποιημένο από www.geo.auth.gr)

Οι σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης χρησιμοποιούνται για να μελετήσουν τη δομή των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της γης με σκοπό τον εντοπισμό δομών οικονομικής σημασίας (κοιτάσματα, πετρέλαιο, φυσικό αέριο). Επίσης χρησιμοποιούνται ευρέως για γεωλογικούς σκοπούς (όπως καθορισμό της στρωματογραφίας του υπεδάφους, εύρεση ενδεχόμενου βάθους του υδροφόρου ορίζοντα) αλλά και για γεωτεχνικούς (κατασκευή τεχνικών έργων). Η ποσότητα που μετράται είναι οι χρόνοι διαδρομής των ελαστικών κυμάτων. Οι σεισμικές μέθοδοι βασίζονται στο γεγονός ότι τα ελαστικά κύματα διαδίδονται με διαφορετικές ταχύτητες σε διαφορετικούς γεωλογικούς σχηματισμούς. Εάν εφαρμοστεί τάση σε σημείο του ελαστικού μέσου (στην παρούσα εργασία η τάση εφαρμόστηκε με κρούση ενός σφυριού σε μεταλλική πλάκα) προκαλείται παραμόρφωση η οποία διαδίδεται στο μέσο με τη μορφή ελαστικών κυμάτων. Τα ελαστικά κύματα που διαδίδονται στα μέσα που μελετώνται στην εφαρμοσμένη γεωφυσική, ανήκουν σε δυο μεγάλες κατηγορίες, τα κύματα χώρου και τα επιφανειακά κύματα.

2.2.1 Τα κύματα χώρου

Τα κύματα χώρου είναι αυτά τα οποία αναπτύσσονται σε ένα ελαστικό και ισότροπο μέσο απείρων διαστάσεων (Παπαζάχος, 1996). Διακρίνονται σε δυο επιμέρους κατηγορίες, τα επιμήκη κύματα (P) και τα εγκάρσια κύματα (S).

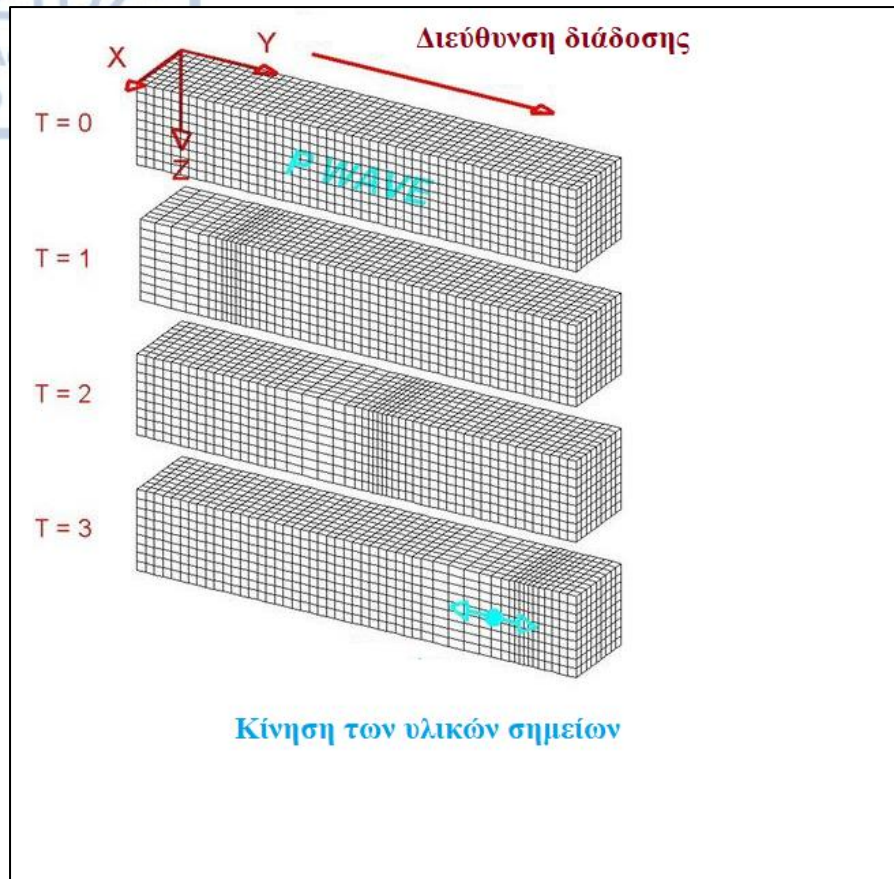
Στα επιμήκη κύματα P η κίνηση των υλικών σημείων είναι παράλληλη προς την κατεύθυνση διάδοσης του κύματος. Αυτά τα κύματα είναι ταυτόσημα με τα ηχητικά κύματα (Parasnis, 1986). Η ταλάντωση των υλικών σημείων ελαστικών κυμάτων που πραγματοποιείται ομόρροπα με την φορά διάδοσης καλείται συμπίεση (C), ενώ η ταλάντωση που πραγματοποιείται αντίρροπα καλείται αρραίωση (D) Η ταχύτητα τους δίνεται από τη σχέση

$$V_p = \sqrt{\left(\frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\rho}\right)}$$

Όπου

- ρ είναι η πυκνότητα του μέσου
- K είναι η αντίσταση στη συμπίεση
- μ είναι το μέτρο διάτμησης

Τα επιμήκη κύματα, διαδίδονται σε στερεά, υγρά και αέρια

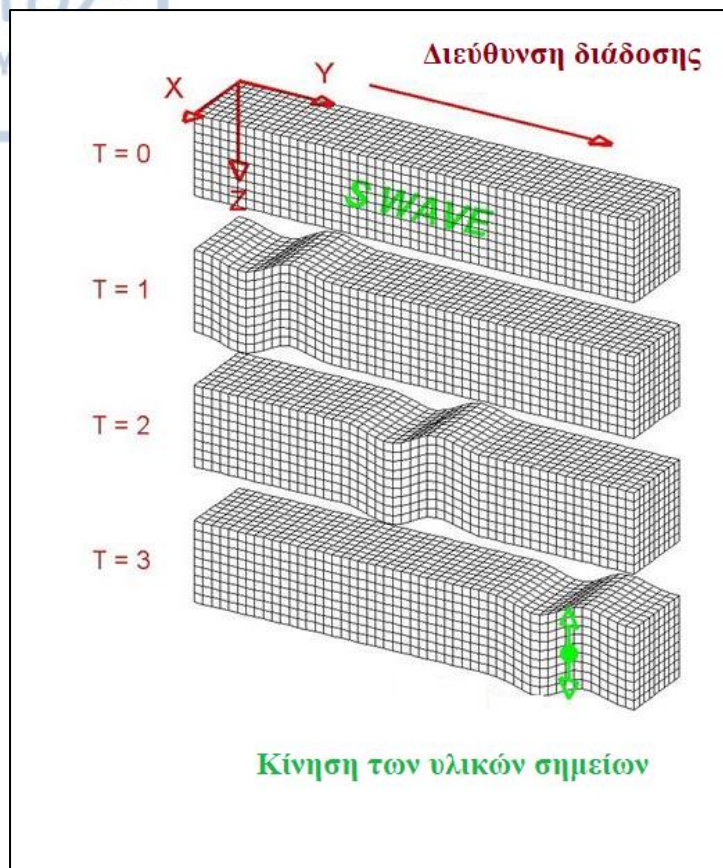


Εικόνα 44. Η κίνηση των P κυμάτων στο ελαστικό μέσο. Τα υλικά σημεία αναπαρίστανται ως κύβοι (τροποποιημένο από https://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/slinky/slinky.htm#Seismic_Waves)

Στα εγκάρσια κύματα S τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης ταλαντώνονται κάθετα προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Τα σημεία του μέσου ταλαντώνονται με τέτοιο τρόπο ώστε το μέσο να υπόκειται μόνο σε διατμητική παραμόρφωση. Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων S ορίζεται από τον τύπο:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Επειδή τα ρευστά δεν υφίστανται διατμητική τάση, η διατμητική τους αντοχή είναι μηδενική. Αυτό πρακτικά σημαίνει πως τα υγρά δεν αποτελούν μέσο μεταφοράς των εγκαρσίων κυμάτων. Μαθηματικά αυτό φαίνεται από τον ανωτέρω τύπο όπου $\mu=0$ για την περίπτωση ρευστού μέσου. Άρα $V_s=0$.



Εικόνα 45. Η κίνηση των S κυμάτων στο ελαστικό μέσο. Τα υλικά σημεία αναπαρίστανται ως κόβι (τροποποιημένο από https://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/slinky/slinky.htm#Seismic_Waves)

Εάν υψώσουμε στο τετράγωνο τις ταχύτητες των P και S κυμάτων και τις διαιρέσουμε κατά μέλη έχουμε,

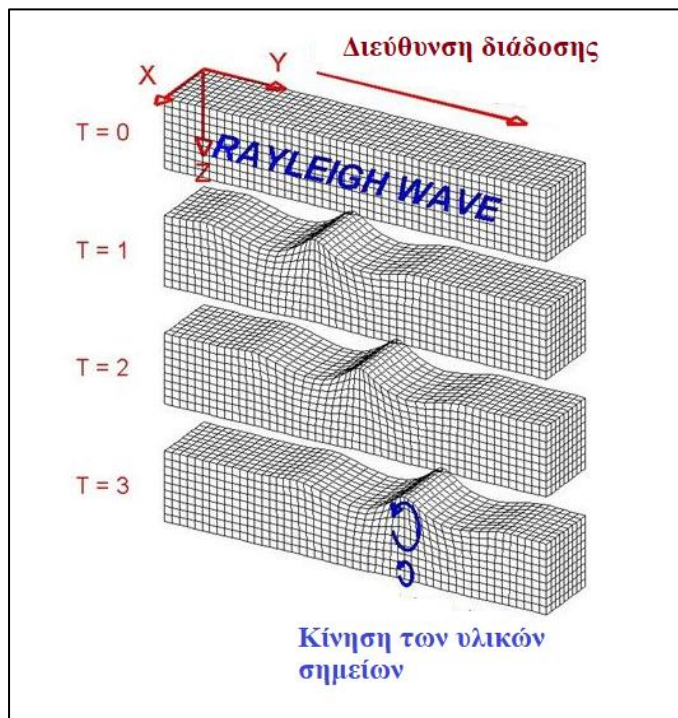
$$\frac{Vp^2}{Vs^2} = \frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\frac{\mu}{\rho}} = \frac{K}{\mu} + \frac{4}{3} \Leftrightarrow \frac{Vp}{Vs} = \sqrt{\frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}}$$

Οι τιμές των K, μ είναι πάντα θετικές, άρα $Vp > Vs$. Έτσι, έχει επικρατήσει τα κύματα S να ονομάζονται δευτερεύοντα (Secondary) επειδή φθάνουν δεύτερα, μετά τα P στους σεισμολογικούς σταθμούς.

2.2.2 Τα επιφανειακά κύματα

Χαρακτηριστικό των επιφανειακών κυμάτων είναι ότι συναντώνται στην επιφάνεια της Γης. Τα κύματα αυτά φθάνουν στους σεισμολογικούς σταθμούς μετά τα κύματα χώρου και χαρακτηρίζονται από μεγάλες περιόδους και μεγάλα πλάτη. Δύο είναι οι κύριες κατηγορίες επιφανειακών σεισμικών κυμάτων, τα κύματα Love και τα κύματα Rayleigh. Θα αναφερθούμε μόνο στα κύματα Rayleigh καθώς μια από τις μεθόδους που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα έρευνα, μελετάει τη διάδοση τους.

Τα κύματα Rayleigh διαδίδονται με κύλιση, δηλαδή τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης διαγράφουν ελλειψοειδή κίνηση με κατακόρυφο το μεγάλο άξονα και το μικρό άξονα παράλληλο προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (Παπαζάχος, 1996). Ένα χαρακτηριστικό γνώρισμα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι η διασπορά τους σύμφωνα με την οποία η ταχύτητα διάδοσης τους μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τη συχνότητα (Κριτικάκης, 2010). Το φαινόμενο αυτό δεν παρατηρείται στα κύματα χώρου.

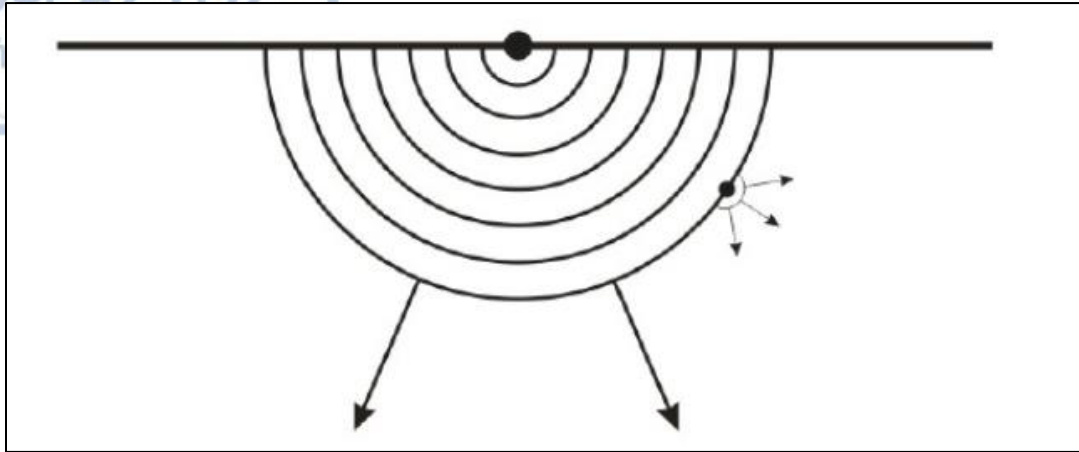


Εικόνα 46. Η κίνηση των κυμάτων Rayleigh στο ελαστικό μέσο. Τα υλικά σημεία αναπαρίστανται ως κύβοι. (τροποποιημένο από https://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/slinky/slinky.htm#Seismic_Waves)

2.2.3 Αρχές διάδοσης ελαστικών κυμάτων

Δύο είναι οι σημαντικές αρχές οι οποίες διέπουν τα σεισμικά (ελαστικά) κύματα κατά τη διάδοση τους, η αρχή του Huygens και η αρχή του Fermat. Οι αρχές αυτές αξίζει να αναφερθούν, διότι αυτές αποτελούν βάση για την ανάπτυξη του νόμου της διάθλασης, ο οποίος εφαρμόστηκε στην παρούσα εργασία.

Η αρχή του Huygens ορίζει πως κάθε σημείο ενός μετώπου κύματος, μπορεί να θεωρηθεί σαν μια δευτερεύουσα πηγή νέου σφαιρικού κύματος.



Εικόνα 47. Γραφική αναπαράσταση της αρχής του Huygens (Lippus,2007)

Με βάση αυτήν την αρχή, είναι εύκολο να καθοριστούν οι μελλοντικές θέσεις του μετώπου κύματος, όταν γνωρίζουμε τη θέση του σε μια ορισμένη χρονική στιγμή.

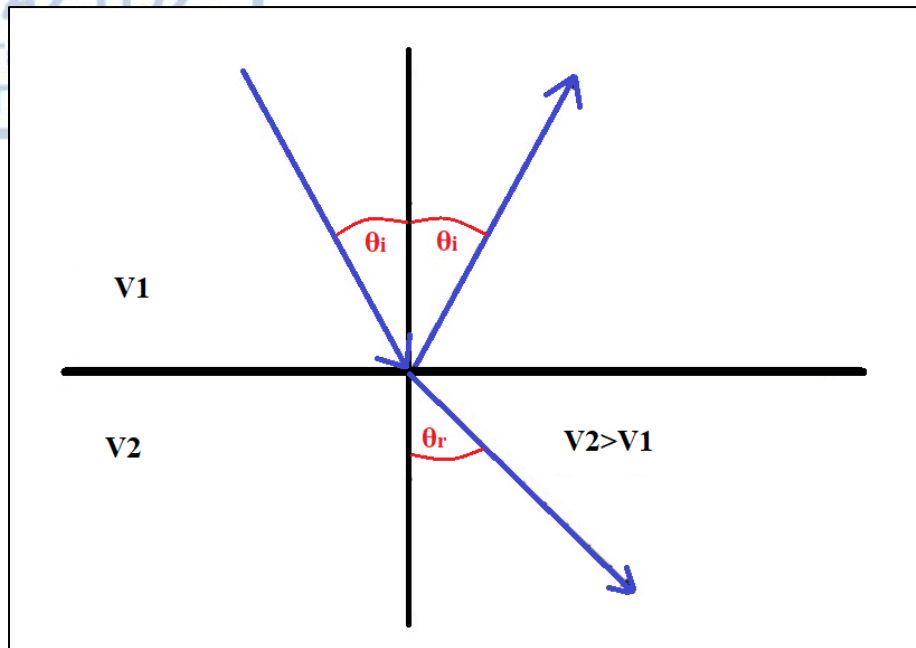
Η αρχή του Fermat ορίζει ότι το σεισμικό κύμα το οποίο φθάνει σε ορισμένο σημείο από μια πηγή, ακολουθεί το συντομότερο δρόμο, δηλαδή αυτόν που απαιτεί τον συντομότερο χρόνο. Από αυτήν την αρχή προκύπτει ότι οι σεισμικές ακτίνες των κυμάτων τα οποία διαδίδονται σε ένα ομογενές μέσο, είναι ευθείες γραμμές (Παπαζάχος,1996).

2.2.4 Νόμος του Snell-Διάθλαση ελαστικών κυμάτων

Όταν ένα ελαστικό κύμα P κατά τη διάδοσή του, συναντήσει μια διαχωριστική γραμμή δύο μέσων με διαφορετικές ιδιότητες, η ενέργεια που φέρει, θα ανακλαστεί ενώ ένα άλλο μέρος θα διαθλαστεί και θα εισέλθει στο άλλο μέσο. Αν για τα μέσα 1,2 ισχύει $V_1 > V_2$ (V :ταχύτητα) και εφαρμόζοντας τις δύο αρχές που αναφέρθηκαν, προκύπτει η σχέση

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_r} = \frac{V_1}{V_2}$$

Όπου θ_i η γωνία πρόσπτωσης του κύματος, θ_r η γωνία διάθλασης. Η συγκεκριμένη σχέση που εξισώνει τους λόγους των ημιτόνων των γωνιών με τις ταχύτητες των μέσων, είναι γνωστό ως ο νόμος του Snell. Πρακτικά, η σχέση αυτή μας δείχνει ότι όταν η ταχύτητα του πρώτου μέσου είναι μεγαλύτερη, από την ταχύτητα του δεύτερου, η γωνία πρόσπτωσης θα είναι μεγαλύτερη από την διαθλώμενη. (Η διαθλώμενη ακτίνα πλησιάζει την κάθετη επιφάνεια). Αν η $V_2 > V_1$ τότε η διαθλώμενη απομακρύνεται από την κάθετη επιφάνεια. Γραφικά αυτό φαίνεται στην εικόνα.

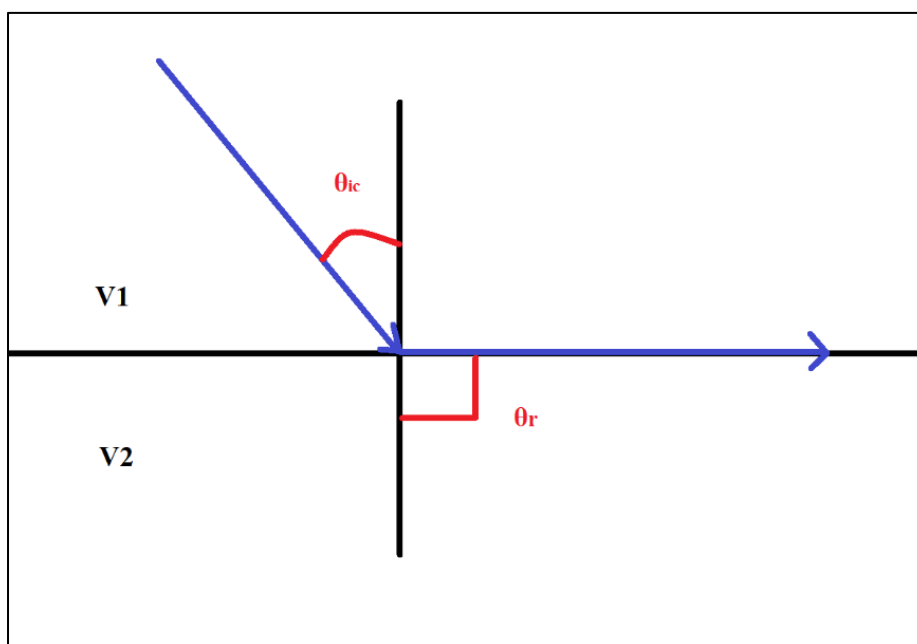


Εικόνα 48. Γραφική απεικόνιση του νόμου του Snell (Περίπτωση όπου $V2 > V1$)

Όταν η γωνία διάθλασης γίνει 90° , το ημίτονο της γίνεται 1, τότε ο τύπος μετασχηματίζεται και έχουμε:

$$\sin \theta_{ic} = \frac{V1}{V2}$$

Εισάγεται η έννοια της ορικής γωνίας (critical angle) θ_{ic} και αυτή ορίζεται ως η γωνία πρόσπτωσης που αντιστοιχεί σε γωνία διάθλασης 90° .

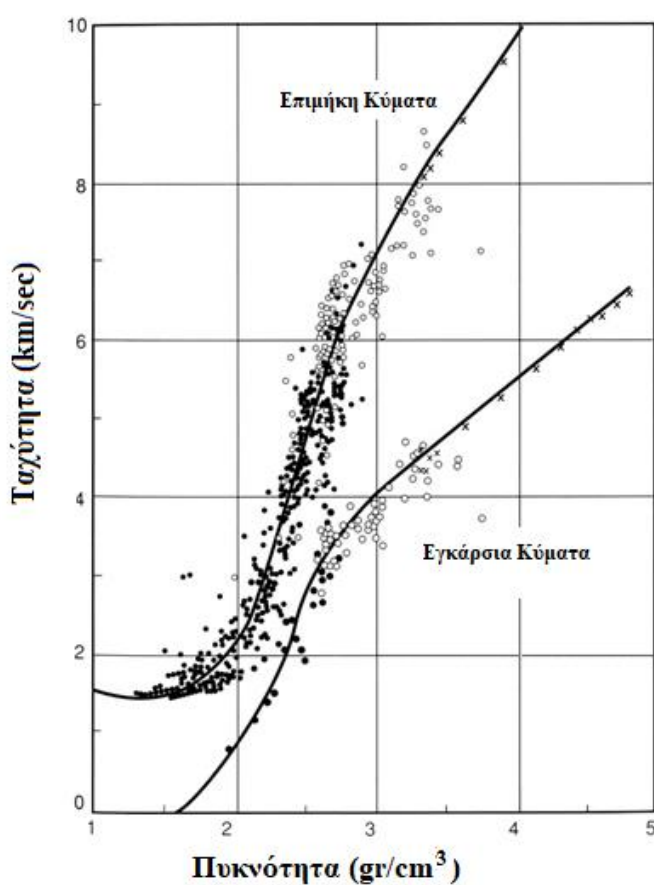


Εικόνα 49. Απλοποιημένη απεικόνιση της δημιουργίας της ορικής γωνίας

2.2.5 Ταχύτητες Διάδοσης Ελαστικών Κυμάτων

Από τις δύο σχέσεις για τις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων P,S προκύπτει ότι η ταχύτητα V είναι αντιστρόφως ανάλογη της πυκνότητας ρ . Δηλαδή, όσο αυξάνεται η πυκνότητα του μέσου διάδοσης, η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων μειώνεται. Εργαστηριακές έρευνες σε πετρώματα διαφόρων τύπων, έδειξαν ότι η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων τείνει να είναι ανάλογη με την πυκνότητα. Έτσι, βάσει αυτών εξήχθη το γράφημα της εικόνας 50 το οποίο περιγράφει τις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων P,S σε συνάρτηση με την πυκνότητα.

Στην πραγματικότητα, ο λόγος που η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων αυξάνεται με την πυκνότητα, είναι η έντονη αύξηση των ελαστικών σταθερών (λ , μ) ή αλλιώς των σταθερών του Lamé με το βάθος. Άρα, η ταχύτητα αυξάνει όταν αυξάνεται και η πυκνότητα αλλά και με το βάθος.



Εικόνα 50. Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων χώρου συναρτήσει της πυκνότητας

Ένας από τους παράγοντες που διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην μεταβολή της πυκνότητας των πετρωμάτων, είναι το πορώδες. Ο Wyllie et al. (1958) όρισε τη σχέση μεταξύ της ταχύτητας διάδοσης του κύματος μέσα σε ρευστό το οποίο πληρώνει ένα πορώδες πέτρωμα (VF), της ταχύτητας διάδοσης του κύματος σε αδιαπέρατο πέτρωμα (VM), της ταχύτητας σε ένα κορεσμένο πέτρωμα (Vsat) και του πορώδους (ϕ). Η εξάρτηση της ταχύτητας από το πορώδες, ισχύει για πετρώματα/σχηματισμούς με υψηλό πορώδες (ψαμμίτες, άμμοι), πετρώματα τα οποία περιλαμβάνει και η περιοχή μελέτης.

$$\frac{1}{V_{\text{sat}}} = \frac{\varphi}{V_F} + \frac{1-\varphi}{V_M}$$

Ο πίνακας 4 που περιλαμβάνει εύρη τιμών στα οποία κινούνται οι ταχύτητες των P,S κυμάτων καθώς και τις πυκνότητες κάποιων χαρακτηριστικών γεωλικών. Ο πίνακας συμπεριλαμβάνεται στο σύγγραμμα «Acoustics of Porous Media» των Bourbie ,Coussy, Zinszner (1987).

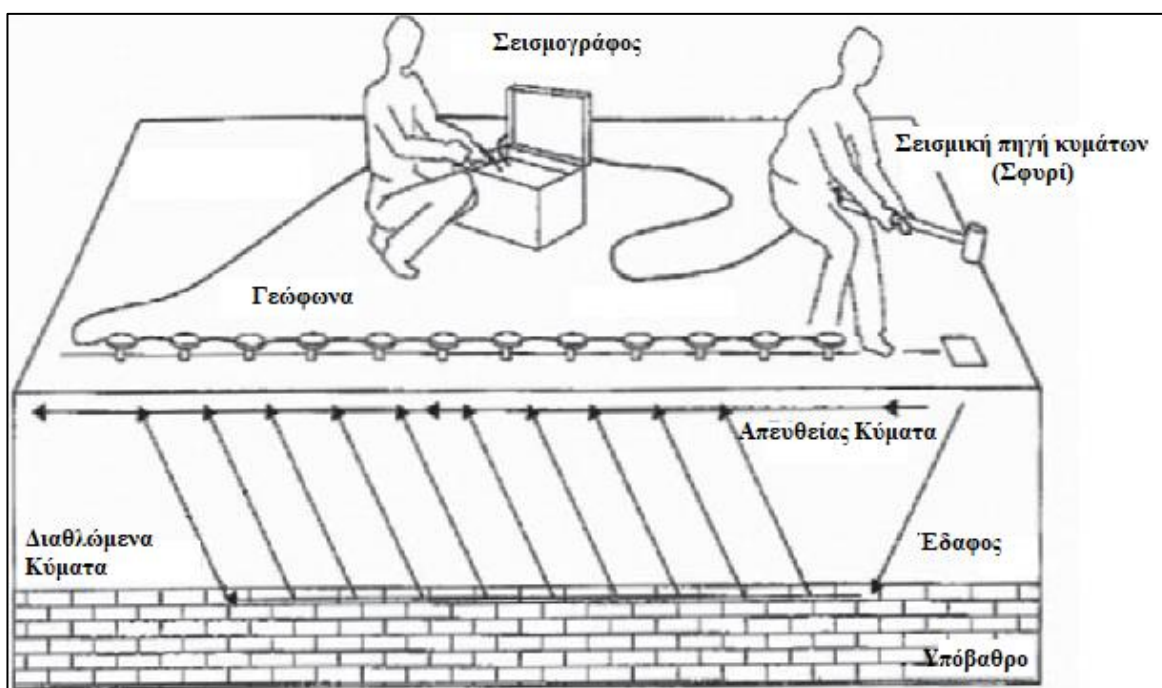
Πίνακας 4. Εύρη ταχυτήτων σεισμικών κυμάτων χώρου και πυκνοτήτων κάποιων χαρακτηριστικών γεωλικών (τροποποιημένος από Bourbie et al,1987).

Τύπος Σχηματισμού	Ταχύτητες P κυμάτων (m/s)	Ταχύτητες S κυμάτων (m/s)	Πυκνότητα (g/cm ³)
Επιφανειακά κορήματα Εδαφικά υλικά	300-700	100-300	1.7-2.4
Ξηρή άμμος	400-1200	100-500	1.5-1.7
Κορεσμένη άμμος	1500-2000	400-600	1.9-2.1
Κορεσμένη άργιλος	1100-2500	200-800	2.0-2.4
Μάργα	2000-3000	750-1500	2.1-2.6
Κορεσμένη σχιστή άργιλος και αμμώδεις εμφανίσεις	1500-2200	500-750	2.1-2.4
Πορώδεις και κορεσμένοι ψαμμίτες	2000-3500	800-1800	2.1-2,4
Ασβεστόλιθος	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7
Κρητίδα	2300-2600	1100-1300	1.8-2.3
Αλάτι	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3
Ανυδρίτης	4000-5500	2200-3100	2.9-3
Δολομίτης	3500-6500	1900-3600	2.5-2.9
Γρανίτης	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7
Βασάλτης	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1
Γνεύσιος	4400-5200	2700-3200	2.5-2.7
Γαιάνθρακας	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8
Νερό	1450-1500	-	1
Πάγος	3400-1500	1700-1900	0.9
Πετρέλαιο	1200-1500	-	0.6-0.9

2.2.6 Η Μέθοδος της Σεισμικής Διάθλασης

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης αποτελεί μια από τις πιο διαδεδομένες μεθόδους σεισμικής διασκόπησης. Χρησιμοποιείται ευρέως για την επίλυση περιβαλλοντολογικών και γεωτεχνικών προβλημάτων. Στη μέθοδο αυτή, παράγονται τεχνητώς σεισμικά κύματα, σε συγκεκριμένο σημείο της επιφάνειας της γης, τα οποία καταγράφονται από διατάξεις γεωφώνων τα οποία βρίσκονται σε καθορισμένες αποστάσεις από την εστία των κυμάτων. Η διάταξη είναι συνδεδεμένη με σειсмоγράφο. Για την ακρίβεια, μετρώνται πειραματικά οι χρόνοι διαδρομής των επιμήκων σεισμικών κυμάτων που φθάνουν απ' ευθείας στα γεώφωνα, καθώς και των διαθλωμένων σεισμικών κυμάτων και έπειτα προσδιορίζονται οι ταχύτητες τους.

Σε αντίθεση με τη μέθοδο της ανάκλασης, η μέθοδος αυτή παρουσιάζει καλύτερα αποτελέσματα σε περιοχές με κακή μορφολογία. Από την άλλη, παρέχει αποτελέσματα μικρότερης ακρίβειας συγκριτικά με τη μέθοδο ανάκλασης λόγω των μεγάλων αποστάσεων πηγής-γεωφώνων (η συχνότητα των κυμάτων διάθλασης τείνει να είναι χαμηλότερη από αυτή των ανακλώμενων κυμάτων).

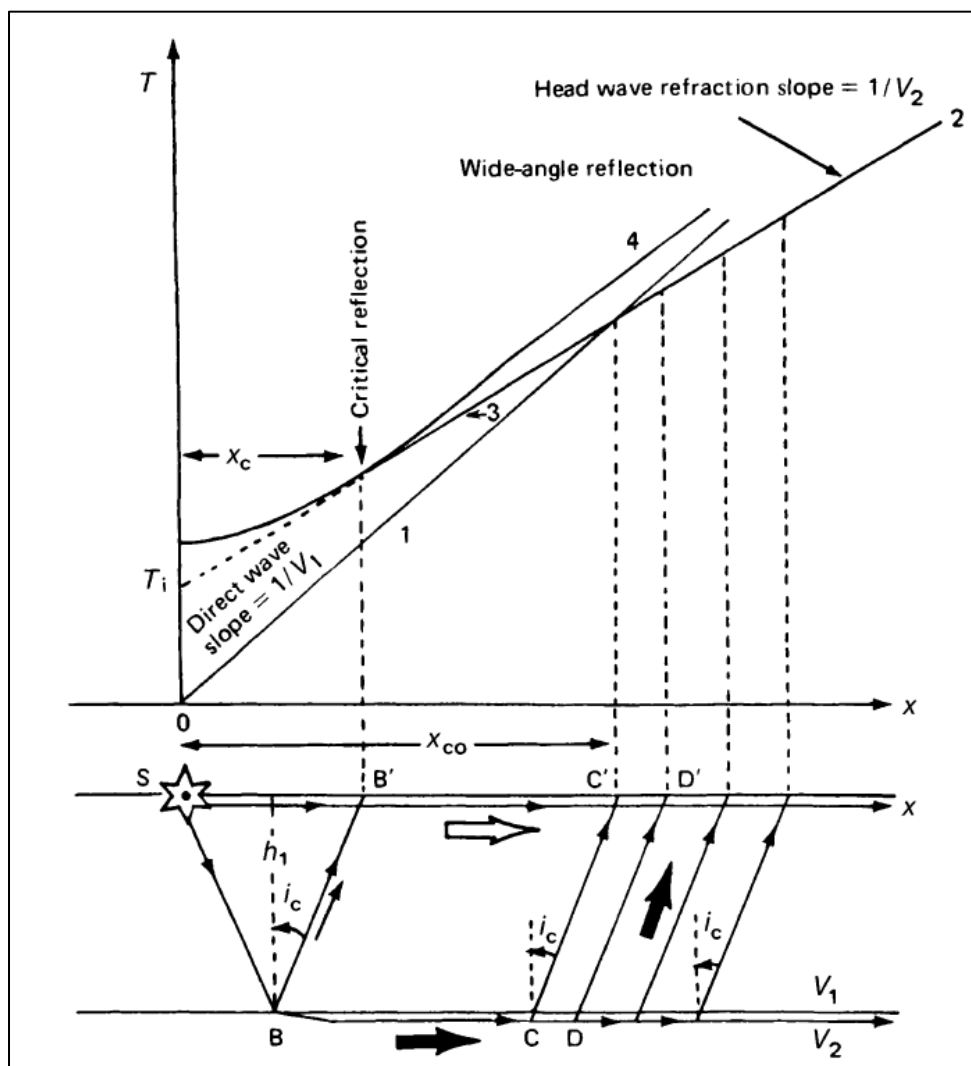


Εικόνα 51. Γεωμετρία μεθόδου διάθλασης (τροποποιημένο από Gandolfo et al. 2012)

Δομή δύο οριζοντίων στρωμάτων

Στην απλή περίπτωση, έχουμε δυο οριζόντια στρώματα όπου οι ταχύτητες των επιμήκων σεισμικών κυμάτων μέσα σε αυτά είναι σταθερές V_1, V_2 και ισχύει $V_2 > V_1$. Ο καθορισμός της δομής πρακτικά σημαίνει ο προσδιορισμός των ταχυτήτων V_1, V_2 καθώς και η εύρεση του πάχους h_1 του άνω στρώματος. Αν δημιουργηθούν σεισμικά κύματα μέσω κρούσης, τότε τα κύματα κινούνται σε διάφορες διευθύνσεις μέσα στα δύο στρώματα. Ένα κύμα θα ακολουθήσει την απόσταση SB και προσπίπτει πάνω στην διαχωριστική επιφάνεια των δύο στρωμάτων υπό την ορική γωνία i_c με

ταχύτητα V_1 . Εν συνεχεία, το ίδιο κύμα θα διαδοθεί κατά μήκος της διαχωριστικής επιφάνειας αλλά θα στείλει πίσω στα γεώφωνα ενέργεια από διάθλαση σε διάφορα σημεία της διαχωριστικής επιφάνειας. Τα πρώτα κύματα που φθάνουν στις θέσεις των γεωφώνων είναι τα απευθείας και τα μετωπικά κύματα. Πρώτο θα φτάσει στο γεώφωνο B' το απευθείας κύμα που ξεκινά από την πηγή S , το οποίο θα κινείται παράλληλα με την επιφάνεια με ταχύτητα V_1 . Παρόλα αυτά σε πιο μακρινά γεώφωνα όπως το D' το πρώτο κύμα που θα φτάσει θα είναι το διαθλωμένο (critically refracted) μετωπικό κύμα για το λόγο ότι ταξιδεύει στο μέσο με υψηλότερη ταχύτητα V_2 και ξεπερνά το απευθείας κύμα. Στο γράφημα των χρόνων διαδρομής συναρτήσει των αποστάσεων των γεωφώνων οι πρώτες αφίξεις των επιμηκών κυμάτων φαίνονται ως ευθείες γραμμές (συμβολίζονται με 1,2).



Εικόνα 52. Διάδοση σεισμικού κύματος στην περίπτωση 2 οριζόντιων στρωμάτων με διαφορετικές ταχύτητες (Sharma,2004)

Ο χρόνος διαδρομής του διαθλωμένου κύματος που ακολουθεί τη διαδρομή $SBDD'$ είναι

$$T = T_{SB} + T_{DD'} + T_{BD} \quad (1)$$

Μετά από πράξεις αντικαταστάσεων η σχέση (1) γίνεται

$$T = \frac{2h_1}{V_1 \cos(i_c)} + \frac{x - 2h_1 \tan(i_c)}{V_2} \quad (2)$$

Όπου $x=SD'$ (Απόσταση πηγής S και γεωφώνου D')

Μετά από πράξεις και με εφαρμογή του νόμου του Snell που ορίζει ότι $\sin i_c = \frac{V_1}{V_2}$ αλλά και του

γεγονότος ότι $\cos(i_c) = \sqrt{1 - (V_1^2 - V_2^2)}$

$$\eta(2) \text{ γίνεται } T = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1 \cos(i_c)}{V_1}$$

ή εναλλακτικά

$$T = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1\sqrt{(V_2^2 - V_1^2)}}{V_2V_1} \quad (3)$$

Από την (3) φαίνεται ότι γραφικά η σχέση T και x αναπαρίσταται από μια ευθεία γραμμή κλίσης $1/\sqrt{2}$. Για $x=0$ και σε χρόνο T_i (χρόνος συνάντησης) η (3) μετασχηματίζεται και έχουμε

$$T_i = \frac{2h_1\sqrt{(V_2^2-V_1^2)}}{V_2V_1} \quad (4)$$

Αν λύσουμε την (4) ως προς το h_1 (πάχος άνω στρώματος)

$$h_1 = \frac{T_i v_2 v_1}{2 \sqrt{(v_2^2 - v_1^2)}} \quad (5)$$

Ένας δεύτερος τρόπος υπολογισμού του h_1 είναι μέσω της οριζόντιας συντεταγμένης του σημείου τομής των ευθειών 1,2 (απευθείας και διαθλώμενων κυμάτων) του σχήματος. Το σημείο ονομάζεται x_{co} . Στο σημείο αυτό οι χρόνοι διαδρομής των απευθείας και διαθλώμενων κυμάτων είναι ίσες (Sharma,2004).

Άρα είναι

$$h_1 = \frac{x_{co}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad (6)$$

Με την προϋπόθεση ότι $V_n > V_{n-1}$ η εξίσωση 4 η οποία βασίζεται στη χρήση του χρόνου συνάντησης T_i μπορούμε να υπολογίσουμε τον χρόνο αυτόν για η στρώματα μέσω του τύπου (Keary, 2002)

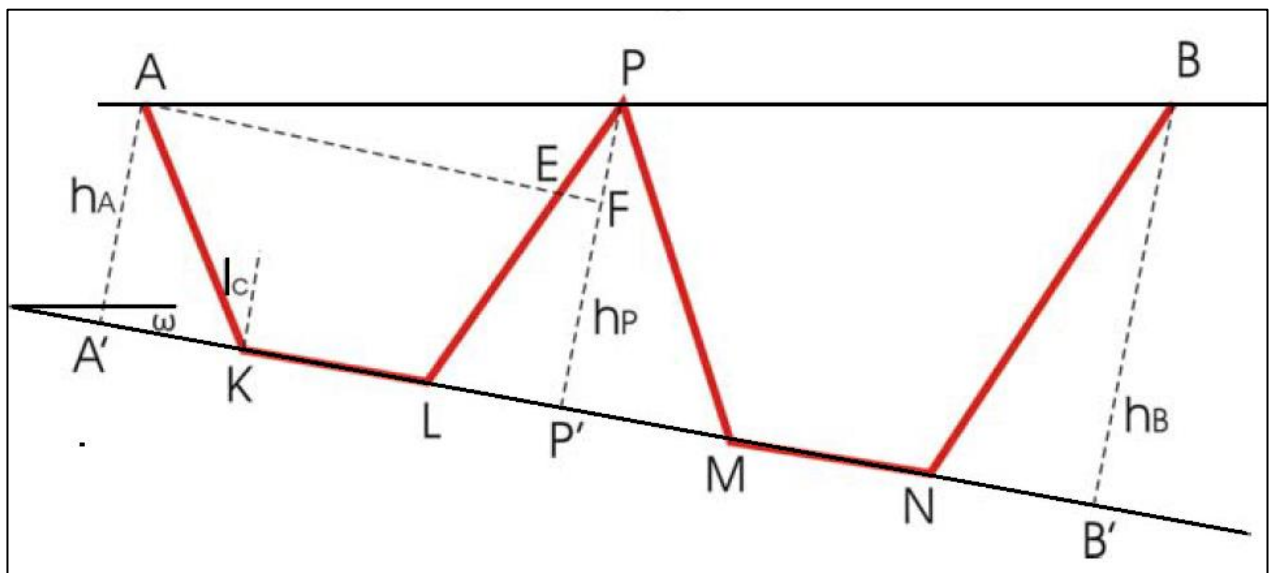
$$T_i = \frac{x}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos(i_n)}{V_i} \quad (7)$$

$$\text{Όπου} \quad i_n = \sin^{-1}(V_i/V_n)$$

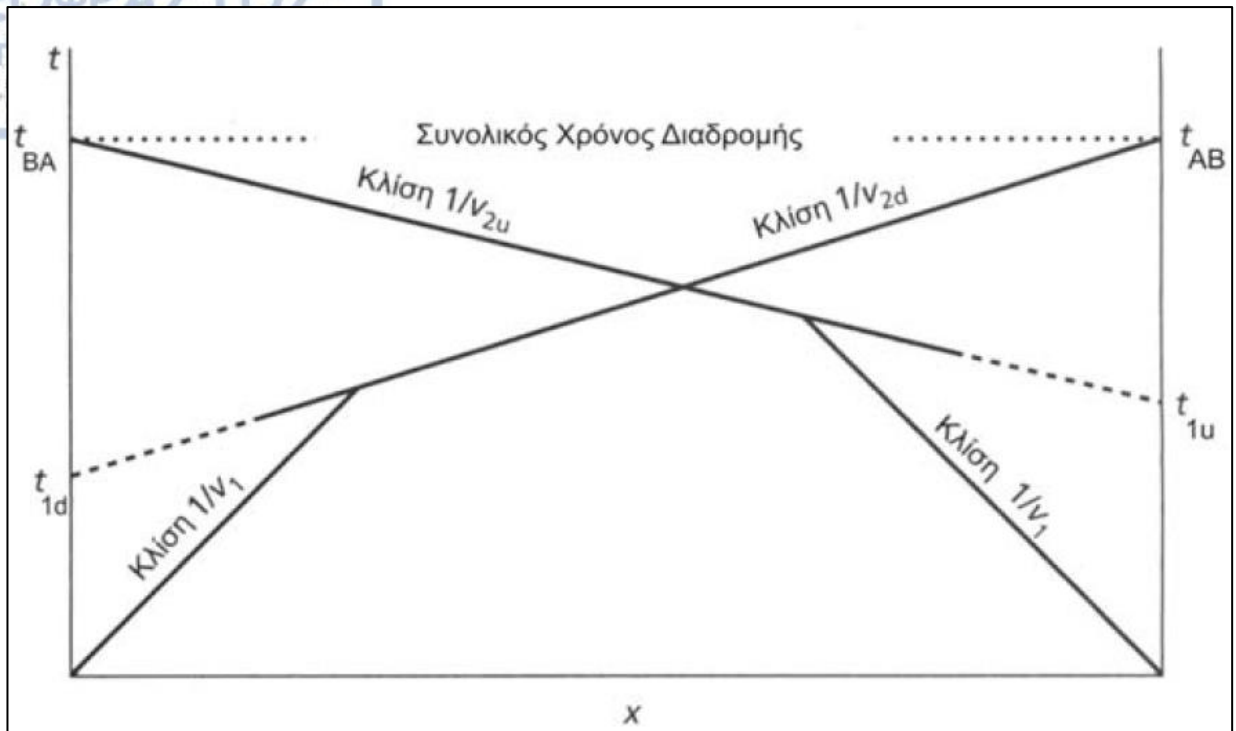
Δομή κεκλιμένης ασυνέχειας

Η συγκεκριμένη περίπτωση προσομοιάζει περισσότερο τις συνθήκες του υπεδάφους από την προηγούμενη περίπτωση καθώς οι γεωλογικές ασυνέχειες σπάνια είναι οριζόντιες. Η περίπτωση που θα αναλυθεί αφορά δύο στρώματα όπου η μεταξύ τους ασυνέχεια κατέρχεται όπως φαίνεται στην εικόνα Α. Όπως ορίζει ο Reynolds (2011) για τον καλύτερο προσδιορισμό μιας δομής κεκλιμένης ασυνέχειας, θα πρέπει να πραγματοποιηθούν δύο κρούσεις (παραγωγής σεισμικών κυμάτων) εκατέρωθεν της διάταξης των γεωφώνων, πιο συγκεκριμένα μια στην αρχή Α και μια στο τέλος Β. Έτσι ορίζονται δύο κατηγορίες, η κρούση σε κανονική διάταξη και η κρούση σε αντίστροφη διάταξη. Οι ταχύτητες των διαθλώμενων κυμάτων στην περίπτωση κεκλιμένης επιφάνειας αναφέρονται ως φαινόμενες ταχύτητες και όχι ως πραγματικές.

Ακόμη, πρέπει να τονιστεί πως οι χρόνοι διαδρομής που λαμβάνονται από την κανονική και την αντίστροφη διάταξη είναι ίσοι ($T_{BA}=T_{AB}$). Ο συνολικός χρόνος που απαιτείται για να διανύσει το σεισμικό κύμα όλο το προφίλ ονομάζεται αμοιβαίος χρόνος (reciprocal time). Ο Παπαζάχος (1996) τον ονομάζει αντιστρέψιμο χρόνο.



Εικόνα 53. Γεωμετρία κίνησης σεισμικών κυμάτων στη δομή κεκλιμένης ασυνέχειας (τροποποιημένο από Αποστολόπουλος, 2013)



Εικόνα 54. Καμπύλες των χρόνων διαδρομής συναρτήσει του μήκους της διάταξης γεωφώνων (Αποστολόπουλος, 2013)

Παρατηρούμε πως ο κλάδος AKLE αντιστοιχεί στην περίπτωση των δύο οριζόντιων στρωμάτων. Άρα μπορεί να υπολογιστεί ο χρόνος διαδρομής από το σημείο A προς το γεώφωνο P.

Επομένως

$$t_{AKLE+} = \frac{2AA' \cos i_c}{v_1} + \frac{AE}{v_2}$$

Και για το ευθύγραμμο τμήμα EP $t_{EP} = \frac{EP}{v_1}$

Από την γεωμετρία του σχήματος μετά από πράξεις υπολογίζονται τα μήκη των ευθύγραμμων και υπολογίζεται ο χρόνος t_{AKLP} δηλαδή ο χρόνος της προς τα κάτω κλίσης t_d (Down Dip), δίνεται από τη σχέση 8. Ο χρόνος της προς τα πάνω κλίσης (Up Dip) δηλαδή ο t_u προκύπτει με τον ίδιο τρόπο αντίστοιχα

$$t_d = \frac{2h_A \cos(i_c)}{v_1} + \frac{x \sin(i_c + \omega)}{v_1} \quad (8)$$

$$t_u = \frac{2h_B \cos(i_c)}{v_1} + \frac{x \sin(i_c - \omega)}{v_1} \quad (9)$$

Οι σχέσεις 8,9 παριστάνουν ευθείες γραμμές των οποίων οι κλίσεις είναι

$$\frac{\sin(i_c + \omega)}{v_1} = \frac{\sin(i_c + \omega)}{v_2 \sin(i_c)} = \frac{1}{v_{2d}} \quad (10)$$

$$\frac{\sin(i_c - \omega)}{V_1} = \frac{\sin(i_c - \omega)}{V_2 \sin(i_c)} = \frac{1}{V_{2u}} \quad (11)$$

Έτσι αν πάρουμε το λόγο των δύο ταχυτήτων από την (10),(11) έχουμε

$$\frac{V_{2d}}{V_2} = \frac{\sin(i_c)}{\sin(i_c + \omega)} < 1 \quad (12)$$

$$\frac{V_{2u}}{V_2} = \frac{\sin(i_c)}{\sin(i_c - \omega)} > 1 \quad (13)$$

Η σχέση 12 μας δείχνει ότι στην προς τα κάτω κλίση (Down Dip) η μετρημένη φαινόμενη ταχύτητα είναι πιο μικρή συγκριτικά με την πραγματική, όσο μεγαλώνει η κλίση τόσο μικραίνει η φαινόμενη ταχύτητα. Από την άλλη, η σχέση 13 μας δείχνει ότι για την περίπτωση της κλίσης προς τα πάνω (Up Dip) η φαινόμενη ταχύτητα είναι πάντα πιο μεγάλη από την πραγματική (Αποστολόπουλος, 2013).

Η ορική γωνία i_c και η γωνία ω της κλίσης του στρώματος 2 δίνονται από τους τύπους

$$i_c = \frac{\arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2d}}\right) + \arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2u}}\right)}{2} \quad (14)$$

$$\omega = \frac{\arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2d}}\right) - \arcsin\left(\frac{V_1}{V_{2u}}\right)}{2} \quad (15)$$

ενώ η ταχύτητα V_2 υπολογίζεται από το νόμο του Snell από τον γνωστό τύπο

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

Τέλος, τα βάθη h_A , h_B υπολογίζονται από τις σχέσεις,

$$h_a = \frac{V_1 t_{1d}}{2 \cos i_c} \quad (16)$$

$$h_b = \frac{V_1 t_{1u}}{2 \cos i_c} \quad (17)$$

Λομή με μη επίπεδες ασυνέχειες

Μια ασυνέχεια η οποία είναι μη επίπεδη θα παράγει καμπύλες χρόνων διαδρομής οι οποίες θα αποτελούνται από μη επίπεδα ευθύγραμμα τμήματα. Κάτι τέτοιο δημιουργεί σφάλματα ως προς τον καθορισμό των ταχυτήτων των στρωμάτων αλλά και του βάθους. Για την επίλυση αυτών των προβλημάτων, χρησιμοποιούνται διάφορες μέθοδοι μερικές εκ των οποίων βασίζονται στον χρόνο καθυστέρησης (Sharma, 2004).

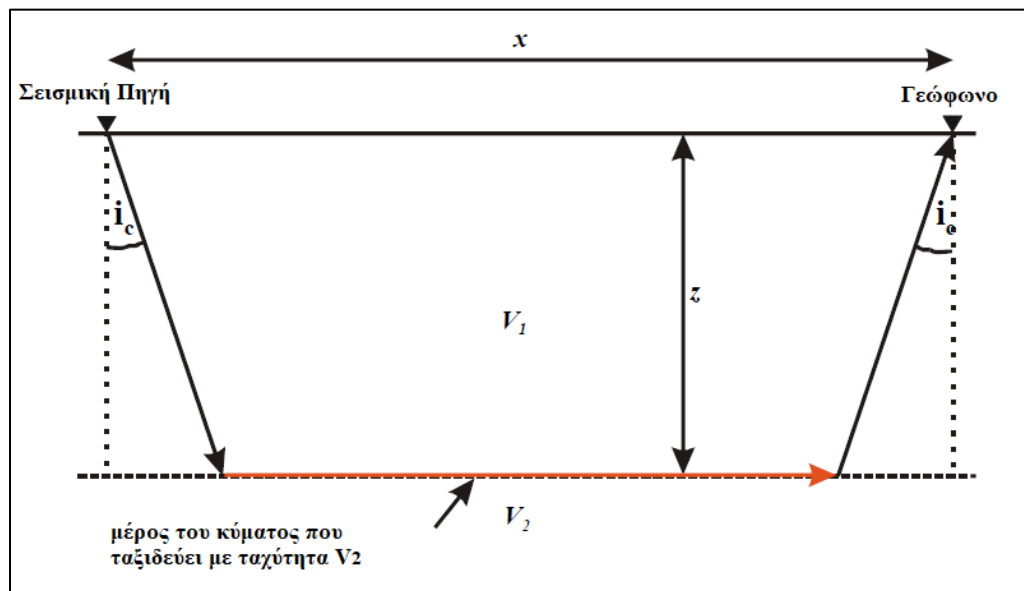
Ως χρόνος καθυστέρησης για ένα συγκεκριμένο κλάδο της τροχιάς ενός σεισμικού κύματος, ορίζεται ο πρόσθετος χρόνος που χρειάζεται το κύμα για να διανύσει τον κλάδο αυτό συγκριτικά με τον χρόνο που θα απαιτούνταν για να διανύσει με τη μεγαλύτερη ταχύτητα της τροχιάς την οριζόντια προβολή του. Η μαθηματική σχέση που συμπεριλαμβάνει τον χρόνο καθυστέρησης στον ολικό χρόνο διαδρομής του διαθλώμενου κύματος είναι η εξής:

$$T = \frac{x \cos \omega}{v_2} + t_A^d + t_P^d \quad (18)$$

Όπου t_A^d, t_P^d είναι οι χρόνοι καθυστέρησης στην πηγή Α και στο γεώφωνο Ρ για το παράδειγμα της εικόνας για το διαθλωμένο κύμα που διανύει απόσταση AKLP.

Αντιστροφή των πρώτων αφίξεων (Time-Term inversion)

Η τεχνική Time-Term εφαρμόζει έναν συνδυασμό της μεθόδου των ελάχιστων τετραγώνων και της ανάλυσης των χρόνων καθυστέρησης με σκοπό να εφαρμόσει αντιστροφή στις πρώτες αφίξεις των κυμάτων. Αποτελεί μια τεχνική αντιστροφής, η οποία δίνει πολύ καλά αποτελέσματα σχετικά με τις ταχύτητες των στρωμάτων και τα βάθη τους. Παρακάτω, σύμφωνα με το σχήμα της εικόνας 55 επιχειρείται μια μαθηματική προσέγγιση της μεθόδου αντιστροφής.



Εικόνα 55. Γεωμετρία πορείας σεισμικού κύματος (τροποποιημένο από GeoMetrics Inc, 2008)

Αρχικά, η βραδύτητα (Slowness) S καθορίζεται ως το αντίστροφο της ταχύτητας

Δηλαδή είναι:

$$S_1 = \frac{1}{v_1}, \quad S_2 = \frac{1}{v_2}$$

Σύμφωνα με τους παραπάνω τύπους ο νόμος του Snell μετασχηματίζεται σε

$$\sin(i_c) = \frac{S_2}{S_1}$$

Μετά από πράξεις, ο συνολικός χρόνος διαδρομής t από την πηγή του σχήματος στο γεώφωνο προκύπτει ως

$$t = 2S_1 \cos(i_c)z + xS_2$$

Από τον παραπάνω τύπο ορίζουμε το c ως,

$$c = 2S_1 \cos i_c$$

Αρα έχουμε μια γραμμική εξίσωση με δύο αγνώστους z , S_2 (βάθος, βραδύτητα) της μορφής

$$t = 2cz + xS_2 \quad (19)$$

Στην περίπτωση που έχουμε μια δομή μη επίπεδης ασυνέχειας τότε προκύπτουν τρεις άγνωστοι οι z_1 , z_2 , S_2 . Η σχέση 19 αλλάζει και έχουμε,

$$t = cz_1 + cz_2 + xS_2 \quad (20)$$

Έχουμε δύο διαφορετικά βάθη z_1 , z_2 λόγω μη επίπεδης δομής.

Για την περίπτωση διάταξης n γεωφώνων, ο γενικευμένος τύπος των χρόνων διαδρομής είναι,

$$t_j = \sum_{k=1}^n c_{jk}z_k + x_jS_2 \quad (21)$$

Όπου t_j οι χρόνοι διαδρομής, z_k το βάθος κάτω από κάθε γεωφώνο ενώ x_j είναι η απόσταση του κάθε γεωφώνου από την πηγή.

Ο τρόπος επίλυσης της γραμμικής εξίσωσης πραγματοποιείται με τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων. Ως τελική εικόνα, λαμβάνουμε ένα μοντέλο βάθους αποτελούμενο από δύο στρώματα. Για τα δυο στρώματα, έχουν υπολογιστεί και οι μέσες ταχύτητες τους.

Σεισμικής Τομογραφίας Διάθλασης

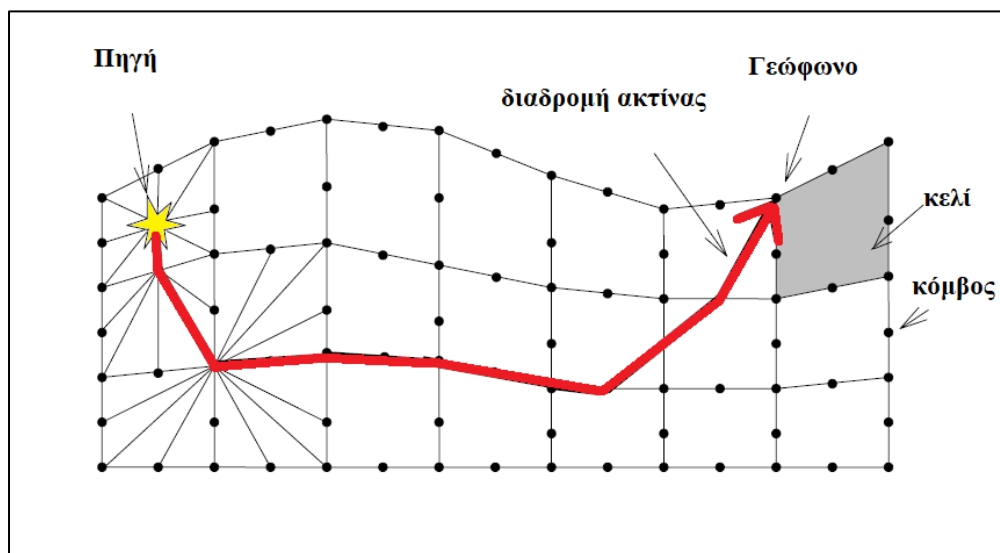
Η μέθοδος της Σεισμικής Τομογραφίας Διάθλασης (Seismic Refraction Tomography), αποτελεί μια σύγχρονη μέθοδο σεισμικής διασκόπησης, ερμηνείας των σεισμικών δεδομένων διάθλασης για τη δημιουργία δισδιάστατων και τρισδιάστατων μοντέλων ταχυτήτων. Κύριο χαρακτηριστικό της SRT είναι ότι παράγει προφίλ ταχυτήτων με υψηλή διακριτική ικανότητα (Berg, 2013). Για να επιτευχθεί η υψηλή διακριτική ικανότητα απαιτούνται πολλές κρούσεις (δημιουργίας σεισμικής πηγής) έξω από τη διάταξη γεωφώνων αλλά και ανάμεσα στα γεωφώνων.

Η μέθοδος SRT, χρησιμοποιεί την τεχνική της αντιστροφής που περιγράφηκε και για τις προηγούμενες μεθόδους, με σκοπό τη δημιουργία δισδιάστατων και τρισδιάστατων μοντέλων ταχυτήτων (2D,3D). Η περιοχή μελέτης χωρίζεται σε κελιά τα οποία αποκαλούνται στη διεθνή βιβλιογραφία pixels για τη δισδιάστατη τομογραφία και voxels για την τρισδιάστατη.

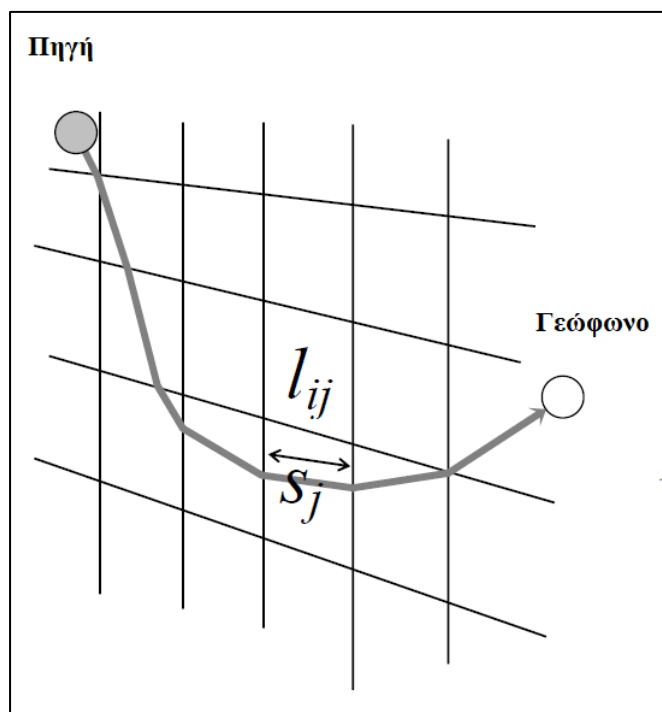
Ως αποτέλεσμα, η μέθοδος SRT σε κάποιες περιπτώσεις μπορεί να είναι πιο ακριβής, παράγοντας μοντέλα με πολύπλοκες κατανομές ταχυτύτων, ανιχνεύοντας έτσι τις κάθετες και πλευρικές αλλαγές των ταχυτήτων στο υπέδαφος.

Η τεχνική της αντιστροφής αφορά την επίλυση του ευθέος και του αντίστροφου προβλήματος. Η διαδικασία της αντιστροφής προσπαθεί να προσδιορίσει το πεδίο ταχυτήτων στο χώρο έρευνας. Έτσι, η μέθοδος ξεκινά με τη δημιουργία ενός αρχικού μοντέλου ταχυτήτων και με την ιχνηλάτηση των σεισμικών ακτίνων (Ray racing) στο μοντέλο (ευθύ πρόβλημα). Στην συνέχεια συγκρίνονται επαναληπτικά οι θεωρητικοί χρόνοι διαδρομής που υπολογίστηκαν, με τους μετρηθέντες χρόνους διαδρομής μέχρις ότου η διαφορά μεταξύ των δύο κατηγοριών να ελαχιστοποιηθεί (αντίστροφο πρόβλημα). Μέσω αυτής της διαδικασίας, πρέπει να βρεθεί το μοντέλο ταχυτήτων με το μικρότερο μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS error). Για τη διαδικασία της ιχνηλασίας των σεισμικών ακτίνων η οποία αποτελεί και την επίλυση του ευθέος προβλήματος, το μέσο (περιοχή έρευνας)

διακριτοποιείται σε κελιά. Το κάθε κελί περιλαμβάνει μια καθορισμένη τιμή ταχύτητας. Οι τελείες που υπάρχουν πάνω στα κελιά καλούνται κόμβοι οι οποίοι σηματοδοτούν τα σημεία από τα οποία μπορεί να διέλθει η ακτίνα. Η τεχνική επίλυσης του ευθέος προβλήματος βασίζεται πάνω στην αρχή του Fermat για την κυματική, άρα επιδιώκεται να καθοριστεί η ελάχιστη χρονικά διαδρομή που θα ακολουθήσει ένα κύμα, μεταξύ κάθε ζεύγους πηγής-γεωφώνου. Αυτό επιτυγχάνεται αν λύσουμε ως προς l (μήκος ακτίνας) και S (βραδύτητα/αντίστροφο ταχύτητας).



Εικόνα 56. Διαδρομή της Σεισμικής Ακτίνας σε διακριτοποιημένο μέσο (τροποποιημένο από GeoMetrics Inc,2008)



Εικόνα 57. Διαδρομή της σεισμικής ακτίνας από την πηγή στο γεώφωνο
(τροποποιημένο από GeoMetrics Inc,2008)

Υπάρχουν πολλές προσεγγίσεις τεχνικών αντιστροφής για την μέθοδο, STR, αυτή που θα περιγραφεί χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία με βάση το λογισμικό SeisImager της Geometrics Inc.

Αν ορίσουμε όπως πριν την βραδύτητα ως S και ως l το μήκος της γραμμής της εικόνας, τότε ο συνολικός χρόνος διαδρομής για όλες τις πιθανές πορείες της ακτίνας είναι

$$t_i = \sum_{j=1}^N S_j l_{ij} \quad (22)$$

Από την παραπάνω σχέση έχουμε M εξισώσεις με N αγνώστους. Υπό μορφή πινάκων, το σύστημα εξισώσεων είναι της μορφής :

$$\begin{pmatrix} l_{11} & l_{12} & \dots & l_{1N} \\ l_{21} & l_{22} & \dots & l_{2N} \\ l_{31} & l_{32} & \dots & l_{3N} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ l_{M1} & l_{M2} & \dots & l_{MN} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \vdots \\ s_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \vdots \\ t_M \end{pmatrix}$$

Δηλαδή $LS=T$ και επιλύεται με τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων

Όπου:

- L είναι ο Ιακωβιανός πίνακας που περιέχει τα μήκη των ακτίνων που περνούν από κάθε κελί
- T είναι οι παρατηρηθέντες χρόνοι διαδρομής
- S οι βραδύτητες

Η εξίσωση σύμφωνα με τη θεωρία αντιστροφής γίνεται

$$LS = T \Leftrightarrow L^T LS = L^T T \Leftrightarrow S = (L^T L)^{-1} L^T T \quad (23)$$

Επειδή όμως το πρόβλημα είναι μη γραμμικό, το σύστημα επιλύεται με την μη γραμμική μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Η μέθοδος ολοκληρώνεται μόλις ελαχιστοποιηθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS error)

Περιορισμοί της μεθόδου Σεισμικής Διάθλασης

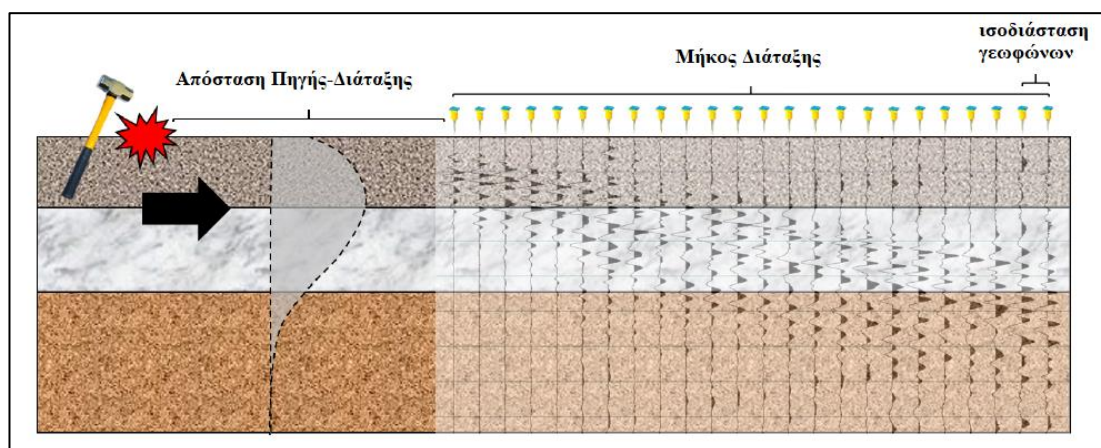
Όπως σε κάθε μέθοδο, έτσι και στη μέθοδο της Σεισμικής Διάθλασης, υπάρχουν κάποιοι περιορισμοί που καθιστούν τη μέθοδο δύσχρηστη και ανακριβή. Όπως αναφέρει ο Αποστολόπουλος (2013) υπάρχουν τρεις βασικοί περιορισμοί.

1. Για την σωστή απεικόνιση της δομής του υπεδάφους, θα πρέπει η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων να αυξάνει με το βάθος, για διαδοχικά στρώματα. Σε αντίθετη περίπτωση, συναντάται η περίπτωση της κρυφής ζώνης, στην οποία γίνεται υπερεκτίμηση του βάθους της ασυνέχειας του βαθύτερου στρώματος διάθλασης.

2. Ο λόγος της ταχύτητας προς το πάχος των στρωμάτων να παραμένει μικρότερος μια κρίσιμης τιμής συγκριτικά με τα γειτονικά στρώματα. Αν η συνθήκη αυτή δεν ισχύει τότε συναντάται η περίπτωση της τυφλής ζώνης, στην οποία γίνεται υποεκτίμηση του βάθους μέχρι το βαθύτερο στρώμα διάθλασης. Στην περίπτωση τυφλής ζώνης υπάρχει περίπτωση ένα λεπτό στρώμα να μην καθοριστεί από μια καμπύλη χρόνου διαδρομής.
3. Να υφίσταται ένα καθεστώς σταθερών ταχυτήτων σεισμικών κυμάτων στα διάφορα στρώματα, κατά μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων.

2.2.7 Η Μέθοδος της Πολυκάναλης Ανάλυσης των Επιφανειακών Κυμάτων (MASW)

Η μέθοδος MASW αποτελεί μια σχετικά νέα γεωφυσική μέθοδο σεισμικής διασκόπησης η οποία παρουσιάστηκε από τους Park et al (1999). Η MASW συγκεκριμένα καταγράφει τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων (Rayleigh) έχοντας ως στόχο την εκτίμηση της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων. Η ταυτόχρονη χρήση πολλών καναλιών (multichannel) για επεξεργασία και καταγραφή των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh έχει δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα όσον αφορά την εκτίμηση ιδιοτήτων του υπεδάφους (Κρητικάκης, 2010). Οι διακυμάνσεις της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων συγκριτικά με το βάθος είναι σημαντική στη μελέτη του υπεδάφους για πολλούς λόγους. Αρχικά, μέσω των ταχυτήτων των S κυμάτων είναι δυνατή η χαρτογράφηση του γεωλογικού υποβάθρου άρα και η μελέτη της γεωλογικής δομής μιας περιοχής. Ακόμη, είναι αποδεδειγμένο πως η ταχύτητα των S κυμάτων είναι άμεσα συσχετιζόμενη με το μέτρο δυσκαμψίας των υλικών. Αυτός ο λόγος καθιστά τη μέθοδο MASW ιδανική για γεωτεχνικές έρευνες καθώς το μέτρο δυσκαμψίας σε συνδυασμό με την ταχύτητα V_s αποτελούν εργαλεία για το γεωτεχνικό χαρακτηρισμό του υπεδάφους. Τέλος, η μέθοδος μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για περιβαλλοντικές μελέτες όπως για παράδειγμα τη χαρτογράφηση προνομιακών διόδων ρύπων (Kritikakis et al. 2004). Όσον αφορά τη διάταξη της μεθόδου, αυτή είναι παρεμφερής με την μέθοδο της διάθλασης με τη διαφορά ότι σε αυτή τη μέθοδο επιλέγονται γεώφωνα χαμηλότερης ιδιοσυχνότητας (4,5 Hz). Ως σεισμική πηγή στην παρούσα εργασία επιλέχθηκε σφυρί το οποίο κρούει σε μεταλλική πλάκα.



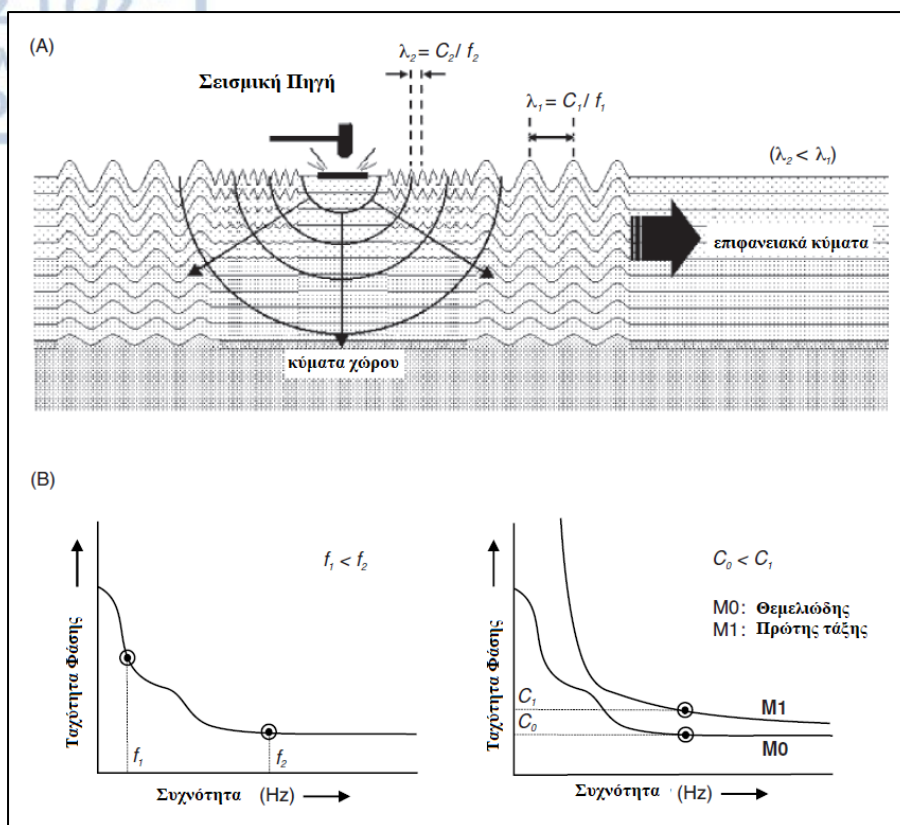
Εικόνα 58. Γεωμετρία μέτρησης όπου φαίνεται και η αποτύπωση των κυματομορφών στο πεδίο αποστάσεως χρόνου (τροποποιημένο από Darvasi and Agnon, 2019)

Χαρακτηριστικά των κυμάτων Rayleigh-Φαινόμενο της Διασποράς

Τα κύρια χαρακτηριστικά των κυμάτων Rayleigh είναι ότι:

- διαδίδονται παράλληλα με την επιφάνεια του εδάφους
- το πλάτος τους είναι μεγαλύτερο από αυτό των κυμάτων χώρου
- η κίνηση των σωματιδίων του μέσου είναι έλλειπτική (ground roll)
- εξασθενούν-αποσβένουν με το βάθος
- παρουσιάζουν το φαινόμενο της διασποράς όπου η ταχύτητα διάδοσής τους μεταβάλλεται συναρτήσει της συχνότητας.

Για να γίνει αντιληπτή η διαδικασία που ακολουθεί η μέθοδος MASW θα πρέπει να αναφερθούμε στο φαινόμενο της διασποράς. Στην περίπτωση που η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων αυξάνει με το βάθος, τα κύματα με τα μεγαλύτερα μήκη (wavelengths) διαδίδονται πιο γρήγορα συγκριτικά με αυτά που έχουν μικρότερα. Ως συνέπεια, για κάθε μήκος κύματος η ταχύτητα φάσης εξαρτάται από τις ελαστικές ιδιότητες και την πυκνότητα του υπεδάφους. Η διασπορά που υφίστανται τα σεισμικά κύματα κατά τη διάδοση τους στο υπέδαφος φαίνεται στις σεισμικές καταγραφές ως αλλαγή στο σχήμα των κυματομορφών. Η κατανομή των ταχυτήτων φάσης συναρτήσει των συχνοτήτων ή του μήκους κύματος, καλείται καμπύλη διασποράς (dispersion curves) (Foti et al. 2018). Η καμπύλη με τη μικρότερη τιμή ταχύτητας φάσης είναι γνωστή ως θεμελιώδης καμπύλη διασποράς. Στην περίπτωση που έχουμε περισσότερες από μια ταχύτητες φάσεις για μια δοθείσα συχνότητα, συναντώνται και καμπύλες ανωτέρων τάξεων. Οι διαφορετικοί τρόποι με τους οποίους διαδίδονται τα επιφανειακά κύματα στις σεισμικές καταγραφές, αποτυπώνονται με συγκεντρώσεις ενέργειας κοντά στις καμπύλες διασποράς (Κρητικάκης, 2010). Για να γίνει διακριτός ο διαχωρισμός αυτών, πρέπει η ενέργεια των επιφανειακών κυμάτων να απεικονιστεί στο πεδίο των συχνοτήτων-ταχυτήτων φάσης από το πεδίο απόστάσεως- χρόνου. Αυτή η μετατροπή επιτυγχάνεται μαθηματικά με τον μετασχηματισμό Fourier.



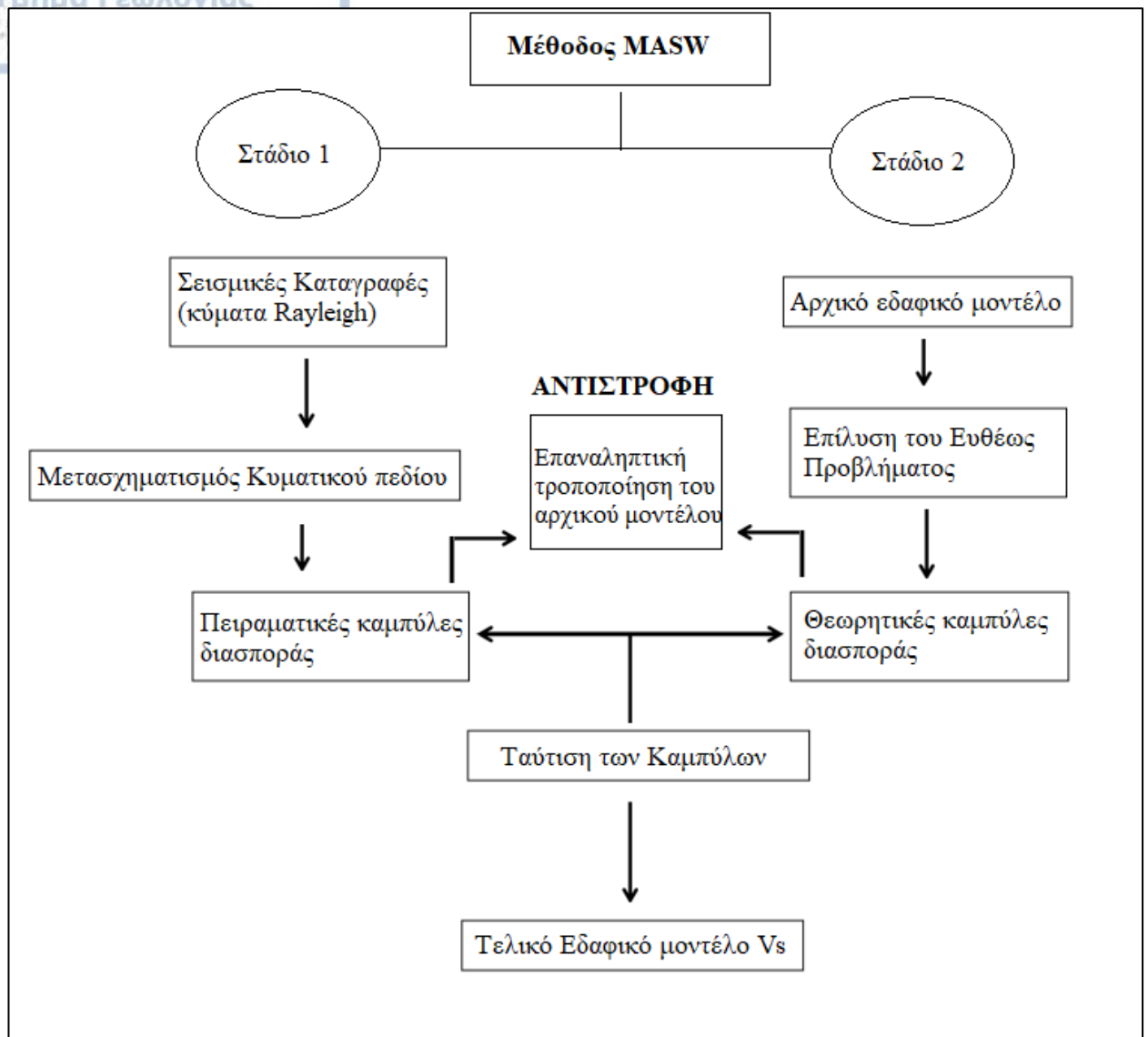
Εικόνα 59. Γεωμετρική Διασπορά (Α) Επιφανειακά κύματα με μεγαλύτερα μήκη κύματος ταξιδεύουν γρηγορότερα από κύματα με μικρότερα μήκη. (Β) Διαγράμματα καμπυλών διασποράς

Μέσω της μαθηματικής διαδικασίας αντιστροφής των καμπυλών διασποράς μπορεί να ληφθεί ένα μονοδιάστατο ή ψευδοδισδιάστατο μοντέλο κατανομής της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων με το βάθος.

Η διαδικασία της Αντιστροφής στην μέθοδο MASW

Η διαδικασία βασίζεται στην επίλυση του ευθέος και του αντίστροφου προβλήματος και έχει την ίδια φιλοσοφία με τις προηγούμενες μεθόδους. Αρχικά, μέσω του ευθέος προβλήματος, γίνεται χρήση των εδαφικών παραμέτρων. Οι εδαφικές παράμετροι είναι οι ταχύτητες των κυμάτων P,S, η πυκνότητα των σχηματισμών και το πάχος του στρώματος. Από αυτές τις παραμέτρους η ταχύτητα των S κυμάτων είναι αυτή που επηρεάζει περισσότερο την καμπύλη διασποράς. Με το ευθύ πρόβλημα, προσδιορίζονται οι θεωρητικές καμπύλες διασποράς μέσω των εδαφικών παραμέτρων. Με τη διαδικασία της αντιστροφής γίνεται χρήση των πειραματικών δεδομένων (πειραματικές καμπύλες διασποράς) για να εκτιμηθούν οι παραμέτροι του εδαφικού μοντέλου.

Μέσω ενός συγκεκριμένου αριθμού επαναλήψεων επιχειρείται η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στην πειραματική, προσπαθώντας ταυτόχρονα να μειωθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Για την επίλυση των μη γραμμικών εξισώσεων που προκύπτουν χρησιμοποιείται η μέθοδος των ελάχιστων τετραγώνων. Στο διάγραμμα ροής που ακολουθεί περιγράφονται τα στάδια της διαδικασίας. Η ανωτέρω μαθηματική διαδικασία πραγματοποιείται από αρκετά λογισμικά πακέτα μέσω αλγοριθμικών προγραμμάτων.



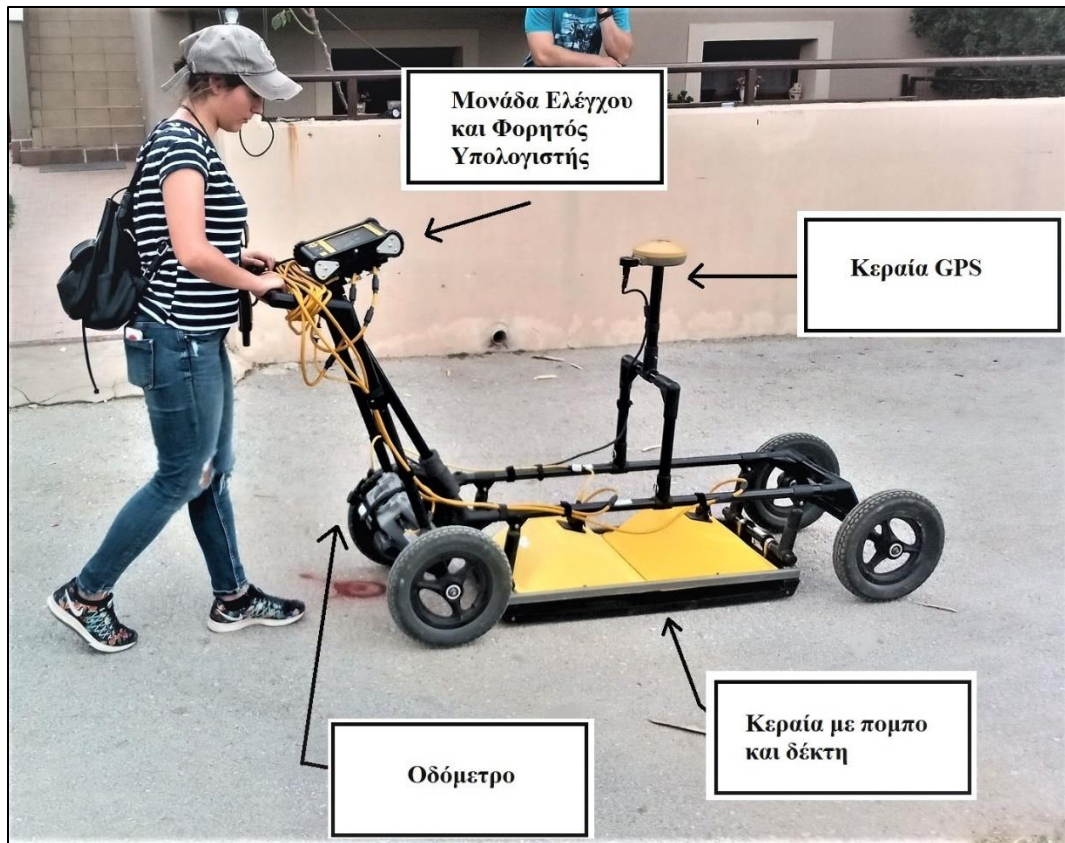
Εικόνα 60. Διάγραμμα ροής που περιγράφει την διαδικασία που ακολουθείται κατά την επεξεργασία της μεθόδου MASW

2.3 Η Μέθοδος του Γεωραντάρ

Η μέθοδος του Γεωραντάρ είναι μια μη καταστρεπτική γεωφυσική μέθοδος ηλεκτρομαγνητικής διασκόπησης, η οποία χρησιμοποιεί παλμούς ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας σε ένα συχνотικό εύρος από 1 έως 1000 MHz με στόχο την απεικόνιση του υπεδάφους (Annan, 2003).

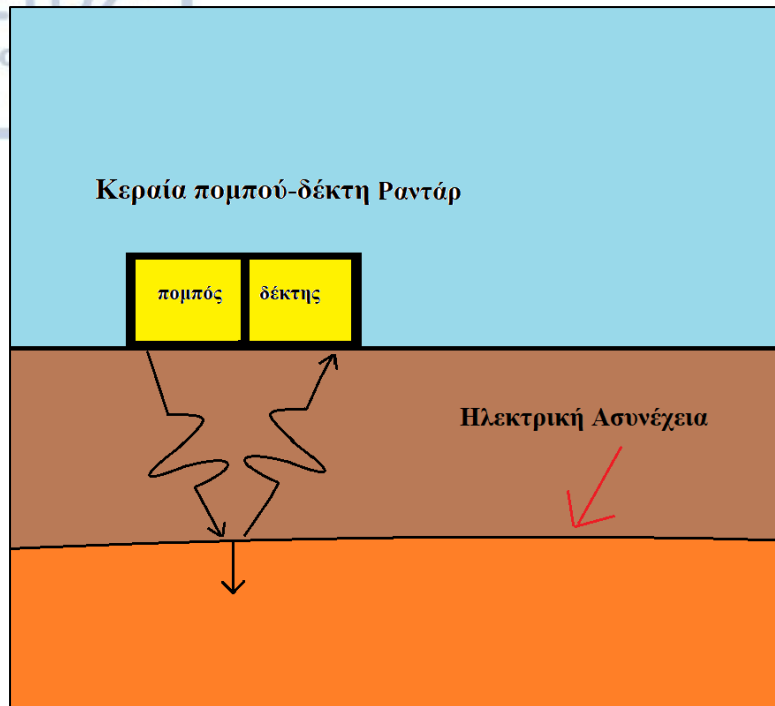
Η αρχή λειτουργίας του παρουσιάζει ομοιότητες με τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης με την μόνη διαφορά ότι τα κύματα στην περίπτωση του γεωραντάρ είναι ηλεκτρομαγνητικά και όχι σεισμικά. Ένα γεωραντάρ απαρτίζεται κατά βάση από 4 κύρια μέλη, μια κεραία (antenna) με πομπό και δέκτη, μια μονάδα ελέγχου και μια μονάδα φορητού υπολογιστή. Επίσης, το γεωραντάρ φέρει

κεραία GPS και οδόμετρο τα οποία παρέχουν μεγαλύτερη ακρίβεια στη χωροθέτηση των μετρήσεων. Στην εικόνα φαίνεται το ραντάρ που χρησιμοποιήθηκε στις μετρήσεις της παρούσας εργασίας. Στην φωτογραφία αυτή ο πομπός και ο δέκτης βρίσκονται σε κουτί με θωράκιση.



Εικόνα 61. Το Γεωραντάρ που χρησιμοποιήθηκε στις μετρήσεις της παρούσας εργασίας

Ο πομπός του ραντάρ επάγει ηλεκτρομαγνητικό παλμό (κύμα) διάρκειας μερικών nsec ο οποίος ταξιδεύει μέσα στο υπέδαφος έχοντας ταχύτητα η οποία καθορίζεται από τις ηλεκτρικές ιδιότητες του υπεδάφους. Ανάλογα λοιπόν με τη ηλεκτρική ασυνέχεια (επιφάνειες διαφορετικών ηλεκτρικών ιδιοτήτων) που θα συναντήσει το κύμα στο υπέδαφος, μέρος του θα ανακλαστεί ενώ ένα άλλο μέρος θα διαδοθεί σε βαθύτερα στρώματα. Το ανακλώμενο μέρος του κύματος θα επιστρέψει και θα καταγραφεί από τον δέκτη του ραντάρ. Οι χρόνοι διαδρομής των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων καταγράφονται σε ns.



Εικόνα 62. Ανάκλαση ηλεκτρομαγνητικού κύματος Ραντάρ, όταν αυτό προσπέσει σε ηλεκτρική ασυνέχεια

Οι εξισώσεις του Maxwell

Η λειτουργία του Γεωραντάρ βασίζεται στην ηλεκτρομαγνητική θεωρία και ειδικότερα στις εξισώσεις του Maxwell. Αυτές οι εξισώσεις περιγράφουν υπό μαθηματικούς όρους τη συμπεριφορά των ηλεκτρομαγνητικών πεδίων όπως και την αλληλεπίδραση αυτών με την ύλη (Annan,2003). Οι εξισώσεις αυτές είναι

- ο νόμος της επαγωγής του Faraday

$$\nabla \times \vec{E} = \frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$$

- ο νόμος του Ampere

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$$

- ο νόμος του Gauss

$$\nabla \times \vec{D} = q$$

- ο νόμος του Gauss για το μαγνητισμό

$$\nabla \times \vec{B} = 0$$

Όπου :

$\vec{E}$ είναι το διάνυσμα της έντασης του ηλεκτρικού πεδίου μετρημένη σε V/m

$\vec{B}$ είναι το διάνυσμα πυκνότητα της μαγνητικής ροής σε T

$\vec{D}$ είναι το διάνυσμα της διηλεκτρικής μετατόπισης σε C/m²

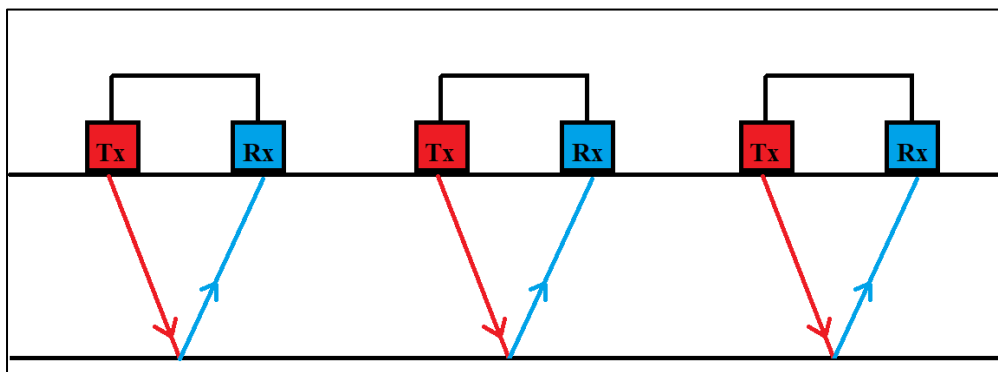
$\vec{H}$ είναι το διάνυσμα της έντασης του μαγνητικού πεδίου σε A/m

ρ είναι η πυκνότητα του ηλεκτρικού φορτίου σε C/m³
 $\vec{j}$ είναι η πυκνότητα του ηλεκτρικού ρεύματος σε A/m²

2.3.1 Διατάξεις μετρήσεων

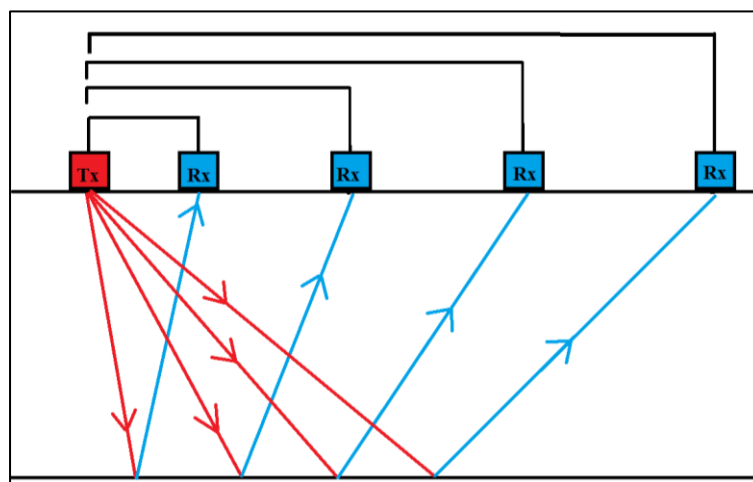
Όταν γίνεται λόγος για τις διατάξεις μετρήσεων στο γεωραντάρ, ουσιαστικά αναφέρονται οι διαφορετικές θέσεις του πομπού και του δέκτη κατά τη διάρκεια λήψης μετρήσεων.

- **Απλή Διάταξη ανάκλασης** όπου σε αυτή η κίνηση του πομπού και του δέκτη γίνεται σε ευθεία γραμμή, ενώ πομπός και δέκτης παρουσιάζουν σταθερή απόσταση. Έτσι δημιουργείται μια τομή χρονικών καταγραφών (GPR section) από τα ίχνη τα οποία βρίσκονται το ένα δίπλα στο άλλο.



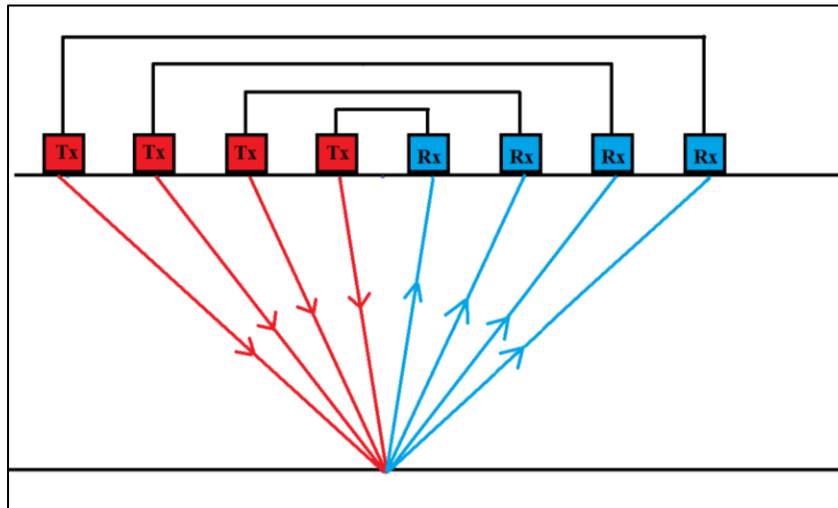
Εικόνα 63. Η Απλή Διάταξη Ανάκλασης

- **Διάταξη ευρείας γωνίας ανάκλασης ή διάταξη κοινού σημείου βάθους**, γνωστή και ως WARR (Wide Angle Reflection) ή CDP (common depth point) στην οποία μια από τις δύο κεραίες (πομπός, δέκτης) παραμένει σταθερή, ενώ η άλλη κινείται κατά τη διάρκεια των μετρήσεων.



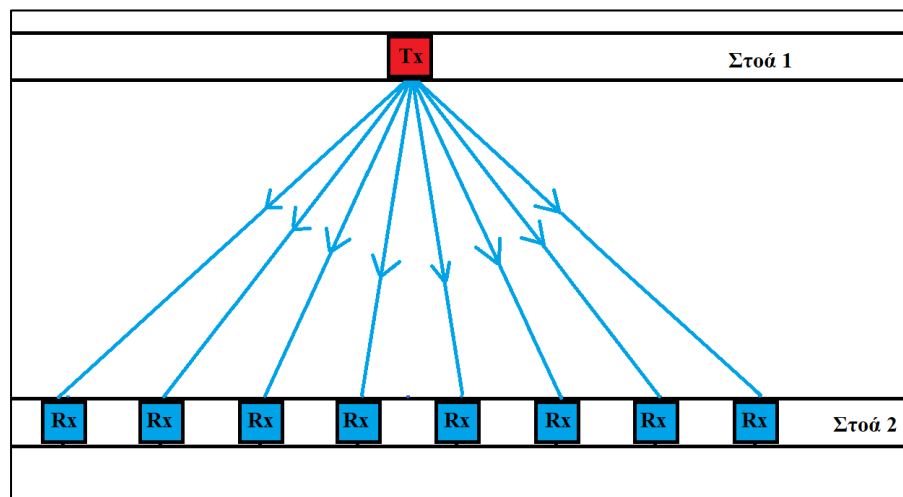
Εικόνα 64. Η διάταξη ευρείας γωνίας ανάκλασης ή διάταξη κοινού σημείου βάθους

- **Διάταξη μέσου σημείου ανάκλασης**, γνωστή και ως CMP (common mid point) στην οποία ο πομπός αλλά και ο δέκτης απομακρύνονται από ένα κεντρικό σημείο.



Εικόνα 65. Η διάταξη μέσου σημείου ανάκλασης

- **Ενδοσκοπήση**, ή trasillumination, όπου ο πομπός βρίσκεται απέναντι από τον δέκτη. Οι μετρήσεις πραγματοποιούνται μετακινώντας και τις δύο κεραίες ή την μια μόνο γύρω από τον στόχο. Η διάταξη αυτή εφαρμόζεται σε περιπτώσεις όπου πραγματοποιούνται μετρήσεις σε ορυχεία, με τον πομπό να τοποθετείται σε μια υπόγεια στοά και τον δέκτη σε μια άλλη.



Εικόνα 66. Η διάταξη ενδοσκοπήσης

2.3.2 Σχετική διηλεκτρική επιτρεπτότητα και ηλεκτρική αγωγιμότητα

Στις περισσότερες γεωλογικές εφαρμογές του Γεωραντάρ μας ενδιαφέρουν οι ηλεκτρικές ιδιότητες των μέσων διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων. Αυτές αποτελούν και τους κυρίαρχους παράγοντες διάδοσης των κυμάτων καθώς οι μαγνητικές μεταβολές είναι συνήθως ασθενείς. Οι δύο πιο σημαντικές ιδιότητες των μέσων διάδοσης είναι η σχετική διηλεκτρική επιτρεπτότητα και η ηλεκτρική αγωγιμότητα.

Η σχετική διηλεκτρική επιτρεπτότητα γνωστή και με τα ονόματα ηλεκτρική διαπερατότητα και σχετική διηλεκτρική σταθερά, συμβολίζεται με ϵ_r και εκφράζει την δυνατότητα του υλικού να αποθηκεύσει και μετά να επιτρέψει το πέρασμα H/M ενέργειας όταν το πεδίο επιδρά πάνω του (Τσούρλος κ.α, 2019). Καθορίζεται από τον τύπο

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_0}$$

Όπου ϵ_0 ορίζεται ως η ηλεκτρική διαπερατότητα του κενού έχοντας τιμή $\epsilon_0 = 8,88542 \times 10^{-12} \text{ F/m}$.

Η ηλεκτρική διαπερατότητα αποτελεί αδιάστατο μέγεθος, το οποίο παρουσιάζει διαφορετική τιμή σε κάθε μέσο. Οι τιμές της διηλεκτρικής σταθεράς μπορούν να επηρεαστούν από την παρουσία νερού σε ένα σχηματισμό του υπεδάφους. Η ηλεκτρική διαπερατότητα μπορεί να επηρεαστεί και από τη θερμοκρασία.

Η ηλεκτρική αγωγιμότητα σ εκφράζει την ικανότητα ή ευκολία της κίνησης των ελεύθερων ηλεκτρικών φορτίων σε ένα υλικό, όταν εφαρμόζεται εξωτερικό ηλεκτρικό πεδίο (Jol, 2009). Η ηλεκτρική αγωγιμότητα περιγράφεται μέσω της γενικής μορφής του νόμου του Ohm. Ο νόμος του Ohm ορίζει ότι για πολλά υλικά (συμπεριλαμβανομένων και των περισσότερων μετάλλων) ο λόγος της πυκνότητας του ρεύματος προς το ηλεκτρικό πεδίο είναι ίσος με τη σταθερά σ και ανεξάρτητος από το πεδίο που παράγει το ρεύμα (Serway, 1990)

$$J = \sigma E$$

Όπου σ η ηλεκτρική αγωγιμότητα με μονάδα μέτρησης το mS/m

Όταν σε ένα περιβάλλον έρευνας συναντώνται υψηλές τιμές αγωγιμότητας, τότε παρατηρούνται σημαντικές απώλειες στην ηλεκτρομαγνητική ενέργεια, το ηλεκτρομαγνητικό σήμα αποσβένεται, άρα έχουμε μείωση της διακριτικής ικανότητας και του βάθους διεξόδου της μεθόδου. Περιβάλλοντα με υψηλές τιμές ηλεκτρικής αγωγιμότητας όπως τα αργιλικά ή τα θαλάσσια δεν ενδείκνυνται για μελέτη με το γεωραντάρ. Ο πίνακας 5 απεικονίζει τις ηλεκτρομαγνητικές ιδιότητες κάποιων χαρακτηριστικών υλικών της γης.

Πίνακας 5. Ηλεκτρομαγνητικές ιδιότητες χαρακτηριστικών γεωυλικών (τροποποιημένο από Styles, 2012)

ΥΛΙΚΟ	Διηλεκτρική σταθερά ϵ_r	Ηλεκτρική αγωγιμότητα σ	Ταχύτητα V (m/ns)
Αέρας	1	0	0.3
Αποσταγμένο Νερό	80	0.001	0.033
Γλυκό Νερό	80	0.5	0.033
Θαλασσινό Νερό	80	3.000	0.01
Ξηρή Άμμος	3-5	0.01	0.15
Κορεσμένη Άμμος	20-30	0.1-1	0.06
Ασβεστόλιθος	4-8	0.5-2	0.12
Σχιστή Αργίλος	5-15	1-100	0.09
Ιλύς	5-30	1-100	0.07
Αργίλος	5-40	2-1000	0.06
Γρανίτης	4-6	0.01-1	0.13
Αλάτι	5-6	0.01-1	0.13
Πάγος	3-4	0.01	0.16

Η απόσβεση, η οποία αποτελεί την εξασθένηση του σήματος του ραντάρ στο υπέδαφος εξαρτάται από την αγωγιμότητα των γεωυλικών από τα οποία διέρχεται το σήμα. Όσο πιο αγωγίμο είναι ένα μέσο διάδοσης τόσο μεγαλύτερη απόσβεση υφίσταται το ηλεκτρομαγνητικό κύμα το οποίο διαδίδεται σε αυτό. Όταν ένα σήμα αποσβένεται έντονα σημαίνει ότι επιστρέφει δυσκολότερα η ανακλώμενη ακτίνα στον δέκτη, συνεπώς μειώνεται και το βάθος διασκόπησης.

2.3.3 Ταχύτητα διάδοσης ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων γεωραντάρ

Στο προηγούμενο κεφάλαιο αναπτύχθηκε η σημαντικότητα των διηλεκτρικών σταθερών όσον αφορά τη διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (παλμών) στο υπέδαφος. Δύο ακόμα παράγοντες που επηρεάζονται από τις διαφορές των υλικών ως προς τις διηλεκτρικές σταθερές είναι η ταχύτητα και το βάθος διασκόπησης. Ο γενικός τύπος της ταχύτητας διάδοσης ενός ηλεκτρομαγνητικού παλμού είναι :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}}$$

Εάν θεωρήσουμε την τιμή της μαγνητικής διαπερατότητας $\mu_r=1$ λόγω του γεγονότος ότι οι μεταβολές της μαγνητικής διαπερατότητας θεωρούνται αμελητέες έχουμε :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

Όπου $c=3 \times 10^8$ m/s

Η ταχύτητα για ένα μέσο διάδοσης περιγράφεται από την βασική σχέση της κυματικής για την ταχύτητα

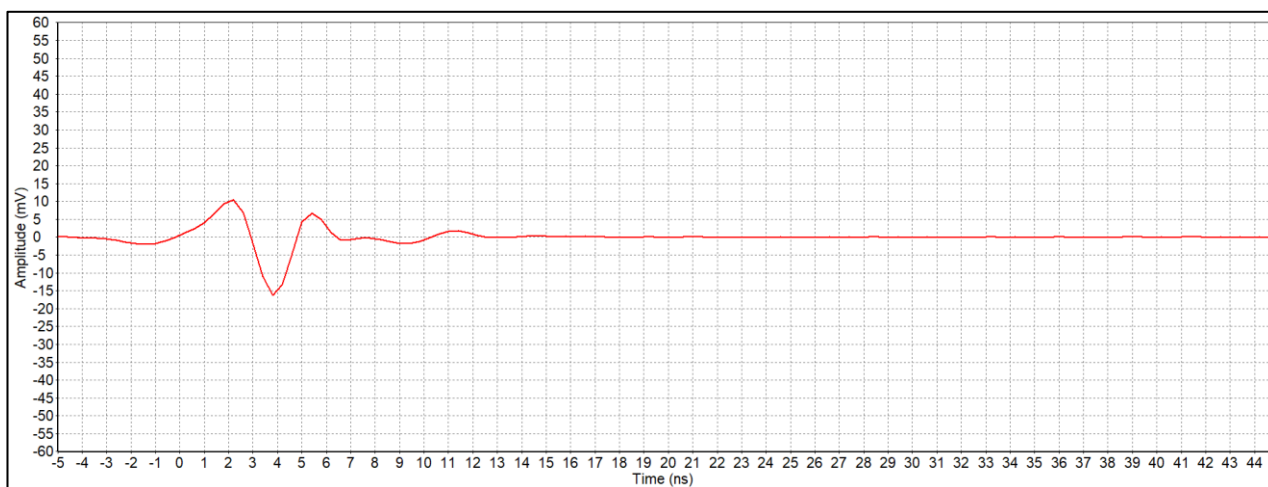
$$v = \lambda \times f$$

Από τον τύπο αυτό προκύπτει ότι η ταχύτητα εξαρτάται και από το μήκος κύματος λ και από την συχνότητα της κεραίας f .

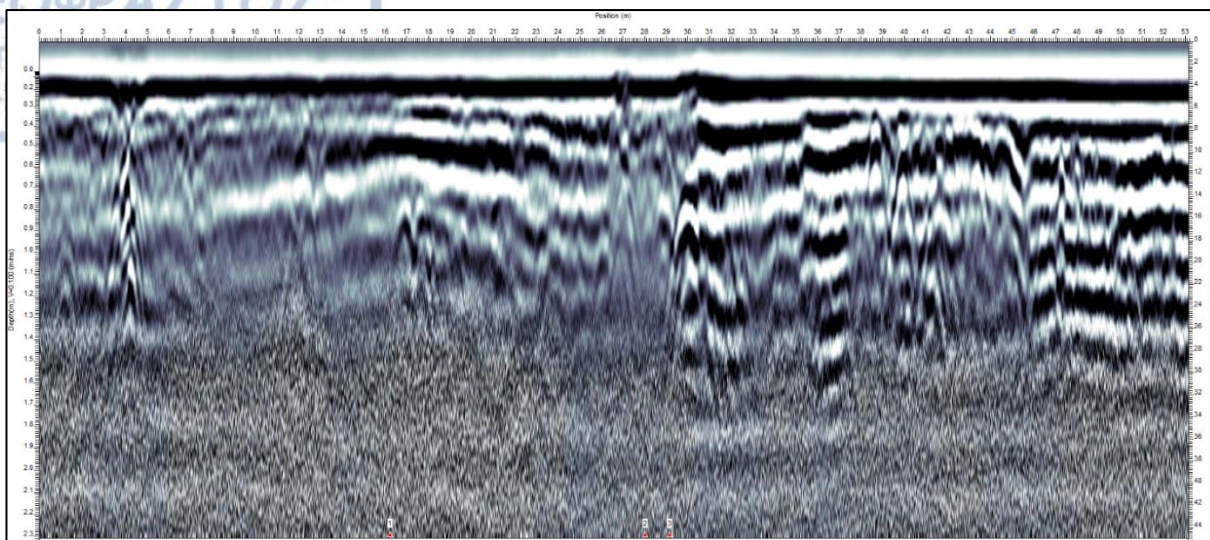
Μια θεωρητική προσέγγιση αναφέρει πως η διακριτική ικανότητα είναι περίπου το $\frac{1}{4}$ του μήκους κύματος (Reynolds, 2018). Έτσι μια κεραία υψηλής συχνότητας στο γεωραντάρ για παράδειγμα 500 MHz παρέχει μεγάλη διακριτική ικανότητα αλλά μικρό βάθος διείσδυσης, ενώ σε μικρότερες συχνότητες έχουμε μειωμένη διακριτική ικανότητα με μεγαλύτερο βάθος διείσδυσης. Έτσι για το σχεδιασμό μιας έρευνας ανάλογα με τους υπεδάφειους στόχους που αναζητούνται, επιλέγεται και η κατάλληλη κεραία κεντρικής συχνότητας.

2.3.4 Δημιουργία μια τυπικής εικόνας ραντάρ

Το γεωραντάρ λαμβάνει μετρήσεις όταν μετακινείται ο πομπός και ο δέκτης κατά μήκος μιας γραμμής-όδευσης. Σημειακά, λαμβάνει ίχνη, δηλαδή τον χρόνο και το πλάτος των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων που φθάνουν στον δέκτη. Άρα ως ίχνος αναφέρεται μια καταγραφή του πλάτους ως προς το χρόνο. Πολλά ίχνη σε σειρά, παράγουν μια ολοκληρωμένη εικόνα η οποία καλείται τομή ραντάρ (GPR section).



Εικόνα 67. Διάγραμμα καταγραφής ίχνους (πολλά ίχνη σε σειρά συνιστούν μια τομή ραντάρ)



Εικόνα 68. Απεικόνιση μιας τομής ραντάρ

Στον άξονα x αναπαρίσταται η απόσταση της τομής σε m. Ο άξονας y απεικονίζει τον διπλό χρόνο διαδρομής (ns) του παλμού. Εάν είναι γνωστή η ταχύτητα του παλμού, τότε στον άξονα y δύναται να απεικονιστεί και το βάθος (m) μέσω του γνωστού τύπου

$$d = \frac{t \times v}{2}$$

Όπου d το βάθος σε μέτρα, v η ταχύτητα του παλμού σε m/ns, t ο χρόνος σε ns

2.3.5 Χρήσεις και εφαρμογές της μεθόδου του Γεωραντάρ

Συνοψίζοντας, η μέθοδος του γεωραντάρ αποτελεί μια μέθοδο η οποία προσφέρει πολύ ικανοποιητική ακρίβεια στην ανίχνευση υπεδάφίων επιφανειακών στόχων είναι όμως ακατάλληλη όταν μελετώνται υπεδάφη με πολύ υψηλή αγωγιμότητα (για παράδειγμα αργιλικά εδάφη) ή περιβάλλοντα όπου κυριαρχεί το θαλασσινό νερό. Επιπλέον, το γεωραντάρ αδυνατεί να δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από πολύ υψηλές τιμές αγωγιμότητας λόγω υψηλής απόσβεσης των σημάτων.

Ιστορικά, και σύμφωνα με τον Annan (2002) η μέθοδος του γεωραντάρ εφαρμοζόταν για να μελετηθούν παγετώνες, λόγω της ευκολίας διείσδυσης του σήματος σε αυτούς. Η εφαρμογή του γεωραντάρ σε άλλες περιπτώσεις άρχισε μετά τη δεκαετία του 1970.

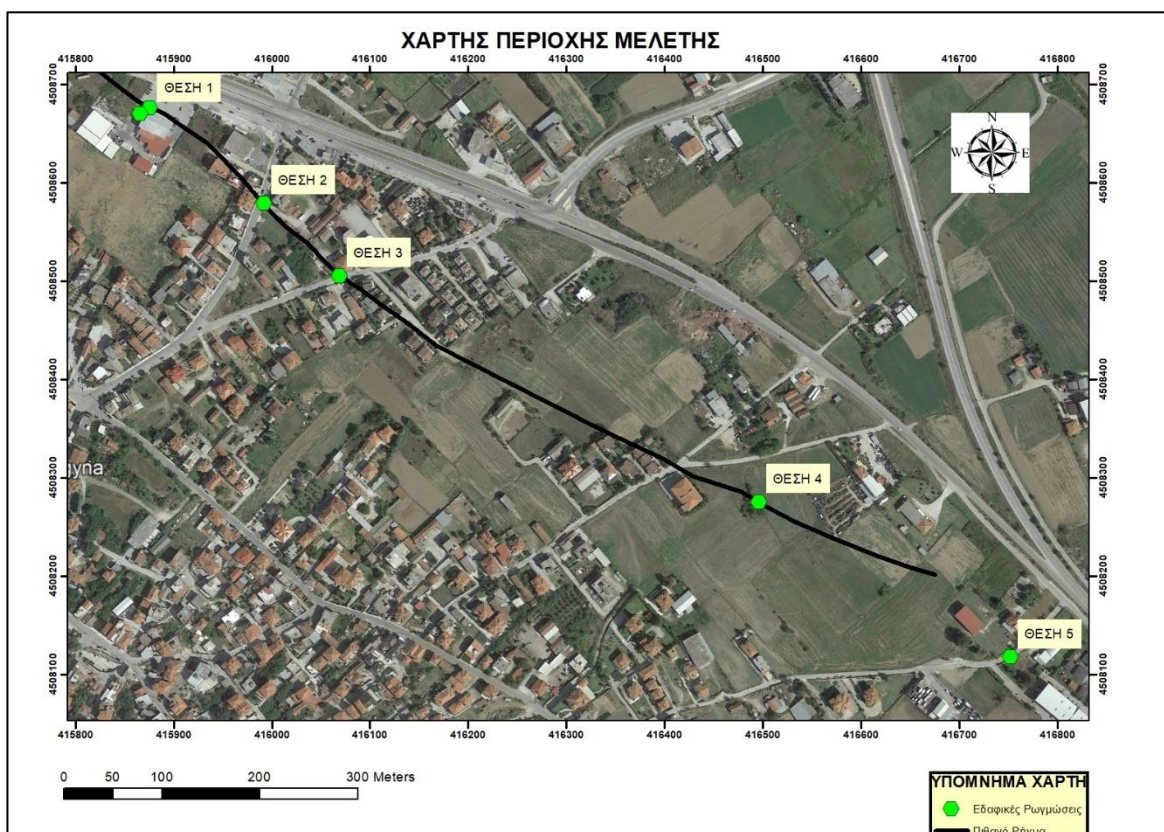
Η μέθοδος του γεωραντάρ χρησιμοποιείται σε περιπτώσεις όπως:

- Σε Γεωλογικές και Περιβαλλοντολογικές μελέτες
- Σε Αρχαιολογικές μελέτες
- Στον κατασκευαστικό τομέα και στην γεωτεχνική μηχανική όπως για παράδειγμα σε έργα οδοποιίας, γέφυρες και τούνελ.
- Στον χαρακτηρισμό του πάχους της ασφάλτου
- Στην εύρεση θαμμένων δικτύων όπως σωλήνες
- Στην ανίχνευση ναρκών

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

3.1 Σχεδιασμός Γεωφυσικών Μετρήσεων

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, ο στόχος της γεωφυσικής έρευνας ήταν ο καθορισμός της υπεδάφιας γεωλογικής και τεκτονικής δομής της περιοχής μελέτης. Λαμβάνοντας υπόψη τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του πιθανού ρήγματος της εικόνας καθώς και την τοπογραφία της περιοχής, οι ενδεδειγμένες έρευνες προς διερεύνηση του φαινομένου αποφασίστηκαν να είναι η ηλεκτρική τομογραφία (ERT), η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης (Seismic Refraction Method) καθώς και η μέθοδος του γεωραντάρ. Η μέθοδος του γεωραντάρ χρησιμοποιήθηκε για να απεικονίσει περιοχές όπου υπάρχει ασφαλτος και είναι δύσκολη η μελέτη του υπεδάφους με άλλες μεθόδους. Αναγνωριστικά, πραγματοποιήθηκε κατά μήκος μιας γραμμής και η μέθοδος MASW 1D για τη συσχέτιση με τις μετρήσεις των άλλων γεωφυσικών μεθόδων.



Εικόνα 69. Το πιθανό ρήγμα και οι εδαφικές ρωγμώσεις στην περιοχή μελέτης

Πιο συγκεκριμένα πραγματοποιήθηκαν:

- 19 ηλεκτρικές τομογραφίες εγκάρσια στη διεύθυνση του ρήγματος με ισοδιάσταση ηλεκτροδίων 1,5 m και συνολικό ανάπτυγμα 34,5 και 4 ηλεκτρικές τομογραφίες εκ των οποίων οι 3 (L1-L3) είχαν ισοδιάσταση ηλεκτροδίων τα 10 m και συνολικό ανάπτυγμα 230 m, ενώ η 4^η (L4) ισοδιάσταση ηλεκτροδίων τα 5 m και συνολικό ανάπτυγμα 115 m.

- Πραγματοποιήθηκαν 3 σεισμικές τομές διάθλασης, οι δυο με ισοδιάσταση γεωφώνων 2 μέτρα και η τρίτη με ισοδιάσταση 3 μέτρων.
- Πραγματοποιήθηκαν 3 μονοδιάστατες (1D) σεισμικές διασκοπήσεις MASW κατά μήκος ενός προφίλ όπου είχε προηγηθεί μια σεισμική τομή διάθλασης.
- Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις ραντάρ με κεραίες συχνότητας στα 250 MHz και 500 MHz αντίστοιχα.

3.2 Γεωηλεκτρικές Μετρήσεις

Σε αυτή τη παράγραφο θα περιγραφούν οι διαδικασίες που ακολουθήθηκαν για την συλλογή, την επεξεργασία και την αντιστροφή των δεδομένων ηλεκτρικής τομογραφίας.

3.2.1 Εξοπλισμός Γεωηλεκτρικών Τομογραφιών

Για να επιτευχθεί η λήψη των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας χρησιμοποιήθηκε το γεωφυσικό όργανο μέτρησης της ηλεκτρικής αντίστασης SYSCAL Pro Switch 48 της εταιρίας Iris Instruments.



Εικόνα 70. Το SYSCAL Pro Switch 48 της IRIS Instruments

Με το SYSCAL Pro μπορούν να επιτευχθούν εφαρμογές των μεθόδων της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, επαγόμενης πόλωσης καθώς και φυσικού δυναμικού. Το όργανο περιλαμβάνει έναν πομπό μέγιστης ισχύος 250 W και μέγιστης τάσης 800 Vpp. Επίσης, περιέχει ένα δέκτη 10 καναλιών ο οποίος επιτρέπει την μέτρηση αντιστοίχων δυναμικών με την εισαγωγή συνεχούς ρεύματος με μέγιστη ένταση εξόδου τα 2500 mA. Η ακρίβεια της μέτρησης είναι 0,2% και η διακριτική ικανότητα είναι 1mV. Ένας εσωτερικός πολυπλέκτης καλωδίων (switch) δίνει τη δυνατότητα να χρησιμοποιηθούν μέχρι 48 ηλεκτρόδια. Οι παράμετροι της μέτρησης εισάγονται από το χρήστη μέσω του πληκτρολογίου και των εντολών της οθόνης. Το SYSCAL μπορεί να αποθηκεύσει μέχρι 40000 μετρήσεις. Τέλος, στο όργανο εμπεριέχεται μια εσωτερική μπαταρία ενώ μπορεί να συνδεθεί σε αυτό και εξωτερική μπαταρία 12 V.



Εικόνα 71. Στιγμιότυπο όπου ο χρήστης παραμετροποιεί το όργανο για να εκκινήσει η μέτρηση

Το SYSCAL Pro συνδέεται με πολύκλινα καλώδια με 24 εξόδους τα οποία συνδέονται με 24 ηλεκτρόδια αντίστοιχα. Τα ηλεκτρόδια που χρησιμοποιούνται είναι κατασκευασμένα από χαλκό-ατσάλι και εισάγονται στο υπέδαφος μέσω σφυριού. Για την αποτύπωση των θέσεων μετρήσεων χρησιμοποιήθηκε το σύστημα GPS χειρός GARMIN.



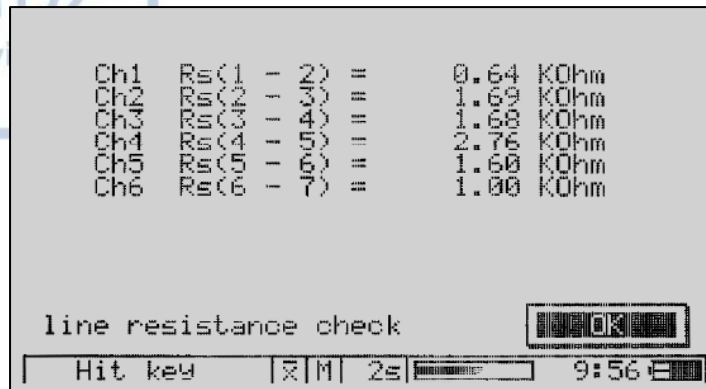
Εικόνα 72. Η σύνδεση των ηλεκτροδίων με το πολύκλωνο καλώδιο μέσω της εξόδου

Οι μετρήσεις ηλεκτρικής τομογραφίας πραγματοποιήθηκαν σύμφωνα με τις διατάξεις ηλεκτροδίων Διπόλου-Διπόλου (Dipole-Dipole) και Πολλαπλής Βαθμίδας (Multiple Gradient).

Η παραμετροποίηση του οργάνου ξεκινά με το να οριστεί η χρονική διάρκεια του παλμού ρεύματος. Στην εργασία ορίστηκε ως 250 ms. Επίσης, η μέγιστη τιμή της τάσης εξόδου V_{AB} ορίστηκε ίση με 800 V. Η μέγιστη τάση μετράει την αντίσταση επαφής και δίνει τόση ποσότητα ρεύματος, ώστε να επιτευχθεί μια καλή διαφορά δυναμικού. Το όργανο λαμβάνει πολλές μετρήσεις σωρευτικά, για να τις επεξεργαστεί στατιστικά.

Ακόμη, επιλέχθηκε μια ελάχιστη (min) και μια μέγιστη (max) τιμή επαναλήψεων σώρευσης (stack) και μια τιμή για τον μέγιστο παράγοντα ποιότητας Q_{max} . Στην εργασία επιλέχθηκαν $min=2, max=4$ και $Q_{max}=1$. Εάν ο παράγοντας Q είναι μεγαλύτερος από την τιμή που ορίσαμε ως Q_{max} , τότε η μέτρηση επαναλαμβάνεται μέχρι να συμπληρωθεί η μέγιστη τιμή σώρευσης (max stack), ενώ σε αντίθετη περίπτωση η μέτρηση επαναλαμβάνεται μέχρι να συμπληρωθεί η ελάχιστη τιμή σώρευσης (min stack) (SYSCAL Pro User's Manual, 2005).

Όταν ολοκληρωθούν οι απαραίτητες συνδέσεις και προτού το όργανο εκκινήσει να λαμβάνει αυτοματοποιημένες μετρήσεις πραγματοποιείται μια διαδικασία η οποία ονομάζεται Rs check. Η διαδικασία αυτή ελέγχει τα δίπολα και εμφανίζει την αντίσταση επαφής R_c σε kOhm. Η επιθυμητή αντίσταση επαφής θα πρέπει να κινείται στο εύρος τιμών 0.2-2 kOhm για να μην δημιουργηθεί πρόβλημα στις μετρήσεις. Εάν μια τιμή αντίστασης επαφής ηλεκτροδίου είναι πολύ υψηλή τότε ελέγχεται το κάθε ηλεκτρόδιο αντίστοιχα.



Εικόνα 73. Η διαδικασία του Rs Check όπως αυτή φαίνεται στην οθόνη του SYSCAL (Syscal Pro User's Manual,2005)

Κατά τη διάρκεια που το όργανο πραγματοποιεί τις μετρήσεις, ελέγχεται ο παράγοντας ποιότητας Q (Quality Factor) ο οποίος πρέπει να είναι όσο το δυνατόν μικρότερος.

Ch	Rho Ohm.m	UP mV	MP mV/V	Q
1*	100.711	854.859	29.292	0.04
2	120.488	213.241	21.294	0.04
3	180.540	85.341	24.287	0.05
4	162.242	42.544	29.249	0.13
5	155.523	24.621	20.259	0.07
6	190.325	15.207	20.345	0.03

#3 [X] [M] 2s 9:58

Εικόνα 74. Η οθόνη του Syscal κατά τη διαδικασία λήψης των μετρήσεων. Έλεγχος του παράγοντα Q (Syscal Pro User's Manual,2005)

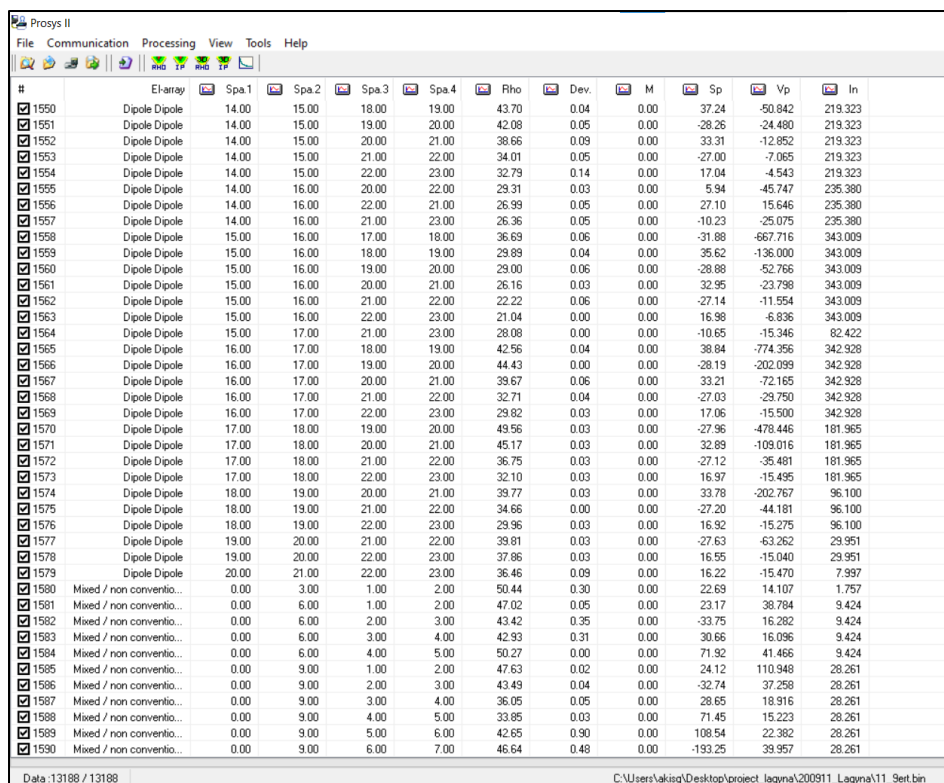


Εικόνα 75. Έλεγχος του παράγοντα ποιότητας Q και των τιμών φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης καθ' όλη την διάρκεια της μέτρησης

3.2.2 Μέθοδος Επεξεργασίας Γεωηλεκτρικών δεδομένων

Τα ληφθέντα δεδομένα μετρήσεων αποθηκεύονται αυτόματα στην κάρτα μνήμης του οργάνου και μέσω του λογισμικού Prosys II μεταφέρονται σε H/Y όπου θα υποστούν την επεξεργασία. Το Prosys II είναι ένα λογισμικό πακέτο το οποίο παρέχεται από την IRIS Instruments και επιτρέπει την μεταφορά, την επεξεργασία και την εξαγωγή δεδομένων ηλεκτρικής αντίστασης που ελήφθησαν με το SYSCAL Pro.

Τα δεδομένα αποθηκεύονται στον H/Y με τη μορφή «.bin». Ένα τέτοιο αρχείο είναι αυτό της εικόνας το οποίο περιέχει μετρήσεις Dipole-Dipole και μετρήσεις Multiple-Gradient (Mixed).



#	Elarray	Spa.1	Spa.2	Spa.3	Spa.4	Rho	Dev.	M	Sp	Vp	In
1550	Dipole Dipole	14.00	15.00	18.00	19.00	43.70	0.04	0.00	37.24	-50.842	219.323
1551	Dipole Dipole	14.00	15.00	19.00	20.00	42.08	0.05	0.00	-28.26	-24.480	219.323
1552	Dipole Dipole	14.00	15.00	20.00	21.00	38.66	0.09	0.00	33.31	-12.852	219.323
1553	Dipole Dipole	14.00	15.00	21.00	22.00	34.01	0.05	0.00	-27.00	-7.065	219.323
1554	Dipole Dipole	14.00	15.00	22.00	23.00	32.79	0.14	0.00	17.04	-4.543	219.323
1555	Dipole Dipole	14.00	16.00	20.00	22.00	29.31	0.03	0.00	5.94	-45.747	235.380
1556	Dipole Dipole	14.00	16.00	22.00	21.00	26.99	0.05	0.00	27.10	15.646	235.380
1557	Dipole Dipole	14.00	16.00	21.00	23.00	26.36	0.05	0.00	-10.23	-25.075	235.380
1558	Dipole Dipole	15.00	16.00	17.00	18.00	36.69	0.06	0.00	-31.88	-667.716	343.009
1559	Dipole Dipole	15.00	16.00	18.00	19.00	29.89	0.04	0.00	35.62	-136.000	343.009
1560	Dipole Dipole	15.00	16.00	19.00	20.00	29.00	0.06	0.00	-28.88	-52.766	343.009
1561	Dipole Dipole	15.00	16.00	20.00	21.00	26.16	0.03	0.00	32.95	-23.798	343.009
1562	Dipole Dipole	15.00	16.00	21.00	22.00	22.22	0.06	0.00	-27.14	-11.554	343.009
1563	Dipole Dipole	15.00	16.00	22.00	23.00	21.04	0.00	0.00	16.98	-6.836	343.009
1564	Dipole Dipole	15.00	17.00	21.00	23.00	28.08	0.00	0.00	-10.65	-15.346	82.422
1565	Dipole Dipole	16.00	17.00	18.00	19.00	42.56	0.04	0.00	38.84	-774.256	342.928
1566	Dipole Dipole	16.00	17.00	19.00	20.00	44.43	0.00	0.00	-28.19	-202.099	342.928
1567	Dipole Dipole	16.00	17.00	20.00	21.00	39.67	0.06	0.00	33.21	-72.165	342.928
1568	Dipole Dipole	16.00	17.00	21.00	22.00	32.71	0.04	0.00	-27.03	-29.750	342.928
1569	Dipole Dipole	16.00	17.00	22.00	23.00	29.82	0.03	0.00	17.06	-15.500	342.928
1570	Dipole Dipole	17.00	18.00	19.00	20.00	49.56	0.03	0.00	-27.96	-478.446	181.965
1571	Dipole Dipole	17.00	18.00	20.00	21.00	45.17	0.03	0.00	32.89	-109.016	181.965
1572	Dipole Dipole	17.00	18.00	21.00	22.00	36.75	0.03	0.00	-27.12	-36.481	181.965
1573	Dipole Dipole	17.00	18.00	22.00	23.00	32.10	0.03	0.00	16.97	-15.495	181.965
1574	Dipole Dipole	18.00	19.00	20.00	21.00	39.77	0.03	0.00	33.78	-202.767	96.100
1575	Dipole Dipole	18.00	19.00	21.00	22.00	34.66	0.00	0.00	-27.20	-44.181	96.100
1576	Dipole Dipole	18.00	19.00	22.00	23.00	29.96	0.03	0.00	16.92	-15.275	96.100
1577	Dipole Dipole	19.00	20.00	21.00	22.00	39.81	0.03	0.00	-27.63	-63.262	23.951
1578	Dipole Dipole	19.00	20.00	22.00	23.00	37.86	0.03	0.00	16.55	-15.040	23.951
1579	Dipole Dipole	20.00	21.00	22.00	23.00	36.46	0.09	0.00	16.22	-15.470	7.997
1580	Mixed / non conventio...	0.00	3.00	1.00	2.00	50.44	0.30	0.00	22.69	14.107	1.757
1581	Mixed / non conventio...	0.00	6.00	1.00	2.00	47.02	0.05	0.00	23.17	38.784	9.424
1582	Mixed / non conventio...	0.00	6.00	2.00	3.00	43.42	0.35	0.00	-33.75	16.282	9.424
1583	Mixed / non conventio...	0.00	6.00	3.00	4.00	42.93	0.31	0.00	30.66	16.096	9.424
1584	Mixed / non conventio...	0.00	6.00	4.00	5.00	50.27	0.00	0.00	71.92	41.466	9.424
1585	Mixed / non conventio...	0.00	9.00	1.00	2.00	47.63	0.02	0.00	24.12	110.948	28.261
1586	Mixed / non conventio...	0.00	9.00	2.00	3.00	43.49	0.04	0.00	-32.74	37.258	28.261
1587	Mixed / non conventio...	0.00	9.00	3.00	4.00	36.05	0.05	0.00	28.65	18.916	28.261
1588	Mixed / non conventio...	0.00	9.00	4.00	5.00	33.95	0.03	0.00	71.45	15.223	28.261
1589	Mixed / non conventio...	0.00	9.00	5.00	6.00	42.65	0.90	0.00	108.54	22.382	28.261
1590	Mixed / non conventio...	0.00	9.00	6.00	7.00	46.64	0.48	0.00	-193.25	39.957	28.261

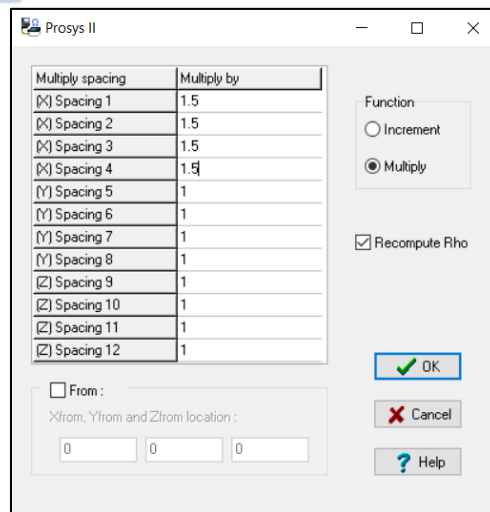
Εικόνα 76. Η αρχική εικόνα του Prosys II

Στην εικόνα ως Spa1,Spa2,Spa3,Spa4 ορίζονται τα spacings των ηλεκτροδίων, Rho οι τιμές της φαινόμενης αντίστασης, Sp οι τιμές φυσικού δυναμικού και Vp το δυναμικό σε mV. Κάθε σειρά του πίνακα απεικονίζει και διαφορετική μέτρηση.

Το βασικό αρχείο πρέπει να χωριστεί σε επιμέρους αρχεία (split in files) τα οποία θα απεικονίζουν τις τιμές της φαινόμενης αντίστασης για κάθε ξεχωριστή τομογραφία. Προτού γίνει αυτό θα πρέπει όμως να εκτελεστούν κάποια άλλα βήματα επεξεργασίας. Αυτά είναι τα εξής:

- 1.Πρέπει να αλλαχθεί η γεωμετρία μέτρησης (modify spacing). Πολλαπλασιάζονται οι 4 πρώτες στήλες με την τιμή της ισοδιάστασης (spacing) των ηλεκτροδίων. Καθώς μεταβάλλεται ο γεωμετρικός παράγοντας επανυπολογίζονται και οι τιμές των φαινομένων αντιστάσεων. Στην περίπτωση

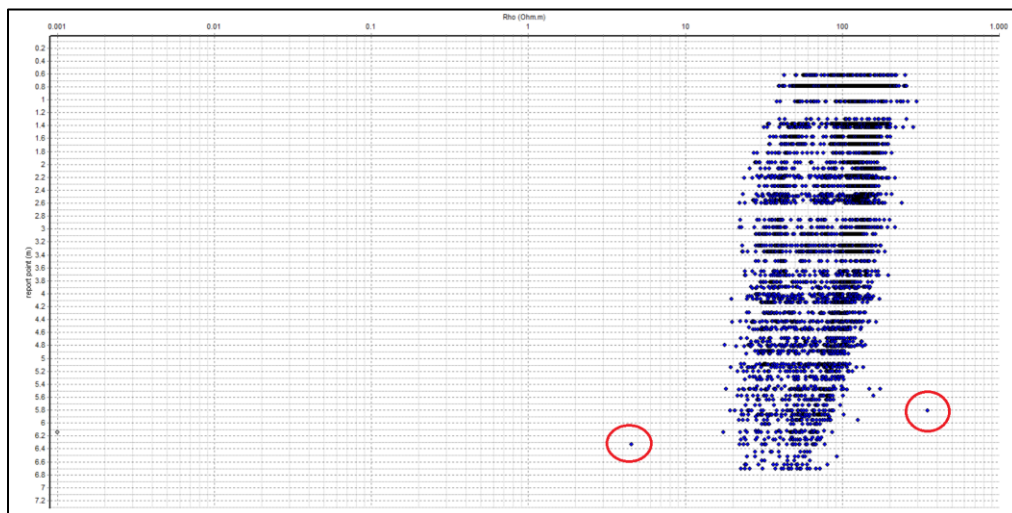
του παραδείγματος της εικόνας 77 πολλαπλασιάζουμε επί 1.5 διότι η προς επεξεργασία τομογραφία είχε spacing 1,5 m.



Εικόνα 77

Η δεύτερη επεξεργασία αφορά την αφαίρεση των gapfillers (reject gapfillers) όπου το πρόγραμμα αφαιρεί αυτόματα τις τετράδες ηλεκτροδίων που έχουν προστεθεί στα πρωτόκολλα με σκοπό το SYSCAL να εκμεταλλευτεί την πολυκάναλη καταγραφή.

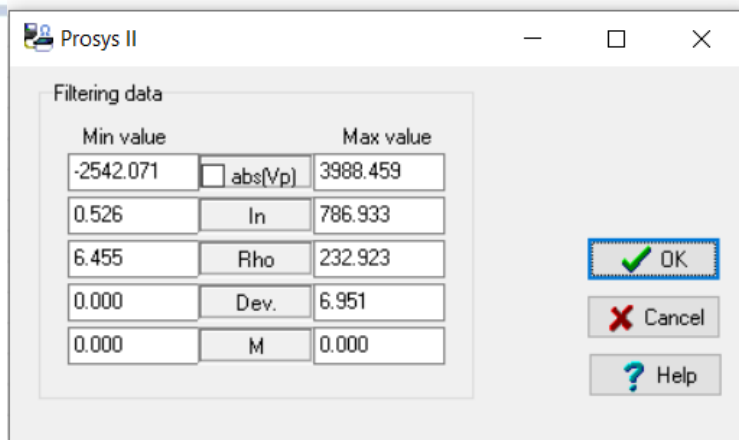
2. Το τρίτο σημαντικό βήμα αφορά την διαγραφή κάποιων ακραίων μετρήσεων (exterminate bad data points). Κατά το βήμα αυτό εμφανίζεται ένα γράφημα που απεικονίζει με τελείες τις μετρήσεις φαινόμενης αντίστασης όλου του αρχείου.



Εικόνα 78. Το γράφημα από το οποίο απομακρύνονται οι ακραίες τιμές δεδομένων (κόκκινο χρώμα)

3. Τέλος, υπάρχει η επιλογή να φιλτραριστούν τα εύρη τιμών των μεταβλητών που συμπεριλαμβάνονται στον πίνακα του Prosys. Στο παράδειγμα της εικόνας 79

αφαιρέθηκαν οι αρνητικές τιμές της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης (Rho) ενώ η μέγιστη τιμή της τυπικής απόκλισης ορίστηκε ίση με 7.

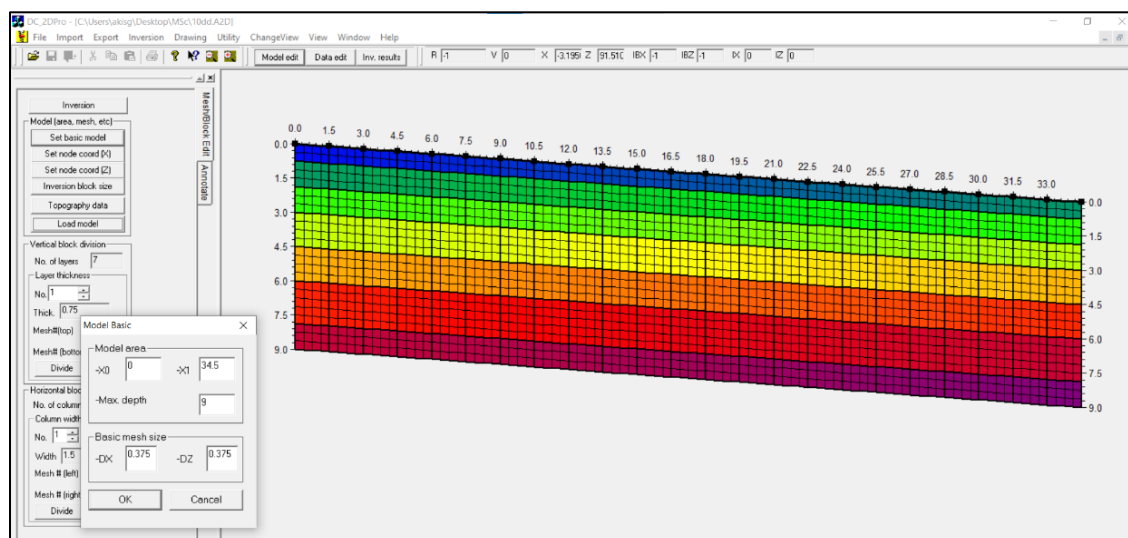


Εικόνα 79

Η συγκεκριμένη διαδικασία συνιστάται να επαναλαμβάνεται και για τα ξεχωριστά αρχεία αφού το αρχικό αρχείο διαχωριστεί στα επιμέρους. Όταν η διαδικασία ολοκληρωθεί, το κάθε αρχείο «.bin» ξεχωριστά εξάγεται σε μορφή «.dat» (αρχεία ascii) και είναι έτοιμο για επεξεργασία με το πρόγραμμα αντιστροφής.

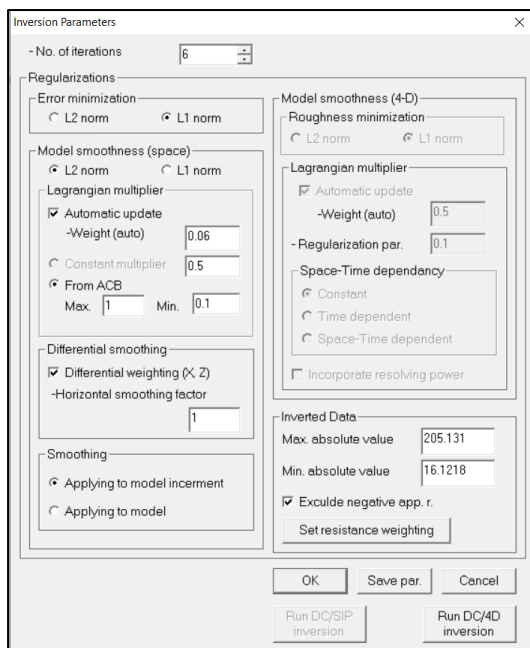
Για την αντιστροφή των γεωηλεκτρικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό DC_2DPro V. 0.99 (Kim 2013) του Κορεάτικου Ινστιτούτου Γεωεπιστημών (KIGAM). Αρχικά εισάγονται στο λογισμικό τα αρχεία «.dat» και η τοπογραφία της τομογραφίας και εμφανίζεται το αρχικό μοντέλο παραμέτρων.

Έπειτα, εμφανίζεται στην οθόνη το μοντέλο παραμέτρων σε μορφή πλέγματος κυψελίδων. το βάθος διασκόπησης επιλέχθηκε σύμφωνα με τον θεωρητικό κανόνα που έχει αναφερθεί σε προηγούμενο κεφάλαιο (στο παράδειγμα το βάθος ορίζεται στα 9 m επειδή το συνολικό ανάπτυγμα των ηλεκτροδίων είναι 34.5 m)



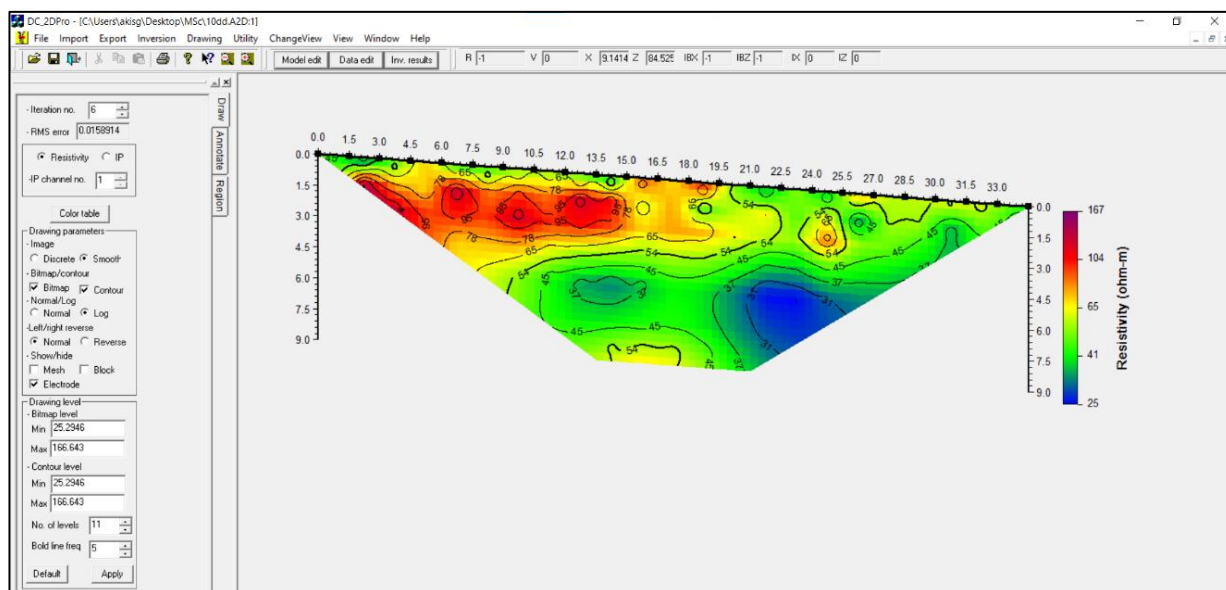
Εικόνα 80. Το μοντέλο παραμέτρων σε μορφή πλέγματος κυψελίδων μετά από τον καθορισμό βάθους και την εισαγωγή τοπογραφίας

Όπως αναπτύχθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, ο αλγόριθμος που χρησιμοποιεί το λογισμικό εκτελείται σύμφωνα με τη μέθοδο Occam. Συγκεκριμένα, το λογισμικό DC2DPRO εφαρμόζει αντιστροφή με συγκεκριμένο παράγοντα εξομάλυνσης, χρησιμοποιώντας είτε τον L1 ή L2 κανόνα αντιστροφής γραμμικών συστημάτων. Για την ελαχιστοποίηση του σφάλματος μετρήσεων (error minimization) επιλέχθηκε ο παράγοντας L1 που χρησιμοποιεί απόλυτες τιμές στις περιπτώσεις που υπάρχουν σημαντικές σφαλματικές τιμές στα δεδομένα (outliers).



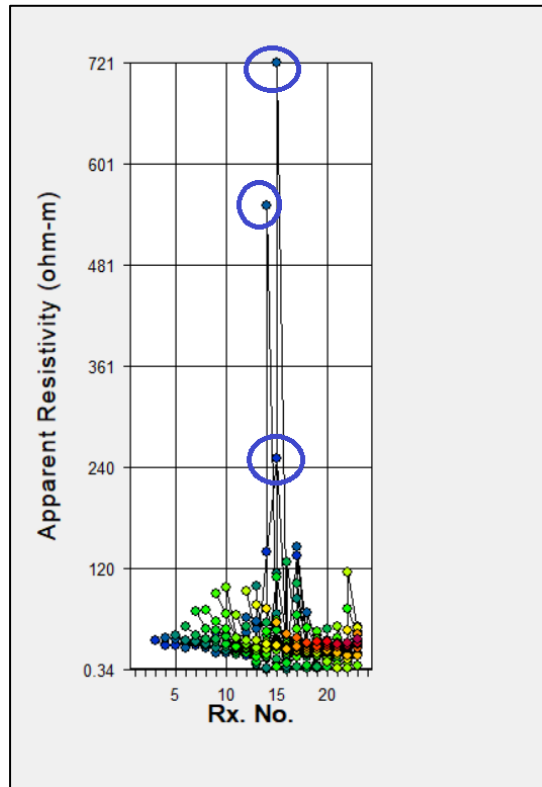
Εικόνα 81. Παράθυρο επιλογών για την αντιστροφή των δεδομένων

Επομένως, εφαρμόζεται ο επαναληπτικός αλγόριθμος αντιστροφής και μετά από έναν καθορισμένο αριθμό επαναλήψεων παρέχεται μια πρώτη εικόνα της ηλεκτρικής τομογραφίας.



Εικόνα 82. Το τελικό μοντέλο μετά από τη διαδικασία της αντιστροφής

Υπάρχει επιλογή να οριστεί η κλίμακα, ανάλογα με τις κατανομές αντιστάσεων που υπάρχουν. Σημαντικό βήμα της επεξεργασίας είναι η αφαίρεση των σφαλματικών δεδομένων που υπάρχουν στην ηλεκτρική τομογραφία



Εικόνα 83. Αφαίρεση σφαλματικών τιμών από το DC2DPRO

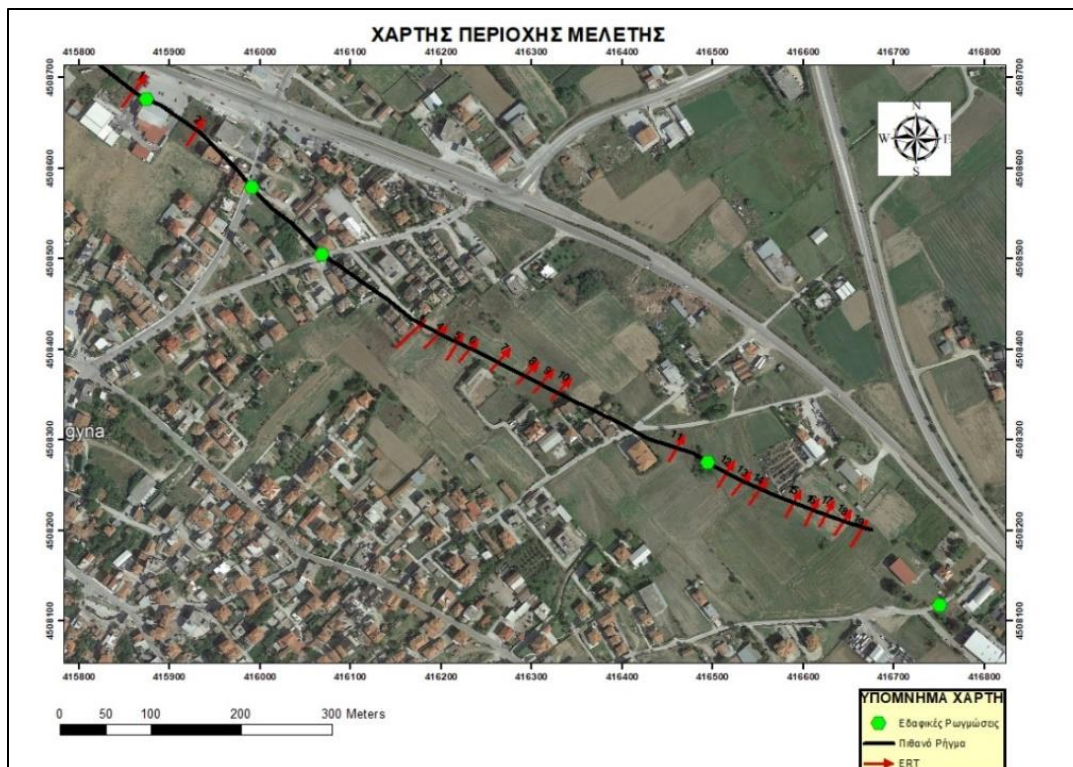
Από το γράφημα της εικόνας 81 αφαιρέθηκαν οι ακραίες σφαλματικές τιμές (Επιλογή Data Edit). Το συγκεκριμένο βήμα πρέπει να πραγματοποιείται με προσοχή διότι υπάρχει η πιθανότητα να διαγραφεί χρήσιμη πληροφορία του τελικού μοντέλου. Μόλις αφαιρεθούν τα σφαλματικά δεδομένα, το μοντέλο αντιστρέφεται για ακόμα μια φορά και ελέγχεται εάν το μέσο τετραγωνικό σφάλμα είναι σε επιθυμητή τιμή (<10%).

3.2.3 Παρουσίαση Γεωηλεκτρικών Τομογραφιών

Οι διατάξεις ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν στην έρευνα ήταν η διάταξη Διπόλου – Διπόλου (Dipole-Dipole) και η διάταξη Πολλαπλής Βαθμίδας (Multiple Gradient). Μέσω του DC2DPRO υπάρχει η δυνατότητα να παραχθεί ένα τρίτο μοντέλο συνδυάζοντας τα αποτελέσματα και των δύο διατάξεων (ddmg).

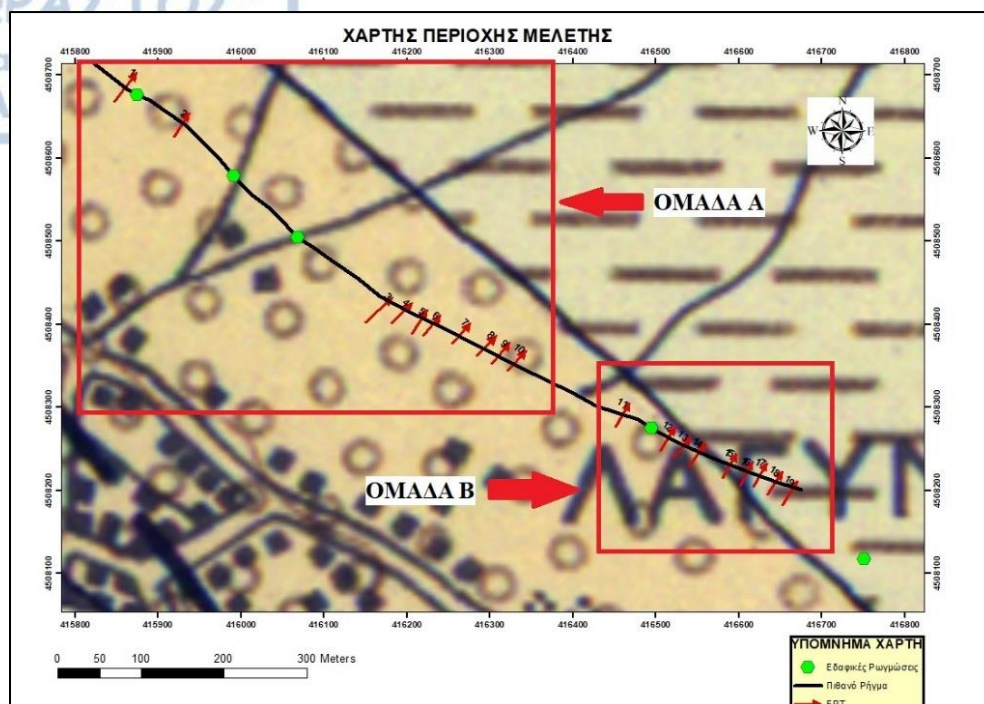
3.2.3.1 Τομογραφίες μικρού μήκους

Πραγματοποιήθηκε σύγκριση ως προς τη συνάφεια για τα τρία εξαγόμενα αποτελέσματα, σε κάθε γραμμή γεωηλεκτρικής τομογραφίας ξεχωριστά. Από τη σύγκριση αυτή θα παρουσιαστούν και θα ερμηνευτούν τα τελικά μοντέλα συνδυασμού των δύο διατάξεων για τις 19 τομογραφίες μικρού μήκους.



Εικόνα 84. Οι γεωηλεκτρικές τομογραφίες μικρού μήκους της περιοχής μελέτης

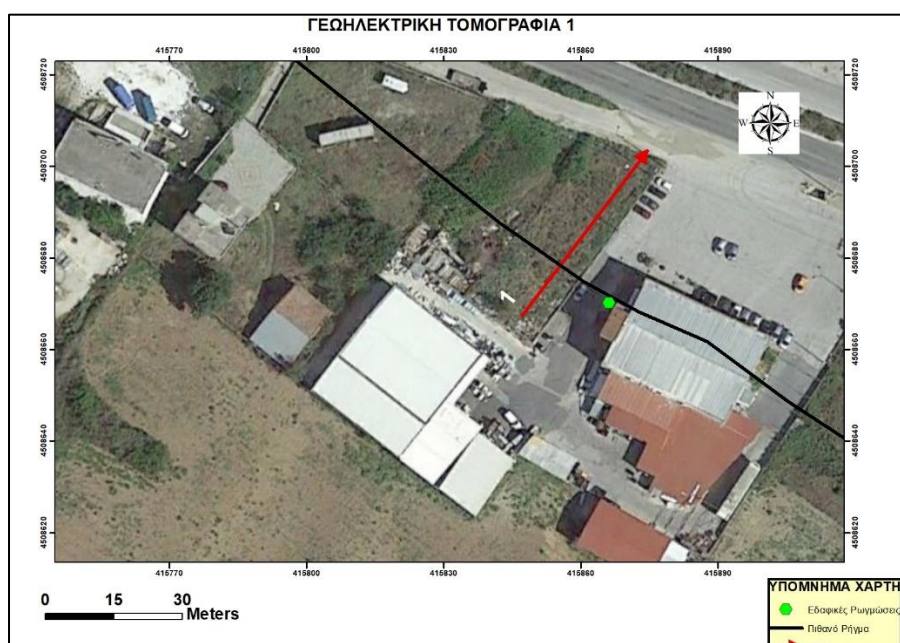
Οι γεωηλεκτρικές τομογραφίες έχουν υποστεί επεξεργασία, ώστε να παρουσιάζουν την ίδια κλίμακά για να είναι άμεσα συγκρίσιμες. Η κλίμακα αυτή είναι από 1-100 Ohm-m. Σύμφωνα με τη συνάφεια που παρουσιάζουν ως προς την εικόνα, οι 19 τομογραφίες χωρίστηκαν σε δύο ομάδες Α και Β.



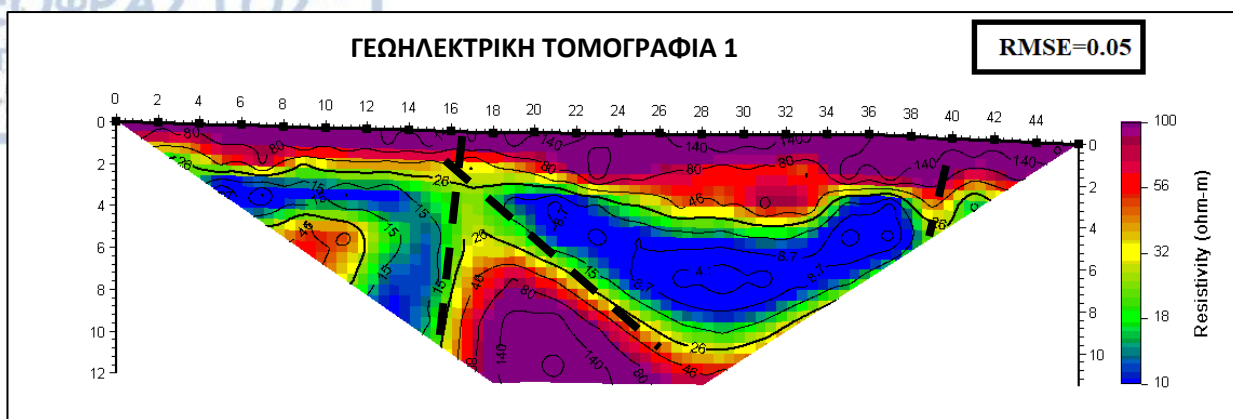
Εικόνα 85. Οι δύο ομάδες διαχωρισμού των τομογραφιών (ως υπόβαθρο ορίστηκε ο γεωλογικός χάρτης της περιοχής)

Ομάδα Α

Γεωηλεκτρική Τομογραφία 1



Εικόνα 86. Η θέση της γεωηλεκτρικής τομογραφίας 1 στον χάρτη



Εικόνα 87. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 1

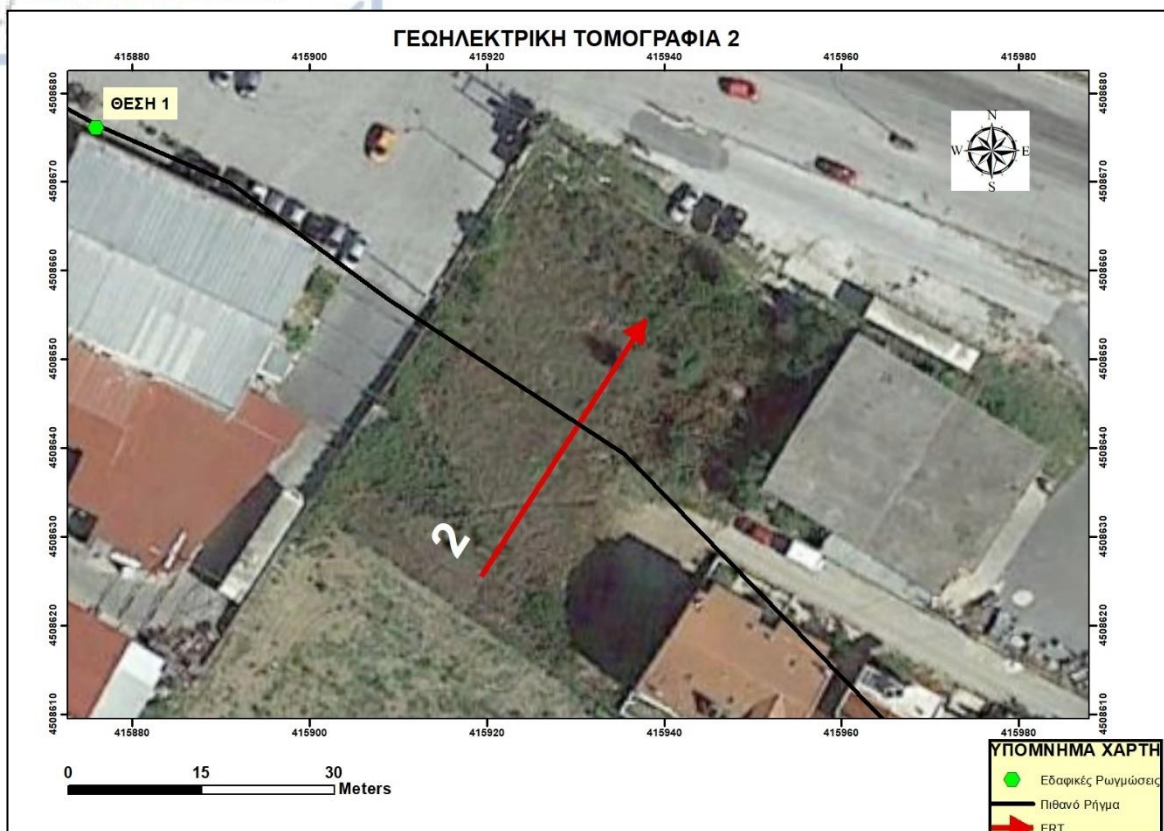
Η γεωηλεκτρική τομογραφία 1 παρουσιάζει ένα ανάπτυγμα 46 m με τα ηλεκτρόδια να είναι τοποθετημένα ανά 2 m ενώ το βάθος διασκόπησης ορίστηκε στα 12 m. Στα πρώτα 2 m συναντάται ένας γεωηλεκτρικός σχηματισμός ο οποίος παρουσιάζει αντιστάσεις 80-140 Ohm-m. Ο γεωλογικός χαρακτηρισμός, ο οποίος μπορεί να δοθεί στο συγκεκριμένο εύρος αντιστάσεων, εμφανίζεται στην εικόνα με μωβ χρώμα. Πρόκειται για ακόρεστη ζώνη με αδρόκοκκο εδαφικό υλικό. Ο σχηματισμός αυτός εμφανίζεται με το ίδιο πάχος κατά μήκος όλης της τομογραφίας.

Βαθύτερα, σε βάθη από 2 έως 6 m παρατηρούνται πλευρικές αλλαγές των κατανομών των ηλεκτρικών αντιστάσεων. Διακρίνεται ένα γεωηλεκτρικό στρώμα το οποίο αναπαρίσταται με μπλε χρώμα και παρουσιάζει αντιστάσεις 10-15 Ohm-m. Η λιθολογική του ερμηνεία βάσει κατανομής ηλεκτρικής αντίστασης είναι κορεσμένη αμμοίλυς.

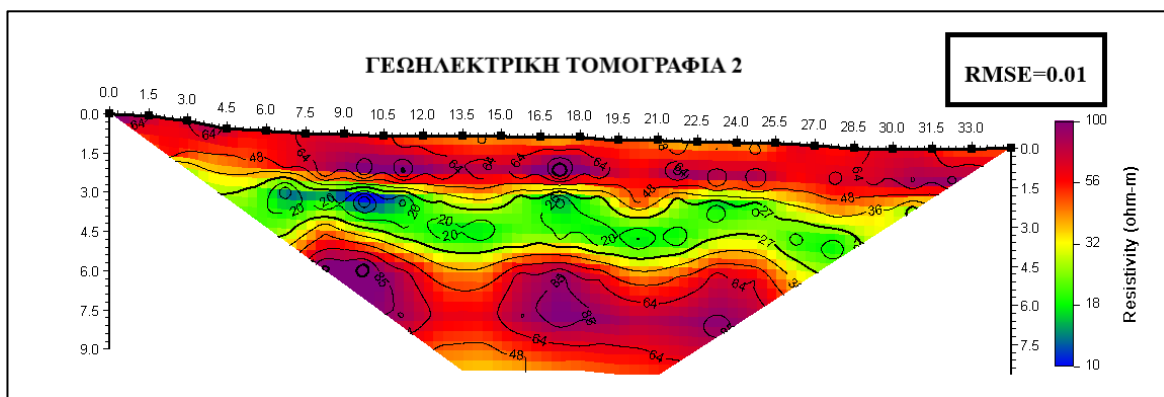
Το εύρος αντιστάσεων 15-40 Ohm-m (πράσινο έως κίτρινο χρώμα) αντιστοιχεί σε ένα σχηματισμό με άμμους έως χάλικες. Στην συγκεκριμένη τομογραφία εισάγεται και ένας τέταρτος λιθολογικός σχηματισμός ο οποίος βρίσκεται βαθύτερα (βρίσκεται στο κέντρο της τομογραφίας μετά τα 7 μέτρα έως τα 12) και περιγράφεται βάσει κατανομής αντιστάσεων που είναι 80-240 (μωβ χρώμα) ως αδρόκοκκος αδιαπέρατος σχηματισμός πετρωμάτων. Πρόκειται δηλαδή για ένα συμπαγές πέτρωμα.

Σημειώνονται με διακεκομμένες μαύρες γραμμές 3 χαρακτηριστικές πλευρικές διαφοροποιήσεις κατανομής αντιστάσεων, οι οποίες δύναται να καταδεικνύουν την πιθανή θέση ενός ρήγματος. Η παρουσία αυτού του ρήγματος φαίνεται να οδήγησε στην εμφάνιση επιφανειακών ρωγμών. Η εξακρίβωση είναι δύσκολη διότι δεν παρατηρείται επιφανειακή εμφάνιση της ρωγμής προς συσχέτιση με την εικόνα της γεωηλεκτρικής τομογραφίας.

Γεωηλεκτρική Τομογραφία 2



Εικόνα 88. Η θέση της γεωηλεκτρικής τομογραφίας 2 στον χάρτη

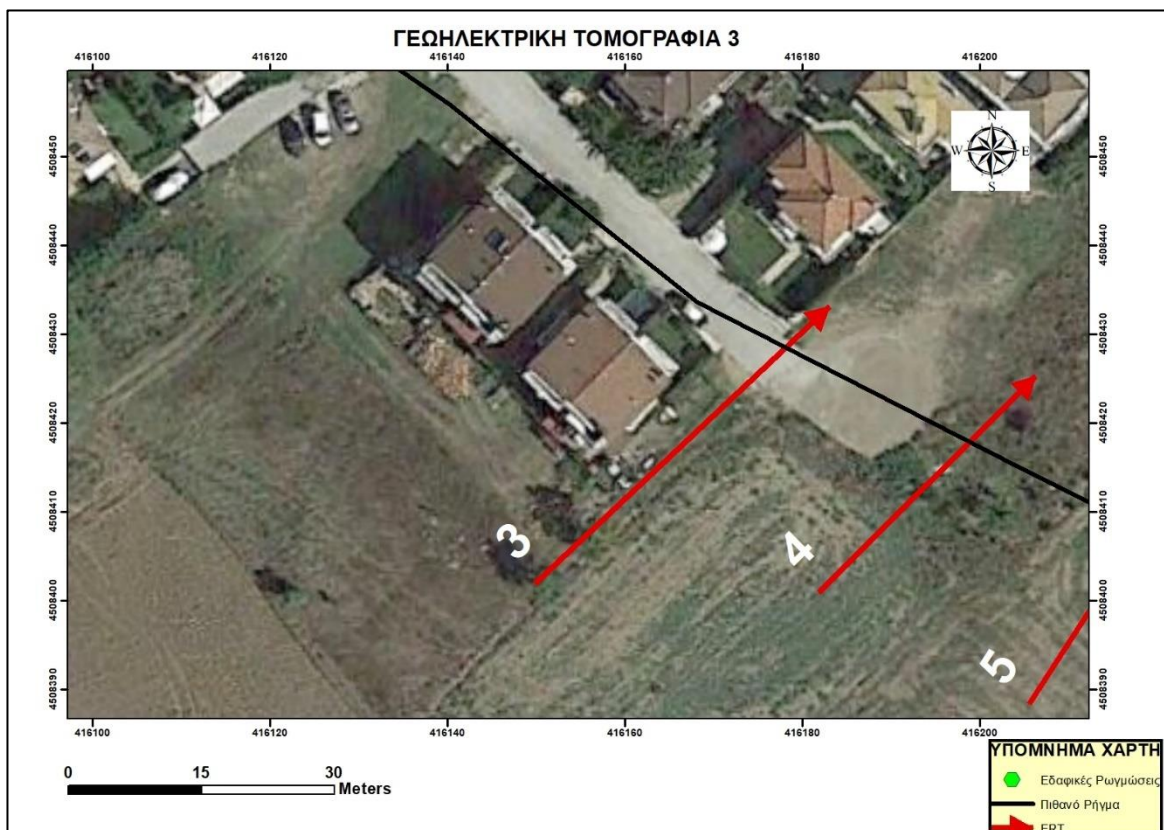


Εικόνα 89. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 2

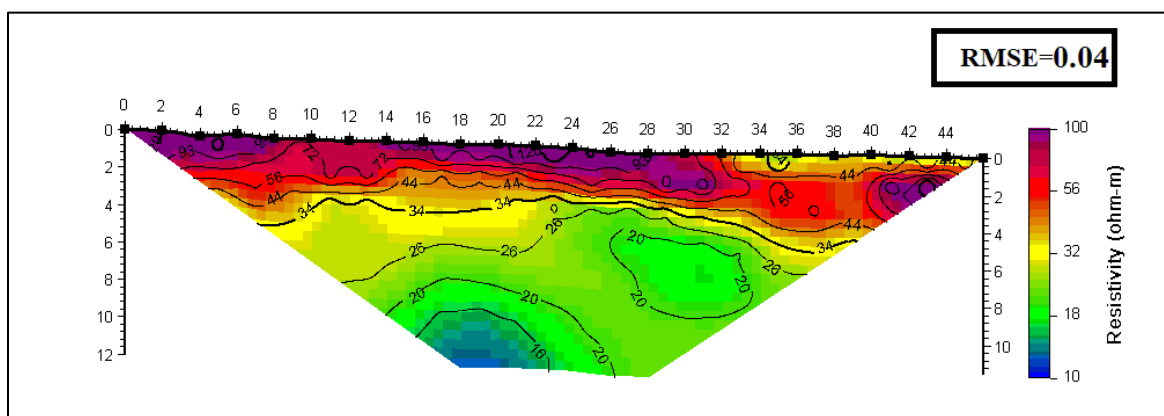
Η γεωηλεκτρική τομογραφία 2 παρουσιάζει ανάπτυγμα ηλεκτροδίων 34.5 m και τα ηλεκτρόδια τοποθετήθηκαν ανά 1.5 m. Το βάθος διασκόπησης βρίσκεται στα 9 m. Στα πρώτα βάθη 0-2 m οι αντιστάσεις κυμαίνονται από 50-150 Ohm-m. Πρόκειται για το εδαφικό κάλυμμα το οποίο συναντάται στα ίδια βάθη με την τομογραφία 1. Εν συνέχεια, στα 2-6 m παρατηρείται με οριζόντια στρωμάτωση μια μείωση της αντίστασης στα 15-30 Ohm-m (πράσινο χρώμα). Λιθολογικά,

πρόκειται για σχηματισμό άμμου και χαλίκων. Στο βάθος των 9 m συναντάται μια αύξηση των ηλεκτρικών αντιστάσεων (50-100 Ohm-m), σηματοδοτείται μείωση του πορώδους των πετρωμάτων. Τα πετρώματα γίνονται πιο αδρόκοκκα. Ο λιθολογικός σχηματισμός των άμμων χαλικιών ταντίζεται στις τομογραφίες 1,2 ως προς το βάθος. Συγκεκριμένα, συναντάται στις τομογραφίες σε βάθος 2 m.

Γεωηλεκτρική τομογραφία 3



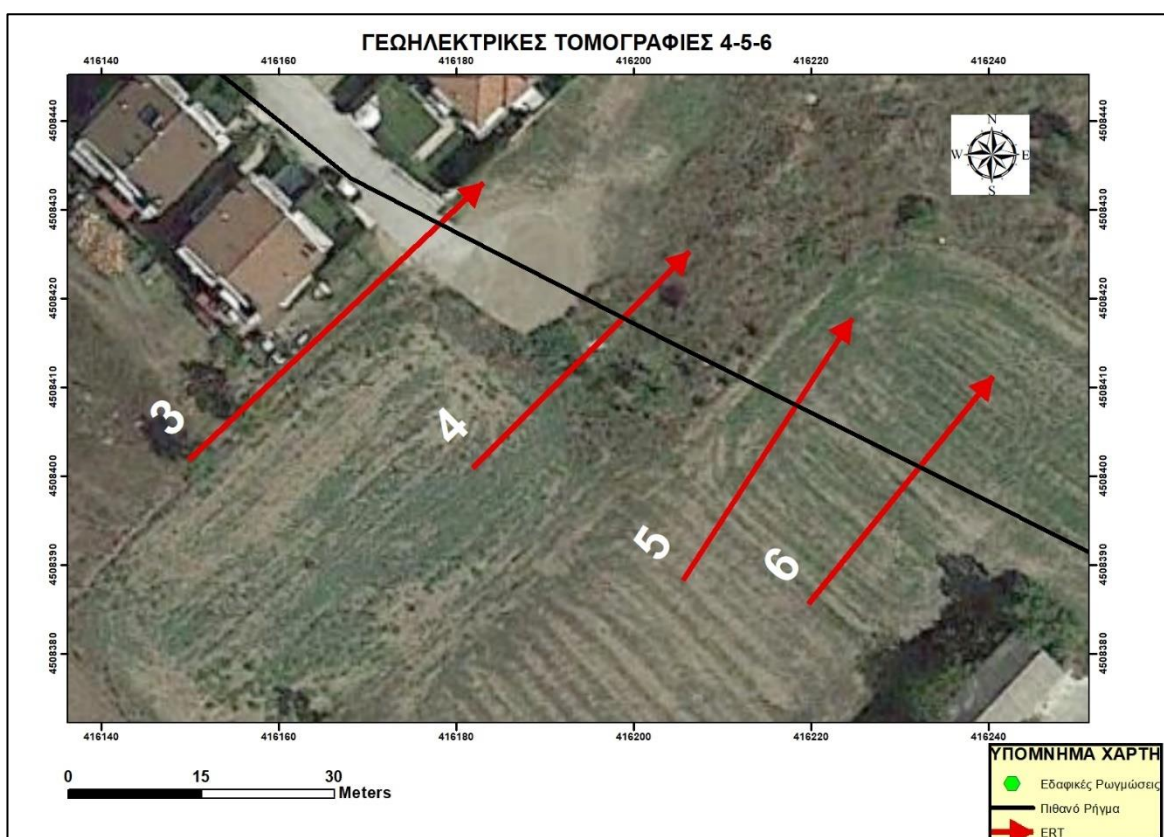
Εικόνα 90. Η θέση της γεωηλεκτρικής τομογραφίας 3 στον χάρτη



Εικόνα 91. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 3

Η Γεωηλεκτρική Τομογραφία 3 έχει συνολικό ανάπτυγμα 46 m και τα ηλεκτρόδια είναι τοποθετημένα ανά 2 m. Το βάθος διασκόπησης είναι 12 m. Εδώ το επιφανειακό κάλυμμα συνεχίζεται βαθύτερα, μέχρι τα 4 m με μια κατανομή 50-150 Ohm-m. Στα 4-10 m εμφανίζεται ο σχηματισμός με αντιστάσεις 15-40 Ohm-m ο οποίος αντιστοιχεί γεωλογικά σε άμμους έως χάλικες οι οποίοι καταλαμβάνουν μεγάλο μέρος της τομογραφίας. Στο βάθος 10-12 m οι αντιστάσεις μειώνονται ακόμα περισσότερο έχοντας ένα εύρος 10-15 Ohm-m (μπλε χρώμα). Πρόκειται για τον λιθολογικό σχηματισμό της αμμοϋλός ο οποίος δεν παρουσιάζει μεγάλη εξάπλωση στην τομογραφία. Στην συγκεκριμένη τομογραφία δεν παρατηρείται κάποια χαρακτηριστική πλευρική μεταβολή της αντίστασης που να πιστοποιεί ασυνέχεια.

Γεωηλεκτρικές Τομογραφίες 4-5-6



Εικόνα 92. Η θέση των γεωηλεκτρικών τομογραφιών 4-5-6 στον χάρτη



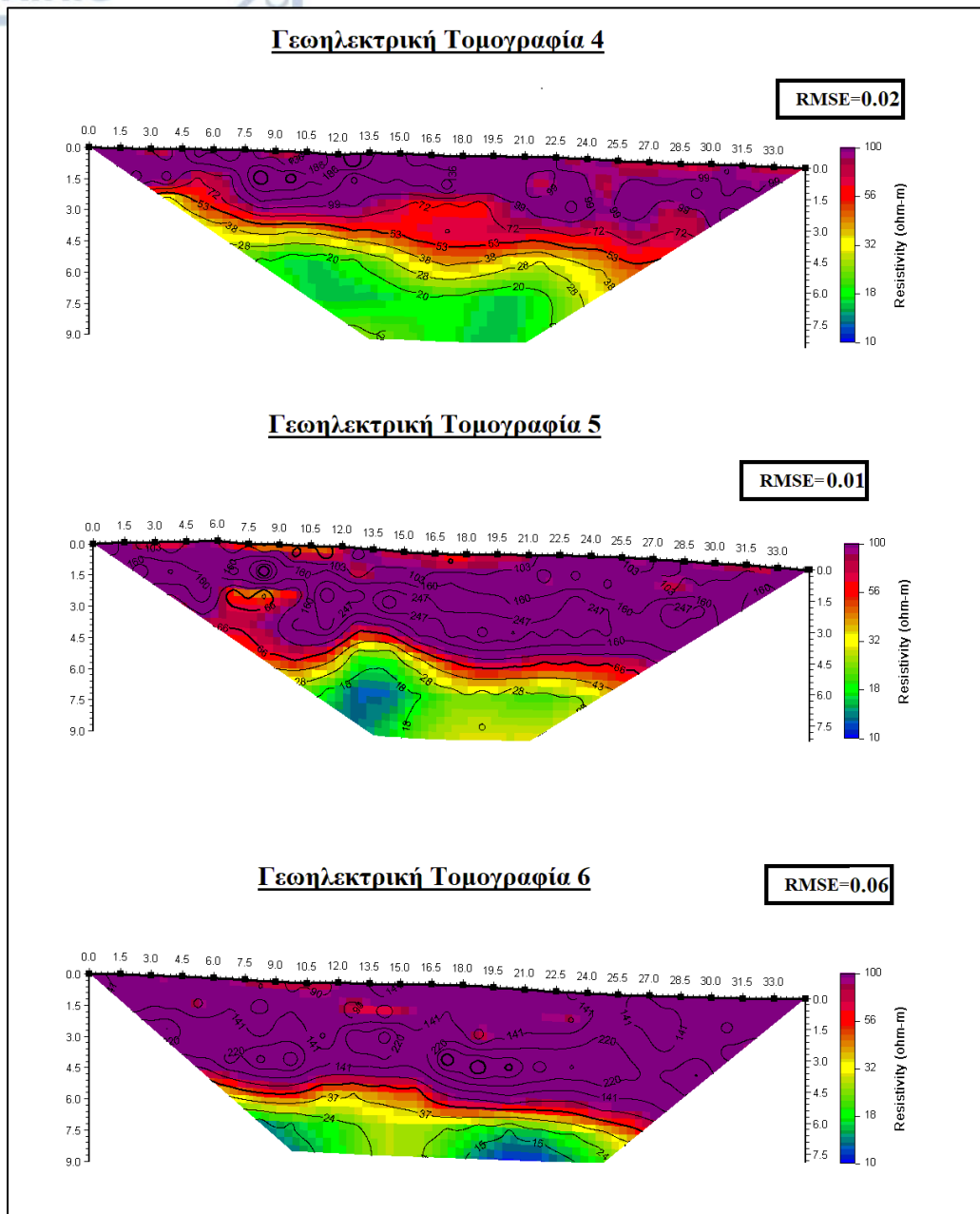
Εικόνα 93. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 4



Εικόνα 94. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 5



Εικόνα 95. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 6

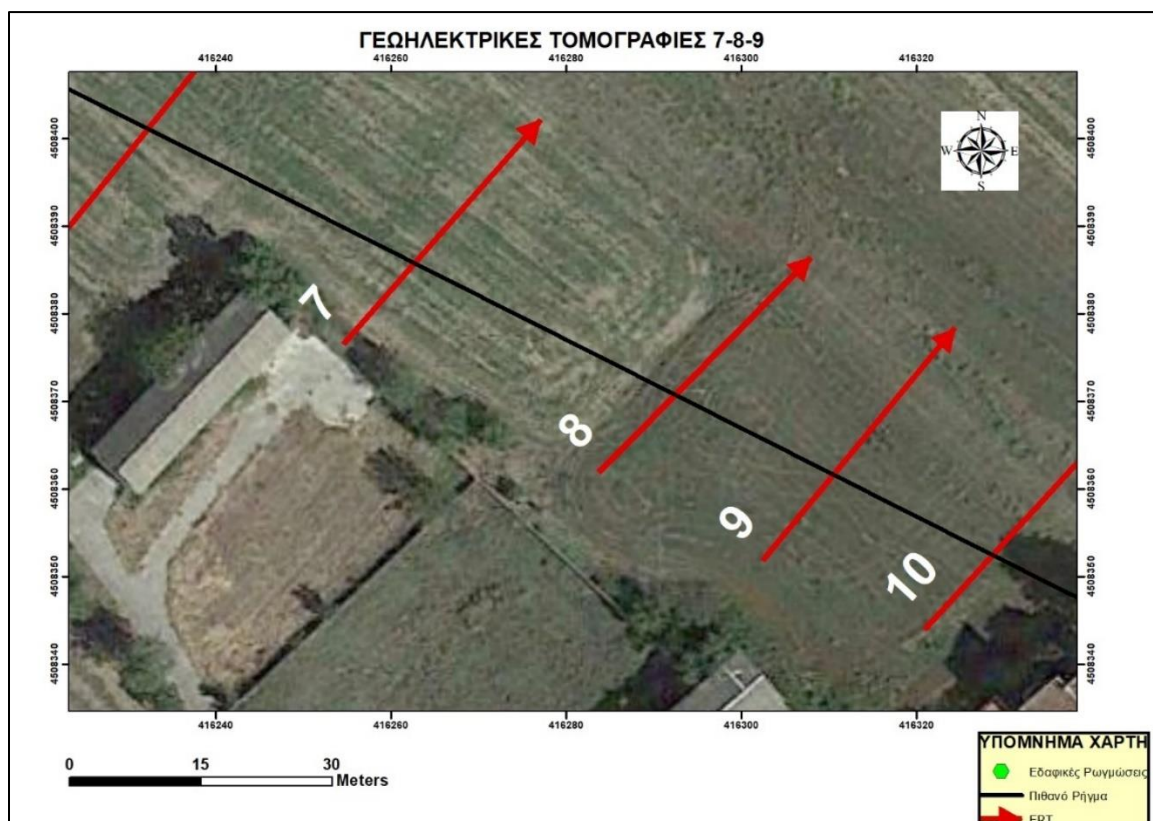


Εικόνα 96. Οι γεωηλεκτρικές τομογραφίες 4-5-6

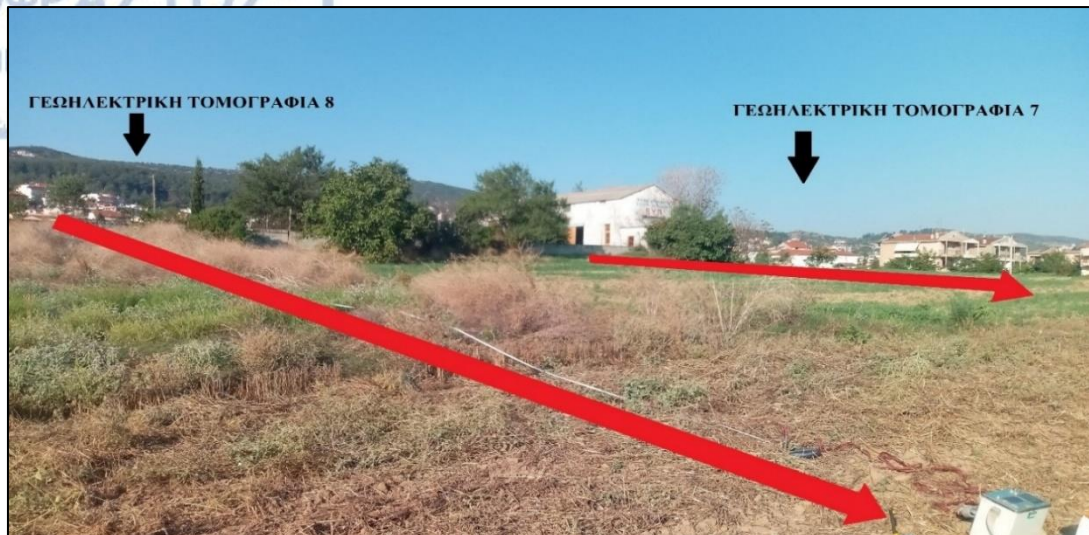
Οι γεωηλεκτρικές τομογραφίες 4-5-6 παρουσιάζονται μαζί για το λόγο ότι εμφανίζουν συνάφεια ως προς την ερμηνεία και λόγω των κοντινών αποστάσεων που είχαν η μια από την άλλη. Το συνολικό τους ανάπτυγμα ορίστηκε στα 34.5 m με ισοδιάσταση ηλεκτροδίων το 1.5 m και βάθος 9 m. Στην συγκεκριμένη περίπτωση το επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα (50-150 Ohm-m) το οποίο έχει χαρακτηριστεί λιθολογικά ως αδρόκοκκο εδαφικό κάλυμμα επεκτείνεται συγκριτικά με τις προηγούμενες τομογραφίες σε βάθη έως 5 m. Βαθύτερα, διακρίνεται έντονα ο κορεσμένος σχηματισμός από άμμους και χαλίκια με αντιστάσεις 15-40 Ohm-m χρώματος πράσινου και

κίτρινου. Στις τομογραφίες 5,6 παρατηρούνται πλευρικές αλλαγές του σχηματισμού αυτού με το γεωηλεκτρικό στρώμα που έχει τον χαρακτηρισμό της κορεσμένης αμμοίλου (μπλε χρώμα) με αντιστάσεις έως 15 Ohm-m. Η συσχέτιση των γεωφυσικών δεδομένων με το γεωλογικό χάρτη του ΠΜΕ πιστοποιούν πως στην ομάδα Α κυριαρχούν λιθολογικά Πλειστοκαινικοί Σχηματισμοί.

Γεωηλεκτρικές Τομογραφίες 7-8-9



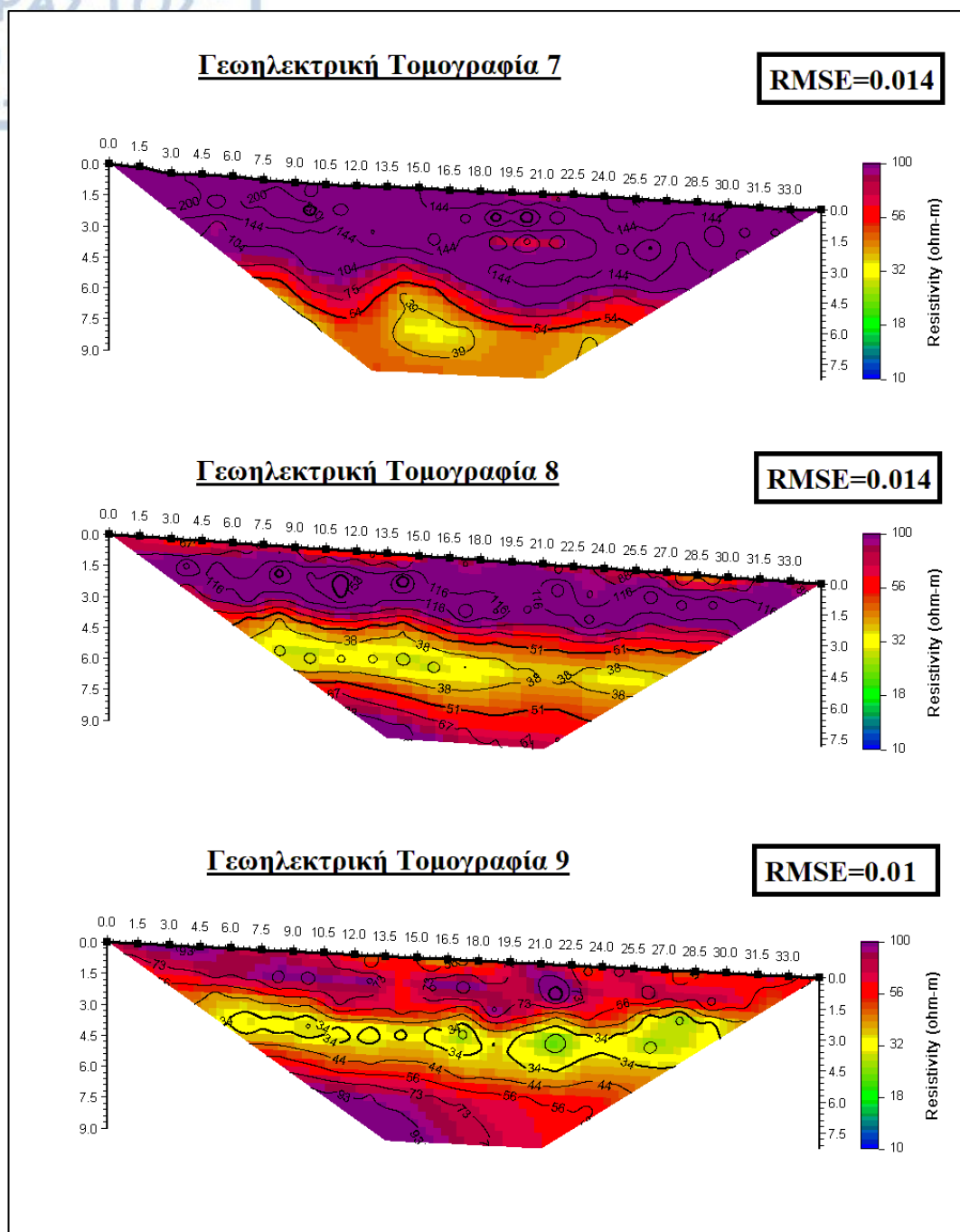
Εικόνα 97. Η θέση των γεωηλεκτρικών τομογραφιών 7-8-9 στον χάρτη



Εικόνα 98. Οι γεωηλεκτρικές τομογραφίες 7-8



Εικόνα 99. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 9

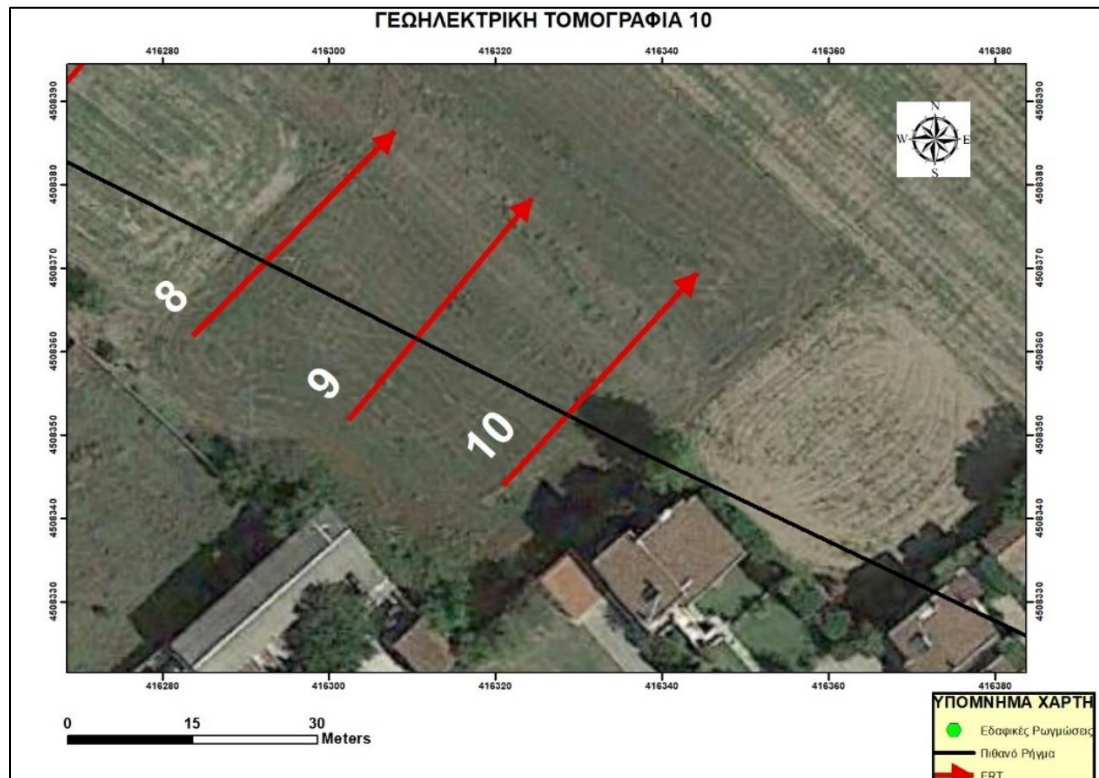


Εικόνα 100. Οι γεωηλεκτρικές τομογραφίες 7-8-9

Οι τομογραφίες 7-8-9 παρουσιάζουν συνάφεια ως προς την εικόνα. Κύριο χαρακτηριστικό τους είναι ότι το αδρόκοκκο επιφανειακό στρώμα υψηλών αντιστάσεων (εδαφικό κάλυμμα) επεκτείνεται βαθύτερα όπως και στο προηγούμενη τριάδα τομογραφιών. Πιο συγκεκριμένα στην 7 παρατηρείται πως το στρώμα αυτό διακρίνεται μέχρι το βάθος των 5 m. Σταδιακά το πάχος αυτού του σχηματισμού μειώνεται κατά 1-2 m, συναντάται δηλαδή έως τα 4 m στην 8^η τομογραφία και έως τα 3 m στην 9^η. Η διαφορά με τις προηγούμενη τριάδα τομογραφιών (4-5-6) είναι στο γεγονός πως το υλικό στα βαθύτερα στρώματα είναι πιο αδρόκοκκο, συναντώνται δηλαδή τα γεωηλεκτρικά στρώματα με κίτρινο χρώμα τα οποία μπορούν να χαρακτηριστούν ως σχηματισμοί χαλίκων. Οι ηλεκτρικές τους αντιστάσεις παρουσιάζουν εύρος 30-45 Ohm-m. Το συγκεκριμένο

στρώμα χαλίκων παρατηρείται στις 8-9 μέχρι τα 6 m, ενώ μετά τα 6 m οι αντιστάσεις αυξάνονται μαρτυρώντας την ύπαρξη ενός συμπαγούς σχηματισμού πετρωμάτων μικρότερου πορώδους.

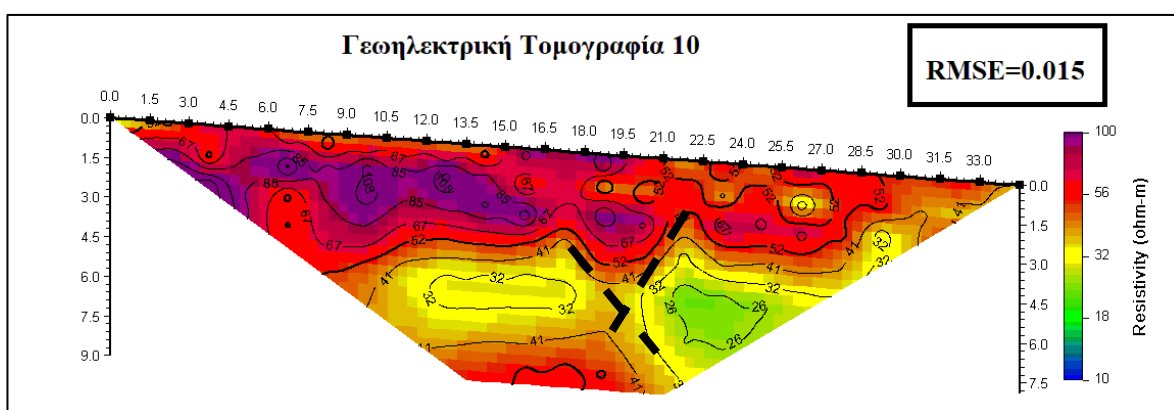
Γεωηλεκτρική Τομογραφία 10



Εικόνα 101. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 10



Εικόνα 102. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 10



Εικόνα 103. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 10

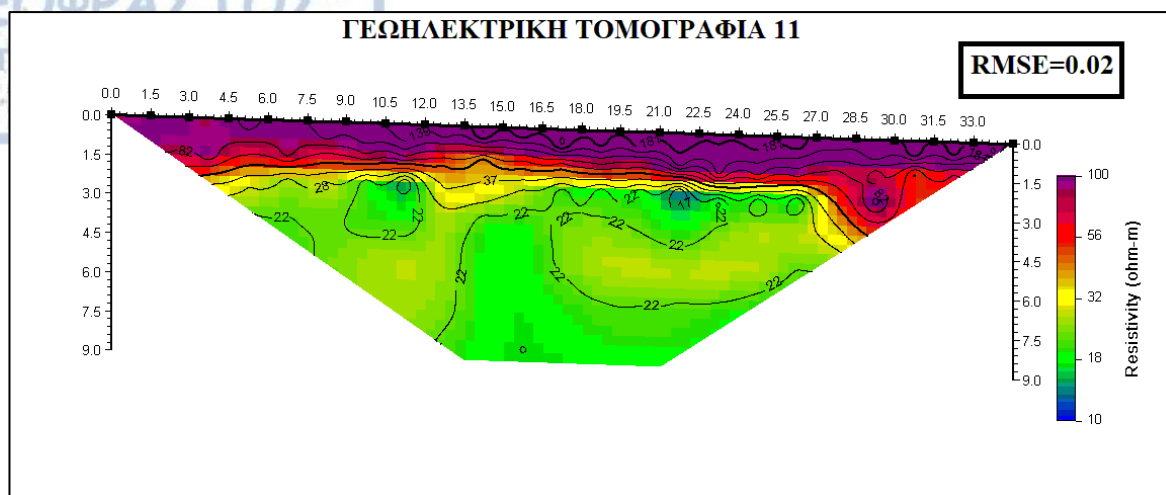
Η συγκεκριμένη τομογραφία είναι η τελευταία της ομάδας Α'. Σε αυτήν διακρίνεται το εδαφικό κάλυμμα το οποίο εκτείνεται μέχρι το βάθος των 5 m παρουσιάζοντας αντιστάσεις από 60-100 Ohm-m. Βαθύτερα οι αντιστάσεις μειώνονται και συναντάται ο σχηματισμός με άμμους και χαλίκια ο οποίος παρουσιάζει αντιστάσεις 16-50 Ohm-m. Σε αυτή τη θέση φαίνεται να βρίσκεται και η τελευταία τομογραφία όπου συναντώνται επιφανειακά υψηλότερες αντιστάσεις. Στις τομογραφίες της ομάδας Β' φαίνεται ότι το υλικό των σχηματισμών γίνεται πιο λεπτόκοκκο-χαλαρό διότι οι αντιστάσεις είναι φανερά χαμηλότερες. Στην εικόνα της τομογραφίας έχει σημειωθεί (διακεκομμένη γραμμή) με επιφύλαξη μια περιοχή όπου εμφανίζεται χαρακτηριστική πλευρική διαφοροποίηση των αντιστάσεων. Δεν εξακριβώνεται η ύπαρξη ασυνέχειας.

Ομάδα Β

Γεωηλεκτρική Τομογραφία 11



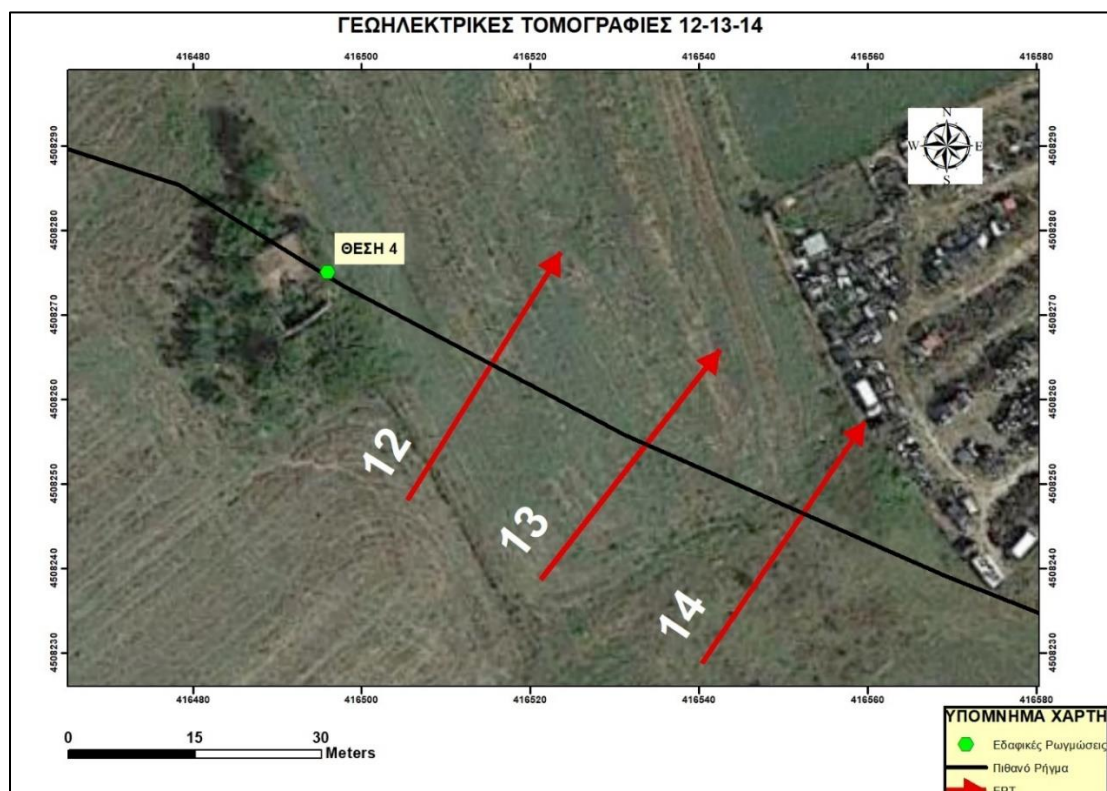
Εικόνα 104. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 11



Εικόνα 105. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 11

Η Γεωηλεκτρική Τομογραφία 11 ανήκει στη δεύτερη ομάδα των τομογραφιών. Στην συγκεκριμένη τομογραφία το εδαφικό κάλυμμα είναι λεπτότερο όσον αφορά το πάχος του συγκριτικά με τα εδαφικά καλύμματα των προηγούμενων τομογραφιών. Το κάλυμμα εκτείνεται μέχρι τα 2 m ενώ βαθύτερα παρατηρείται ο σχηματισμός με το πράσινο χρώμα που έχει χαρακτηριστεί ως άμμοι και χάλικες. Στην τομογραφία αυτή κυριαρχεί ο σχηματισμός από άμμους και χάλικες αντιστάσεων 16-40 Ohm-m. Δεν παρατηρείται κάποια πλευρική αλλαγή γεωηλεκτρικών στρωμάτων.

Γεωηλεκτρικές Τομογραφίες 12-13-14

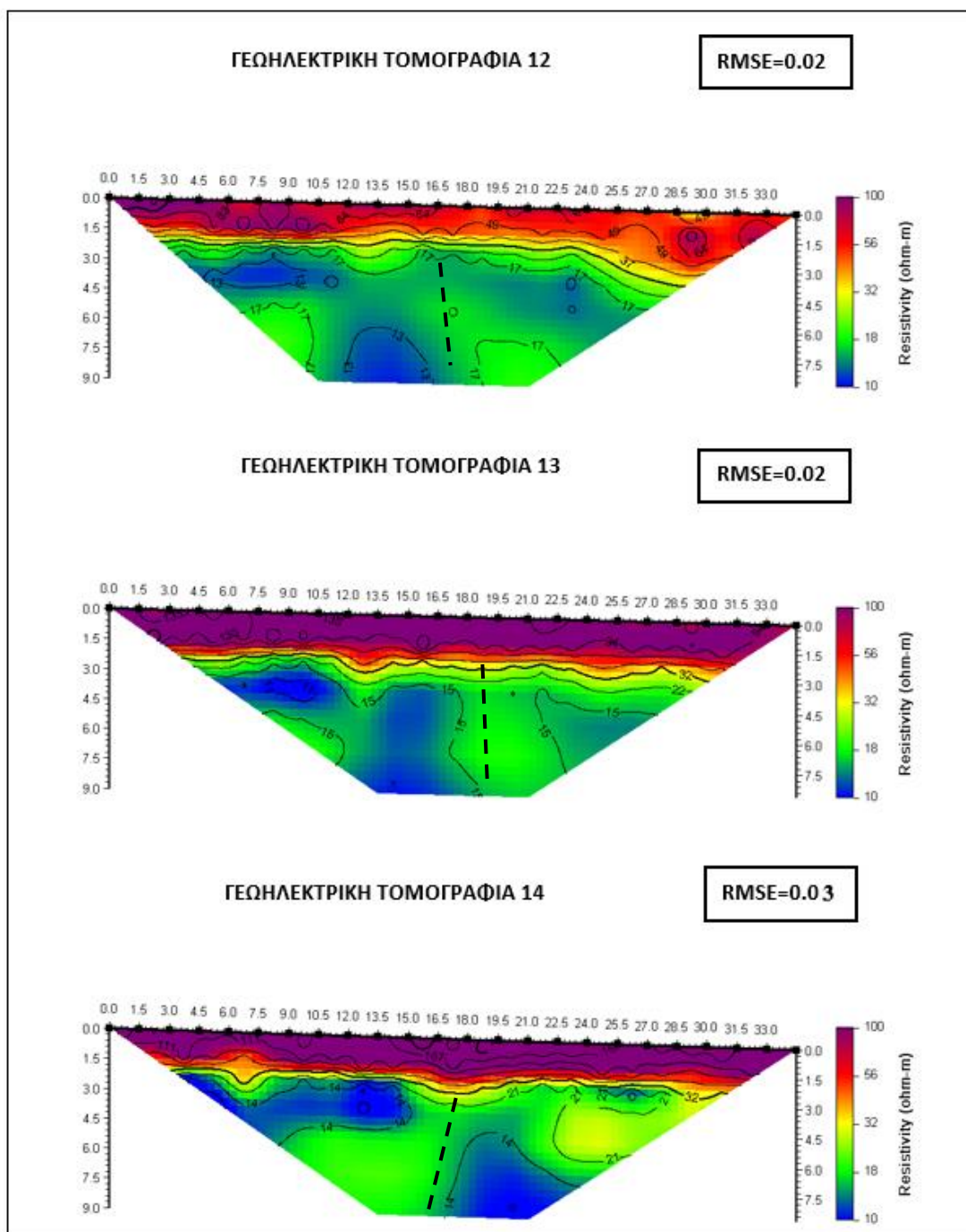


Εικόνα 106. Η θέση των γεωηλεκτρικών τομογραφιών 12-13-14 στον χάρτη



ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ 12

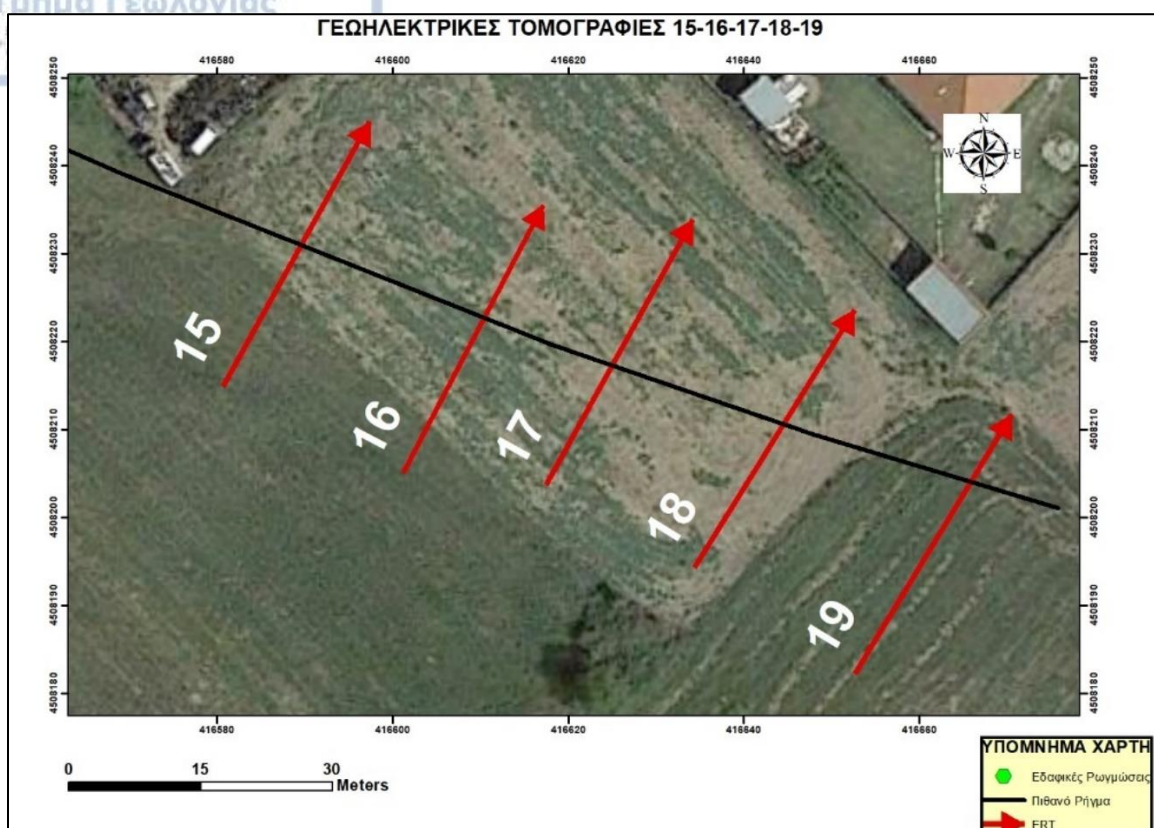
Εικόνα 107. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 12



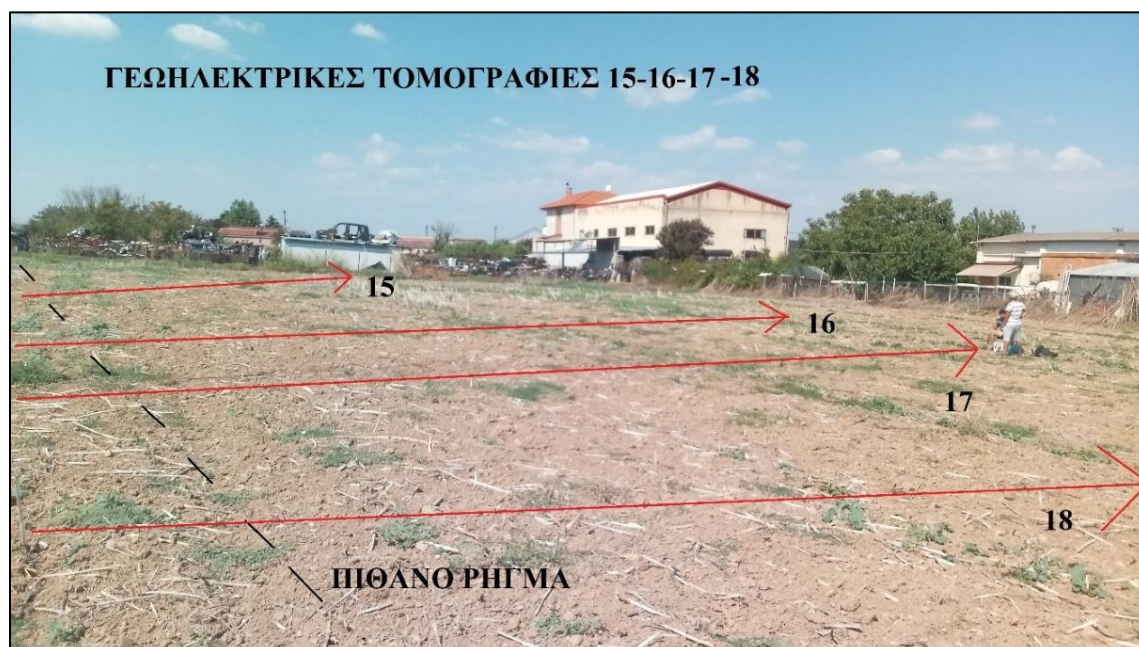
Εικόνα 108. Οι γεωηλεκτρικές τομογραφίες 12-13-14

Σε αυτήν την ομάδα των διαδοχικών γεωηλεκτρικών τομογραφιών 12-13-14 το εδαφικό κάλυμμα εμφανίζεται και στις τρεις μέχρι τα 2 m με χαρακτηριστικές αντιστάσεις 60 έως 100 Ohm-m. Στο βάθος των 2 μέτρων παρατηρούνται πλευρικές αλλαγές με φακοειδείς στρώσεις αμμοίλου (10-15 Ohm-m) με άμμους και χάλικες (15-40 Ohm-m). Οι πλευρικές αλλαγές αυτών των λιθολογιών δύνανται να μαρτυρούν την ύπαρξη κάποιου ρήγματος το οποίο να προκάλεσε φαινόμενα εδαφικών ρωγμών λόγω διαφορετικής συνίζησης του υδροφόρου.

Γεωηλεκτρικές Τομογραφίες 15-16-17-18-19



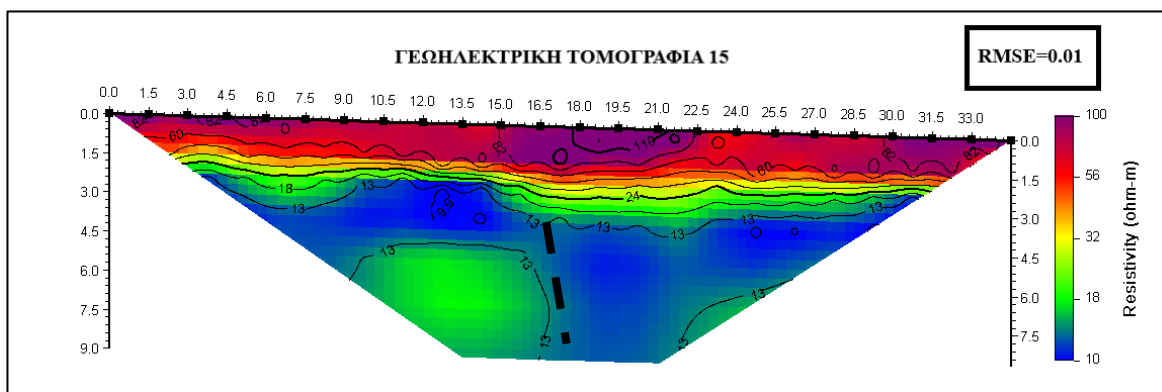
Εικόνα 109. Η θέση των γεωηλεκτρικών τομογραφιών 15-16-17-18-19 στον χάρτη



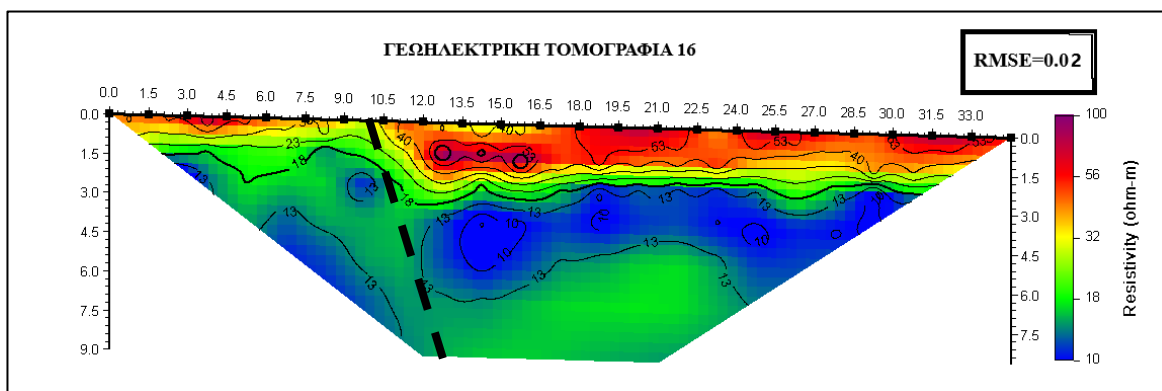
Εικόνα 110. Οι γεωηλεκτρικές τομογραφίες 15-16-17-18-19

Οι τομογραφίες 15-16-17-18-19 παρουσιάζουν ένα πολύ λεπτό εδαφικό κάλυμμα το οποίο εκτείνεται σε βάθος έως 1,5 m. Βαθύτερα συναντώνται οι πλευρικές αλλαγές των

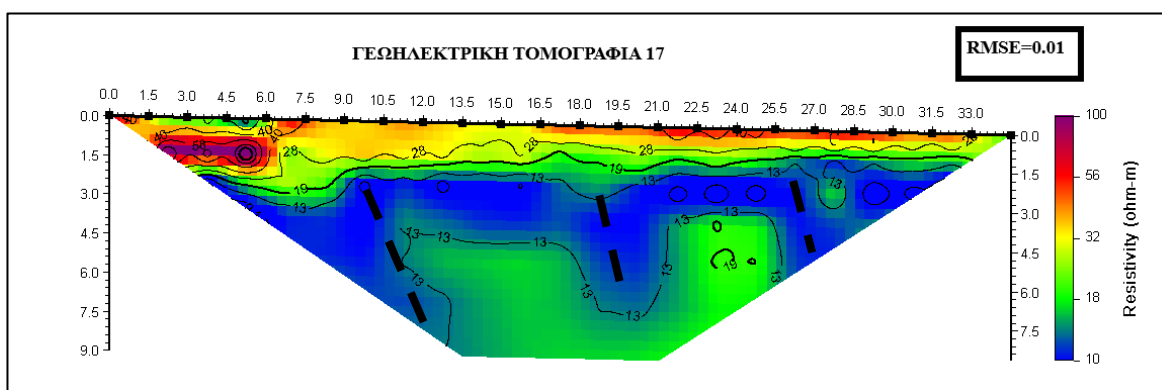
σηματισμών με φακοειδείς ενστρώσεις της κορεσμένης αμμοίλου (10-15 Ohm-m) και των άμμων και χαλίκων (15-30 Ohm-m). Οι πλευρικές αλλαγές βρίσκονται στο ίδιο βάθος και αυτό δύναται να σηματοδοτεί την ύπαρξη αποθέσεων κοίτης στην περιοχή. Συμπερασματικά, οι έντονες λιθολογικές εναλλαγές των χαλαρών σχηματισμών της αμμοίλου (μπλε) και των άμμων (πράσινο) δύναται να μαρτυρούν την ύπαρξη κάποιου ρήγματος στην περιοχή, το οποίο κατά τόπους προκάλεσε επιφανειακές ρωγμές. Οι πλευρικές λιθολογικές αλλαγές σημειώνονται με διακεκομμένες γραμμές στις τομογραφίες



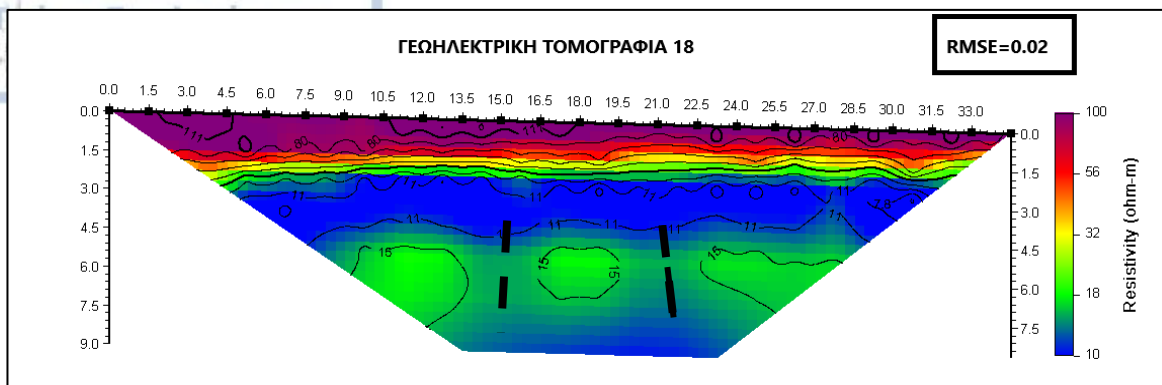
Εικόνα 111. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 15



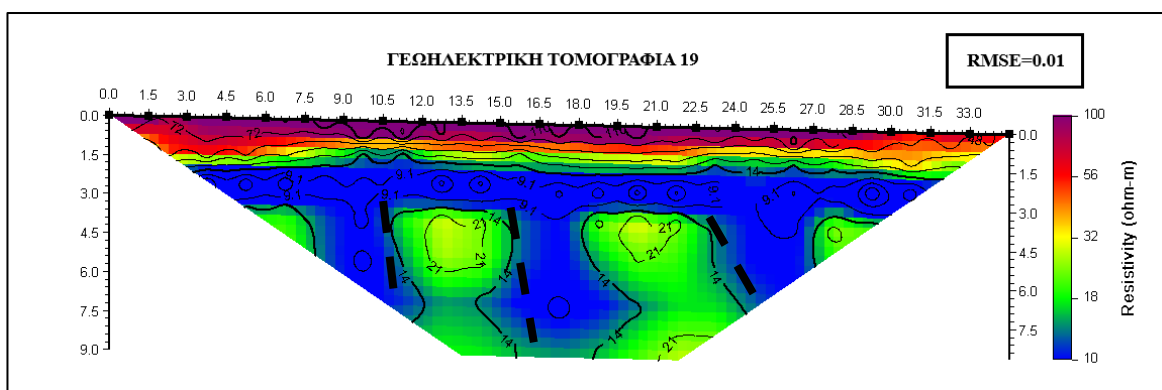
Εικόνα 112. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 16



Εικόνα 113. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 17



Εικόνα 114. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 18



Εικόνα 115. Η γεωηλεκτρική τομογραφία 19

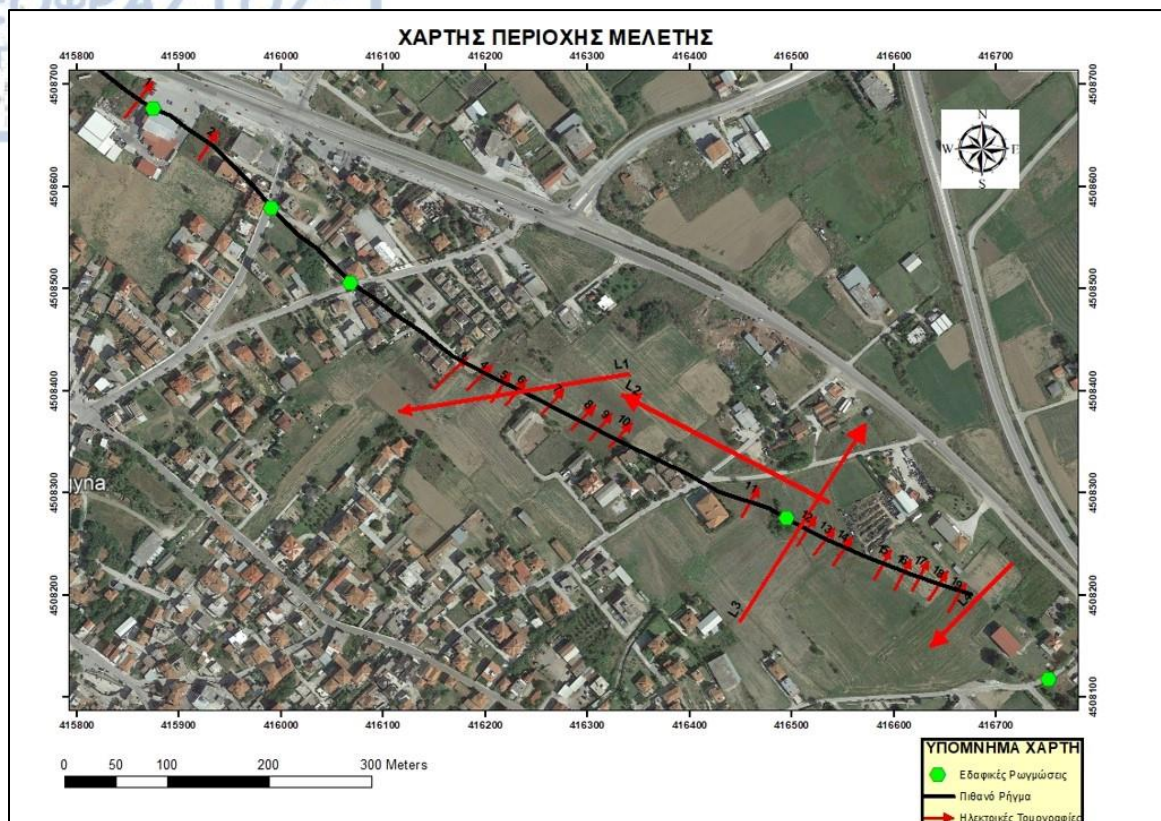
3.2.3.2 Τομογραφίες μεγάλου μήκους

Αφού μελετήθηκαν οι 19 γεωηλεκτρικές τομογραφίες οι οποίες παρουσιάζουν βάθος διασκόπησης 9 m κρίθηκε σκόπιμος ο σχεδιασμός 4 (L1-L2-L3-L4) ακόμη τομογραφιών με μεγαλύτερο ανάπτυγμα ηλεκτροδίων. Αυτό έγινε για να μελετηθεί η γεωλογική δομή σε μεγαλύτερο βάθος και να διαπιστωθούν ενδεχόμενες αλλαγές που μπορεί να συνδέονται με την εμφάνιση των ρωγμών. Και στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιήθηκαν οι διατάξεις ηλεκτροδίων Διπόλου-Διπόλου και Πολλαπλής Βαθμίδας

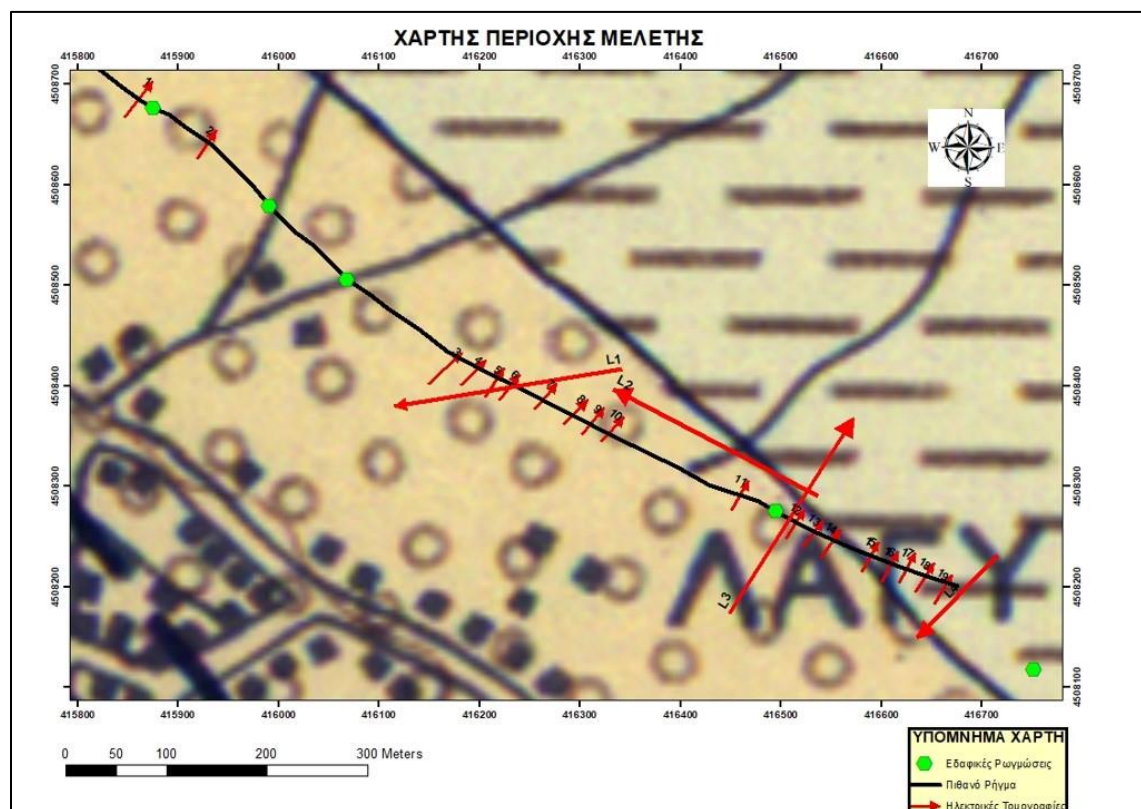
Οι τομογραφίες L1-L2-L3 είχαν συνολικό ανάπτυγμα ηλεκτροδίων τα 230 m με ισοδιάσταση (spacing) ηλεκτροδίων τα 10 m και μέγιστο βάθος διασκόπησης τα 70 m.

Η τομογραφία L4 είχε συνολικό ανάπτυγμα ηλεκτροδίων τα 115 m με ισοδιάσταση ηλεκτροδίων τα 5 m και μέγιστο βάθος διασκόπησης τα 30 m.

Για την τομογραφία L4 επιλέχθηκε να ερμηνευθεί η σύνθετη τομογραφία που περιέχει δεδομένα και των δύο διατάξεων



Εικόνα 116. Συγκεντρωτικός χάρτης όλων των γεωηλεκτρικών τομογραφιών

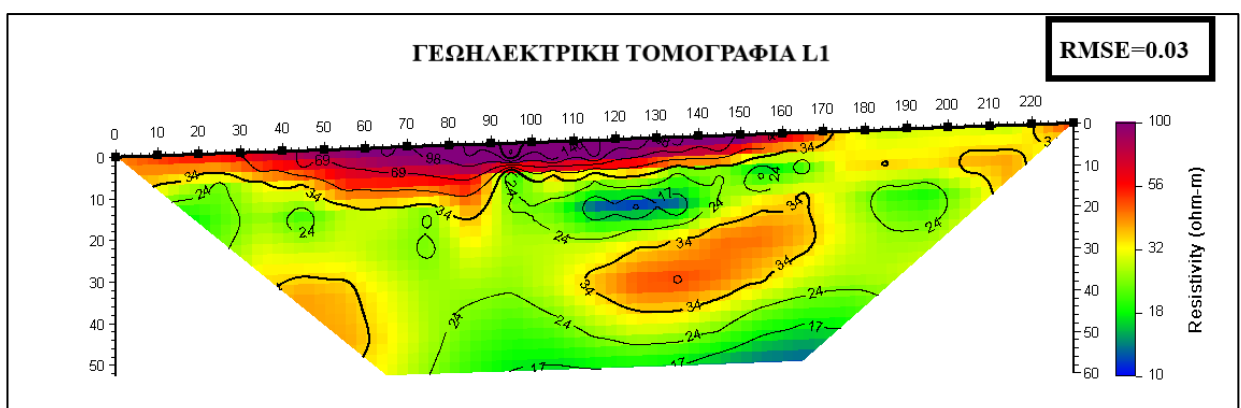


Εικόνα 117. Γεωλογικός χάρτης ΠΓΜΕ και γεωηλεκτρικές τομογραφίες

Γεωηλεκτρική Τομογραφία L1



Εικόνα 118. Η γεωηλεκτρική τομογραφία L1



Εικόνα 119. Η γεωηλεκτρική τομογραφία L1

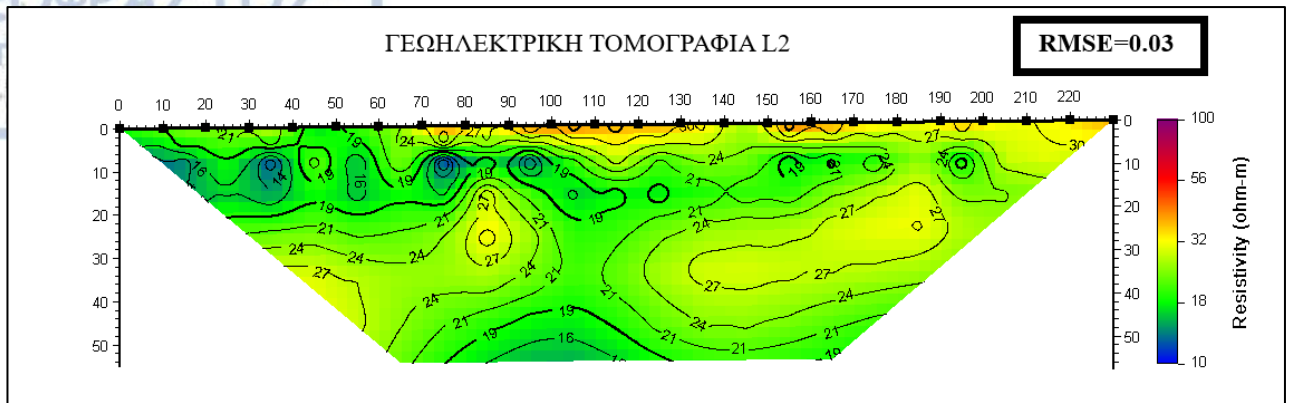
Στην τομογραφία L1 παρατηρούμε το επιφανειακό στρώμα υψηλών αντιστάσεων το οποίο εκτείνεται έως τα 5-6 m. Μετά τα 6 μέτρα έως και τα 50, η τομογραφία παρουσιάζει σχετική

ομοιομορφία με αντιστάσεις 20-40 Ohm-m. Στην περιοχή δηλαδή κυριαρχούν σχηματισμοί άμμων έως χαλικιών. Γύρω στο μήκος των 110 m έως τα 135 και γύρω στα 15 m εκτείνεται ένας υπεδάφιος στόχος στον οποίο παρατηρείται πτώση των αντιστάσεων (10-15 Ohm-m). Το υλικό σε εκείνη την περιοχή γίνεται πιο λεπτόκοκκο μαρτυρώντας την ύπαρξη φακού αμμοϊλύος μέσα στο στρώμα του αμμόδους σχηματισμού. Βαθύτερα, πιο συγκεκριμένα στα 20-30 μέτρα διακρίνεται ακόμα ένας υπεδάφιος στόχος ο οποίος βρίσκεται ακριβώς κάτω από τον μπλε στόχο. Εκτείνεται από το 110 m έως το 165 m. Στο σημείο εκείνο συναντώνται χάλικες και ίσως κροκάλες. Στο 90-100 m μήκος και στα 10-18 m βάθος διακρίνεται μια μικρή πλευρική αλλαγή λιθολογίας μεταξύ του στρώματος με αντιστάσεις > 40 έως 60 Ohm-m που μαρτυρά την ύπαρξη κροκάλων και του στρώματος της άμμου που αναφέραμε. Η αλλαγή αυτή δεν συναντάται βαθύτερα αλλά ίσως επηρεάζει στο σχηματισμό ρωγμής λόγω του φαινομένου συνίζησης. Επίσης το πιθανό ρήγμα όπως αυτό ορίστηκε, διέρχεται από αυτό το σημείο. Παρόλα αυτά απαιτείται περεταίρω διερεύνηση για τη διαπίστωση της ευστάθειας αυτής της υπόθεσης.

Γεωηλεκτρική Τομογραφία L2



Εικόνα 120. Η γεωηλεκτρική τομογραφία L2



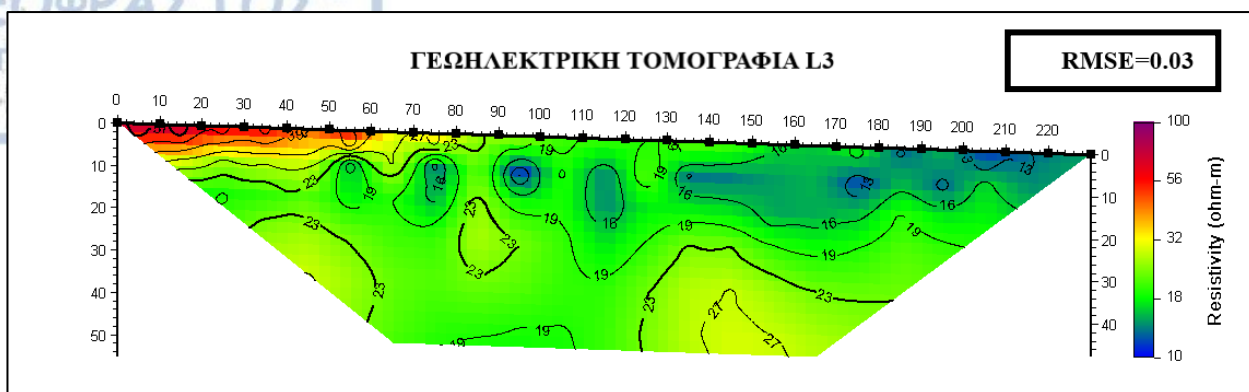
Εικόνα 121. Η γεωηλεκτρική τομογραφία L2

Η γεωηλεκτρική τομογραφία L2 σχεδιάστηκε για να διαπιστωθεί εάν υπάρχει κάποια μετάβαση από τον ένα σχηματισμό (Πλειστοκαινικά) στον άλλο (Ολοκαινικά) βάσει του χάρτη του ΙΓΜΕ. Στην παρούσα τομογραφία και συγκεκριμένα στα 10-20 m οι αντιστάσεις είναι αρκετά χαμηλές (10-16) μέχρι το 90 m μήκους της τομογραφίας. Δεν παρατηρείται έντονη ανομοιογένεια βάσει αντιστάσεων και ο σχηματισμός που επικρατεί είναι ο σχηματισμός με άμμους έως χαλίκια. Η επαφή είναι χαρτογραφημένη γύρω στα 70 m μήκους της τομογραφίας. Η μόνη διαφορά που εντοπίζεται στα 70 m μήκους είναι μια ελαφρά αύξηση αντιστάσεων του επιφανειακού στρώματος γεγονός που δεν είναι αρκετή για να υποδείξει μια ξεκάθαρη μετάβαση από τον ένα σχηματισμό στον άλλο.

Γεωηλεκτρική Τομογραφία L3



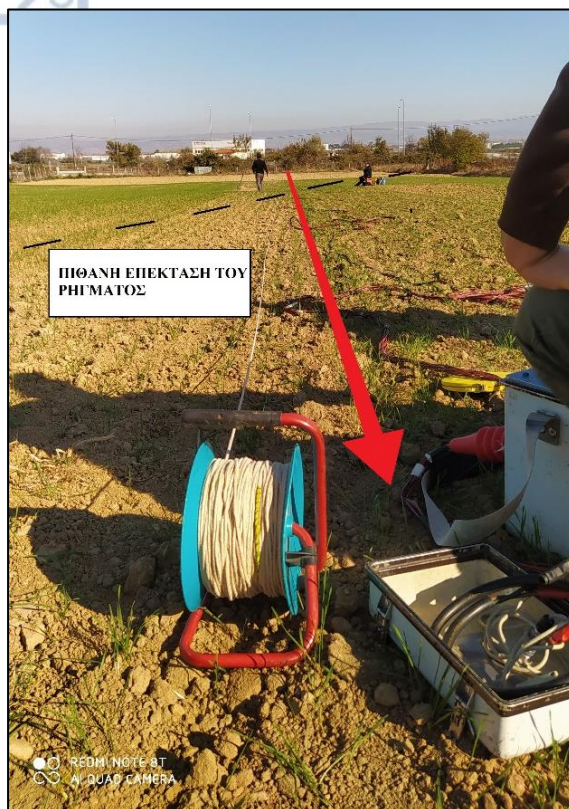
Εικόνα 122. Η γεωηλεκτρική τομογραφία L3



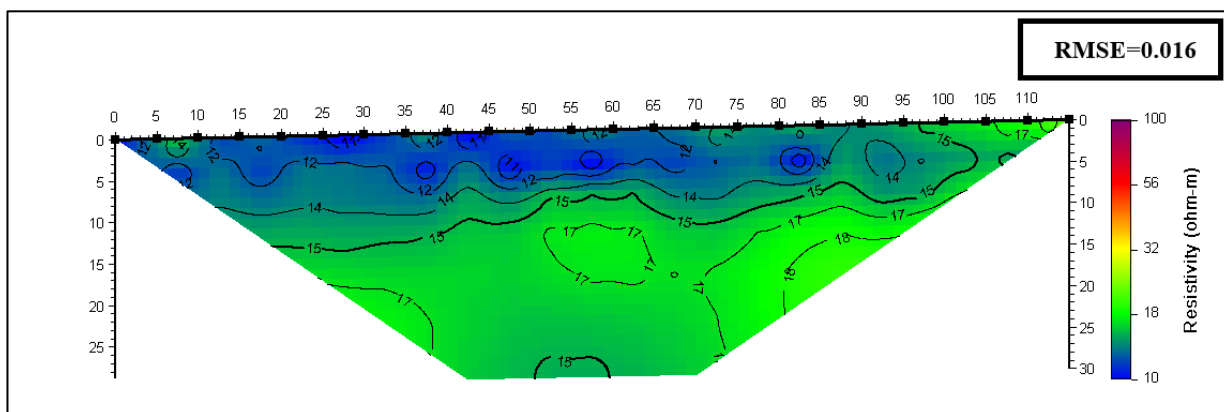
Εικόνα 123. Η γεωηλεκτρική τομογραφία L3

Στην τομογραφία L3, από την αρχή έως το μήκος των 60 m και μέχρι το βάθος των 10 m συναντάται ένα στρώμα με εύρος αντιστάσεων 40-65 Ohm-m που αντιστοιχεί στο αδρόκοκκο εδαφικό κάλυμμα το οποίο αποτελείται από χαλίκια έως κροκάλες. Μετά από τα 60 m μήκους, οι αντιστάσεις του επιφανειακού στρώματος μειώνονται και κυμαίνονται στα 16-30 Ohm-m (πράσινο χρώμα). Η κατανομή αυτή δηλώνει την ύπαρξη αμμούχου σχηματισμού ο οποίος συνεχίζεται και βαθύτερα, κυριαρχώντας σχεδόν σε όλη την τομογραφία. Σε κάποια σημεία παρατηρούνται τοπικές μειώσεις των αντιστάσεων της τάξης 10-15 Ohm-m (μπλε) και αντιστοιχούν στο στρώμα της αμμοϊλύος η οποία βρίσκεται σε πλευρικές εναλλαγές με τον αμμώδη σχηματισμό. Στα 130 m μήκους της τομογραφίας, εντοπίζεται η επαφή των δύο λιθολογικών σχηματισμών όπως έχουν περιγραφεί στον χάρτη του ΙΓΜΕ. Από το 130 m έως το τέλος της τομογραφίας και σε βάθη από 0 έως 20 m απαντάται έντονα ο σχηματισμός της κορεσμένης αμμοϊλύος με το υλικό να γίνεται πιο πορώδες και πιο λεπτόκοκκο βάσει αντιστάσεων. Το πιθανό ρήγμα έχει χαρτογραφηθεί περίπου στο 110 m της τομογραφίας εκεί όπου υπάρχει μια μικρή εναλλαγή αντιστάσεων. Η αλλαγή στις λιθολογίες συσχετίζεται με την ερμηνεία της τομογραφίας 12 και των διαδοχικών της όπου φαίνεται ξεκάθαρα η πλευρική διαφοροποίηση μεταξύ του σχηματισμού της αμμοϊλύος και του σχηματισμού των άμμων-χαλίκων.

Γεωηλεκτρική Τομογραφία L4



Εικόνα 124. Η γεωηλεκτρική τομογραφία L4



Εικόνα 125. Η γεωηλεκτρική τομογραφία L4

Η γεωηλεκτρική τομογραφία L4 πραγματοποιήθηκε για να επιβεβαιωθεί ότι υπάρχει επέκταση του πιθανού ρήγματος και προς το νοτιοανατολικό τμήμα της περιοχής. Γεωλογικά, βρισκόμαστε πάνω στον σχηματισμό με την περιγραφή «Αμμούχες Άργιλοι Ολοκαινικής Ηλικίας». Οι δυο σχηματισμοί που επικρατούν είναι αυτός της αμμοϊλύδας με εύρος ηλεκτρικών αντιστάσεων 10-15 Ohm-m και ο αμμούχος σχηματισμός με αντιστάσεις 15-30 Ohm-m. Επί της συγκεκριμένης γεωηλεκτρικής τομογραφίας πραγματοποιήθηκε μια τομογραφία διάθλασης και μια MASW 1D. Για το λόγο αυτό θα αναλυθεί και σε επόμενο κεφάλαιο μαζί με τα αποτελέσματα των υπόλοιπων μεθόδων.

3.3 Σεισμικές Μετρήσεις

Στο συγκεκριμένο υποκεφάλαιο θα παρουσιαστούν οι διαδικασίες που ακολουθήθηκαν για την συλλογή, την επεξεργασία και την αντιστροφή των σεισμικών τομών διάθλασης καθώς και της μεθόδου MASW 1D.

3.3.1 Εξοπλισμός Σεισμικών Μετρήσεων

Για την πραγματοποίηση των σεισμικών μετρήσεων χρησιμοποιήθηκε ο σειсмоγράφος StrataView 48 καναλιών της Geometrics. Ο συγκεκριμένος σειсмоγράφος περιλαμβάνει ενσωματωμένο υπολογιστή και υποστηρίζει λειτουργικό σύστημα MS Dos. Ο χειρισμός του StrataView μπορεί να γίνει εύκολα μέσω του menu του αλλά και μέσω σύνδεσης με εξωτερικό πληκτρολόγιο. Η λειτουργία του σειсмоγράφου απαιτεί την ύπαρξη μιας μπαταρίας 12 V.



Εικόνα 126. Το Geometrics Strataview στο πεδίο

Στη συνέχεια αναφέρονται κάποια τεχνικά χαρακτηριστικά του οργάνου όπως αυτά αναφέρονται στην ιστοσελίδα της Geometrics Inc (<https://www.geometrics.com/>)

- **Συχνотικό Περιεχόμενο :** 3.0 έως 14 kHz
- **Δυναμικό Εύρος του Οργάνου :** 138 db θεωρητικά, 113 Db μετρημένα @2 ms από 3 ως 150 Hz.
- **Μήκος Καταγραφής :** 24000 δείγματα ανά κανάλι για 12 κανάλια ή 24 κανάλια.
- **Έλεγχος Γραμμής :** Ο θόρυβος καταγράφεται σε πραγματικό χρόνο.
- **Μέγιστο σήμα εισόδου :** 300 mV, P-P
- **Πρωτόκολλα δεδομένων:** σε μορφή SEG-2, SEG-Y στον δίσκο.
- **Δειγματοληψία :** 0.032 , 0.064 , 0.128 , 0.25 , 0.5 , 1, 2.0 ms
- **Ακρίβεια χρόνου έναρξης :** 1 μs

Ο σειсмоγράφος StrataView συνδέθηκε με 24 γεώφωνα κατακόρυφης συνιστώσας 40 Hz για τις μετρήσεις διάθλασης ενώ για τις μετρήσεις MASW χρησιμοποιήθηκαν γεώφωνα ιδιοσυχνότητα 4.5 Hz.



Εικόνα 127. Γεώφωνο κατά τη διαδικασία της μέτρησης



Εικόνα 128. Το καλώδιο σύνδεσης του γεωφώνου με τον σειсмоγράφο

Ως σεισμική πηγή χρησιμοποιήθηκε σφυρί 5 kg το οποίο κρούει σε μεταλλική πλάκα (Εικόνα 129).



Εικόνα 129. Το σφυρί και η μεταλλική πλάκα που χρησιμοποιήθηκαν στις μετρήσεις

Όταν ενεργοποιηθεί το όργανο η οθόνη του εμφανίζει ένα μενού της εικόνας 130.

GEOMETRY	ACQUISITION	FILE	DISPLAY	DO_SURVEY	ANSWERS	OTHER
----------	-------------	------	---------	-----------	---------	-------

Εικόνα 130. Μενού επιλογών που εμφανίζεται στην οθόνη του οργάνου

1. Επιλέγοντας Geometry ο χρήστης μπορεί να ορίσει την επιθυμητή γεωμετρία μέτρησης.

0	QUICK GEOMETRY SETUP	
1	SURVEY MODE	REFRACTION
2	LINE NUMBER	00-00
3	PHONE INTERVAL	10.00
4	SET PHONE & SHOT LOCATION	
5	PHONE INCREMENT	0.00
6	SHOT INCREMENT	10.00

Εικόνα 131. Η επιλογή Geometry

Ως survey mode επιλέγεται το Refraction και για τις δύο κατηγορίες μετρήσεων (Διάθλαση και MASW).

Με την επιλογή Phone Interval θα ρυθμιστεί το spacing των γεωφώνων.

Το shot increment αποτελεί την απόσταση δύο διαδοχικών shots (χτυπημάτων σφυριού).

2. Επιλέγοντας Acquisition ο χρήστης ρυθμίζει τις παραμέτρους της μέτρησης που επηρεάζουν τον τρόπο με τον οποίο λαμβάνεται η μέτρηση από το όργανο.

```

0 QUICK ACQ SETUP
1 SAMPLE INTERVAL . . . 500 us
2 RECORD LENGTH . . . 1024 ms
3 DELAY . . . . . -10
4 FILTER 1 . . . . . LO CUT 100 HZ
5 FILTER 2 . . . . . NOTCH 60 HZ
6 STACK MODE . . . . . PREVIEW
7 STACK POLARITY . . . POSITIVE
8 ACTIVE CHANNELS
    
```

Εικόνα 132. Η επιλογή Acquisition

Η επιλογή Sample Interval είναι σημαντική και αφορά τον καθορισμό του interval της δειγματοληψίας. Το συνεχές σεισμικό σήμα το οποίο καταγράφεται από τον σειсмоγράφο ψηφιοποιείται σε intervals και οι αριθμοί που προκύπτουν αποθηκεύονται στην ηλεκτρονική μνήμη του StrataView. Για τις σεισμικές τομές με ισοδιάσταση γεωφώνων 2 μέτρων επιλέχθηκε sample interval 125 us ενώ για τη σεισμική τομή με ισοδιάσταση γεωφώνων 3 m επιλέχθηκε interval 62.5 us.

Η επιλογή Stack Mode βελτιώνει την ποιότητα της καταγραφής. Κάθε μέτρηση που πραγματοποιείται έχει ως αποτέλεσμα την παραγωγή μιας κυματομορφής. Η κυματομορφή αυτή μπορεί να περιέχει θόρυβο. Η παράμετρος Stack Mode σωρεύει όσες μετρήσεις πραγματοποιηθούν στο ίδιο σημείο (μετά από διαδοχικές κρούσεις στο ίδιο σημείο). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να αυξάνεται ο λόγος του σήματος προς το θόρυβο βοηθώντας στην λήψη δεδομένων με χαμηλότερο θόρυβο. Για τις σεισμικές τομές διάθλασης επιλέχθηκε για το Stack Mode η τιμή 3. Η επιλογή preview που εμφανίζεται, δίνει τη δυνατότητα να ελεγχθεί η κυματομορφή προερχόμενη από μια συγκεκριμένη κρούση και αν ο θόρυβος είναι μεγάλος να απορριφθεί από τον χρήστη.

3. Η παράμετρος FILE ορίζει το πεδίο στο οποίο μπορούν να αποθηκευτούν τα δεδομένα. Ο χρήστης δημιουργεί έναν φάκελο (Directory) και οι μετρήσεις αποθηκεύονται απευθείας εκεί.
4. Με το Display ορίζονται τα χαρακτηριστικά της κυματομορφής (ορίζεται για παράδειγμα το AGC)
5. Τέλος με την επιλογή DO SURVEY ο χρήστης ορίζει για κάθε κρούση (shot) την shot location και αποθηκεύει την κάθε κυματομορφή σε αρχείο dat.

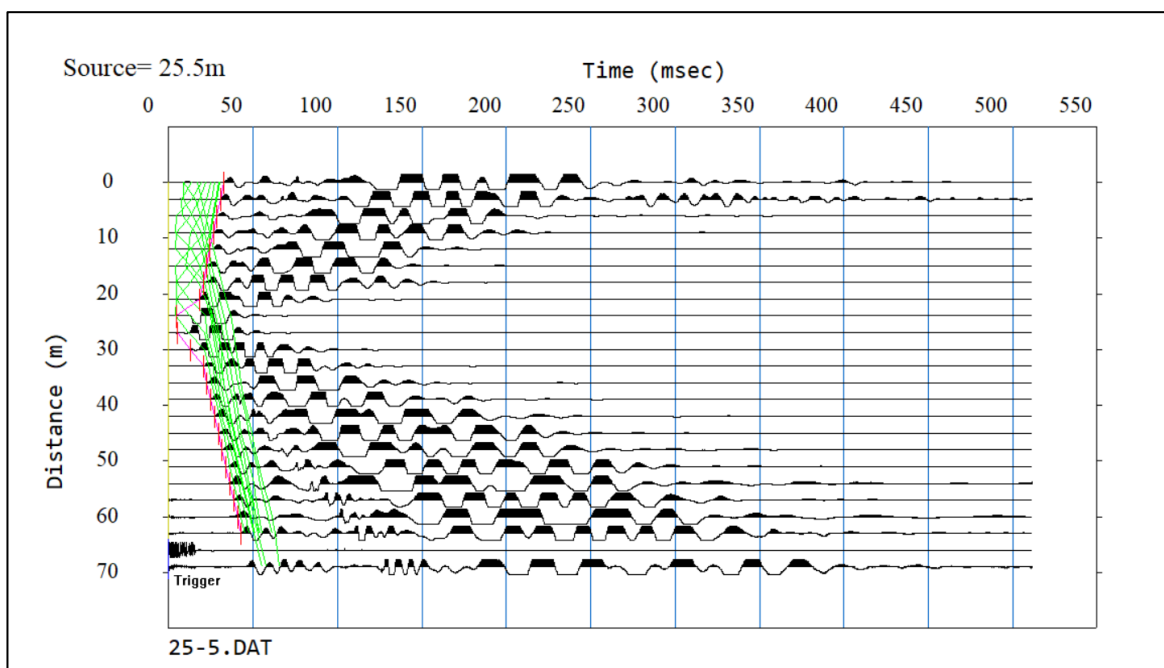
3.3.2 Μέθοδος Επεξεργασίας Σεισμικών δεδομένων

Οι μετρήσεις εξάγονται από το όργανο στον Η/Υ όπου υφίστανται επεξεργασία μέσω του λογισμικού SeisImager της Geometrics Inc.

3.3.2.1 Μέθοδος Σεισμικής Διάθλασης

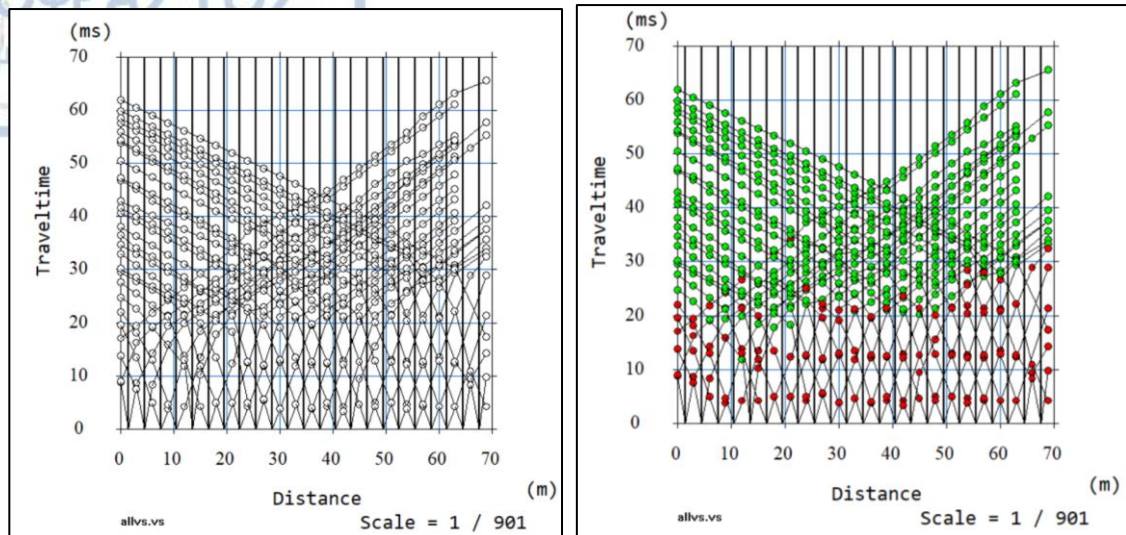
Τα δύο πακέτα που συμπεριλαμβάνονται στο SeisImager και χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία των δεδομένων Σεισμικής Διάθλασης είναι το Pickwin και το Plotrefa.

Μέσω του Pickwin εισήχθησαν τα αρχεία .dat των κυματομορφών ένα-ένα, έπειτα αφαιρέθηκαν οι καταγραφές θορύβου και επιλέχθηκαν οι πρώτες αφίξεις (First Picks) όλων των κυματομορφών.



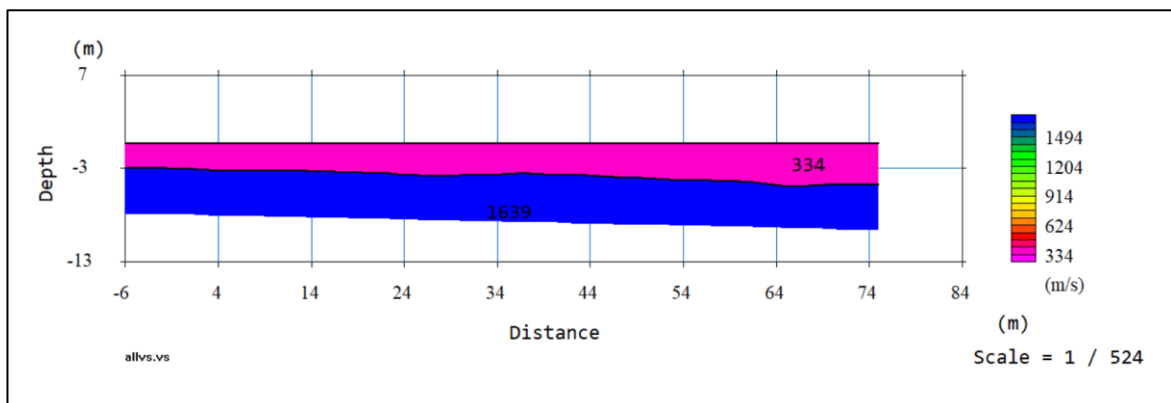
Εικόνα 133. Αρχείο .dat όπου φαίνεται η κυματομορφή όταν η πηγή σεισμικών κυμάτων βρίσκεται στα 25.5 m

Αφού επιλέχθηκαν όλες οι πρώτες αφίξεις, τα δεδομένα αποθηκεύτηκαν ως αρχεία .vs για να εισαχθούν στο Plotrefa.



Εικόνα 134. Οι καμπύλες χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων που καταγράφηκαν από όλα τα γεώφωνα της διάταξης.

Στο σημείο όπου η καμπύλη των χρόνων διαδρομής αλλάζει κλίση, εντοπίζεται και η αλλαγή του στρώματος. Αφού γίνει η επιλογή του σημείου όπου αλλάζει το στρώμα πάνω στο γράφημα ξεκινάει η διαδικασία της αντιστροφής των πρώτων αφίξεων (Time-Term Inversion). Η διαδικασία εξάγει ένα μοντέλο δύο στρωμάτων.



Εικόνα 135. Εξαχθέν μοντέλο δύο στρωμάτων από τη διαδικασία αντιστροφής των πρώτων αφίξεων

Για την τομογραφική αντιστροφή το πρώτο βήμα είναι η δημιουργία ενός αρχικού μοντέλου (generate initial model), μέσω του menu της εικόνας 136.

Initial model for tomography (smooth velocity model)

☒ Use layered model as initial model

Depth to top of lowest layer m

Minimum velocity m /sec

Maximum velocity m /sec

of layers

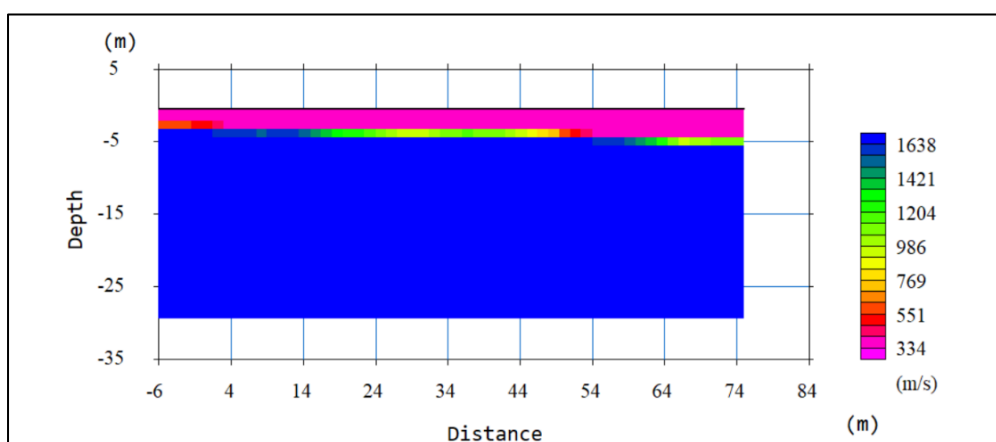
Elevation at the bottom left of the model m

Elevation at the bottom right of the model m

OK Cancel

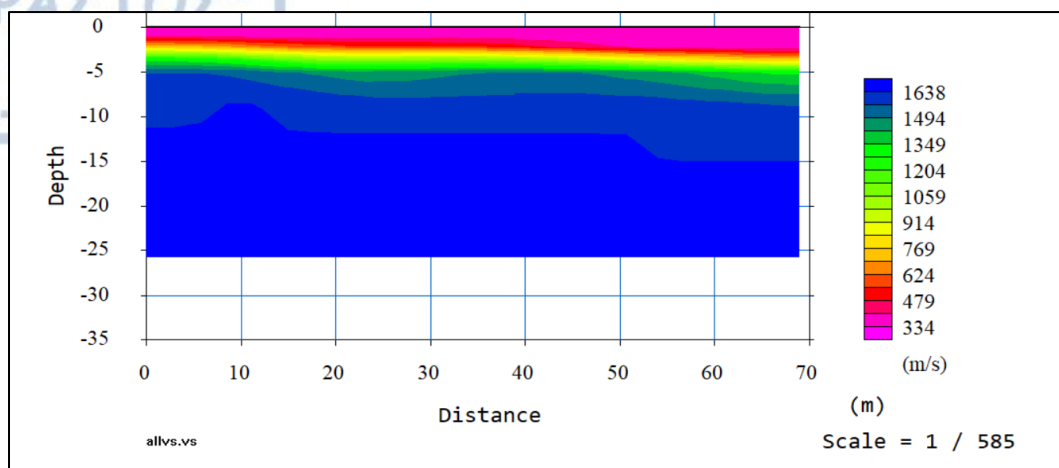
Εικόνα 136. Δημιουργία αρχικού μοντέλου (initial model)

Ο πιο ενδεδειγμένος τρόπος είναι να γίνει χρήση της επιλογής (use layered model as initial model). Η επιλογή αυτή ορίζει ως αρχικό μοντέλο το μοντέλο 2 στρωμάτων που εξήχθη από την αντιστροφή των πρώτων αφίξεων (Time Term Inversion). Αφού ολοκληρωθεί η διαδικασία παράγεται το αρχικό μοντέλο ταχυτήτων (Initial Model)



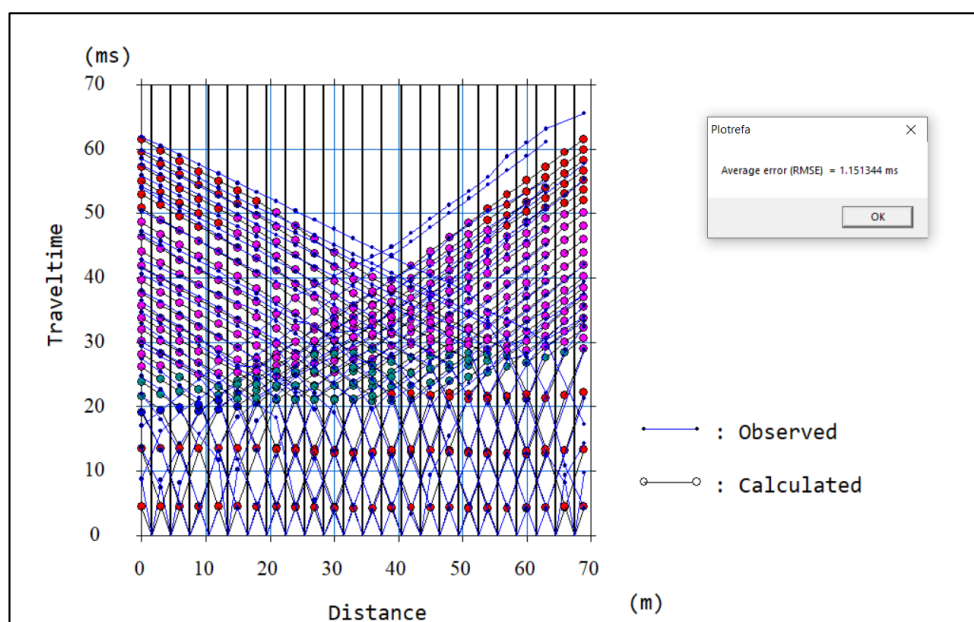
Εικόνα 137. Το αρχικό μοντέλο (Initial Model)

Αφού ολοκληρώθηκαν αυτά τα βήματα, εκτελέστηκε η τομογραφική αντιστροφή (tomographic inversion) με χρήση προεπιλεγμένων παραμέτρων (default parameters). Ο επαναληπτικός αλγόριθμος εκτελέστηκε με 10 επαναλήψεις (iterations) βελτιώνοντας το μοντέλο ώστε να προσομοιάζει τις μετρήσεις με το μικρότερο δυνατό μέσο τετραγωνικό σφάλμα.



Εικόνα 138. Η σεισμική τομογραφία διάθλασης (αποτέλεσμα Αντιστροφής)

Μετά το πέρας της διαδικασίας της αντιστροφής, υπάρχει η επιλογή να εμφανιστούν οι παρατηρούμενες και οι θεωρητικές καμπύλες των χρόνων διαδρομής. Οι διαφορές των παρατηρούμενων με τις θεωρητικές δίνει το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE). Στην εικόνα 139 του παραδείγματος διακρίνεται πως το RMSE είναι 1,151344 ms. Με μπλε χρώμα διακρίνονται οι παρατηρηθείσες (observed) ενώ με κόκκινο οι θεωρητικές (calculated).

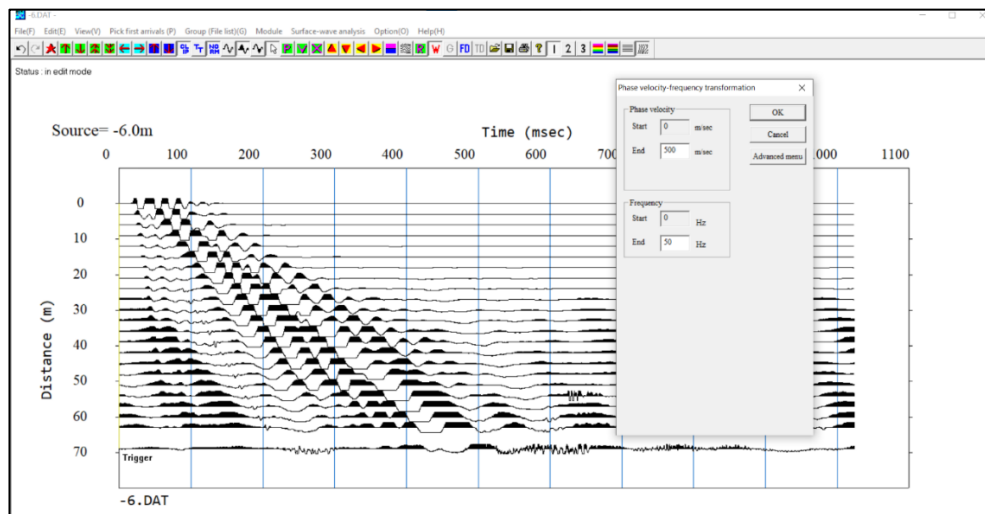


Εικόνα 139. Θεωρητικές και παρατηρηθείσες καμπύλες χρόνων διαδρομής

3.3.2.2 Μέθοδος MASW 1D

Για την επεξεργασία των δεδομένων της MASW 1D χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό SeisImager και πιο συγκεκριμένα τα πακέτα του, Pickwin, WaveEq.

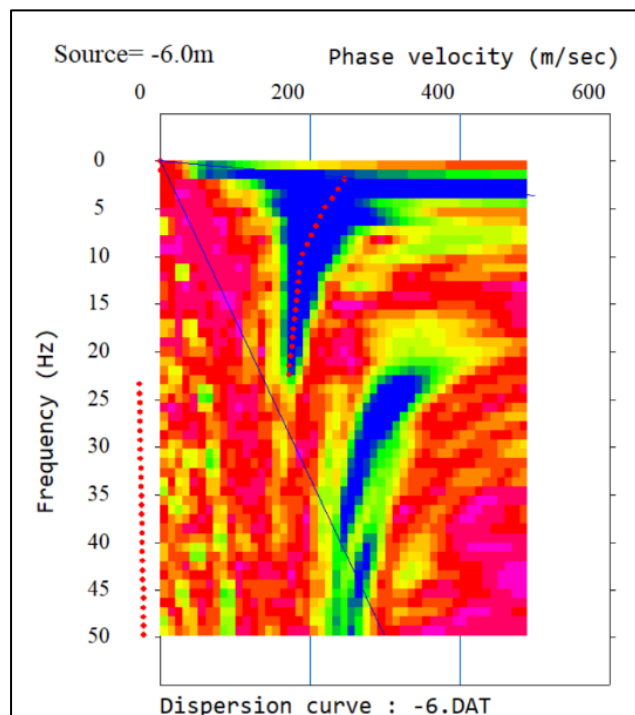
Αρχικά με το Pickwin ο χρήστης εισάγει την κυματομορφή. Έπειτα με την επιλογή Phase Velocity-Frequency Transformation πραγματοποιείται ο μετασχηματισμός του κυματικού πεδίου. Τροποποιείται η ταχύτητα φάσης και συχνότητας.



Εικόνα 140. Η επιλογή με την οποία μετασχηματίζεται το κυματικό πεδίο

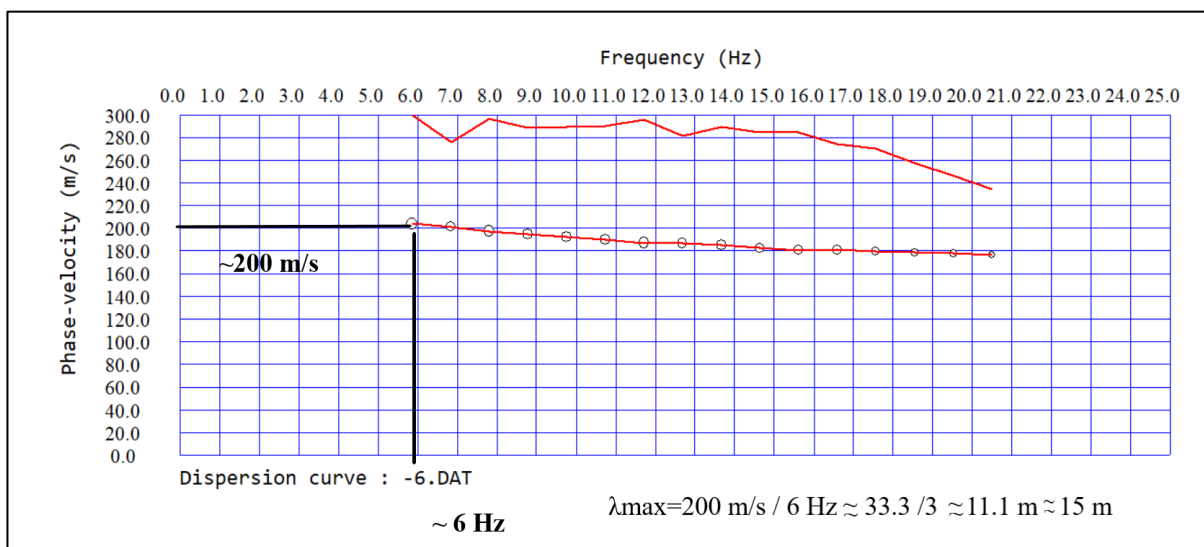
Για την καλύτερη απεικόνιση των καμπύλων διασποράς ορίστηκε η τιμή 500 m/s για την ταχύτητα φάσης και 50 Hz για την συχνότητα.

Όταν ολοκληρωθεί αυτό το βήμα εμφανίζεται το γράφημα ταχύτητας φάσης-συχνότητας όπου ο χρήστης θα πρέπει να επιλέξει τα σημεία που θα βελτιώσουν την θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (τοπικά ενεργειακά μέγιστα).



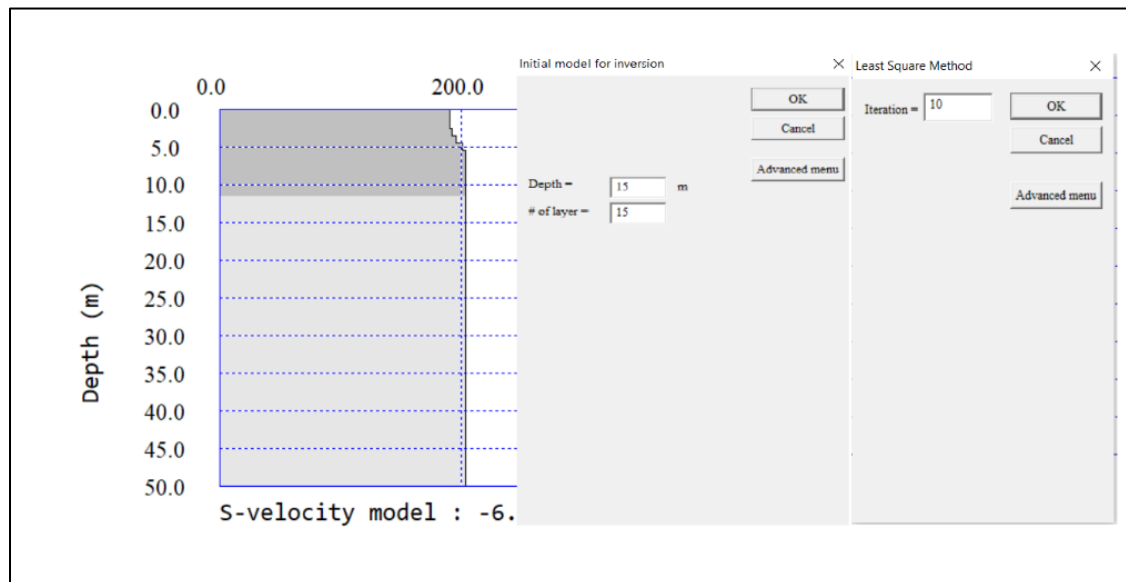
Εικόνα 141. Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς

Στο επόμενο βήμα καθορίστηκε το βάθος διασκόπησης από το γράφημα ταχύτητας φάσης συχνότητας, το οποίο ορίζεται θεωρητικά λίγο μεγαλύτερο από το μέγιστο βάθος λ_{max} . Το γράφημα εμφανίζεται στο πρόγραμμα WaveEq.

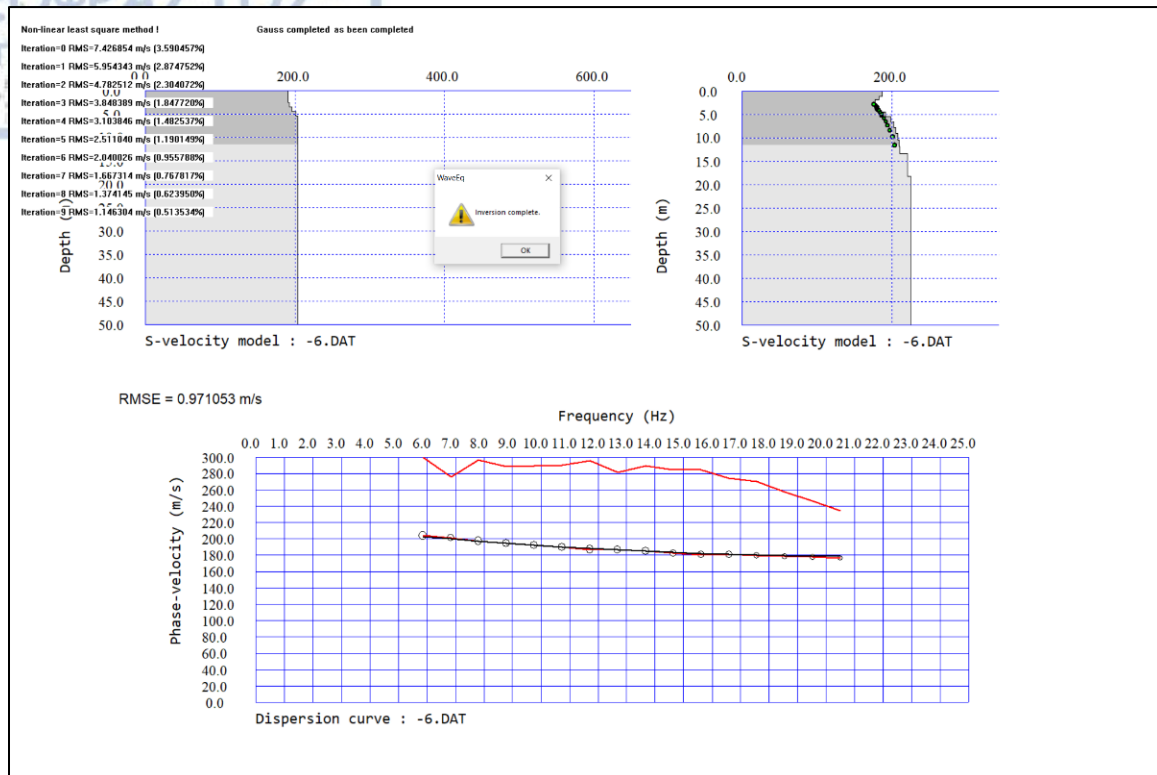


Εικόνα 142. Γράφημα όπου φαίνεται η καμπύλη διασποράς και στο πάνω μέρος φαίνεται η ποιότητα καμπύλης διασποράς

Αφού ορίζεται το βάθος, δημιουργείται ένα αρχικό μοντέλο για τη διαδικασία της αντιστροφής και εκτελείται ο αλγόριθμος αντιστροφής (με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων) ο οποίος τερματίζει μετά από 10 επαναλήψεις υπολογίζοντας το μέσο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς.



Εικόνα 143. Δημιουργία του Αρχικού Μοντέλου, ορισμός του βάθους του και των επαναλήψεων της αντιστροφής



Εικόνα 144. Πάνω: Η διαδικασία της αντιστροφής, τελικό μοντέλο αντιστροφής

Κάτω: Η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στην πειραματική

3.3.2.3 Παρουσίαση σεισμικών τομών διάθλασης και 1D MASW

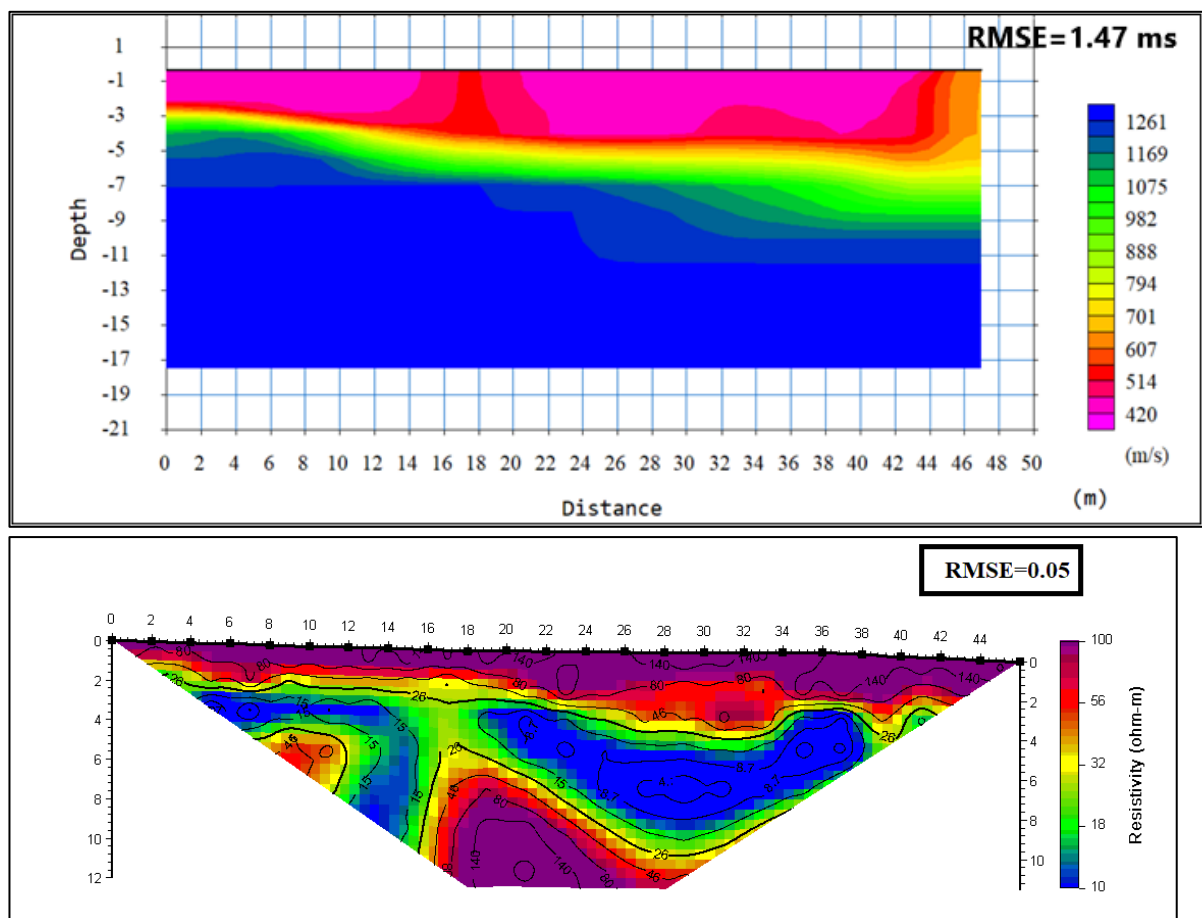
Στα σημεία όπου μετρήθηκαν οι σεισμικές τομές διάθλασης και η 1D MASW, πραγματοποιήθηκαν και μετρήσεις με τη μέθοδο της Ηλεκτρικής Τομογραφίας προς συσχέτιση των αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων. Έτσι, τα σεισμικά δεδομένα θα ερμηνευθούν συνδυαστικά με τις ηλεκτρικές τομογραφίες.

Σεισμική Τομή Διάθλασης 1

Η σεισμική τομογραφία διάθλασης 1 πραγματοποιήθηκε επί της γεωηλεκτρικής τομογραφίας 1. Η απόσταση (spacing) μεταξύ των 24 γεωφώνων ήταν 2 m ακριβώς όπως και η απόσταση των 24 ηλεκτροδίων στην γεωηλεκτρική τομογραφία. Το συνολικό ανάπτυγμα της μέτρησης ήταν 46 m. Οι συνολικές κρούσεις με το σφυρί ήταν 25 με την πρώτη να ξεκινά σε απόσταση 1 m από το πρώτο γεώφωνο της διάταξης. Έπειτα οι υπόλοιπες κρούσεις πραγματοποιήθηκαν ανάμεσα στα γεώφωνα με την τελευταία να γίνεται 1 m μετά το τελευταίο γεώφωνο. Για κάθε σημείο παραγωγής ελαστικών κυμάτων πραγματοποιήθηκαν 3 επαναλήψεις κρούσεων.



Εικόνα 145. Η σεισμική τομή διάθλασης 1 (Κοκκαλίδου 2020)



Εικόνα 146. Σεισμική Τομογραφία Διάθλασης 1 και Γεωηλεκτρική Τομογραφία 1

Η σεισμική τομογραφία διάθλασης παρουσιάζει ένα εύρος ταχυτήτων επιμηκών κυμάτων P από 420-1261 m/s. Επιφανειακά, παρατηρείται ένα στρώμα πάχους 3 m όπου συναντώνται χαμηλές ταχύτητες P κυμάτων 400-500 m/s. Πρόκειται για το επιφανειακό στρώμα, το οποίο είναι ακόρεστο και συνιστάται από αδρόκοκκο υλικό. Υπάρχει συνάφεια της σεισμικής τομογραφίας με την γεωηλεκτρική τομογραφία για αυτό το στρώμα. Ένα χαρακτηριστικό αυτού του στρώματος είναι ότι γύρω στο 14-20 m εμφανίζεται μια πλευρική αύξηση των ταχυτήτων των P κυμάτων (500-600 m/s). Αυτό το γεγονός ίσως υποδηλώνει το σημείο ύπαρξης της ρωγμής, δεδομένου πως το στρώμα αυτό υπέστη συνίζηση. Η πλευρική εναλλαγή επιβεβαιώνεται και σε μεγαλύτερα βάθη, στην σεισμική τομογραφία διάθλασης. Από τα 3 m και βαθύτερα οι ταχύτητες των P κυμάτων αυξάνονται και ξεπερνούν απότομα τα 1000 m/s. Αυτή η αύξηση των ταχυτήτων των P κυμάτων δηλώνει την ύπαρξη κορεσμένων στρωμάτων στα 3.5 m. Κάτι τέτοιο έρχεται σε σύμφωνια με την εικόνα της γεωηλεκτρικής τομογραφίας. Επιβεβαιώνεται η ύπαρξη κορεσμένων σχηματισμών αμμοίλου και άμμων.

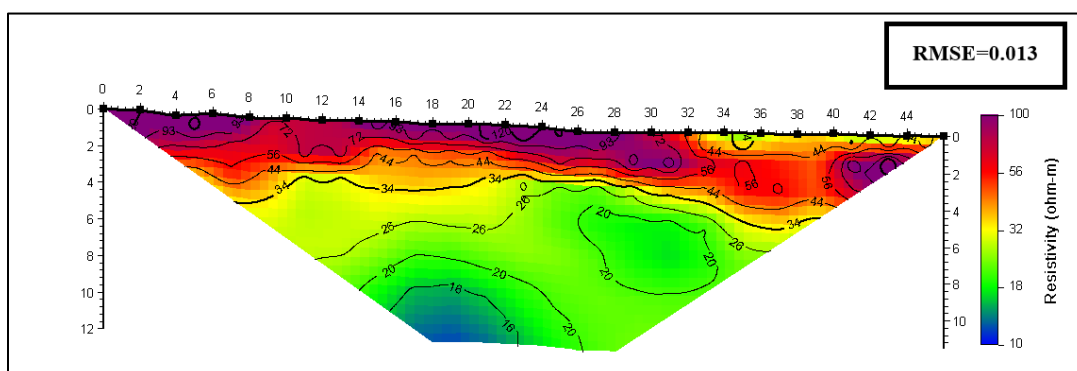
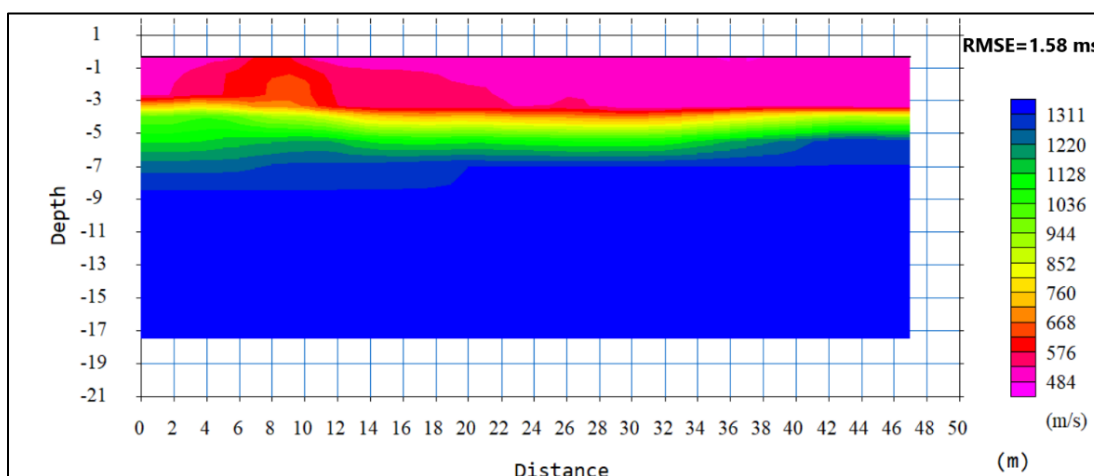
Οι πληροφορίες οι οποίες προκύπτουν από την ερμηνεία της σεισμικής τομογραφίας 1 είναι ότι στην περιοχή, η κορεσμένη ζώνη εντοπίζεται περίπου στα 3-4 m και ότι επιβεβαιώνεται η ύπαρξη ενδεχόμενης εκδήλωσης εδαφικών ρωγμωσεων στο 14-20 m της τομής.

Σεισμική Τομή Διάθλασης 3

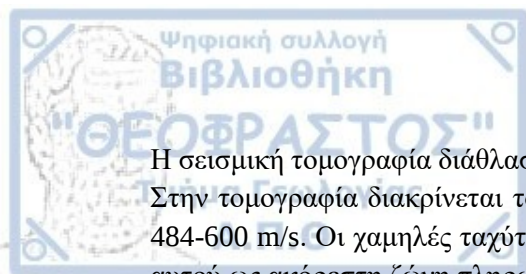
Η σεισμική τομογραφία διάθλασης 3 πραγματοποιήθηκε επί της γεωηλεκτρικής τομογραφίας 3. Η απόσταση (spacing) μεταξύ των 24 γεωφώνων ήταν 2 m ακριβώς όπως και η απόσταση των 24 ηλεκτροδίων στην γεωηλεκτρική τομογραφία. Το συνολικό ανάπτυγμα της μέτρησης ήταν 46 m. Οι συνολικές κρούσεις με το σφυρί ήταν 25 με την πρώτη να ξεκινά σε απόσταση 1 m από το πρώτο γεώφωνο της διάταξης. Έπειτα οι υπόλοιπες κρούσεις πραγματοποιήθηκαν ανάμεσα στα γεώφωνα με την τελευταία να γίνεται 1 m μετά το τελευταίο γεώφωνο. Για κάθε σημείο παραγωγής ελαστικών κυμάτων πραγματοποιήθηκαν 3 επαναλήψεις κρούσεων.



Εικόνα 147. Η Σεισμική Τομή Διάθλασης L3 στην ίδια θέση με την Γεωηλεκτρική Τομογραφία L1 (Κοκκαλίδου, 2020)



Εικόνα 148. Σεισμική Τομογραφία Διάθλασης 1 και Γεωηλεκτρική Τομογραφία 3



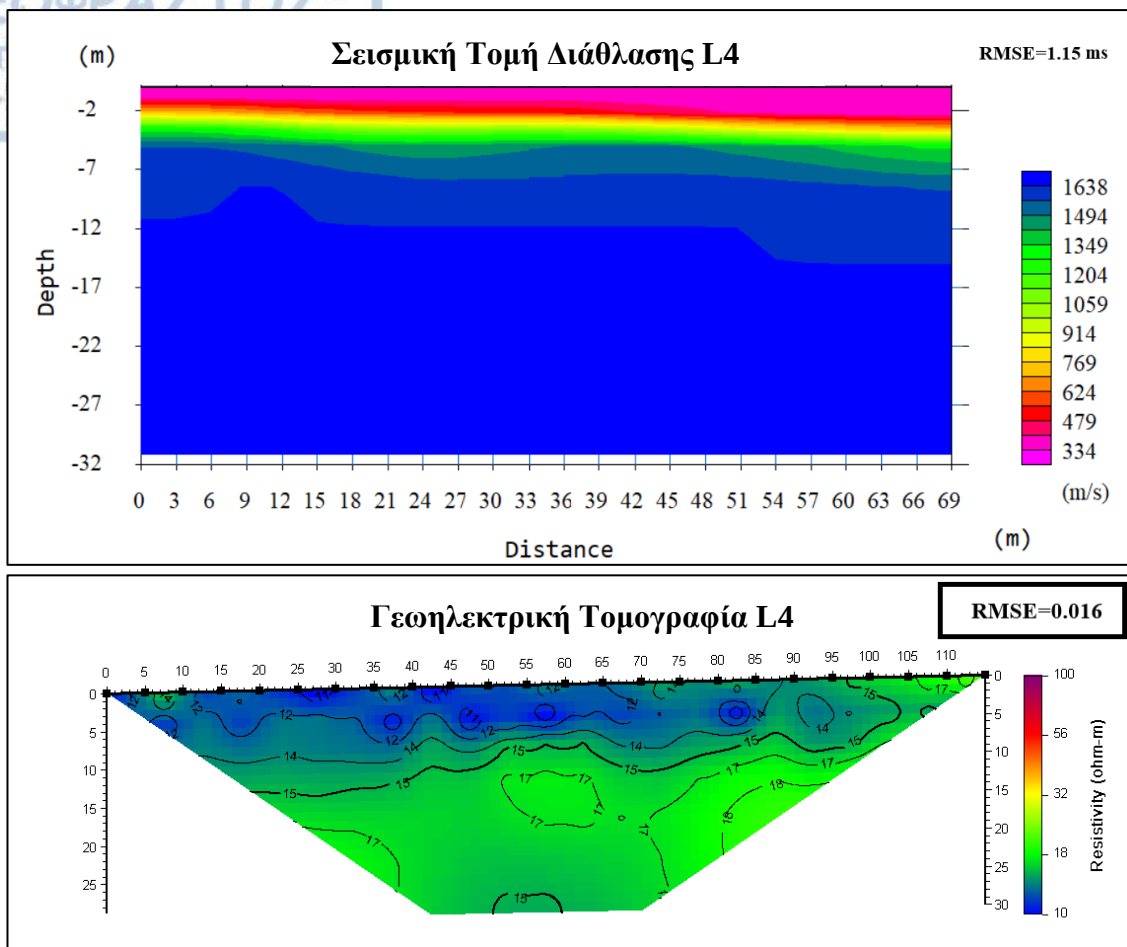
Η σεισμική τομογραφία διάθλασης 3 περιλαμβάνει ένα εύρος ταχυτήτων P κυμάτων 484-1311 m/s. Στην τομογραφία διακρίνεται το εδαφικό κάλυμμα με πάχος 3 m με χαρακτηριστικές ταχύτητες 484-600 m/s. Οι χαμηλές ταχύτητες P κυμάτων επιβεβαιώνουν τον χαρακτηρισμό του στρώματος αυτού ως ακόρεστη ζώνη πληρωμένη με εδαφικό αδρόκοκκο υλικό. Στο 8-12 μήκος της σεισμικής τομογραφίας διακρίνεται μια αύξηση της ταχύτητας των P κυμάτων στο επιφανειακό στρώμα. Η αλλαγή αυτή στο επιφανειακό στρώμα επιβεβαιώνεται και στην ηλεκτρική τομογραφία με μια μικρή πτώση στις ηλεκτρικές αντιστάσεις. Δεν υπάρχει κάποια ένδειξη ύπαρξης ρωγμής διότι αυτή η εναλλαγή δεν συναντάται στα βαθύτερα στρώματα. Γύρω στα 3.5-4 m συναντάται η κορεσμένη ζώνη λόγω της απότομης αύξησης των P ταχυτήτων >1000 m/s. Τα στρώματα που ακολουθούν βαθύτερα παρουσιάζουν οριζόντια στρώση και αντιστοιχούν στο σχηματισμό από άμμους και χαλίκια. Οι ταχύτητες των P κυμάτων παρουσιάζουν εύρη που πιστοποιούν την ύπαρξη κορεσμένων χαλαρών υλικών (ιζημάτων) με τους χαρακτηρισμούς που αποδόθηκαν μετά την ερμηνεία της γεωηλεκτρικής τομογραφίας.

Σεισμική Τομή Διάθλασης L4 και μονοδιάστατη (1D) MASW

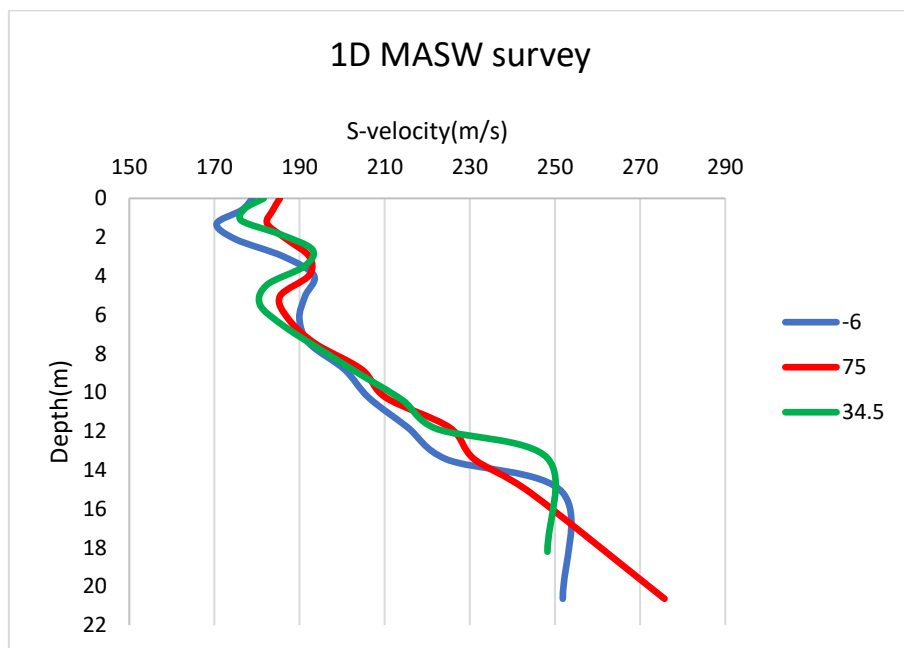
Η σεισμική τομογραφία διάθλασης L4 σχεδιάστηκε πάνω στην Ηλεκτρική Τομογραφία L4. Πιο συγκεκριμένα η διάταξη γεωφώνων εγκαταστάθηκε στο 35 m της ηλεκτρικής τομογραφίας. Η ισοδιάσταση (spacing) των 24 γεωφώνων ήταν 3 m και το μήκος της διάταξης 69 m. Πραγματοποιήθηκαν συνολικά 27 κρούσεις παραγωγής ελαστικών κυμάτων ανάμεσα στα γεώφωνα και εκτός διάταξης για καλύτερη απεικόνιση της δισδιάστατης τομής διάθλασης. Για την μέτρηση MASW τα γεώφωνα αντικαταστάθηκαν με γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 4.5 Hz. Έπειτα πραγματοποιήθηκαν 3 κρούσεις συνολικά, οι δύο εκατέρωθεν της διάταξης και η μια στο κέντρο της. Για κάθε σημείο παραγωγής ελαστικών κυμάτων πραγματοποιήθηκαν επαναλήψεις κρούσεων.



Εικόνα 149. Η σεισμική τομή διάθλασης L4



Εικόνα 150. Σεισμική τομή διάθλασης L4 και γεωηλεκτρική τομογραφία L4



Εικόνα 151. Μεταβολή της ταχύτητας των S κυμάτων με το βάθος για τρεις κρούσεις παραγωγής σεισμικών κυμάτων

Το γράφημα της εικόνας 151 προέκυψε από τα αποτελέσματα του WaveEq όπου η αντιστροφή των καμπύλων διασποράς παρήγαγε ένα 1D μοντέλο ταχυτήτων των S κυμάτων με το βάθος. Τα αποτελέσματα που χρησιμοποιήθηκαν για την κατασκευή του γραφήματος συνοψίζονται στον πίνακα 6.

Πίνακας 6. Οι ταχύτητες των S κυμάτων συναρτήσει του βάθους για τρεις σεισμικές πηγές

-6		34.5		75	
Depth(m)	S-velocity (m/s)	Depth (m)	S-velocity (m/s)	Depth(m)	S-velocity (m/s)
0	178.9568	0	181.5714	0	185.359
0.607143	176.3456	0.535714	177.067	0.607143	183.7077
1.307692	170.5019	1.153846	176.3725	1.307692	182.3967
2.101648	174.9007	1.854396	185.4563	2.101648	186.9294
2.989011	186.1279	2.637363	192.9962	2.989011	192.2342
3.96978	193.369	3.502748	191.1021	3.96978	192.2229
5.043956	191.2743	4.45055	182.3801	5.043956	185.3781
6.211538	189.9476	5.48077	180.6922	6.211538	187.3385
7.472527	192.2502	6.593407	186.3687	7.472527	193.5836
8.826923	200.577	7.788462	194.8391	8.826923	204.6187
10.27473	206.2418	9.065934	204.1901	10.27473	210.2873
11.81593	215.4315	10.42583	214.3026	11.81593	225.2364
13.45055	224.4987	11.86813	222.0316	13.45055	231.0469
15.17857	251.8165	13.39286	248.2127	15.17857	244.2345
20.64286	251.8165	18.21429	248.2127	20.64286	275.7228

Με μια συνολική ερμηνεία των τριών μεθόδων προκύπτουν σημαντικά στοιχεία σχετικά με τον καθορισμό του υπεδάφους αλλά και με το βάθος του υδροφόρου.

- Μέσω της Ηλεκτρικής Τομογραφίας μπορούμε να διακρίνουμε δυο σχηματισμούς. Ο επιφανειακός παρουσιάζει ένα πάχος 8-9 m με ένα εύρος ηλεκτρικών αντιστάσεων 10-15 Ohm-m. Το συγκεκριμένο γεωηλεκτρικό στρώμα αντιστοιχεί στον λιθολογικό σχηματισμό της αμμοιλύος. Βαθύτερα, από τα 9 έως τα 30 m παρατηρείται ένα εύρος αντιστάσεων από 15-20 Ohm. Βάσει αντιστάσεων το γεωηλεκτρικό στρώμα αντιστοιχεί σε αμμούχο λιθολογικό σχηματισμό πιο συνεκτικό από τον ανώτερο του.
- Η σεισμική τομογραφία διάθλασης περιλαμβάνει ένα λεπτό επιφανειακό στρώμα το οποίο βάσει ταχυτήτων των P κυμάτων (400-500 m/s) θεωρείται ακόρεστο και αναφέρεται σε χαλαρό σχηματισμό. Περίπου στα 6 m παρατηρείται μια αύξηση των ταχυτήτων με την $V_p > 1500$ m/s. Στο σημείο εκείνο συναντάται η κορεσμένη ζώνη. Συνολικά, τα εύρη ταχυτήτων 400-1600 m/s πιστοποιούν πως στην περιοχή κυριαρχούν χαλαρά ιζήματα.
- Οι ταχύτητες των S κυμάτων παρουσιάζουν μια αυξητική τάση με το βάθος. Τα συνολικά εύρη ταχυτήτων των S κυμάτων είναι από 178-275 m/s. Τα εύρη ταχυτήτων αναφέρονται

σε χαλαρούς λιθολογικούς σχηματισμούς επιβεβαιώνοντας τα στοιχεία των άλλων δύο μεθόδων. Γνωρίζοντας ότι τα κύματα S δεν διαδίδονται στο νερό και λαμβάνοντας υπόψη ότι στα ίδια βάθη οι ταχύτητες των P κυμάτων είναι πολύ μεγαλύτερες (>1000 m/s), επαληθεύεται το συμπέρασμα πως στην περιοχή η κορεσμένη ζώνη εμφανίζεται περίπου στα 6 m.

3.4 Μετρήσεις Γεωραντάρ

Σε αυτό το κεφάλαιο θα περιγραφούν οι διαδικασίες που ακολουθήθηκαν για την συλλογή και την επεξεργασία των δεδομένων Γεωραντάρ.

3.4.1 Εξοπλισμός γεωραντάρ

Ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε ήταν το σύστημα γεωραντάρ pulseEKKO 1000 της εταιρίας Sensors and Software. Κατά τη διάρκεια των μετρήσεων, το γεωραντάρ έφερε πάνω του θωρακισμένη κεραία κεντρικής συχνότητας 500 MHz. Σε κάποιες τομές γεωραντάρ χρησιμοποιήθηκε η κεραία κεντρικής συχνότητας 250 MHz προς σύγκριση των δεδομένων μεταξύ τους. Το βήμα δειγματοληψίας ορίστηκε στα 0.010 m ενώ το χρονικό παράθυρο ορίστηκε στα 40 ns για την κεραία 500 MHz και στα 50 ns για την κεραία των 250 MHz. Επίσης, πραγματοποιήθηκε calibration του οδομέτρου του οργάνου. Η συγκεκριμένη διαδικασία αφορά τη μετάφραση των κύκλων που πραγματοποιεί η ρόδα του ραντάρ σε απόσταση και πρέπει να πραγματοποιείται κάθε φορά που αλλάζει η μορφολογία του εδάφους πάνω στο οποίο γίνεται η μέτρηση. Η διαδικασία πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια μετροταινίας και το Odometer Cal ορίστηκε στα 1099.200 ticks/m.



Εικόνα 152. Το οδόμετρο του γεωραντάρ

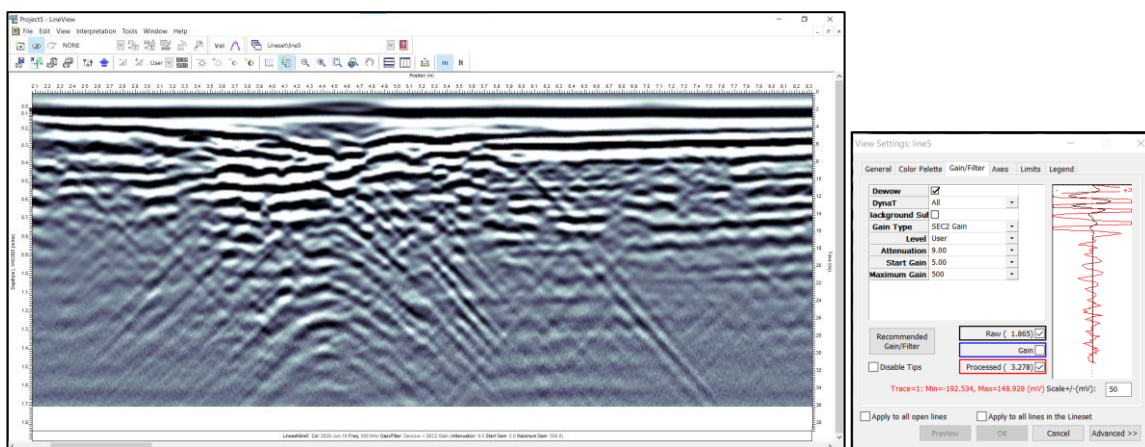


Εικόνα 153. Η κονσόλα ελέγχου/φορητός Η/Υ του γεωραντάρ (λειτουργικό σύστημα: Unix)

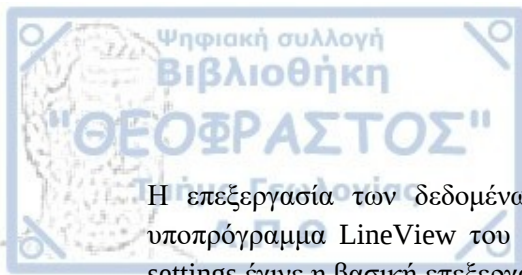
3.4.2 Επεξεργασία των δεδομένων του γεωραντάρ

Η επεξεργασία των δεδομένων του γεωραντάρ πραγματοποιήθηκε με το λογισμικό πακέτο EKKO_Project V5 R3 της εταιρίας Sensors and Software.

Τα πρωτογενή δεδομένα μεταφέρθηκαν από το όργανο στον Η/Υ μέσω usb stick. Για όλα τα δεδομένα εφαρμόστηκε ένα φίλτρο de-wow με σκοπό να απομακρυνθούν οι πολύ χαμηλές συχνότητες (wow). Οι χαμηλές συχνότητες αυτές, συνδέονται με επαγωγικά φαινόμενα και με το περιορισμένο δυναμικό εύρος του οργάνου. Επιπλέον, εφαρμόστηκε ενίσχυση (time gain) των δεδομένων με το χρόνο. Πιο συγκεκριμένα, εφαρμόστηκε η μέθοδος ενίσχυσης SEC2 (spherical exponential compensate) που αφορά μια σύνθεση γραμμικής και εκθετικής ενίσχυσης των δεδομένων με τον χρόνο. Έχοντας τη γνώση ότι τα δεδομένα του γεωραντάρ αποσβένουν εκθετικά, το φίλτρο ενίσχυσης SEC2 είναι αυτό που προσομοιάζει καλύτερα τις πραγματικές συνθήκες. Η μέθοδος αυτή επιχειρεί να εξισορροπήσει τις σφαιρικές απώλειες διάδοσης και απόσβεσης οι οποίες προκύπτουν συναρτήσει της απόστασης από την πηγή.



Εικόνα 154. Η επεξεργασία με το LineView για τη γραμμή 5 μέσω της επιλογής Gain-Filter settings



Η επεξεργασία των δεδομένων του ραντάρ για τα δύο datasets πραγματοποιήθηκε με το υποπρόγραμμα LineView του λογισμικού πακέτου Ekko Project. Από την επιλογή Gain/Filter settings έγινε η βασική επεξεργασία για την εικόνα κάθε τομής γεωραντάρ ξεχωριστά.

Δεξιά από το παράθυρο επιλογών Gain-Filter Settings (Εικόνα 154) απεικονίζεται το γράφημα του ίχνους καταγραφής. Έτσι, μετακινώντας τον κέρσορα κατά μήκος της τομογραφίας, μπορούμε να έχουμε μια εικόνα των ίχνων καταγραφής. Το θετικό και το αρνητικό όριο (υποδεικνύεται από τα σύμβολα + - στην αριστερά και δεξιά γωνία) είναι τα όρια στα οποία μπορεί το σύστημα να καταγράψει το μέγιστο πλάτος. Ο χρήστης έχει την επιλογή να απεικονίζει στο διάγραμμα τα πρωτογενή ίχνη (μαύρο χρώμα) τα επεξεργασμένα ίχνη (κόκκινο χρώμα) καθώς και την ενίσχυση του σήματος (gain).

Η επιλογή Background Subtraction χρησιμοποιεί ένα φίλτρο το οποίο απομακρύνει όλες τις οριζόντιες γραμμές (από οριζόντιες αποκρίσεις) από τα δεδομένα, ενισχύοντας τις υπερβολικές ανακλάσεις οι οποίες προκύπτουν από σημειακούς υπεδάφιους στόχους. Αφαιρεί τις αποκρίσεις από τα απευθείας κύματα αέρα και εδάφους (direct air wave, direct ground wave). Το φίλτρο αυτό μπορεί επίσης να βοηθήσει στην απεικόνιση πολύ επιφανειακών στόχων οι οποίοι υπερκαλύπτονται από ισχυρότερες ανακλάσεις στα ίδια βάθη.

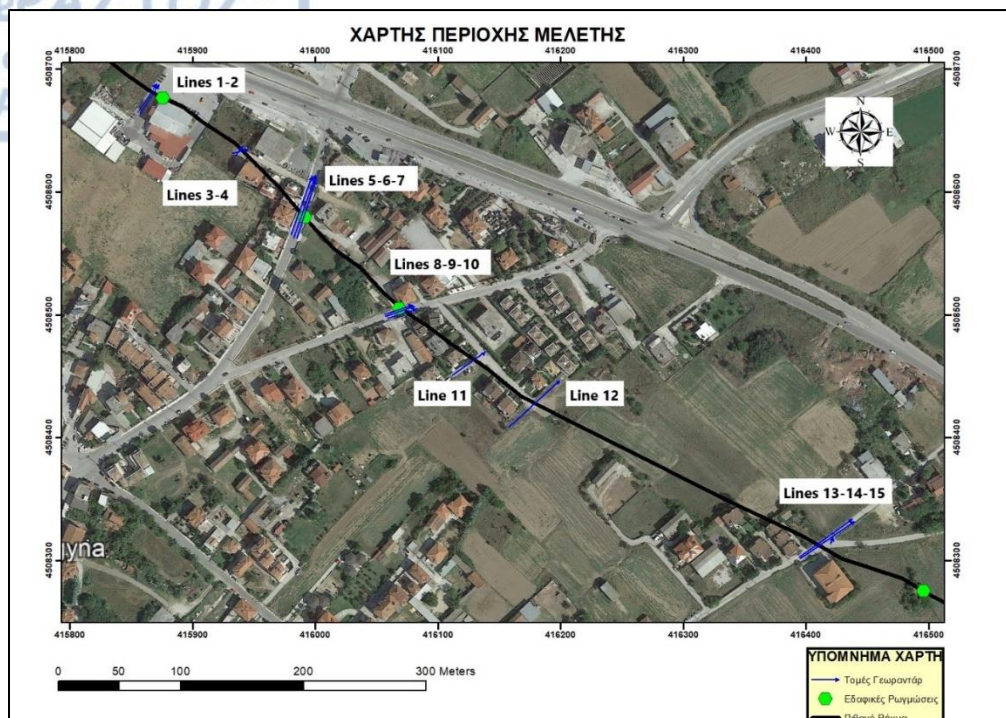
Όσον αφορά την επιλογή Attenuation πρόκειται για τον παράγοντα απόσβεσης των κυμάτων που διαδίδονται στο υπέδαφος. Η επιλογή αυτή βοηθά τον χρήστη να αναδείξει περιοχές με μεγαλύτερη απόσβεση (πχ περιοχές υψηλής αγωγιμότητας) εφαρμόζοντας ενισχυτικό παράγοντα στα δεδομένα. Παρόλα αυτά αυξάνοντας την τιμή του παράγοντα απόσβεσης υπάρχει η πιθανότητα υπερενίσχυσης των δεδομένων (over-gained data), κάτι που δυσκολεύει την ερμηνεία.

Οι επιλογές Start Gain και Maximum Gain αφορούν τις τιμές αρχικής και μέγιστης ενίσχυσης των δεδομένων. Οι τιμές αυτές συνδέονται με τον παράγοντα ενίσχυσης γι' αυτό θα πρέπει να επιλέγονται συνδυαστικά.

3.4.3 Παρουσίαση τομών γεωραντάρ

Στη συγκεκριμένη παράγραφο θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα κάποιων χαρακτηριστικών τομών Γεωραντάρ. Το σύνολο όλων των τομών βρίσκεται στο παράρτημα.

Οι μετρήσεις γεωραντάρ έγιναν ως επί το πλείστον πάνω σε περιοχές όπου υπήρχε οδόστρωμα με σκοπό την καταγραφή των εδαφικών ρωγμών. Οι τομές πραγματοποιήθηκαν εγκάρσια με τις διευθύνσεις των ρωγμών που παρατηρήθηκαν στο οδόστρωμα.



Εικόνα 155. Χάρτης όπου απεικονίζονται οι θέσεις των τομών γεωραντάρ

Τομή 15

Η τομή 15 πραγματοποιήθηκε σε επαρχιακό δρόμο εγκάρσιο με την ΕΟ Θεσσαλονίκης Καβάλας. Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις με την κεραία κεντρικής συχνότητας 250 και 500 MHz.

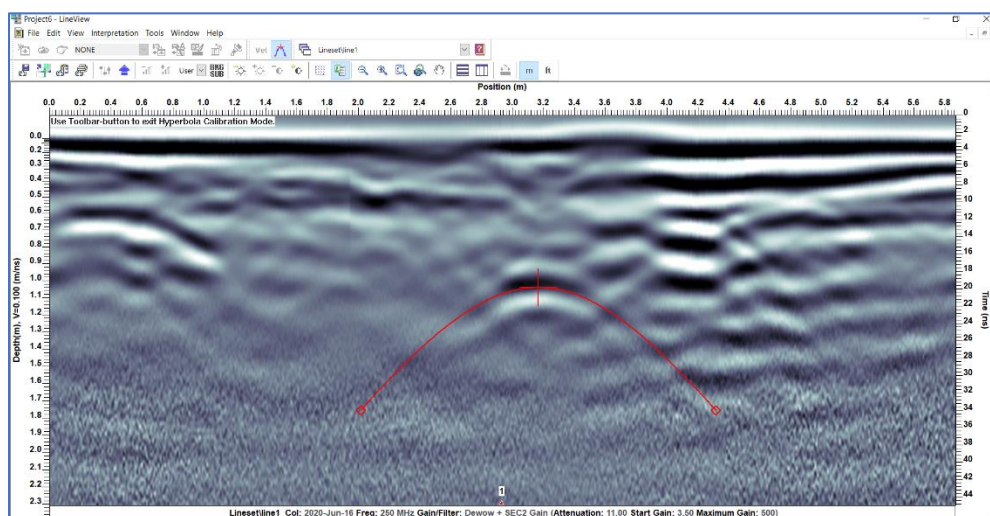


Εικόνα 156. Διέλευση Γεωραντάρ από την εδαφική ρωγμωση η οποία προκάλεσε παραμόρφωση στο οδόστρωμα



Εικόνα 157. Όταν το ραντάρ διήλθε από την πιθανή ρωγμή, σημειώθηκε από τον χρήστη η θέση παρατήρησης

Η τυπική εικόνα γεωραντάρ απεικονίζει τη ρωγμή ως μια υπερβολή με τα κοίλα προς τα κάτω. Μετά την συσχέτιση της επιφανειακής εμφάνισης της ρωγμής με την εμφάνιση της στην τομή (ως υπερβολή) πραγματοποιήθηκε Hyperbola Fitting (Προσαρμογή Υπερβολής) με σκοπό τον καθορισμό της ταχύτητας του παλμού στο υπέδαφος. Η ταχύτητα μετά από αυτή τη διαδικασία ορίστηκε στα 0.09 m/ns όπου αναπροσαρμόστηκαν και οι άξονες του βάθους.

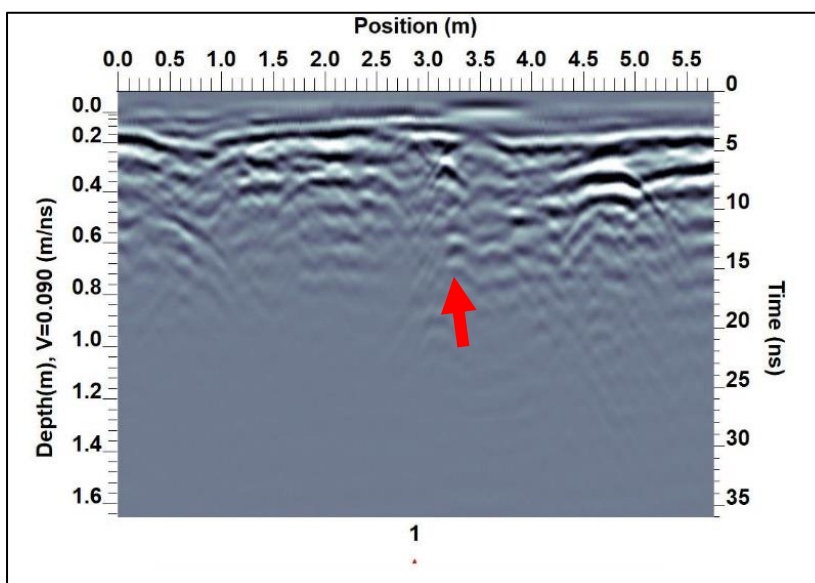


Εικόνα 158. Η εφαρμογή Hyperbola fitting για καθορισμό της ταχύτητας διάδοσης στο υπέδαφος

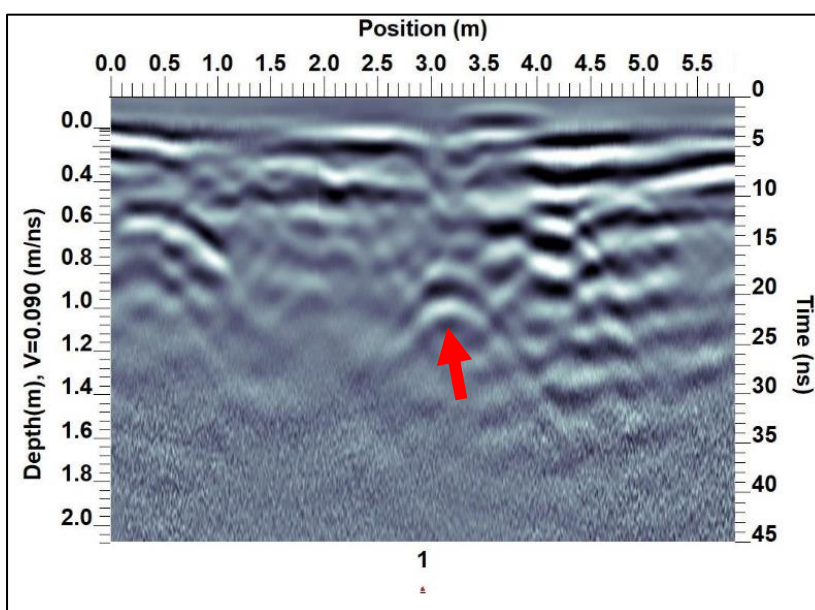
Από τις δυο εικόνες τομών Γεωραντάρ οι οποίες προέκυψαν με τις δύο διαφορετικές κεραίες κεντρικής συχνότητας, εξήχθη το συμπέρασμα ότι η κεραία των 250 MHz απεικόνισε καλύτερα την υπερβολή η οποία είναι αποτέλεσμα της ανάκλασης που έδωσε η ρωγμή. Εν αντιθέσει, η τομή που πραγματοποιήθηκε με την 500 MHz κεραία παρείχε μια πολύ καλή διακριτική ικανότητα (resolution) αλλά δυσκόλεψε στην εύρεση της ρωγμής.

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα της δεύτερης εικόνας, διακρίνεται πληροφορία μέχρι το 1.5 m. Από τα 1.5 m και βαθύτερα παρατηρείται υψίσυχνος θόρυβος ο οποίος αποτρέπει περεταίρω απόπειρες ερμηνείας.

Οι δύο εικόνες παρουσιάζουν ομοιότητες ως προς τη θέση στην οποία εντοπίζεται η ανάκλαση από τη ρωγμή (~0.8 m βάσει τομής της δεύτερης εικόνας).



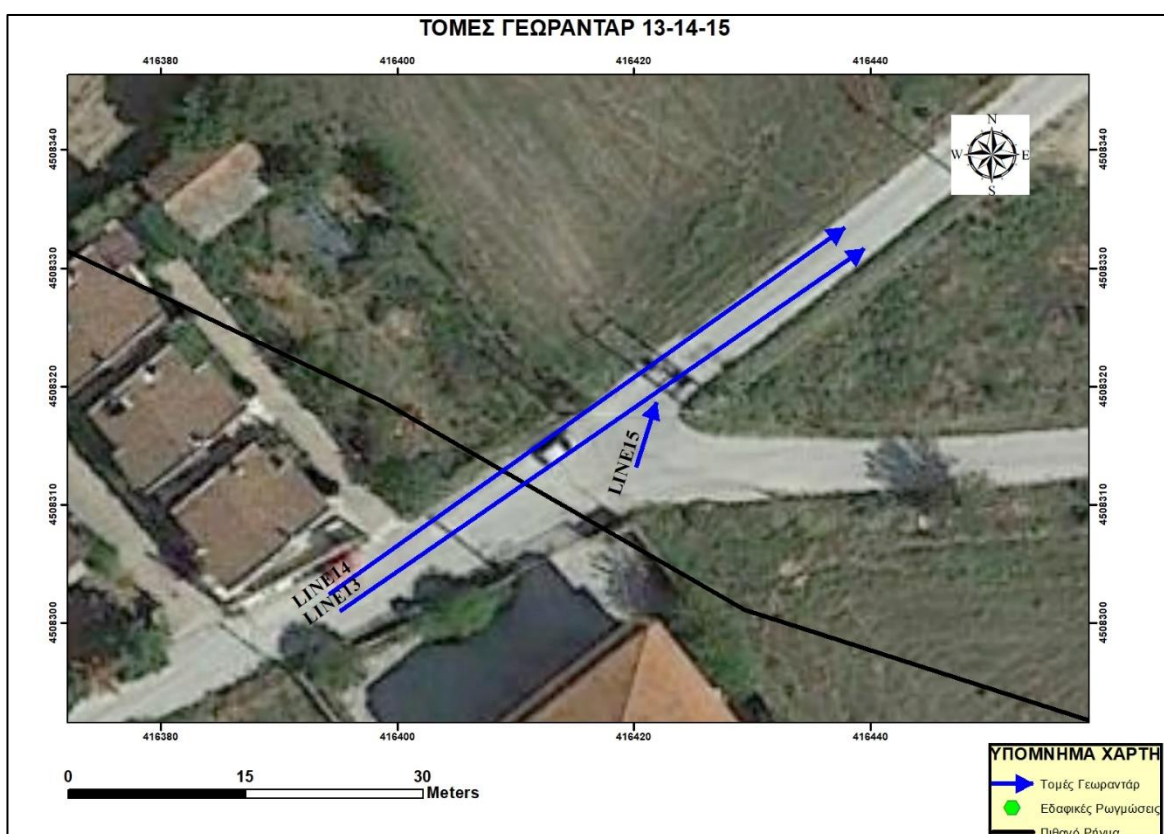
Εικόνα 159. Η τομή 15 με την κεραία 500 MHz.



Εικόνα 160. Η τομή 15 με την κεραία 250 MHz

Τομές 13-14

Οι τομές 13 και 14 μετρήθηκαν στον ίδιο δρόμο που πραγματοποιήθηκε η μέτρηση της τομής 15. Ο σκοπός να αναζητηθεί εάν η ρωγμή προεκτείνεται στον υπόλοιπο δρόμο. Οι ενδείξεις από την υπαίθρια παρατήρηση υπέδειξαν ότι στον δρόμο εμφανίζεται η ρωγμωση ως προέκταση της ήδη χαρτογραφηθείσας με την τομή 15. Ο χάρτης απεικονίζει τη θέση των τομών συγκριτικά με τον δρόμο.

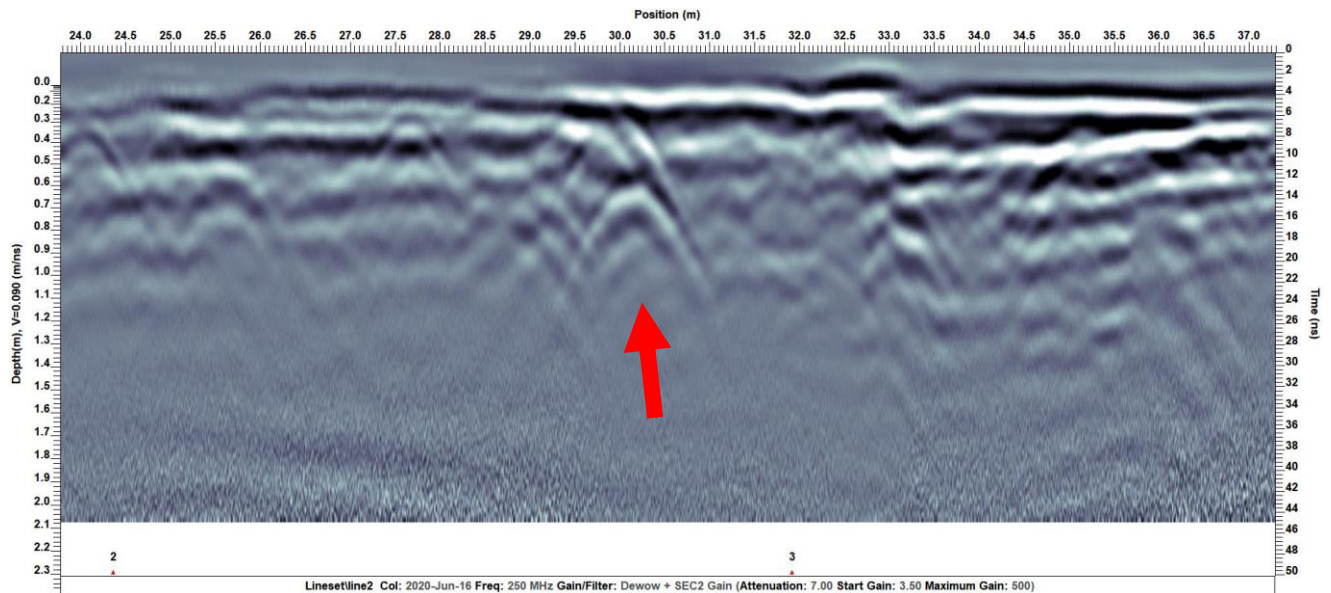


Εικόνα 161. Οι τομές Γεωραντάρ 13-14-15 στο χάρτη

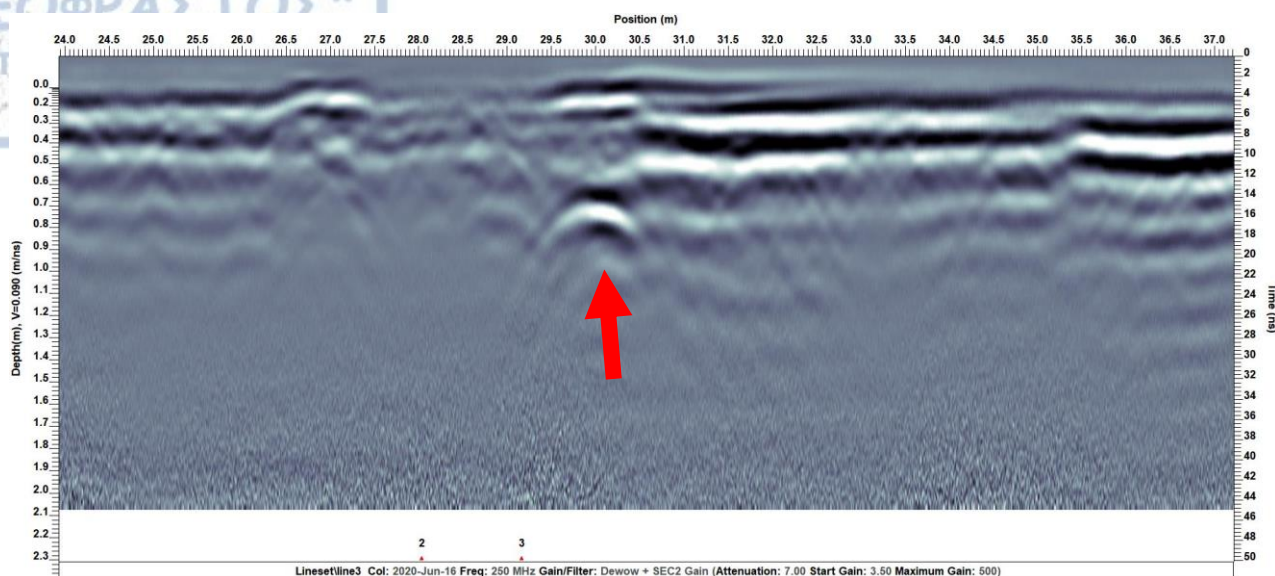


Εικόνα 162. Οι τρεις διαδοχικές τομογραφίες (13-14 παράλληλες μεταξύ τους)

Για τις συγκεκριμένες μετρήσεις χρησιμοποιήθηκαν οι κεραίες των 250 MHz και 500 MHz. Η κεραία των 250 MHz απεικόνισε καλύτερα τη θέση της υπερβολής.



Εικόνα 163. Τομή γεωραντάρ 13 με την κεντρικής συχνότητα 250 MHz

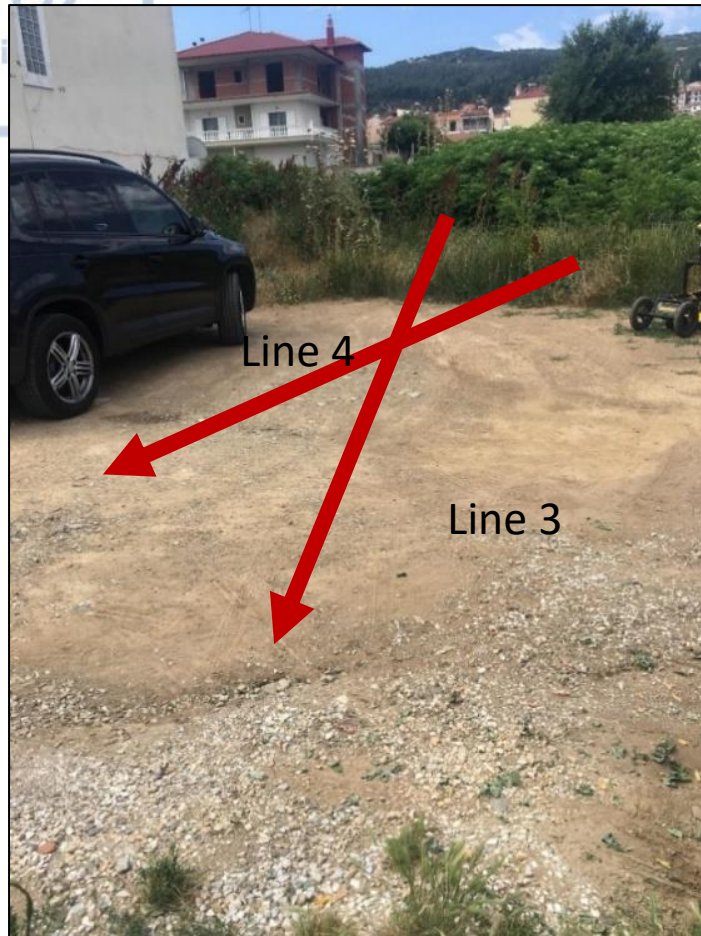


Εικόνα 164. Τομή γεωραντάρ 14 με την κεραία κεντρικής συχνότητας 250 MHz

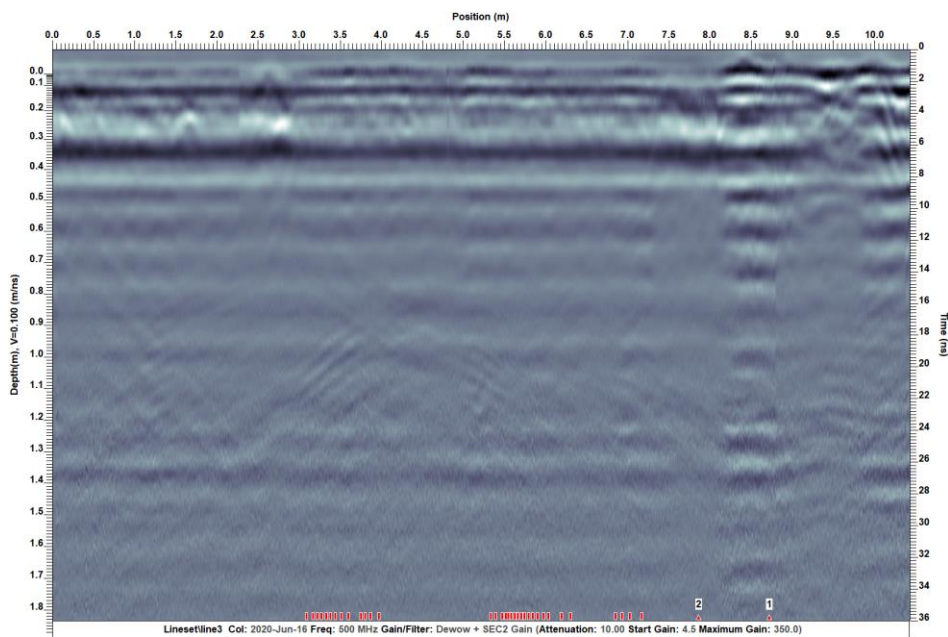
Στις εικόνες παρατηρείται η ρωγμή της οποίας η ανάκλαση φαίνεται ως υπερβολή. Οι δύο εικόνες ταυτίζονται ως προς τα βάθη παρατήρησης. Συγκεκριμένα, παρατηρούνται στα 0.7 m με την ταχύτητα του παλμού να ορίζεται στα 0.09 m/ns. Όσον αφορά το σημείο στο οποίο εντοπίστηκαν οι υπερβολές, αυτό ήταν το 30 m.

Τομές 3-4

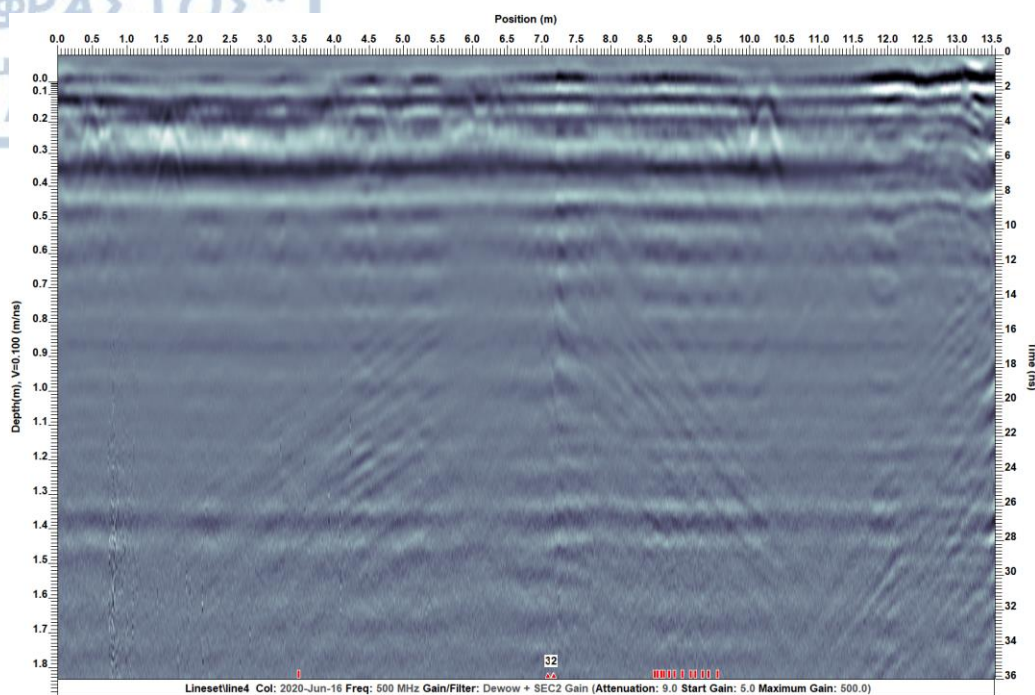
Οι τομές 3-4 συμπεριλήφθηκαν στην εργασία για ναδειχθεί ότι το ραντάρ δεν μπορεί να πραγματοποιήσει μετρήσεις σε εδάφη με υψηλή αγωγιμότητα. Στην περιοχή μελέτης κυριαρχούν τα Ολοκαινικά ιζήματα οπότε στις τομές Γεωραντάρ παρατηρήθηκε υψηλή απόσβεση του σήματος. Αυτό είχε ως συνέπεια την δυσκολία στην ερμηνεία ακόμα και στις περιπτώσεις (όπως στις εικόνες) που έχουν σημειωθεί οι θέσεις στις οποίες πιθανολογείται η ύπαρξη εδαφικής ρωγμωσης.



Εικόνα 165. Οι τομές γεωραντάρ 3-4



Εικόνα 166. Τομή γεωραντάρ 3 (χρήση της κεραίας 500 MHz)



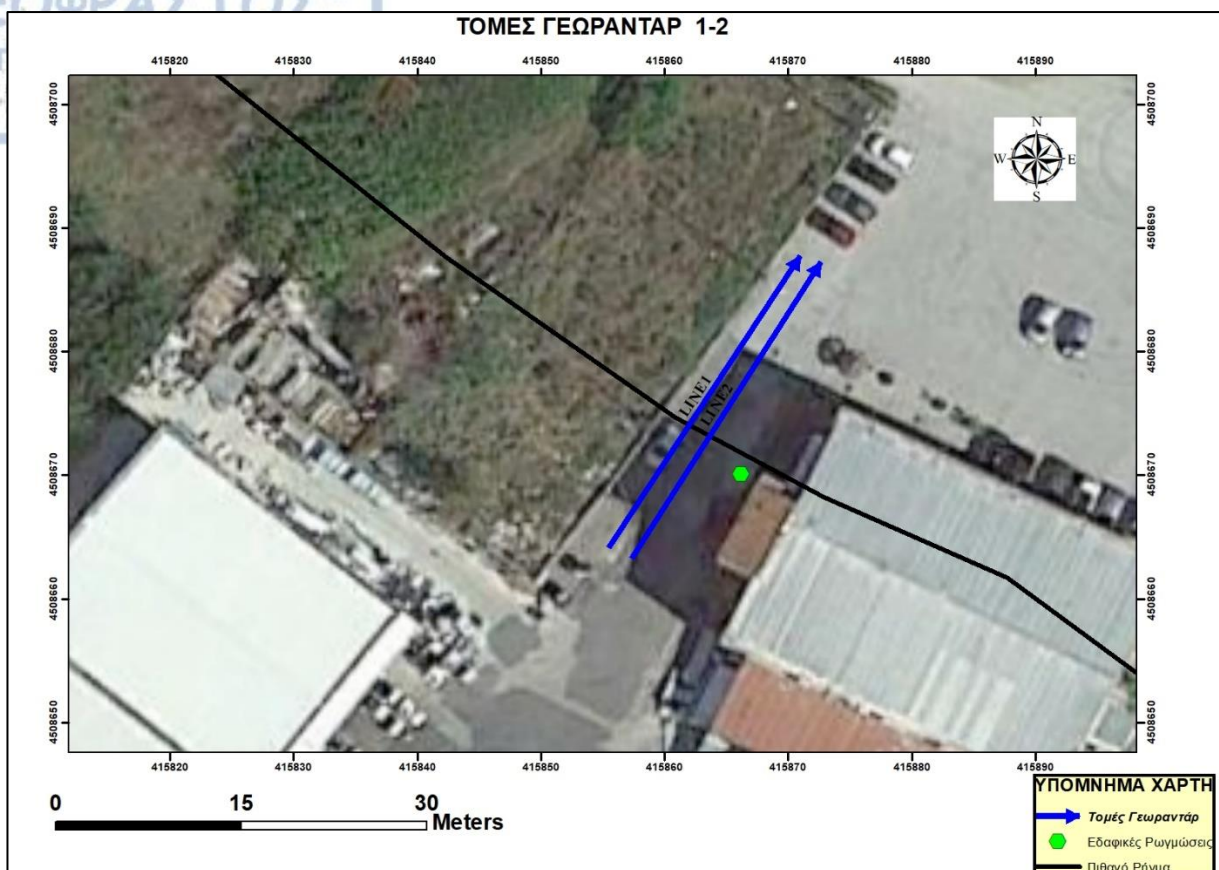
Εικόνα 167. Τομή γεωραντάρ 4 (χρήση της κεραίας 500 MHz)

Τομές 1-2

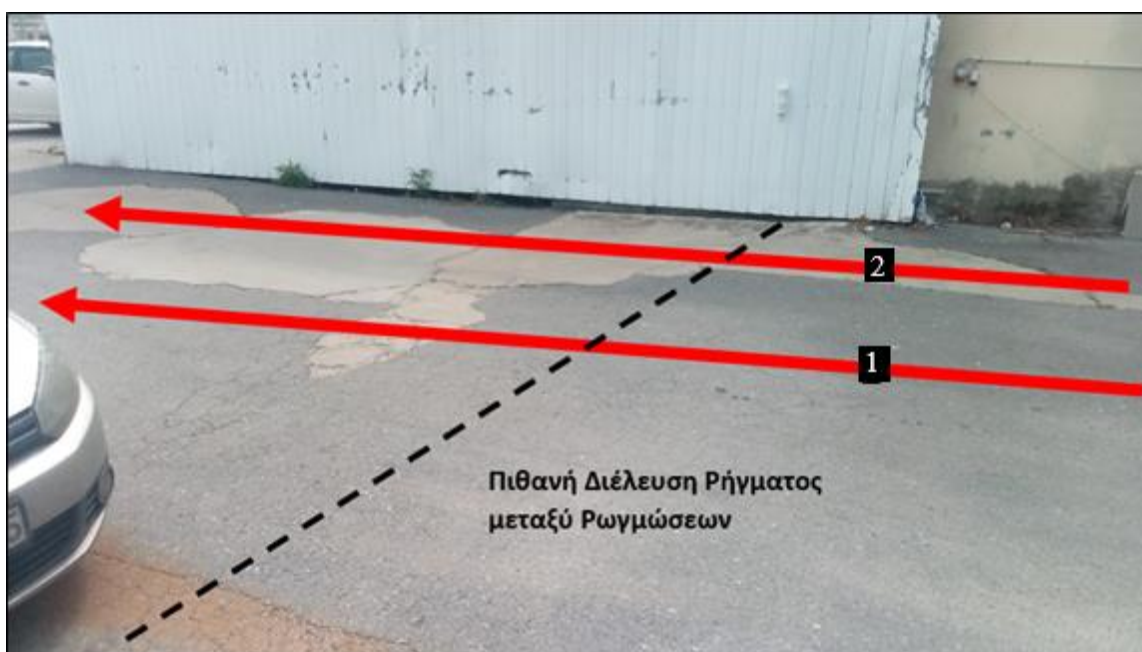
Οι τομές 1-2 πραγματοποιήθηκαν στον εξωτερικό χώρο του σούπερ μάρκετ Εγνατία. Στην περιοχή αναφέρθηκαν 2 σημεία στα οποία υπήρξαν φθορές λόγω εκδήλωσης του φαινομένου των ρωγμών. Το πρώτο ήταν η μετατόπιση μιας τσιμεντένιας περίφραξης και το δεύτερο ήταν η αποκόλληση της ένωσης μιας τοιχοποιίας με το σκελετό του κτιρίου (Chatzipetros and Papadopoulou,2019).



Εικόνα 168. Οι φθορές που οφείλονται στην εμφάνιση του φαινομένου των εδαφικών ρωγμών



Εικόνα 169. Χάρτης των τομών γεωραντάρ 1-2



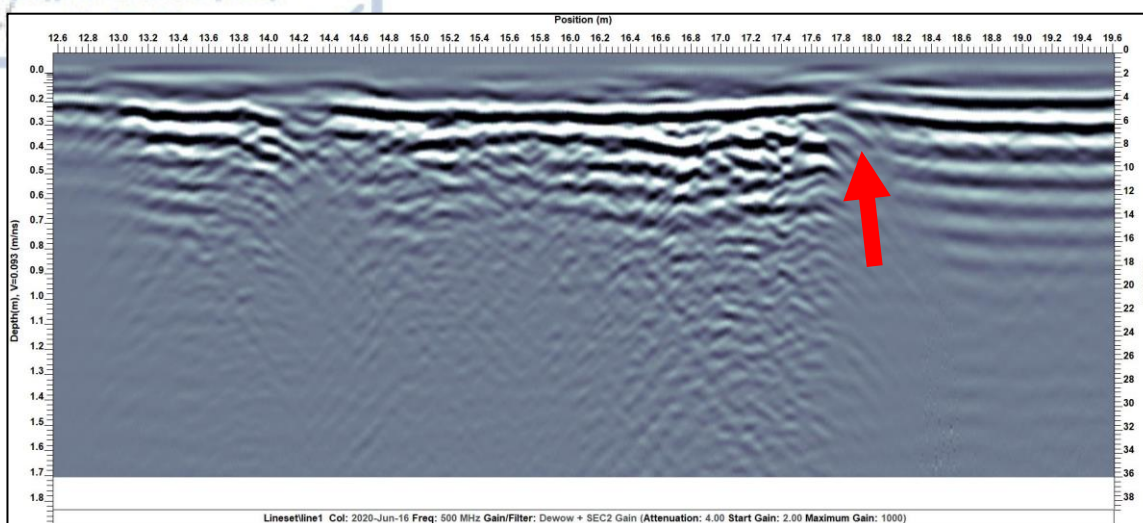
Εικόνα 170. Διέλευση Γεωραντάρ για εξακρίβωση της συνέχειας της ρωγμής



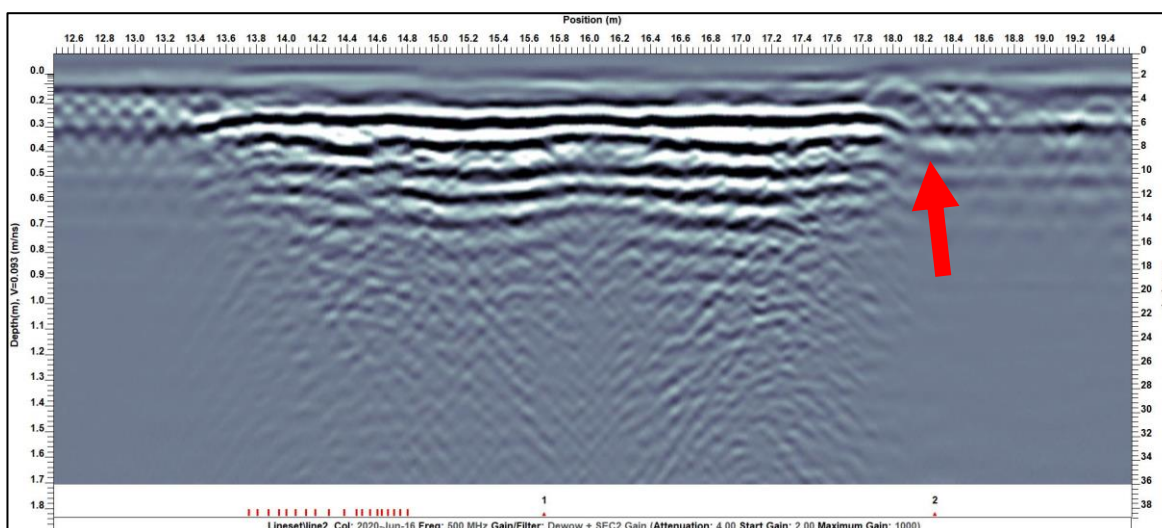
Εικόνα 171. Διέλευση γεωραντάρ για εξακρίβωση της συνέχειας της ρωγμής



Εικόνα 172. Η περιοχή όπου πραγματοποιήθηκαν οι τομές 1-2



Εικόνα 173. Τομή γεωραντάρ 1



Εικόνα 174. Τομή γεωραντάρ 2

Στην συγκεκριμένη περιοχή φαίνεται πως πραγματοποιήθηκαν έργα υποδομής στην ασφαλτο. Τα τεχνικά έργα άλλαξαν τις φυσικές ιδιότητες του υπεδάφους και αυτό δυσκολεύει την παρατήρηση κάποιας ρωγμής η οποία πιθανώς να οφείλεται σε φυσικό φαινόμενο. Ρωγμές παρατηρήθηκαν αρκετές, όμως οφείλονται στα τεχνικά έργα. Επιπροσθέτως, στην περιοχή παρατηρείται υψηλή απόσβεση που δυσκολεύει την ερμηνεία σε μεγαλύτερα βάθη. Στις εικόνες των δύο τομών παρατηρείται μια διαταραχή της συνέχειας στο στρώμα (κόκκινα βέλη), η οποία δημιουργεί και μια επιφανειακή υπερβολική ανάκλαση. Παρόλα αυτά η προέλευση της δεν αποδίδεται σε γεωλογικά αίτια.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Στον παρόν κεφάλαιο θα αξιολογηθούν τα γεωφυσικά αποτελέσματα τα οποία προέκυψαν από τις γεωφυσικές μεθόδους που εφαρμόστηκαν στην περιοχή μελέτης.

Οι γεωηλεκτρικές μετρήσεις απέδωσαν με ακρίβεια το στρωματογραφικό καθεστώς της περιοχής μελέτης, τόσο επιφανειακά με υψηλή ανάλυση, όσο και σε μεγαλύτερο βάθος. Τονίζεται ότι στις γεωηλεκτρικές τομογραφίες διακρίνουμε γεωηλεκτρικά στρώματα και όχι γεωλογικά, άρα ο καθορισμός των γεωλογικών στρωμάτων πρέπει να γίνεται σε συσχέτιση με τα υπάρχοντα γεωλογικά στοιχεία ή με άλλες γεωφυσικές μετρήσεις. Έτσι, σύμφωνα με τις κατανομές αντιστάσεων και τη συσχέτιση τους με τη γεωλογία περιοχής, διακρίθηκαν 3 λιθολογικοί σχηματισμοί.

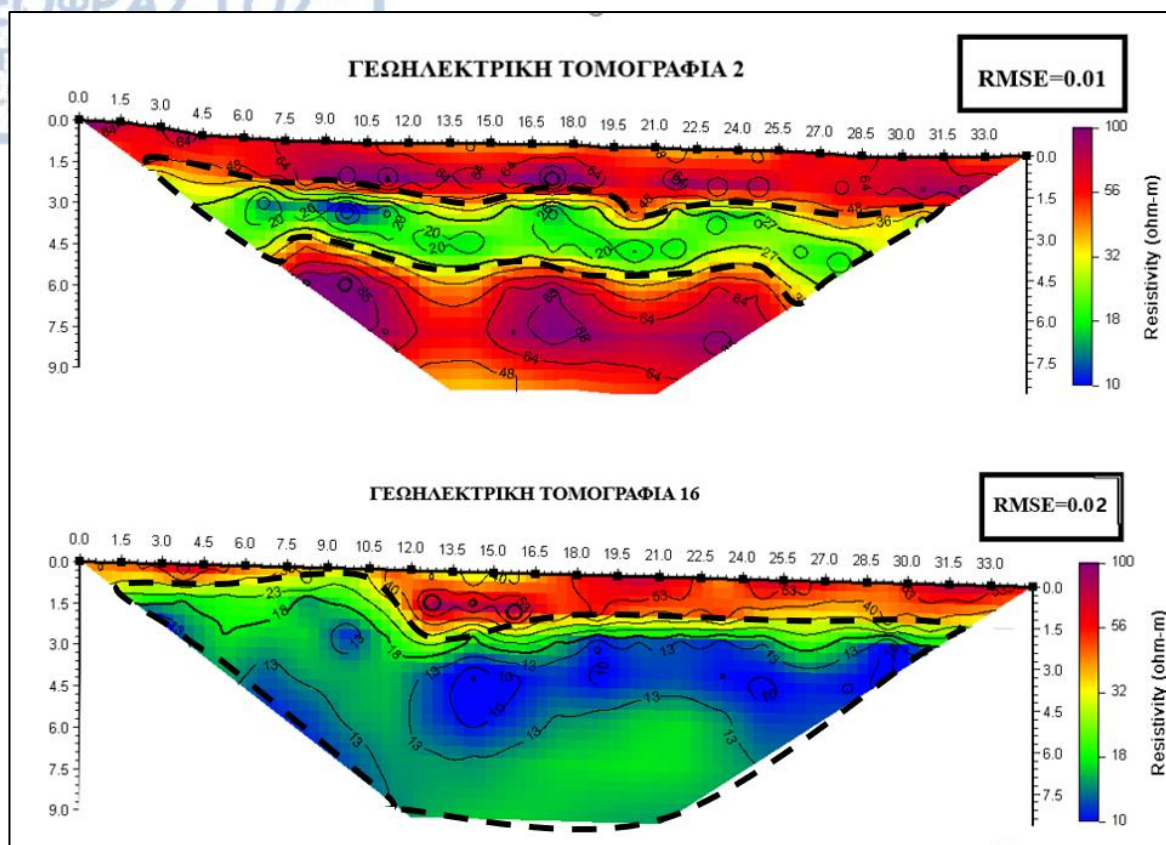
Ο πρώτος σχηματισμός αποτελεί τον επιφανειακό ή αλλιώς το εδαφικό κάλυμμα. Χαρακτηρίζεται ως ακόρεστη ζώνη αποτελούμενη από αδρόκοκκο εδαφικό υλικό. Η κατανομή αντιστάσεων στον συγκεκριμένο σχηματισμό είναι 80-100 Ohm-m και άνω. Ο σχηματισμός εμφανίζεται στις τομογραφίες με κόκκινο έως μωβ χρώμα.

Ο δεύτερος σχηματισμός συναντάται βαθύτερα από τον πρώτο και αποτελείται από άμμους έως χαλίκια. Οι αντιστάσεις κυμαίνονται από 16 έως 40 Ohm-m. Εμφανίζεται στις τομογραφίες με πράσινο έως κίτρινο χρώμα.

Ο τρίτος σχηματισμός εμφανίζεται στην πλειοψηφία των γεωηλεκτρικών τομογραφιών, στα ίδια βάθη με τον δεύτερο, μερικές φορές ως πλευρική αλλαγή και χαρακτηρίζεται βάσει κατανομής αντιστάσεων ως κορεσμένη αμμοϊλύς με αντιστάσεις που κυμαίνονται στα 10-15 Ohm-m. Εμφανίζεται στις τομογραφίες με μπλε χρώμα.

Στις ηλεκτρικές τομογραφίες παρατηρούμε πως τα στρώματα των λεπτόκοκκων ιζημάτων (άμμοι-αμμοϊλεις) είναι πιο λεπτά ως προς το πάχος BBA και σταδιακά παχύνουν προς τα ΝΑ. Η εικόνα 175 περιλαμβάνει δύο χαρακτηριστικές τομογραφίες που επιβεβαιώνουν αυτή τη παραδοχή. Τα στρώματα των λεπτόκοκκων ιζημάτων έχουν οριοθετηθεί με διακεκομμένες γραμμές.

Η μεταβολή στα πάχη των στρωμάτων συμβαίνει διότι το βορειοδυτικό σημείο του χαρτογραφημένου ρήγματος (γεωηλεκτρική τομογραφία 2) βρίσκεται πιο κοντά στα περιθώρια της λεκάνης της Μυγδονίας ενώ το ΒΑ σημείο του ρήγματος βρίσκεται στο εσωτερικό της λεκάνης (τομογραφία 16). Στο εσωτερικό της λεκάνης αναμένονται στρώματα με μεγαλύτερο πάχος, ενώ στα όρια της λεκάνης τα στρώματα αναμένονται πιο λεπτά.



Εικόνα 175. Η μεταβολή στα πάχη των Ολοκαινικών στρωμάτων σε δύο χαρακτηριστικές τομογραφίες

Η ερμηνεία των γεωηλεκτρικών τομογραφιών έδωσε μια πολύ καλή εικόνα της στρωματογραφίας της περιοχής τόσο επιφανειακά όσο και βαθύτερα. Σε κάποιες τομογραφίες εμφανίζονται πλευρικές αλλαγές μεταξύ των στρωμάτων της αμμοιλύδας και της άμμου (μπλε-πράσινο χρώμα), γεγονός που καθιστά την πιθανή ύπαρξη ρήγματος ως συνέχεια της επιφανειακής ρωγμής. Η λιθολογική εικόνα που προέκυψε από τις τομογραφίες, μαζί με τα υδρογεωλογικά στοιχεία της περιοχής, τα οποία υποδεικνύουν φαινόμενα υπεράντλησης, οδηγεί στην παραδοχή ότι το φαινόμενο των ρωγμώσεων πιθανά οφείλεται σε διαφορεική συνίζηση του υδροφόρου ως αποτέλεσμα πλευρικών λιθολογικών μεταβολών.

Οι σεισμικές τομές, λειτουργώντας συνδυαστικά με τις γεωηλεκτρικές τομογραφίες, παρείχαν πληροφορίες για το πιθανό βάθος που εμφανίζεται ο υδροφόρος ορίζοντας αλλά και για τα είδη των γεωλογικών σχηματισμών που κυριαρχούν στην περιοχή μελέτης. Έτσι, βάσει των παρατηρήσεων των σεισμικών τομών διάθλασης η κορεσμένη ζώνη εμφανίζεται περίπου σε βάθος 4 m. Οι χαμηλές ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων P, S πιστοποίησαν την ύπαρξη χαλαρών λεπτόκοκκων ιζημάτων στην περιοχή (με περιεκτικότητα σε άμμους έως αμμοιλεύς).

Με τη μέθοδο του γεωραντάρ επιχειρήθηκε η πιστοποίηση ύπαρξης ρωγμής στα πρώτα μέτρα του υπεδάφους στις περιοχές όπου υπήρχε ασφαλτός. Σε κάποιες τομές η ρωγή διακρίθηκε ως υπερβολική ανάκλαση η οποία επιβεβαιώθηκε και με εύρεση της υπερβολής σε παράλληλες στην αρχική, τομές. Παρόλα αυτά, η περιοχή μελέτης κυριαρχείται από Ολοκαινικά ιζήματα γεγονός που λειτουργεί κατασταλτικά στην ερμηνεία των δεδομένων του Γεωραντάρ λόγω υψηλής απόσβεσης

του σήματος. Αξίζει να σημειωθεί, πως οι πιο ευκρινείς παρατηρήσεις όσον αφορά την εύρεση των ρωγμών πραγματοποιήθηκαν με την κεραία κεντρικής συχνότητας 250 MHz. Ο λόγος ήταν πως η κεραία των 500 MHz παρείχε μια πολύ υψηλή επιφανειακή ανάλυση γεγονός που καθιστούσε την ερμηνεία δυσκολότερη. Επίσης, η ερμηνεία στην διάκριση της ρωγμής ήταν δύσκολη και λόγω των τεχνικών έργων υποδομής τα οποία αλάξαν τις φυσικές ιδιότητες του υπεδάφους, γεγονός που δυσκόλευσε στην ερμηνεία.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Οι γεωφυσικές μέθοδοι συνέβαλαν σε μεγάλο βαθμό στον καθορισμό της γεωλογικής δομής του υπεδάφους. Η ύπαρξη ασυνέχειας (ρήγμα) ως πλευρική εναλλαγή στη λιθολογία δεν εξακριβώθηκε σε όλες τις τομογραφίες. Αυτό μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι το ρήγμα έχει καλυφθεί στις επιφανειακές θέσεις από τα ιζήματα επομένως, η εικόνα του δεν έχει φτάσει ακόμα στην επιφάνεια ξεκάθαρα.

Για να καταλήξουμε σε ασφαλή συμπεράσματα απαιτείται η συσχέτιση των γεωφυσικών δεδομένων με άλλα χρήσιμα δεδομένα. Αυτό συμβαίνει διότι καμία γεωφυσική μέθοδος δεν παρέχει μονοσήμαντη λύση. Έτσι προτείνεται μελλοντικά, η συστηματική παρακολούθηση του υπόγειου υδροφορέα με χρήση πιεζομέτρων προς επιβεβαίωση ότι συνεχίζεται η υπεράντληση στην περιοχή. Επίσης, η έρευνα υπαίθρου με ερευνητικές / δειγματοληπτικές γεωτρήσεις με σκοπό τον καθορισμό της στρωματογραφίας θα αποτελούσε ένα πολύ καλό εργαλείο συσχέτισης με τα γεωφυσικά δεδομένα.

Θα πρέπει να τονιστεί ότι οι γεωφυσικές μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν έχουν χρονικά στατικό χαρακτήρα και όχι διαχρονικό. Αυτό σημαίνει πως για την πρόβλεψη της χρονικής εξέλιξης του φαινομένου απαιτούνται περαιτέρω μετρήσεις, λαμβάνοντας υπόψη τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τις υπάρχουσες μετρήσεις αυτής της εργασίας. Συνιστάται η επανάληψη των μετρήσεων σε μελλοντικό χρονικό διάστημα και η σύγκριση τους με τα δεδομένα της παρούσας εργασίας, για να διαπιστωθεί αν θα προκύψουν ουσιαστικές μεταβολές στη γεωλογική και τεκτονική δομή της περιοχής.

Πιο χρήσιμο ακόμη, θα μπορούσε να είναι η επιλογή ενός Test-Site όπου θα μπορεί να πραγματοποιηθεί διαχρονική παρακολούθηση του φαινομένου από τη σκοπιά της γεωφυσικής. Ωστόσο, η διαχρονική παρακολούθηση θα πρέπει να γίνεται παράλληλα με γεωτεχνικά δεδομένα (πχ κλισιόμετρο) αλλά και υδρογεωλογικά (πιεζόμετρο) για την ασφαλή συσχέτιση των διαχρονικών μεταβολών.

Υπάρχουν εικασίες ότι το πιθανό χαρτογραφηθέν ρήγμα συνεχίζεται ΝΑ σε μη δομημένες περιοχές όπου δεν καθίσταται δυνατή η παρατήρηση επιφανειακών εκδηλώσεων του. Απαιτείται η περεταίρω διερεύνηση με τη μέθοδο της γεωηλεκτρικής τομογραφίας και με σεισμικές μεθόδους για την εξακρίβωση της συνέχειας του φαινομένου. Πιο συγκεκριμένα, προτείνεται να μελετηθεί η συνέχεια των Ολοκαινικών σχηματισμών άμμου και αμμοιούλος, καθώς αυτές θεωρούνται υπεύθυνες για την εμφάνιση ρωγμών λόγω φαινομένων συνίζησης στην περιοχή μελέτης.

Andronopoulos, B., Rozos, D., and Hadzinakos, I. *Subsidence phenomena in the industrial area of Thessaloniki, Greece*. Anon. IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences) [200], 59-69. 1991. Houston, TX, USA, Publ by Int Assoc of Hydrological Sciences. Proceedings of the 4th International Symposium on Land Subsidence. 12-5-1991.

Annan P.A. (2003). *Ground penetrating radar principles, procedures and applications*. Sensors & Software Inc., Mississauga, Ontario, Canada.

Bery, A. (2013), *High Resolution in Seismic Refraction Tomography for Environmental Study*," International Journal of Geosciences, Vol.4 No.4, pp.792-796. doi: [10.4236/ijg.2013.44073](https://doi.org/10.4236/ijg.2013.44073).

Bourbie, T., Coussy, O., and Zinszner, B., 1987, *Acoustics of porous media*: Gulf Publ. Co.

Chatzipetros, A., Kokkalas, S., Pavlides, S., Koukouvelas, I. (2005) *Palaeoseismic data and their implication for active deformation in Greece*, Journal of Geodynamics, 40(2-3), pp. 170-188. doi: 10.1016/j.jog.2005.07.005.

Chatzipetros, A., Papadopoulou, E., (2019). A case of active fault migration in Mygdonia basin, northern Greece. IESCA – International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, Izmir, Turkey, 7-11 October 2019.

Constable, S.C., Parker, R.L. and Constable, C.G., (1987). *Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data*. Geophysics, 52, 289-300.

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

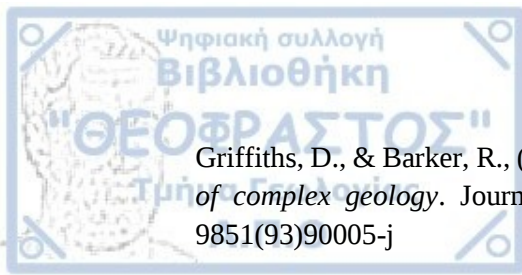
Darvasi, Y., & A. Agnon, A. (2019). *Calibrating a new attenuation curve for the Dead Sea region using surface wave dispersion surveys in sites damaged by the 1927 Jericho earthquake*. 10, 2, Pp. 379 - 390.

Edwards, L. S. (1977). *A modified pseudosection for resistivity and IP*. Geophysics, 42(5), 1020-1036.

Foti S, Hollender F, Garofalo F, Albarello D, Asten M, Bard P-Y, Comina C, Cornou C, Cox B, Di Giulio G, Forbriger T, Hayashi K, Lunedei E, Martin A, Mercerat D, Ohrnberger M, Poggi V, Renalier F, Sicilia D, Socco V. (2017) *Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project*. Bull Earthq Eng. <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0206-7>

Gandolfo, O C B; Mondelli, G; Blanco, R G.(2013) *Geotechnical and Geophysical Site Characterization*. Proceedings of the 4th International Conference on Site Characterization ISC-4; Boca Raton, Vol. 1.

Geometrics, Inc. (2008), *SeisImager/SWTM Manual*, Geometrics



Griffiths, D., & Barker, R., (1993). *Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology*. Journal of Applied Geophysics, 29(3-4), 211–226. doi:10.1016/0926-9851(93)90005-j

H. Jol, *Ground penetrating radar: Theory and applications*. Elsevier Science Ltd, 2009.

Iris Instruments, (2005), *Syscal Pro Switch, User's Manual*: Orleans, France

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Oxford: Blackwell Science.

Keller, E. A. and D. E. DeVecchio (2012), *Natural Hazards: Earth's Processes as Hazards, Disasters, and Catastrophes*, 2nd edn. Pearson/Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ

Kim, J. H. (2013). *DC_2DPro - User's Guide*. Korea: KIGAM

Kim J. H. (2010). *DC_2DPro V. 0.99 User's Guide*, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources (KIGAM)

Kockel F. & Walther H. (1968). *Zur geologischen Entwicklung des Südlichen Serbomazedonischen massives*. Bulg.Ak.Sc.Bull.Geol. 17, 133-42.

Konidaris, G., Tournloukis, V., Kostopoulos, D. S., Thompson, N., Giusti, D., Mihailidis, D., Koufos, G. D., & Harvati, K. (2015). *Two new vertebrate localities from the Early Pleistocene of Mygdonia Basin (Macedonia, Greece): Preliminary results*. Comptes Rendus Palevol, 14, 353–362.

Koufos G.D. & Melentis J. (1983) - *New data from the Villafranchian mammal locality of Gerakarou (Macedonia, Greece)*. Proceeding of Academy of Athens, 58: 185-191

Koufos G., Syrides G. & Kolliadimou K. (1989) - *A new Pleistocene mammal locality from Macedonia (Greece). Contribution to the study of Villafranchian (Villanyian) in Central Macedonia*. Bulletin of the Geological Society of Greece, 23: 113-124

Koufos, G.D., Syrides, G.E., Kostopoulos, D.S., Koliadimou, K.K., (1995). *Preliminary results about the stratigraphy and the palaeoenvironment of Mygdonia basin*, Macedonia, Greece. Geobios 18, 243–249.

Kovach R. L., Nur A., Wesson R. L. & Robinson R. 1975. *Water-level fluctuations and earthquakes on the San Andreas zone*. Geology 3, 437-40.

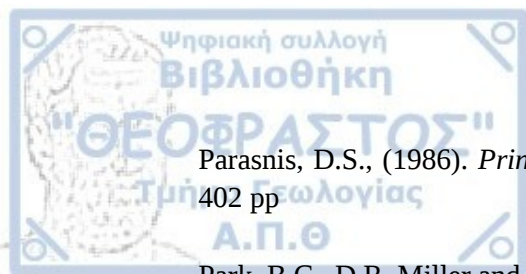
Lippus C. (2007). *Fundamentals of Seismic Refraction Theory, Acquisition and Interpretation*. Geometrics. Inc.

Loke (2015). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys*. Geotomo Software Pty Ltd

Milsom, J. (2003). *Field Geophysics (3rd ed.)*. John Wiley and Sons Ltd.

Muir-Wood, R., King, G., (1993). *Hydrologic signatures of earthquake strain*. J. Geophys. Res. 98, 22035–22068.

Okpoli C.C., (2013), *Sensitivity and resolution capacity of Electrode configurations*. International Journal of Geophysics, 2013, 12p.



Parasnis, D.S., (1986). *Principles of applied geophysics*, 4th ed. Chapman and Hall, London, 402 pp

Park, B.C., D.R. Miller and J. Xia, (1999). *Multichannel analysis of surface waves*. Geophysics 64, pp. 800-808.

Pavlidis, S., Caputo, R., Sboras, S., Chatzipetros, A., Papathanasiou, G., & Valkaniotis, S. (2010). *The Greek Catalogue Of Active Faults And Database Of Seismogenic Sources*. Bulletin of the Geological Society of Greece, 43(1), 486-494. doi:<https://doi.org/10.12681/bgsg.11199>

Psilovikos A. & Sotiriadis L. (1983). *The neotectonic graben complex of the Serbomacedonian massif at the area of the Promygdonia basin, in the northern Greece*. Clausthaler Geol. Abh. 44, 21-53.

Psilovikos A. & Syrides G. E. (1984). *Neogene and Quaternary palaeoenvironments in the northern Aegean area*. Annales Géologiques des Pays Helléniques 32, 105-14

Psilovikos A., Koufos G. D. & Syrides G. E. (1987). *The problem of red - beds in the northern Greece*. Ann.Inst.Geol.Publ.Hung. 70, 511-6.

Reynolds, J.M., (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley

Roy, A., & Apparao, A. (1971). *Depth of investigation in direct current methods*. Geophysics, 36(5), 943–959. <https://doi.org/10.1190/1.1440226>

Roy, A., & Apparao, A. (1971). *Depth of investigation in direct current methods*. Geophysics, 36(5), 943-959.

Sensors & Software Inc. (2015): EKKO Project, LineView & Interpretation Modules, User's Guide. Subsurface imaging solutions, 2011-00134-04

Serway, R. A. (1990). *Physics for Scientists and Engineers, τόμος IV, Σύγχρονη Φυσική, απόδοση στα ελληνικά: Α. Κ. Ρεσβάνη*, Αθήνα.

Sharma, P. V., (2004). *Environmental and engineering geophysics*: Cambridge University Press. New York, USA.

Stiros S. C. (2001). *Subsidence of the Thessaloniki (northern Greece) coastal plain, 1960-1999*. Engineering Geology 61, 243-56.

Styles P. (2012). *Environmental Geophysics: Everything you ever wanted (needed!) to know but were afraid to ask!* European Association of Geoscientists and Engineers (EAGE), Educational Tour Series, no. 7, 220 pp. Xia J., Mill

Tassis, G. A., Tsourlos, P. I., & Rønning, J. S. (2020). *Detection and characterization of fracture zones in bedrock in marine environment: possibilities and limitations*. Near Surface Geophysics, 18(1), 91–103. <https://doi.org/10.1002/nsg.12086>

Tsourlos, P. (1995). *Modelling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Resistivity Survey Data*. Department of Electronics. York: University of York.

Ward, S. (1990). *Resistivity and induced polarization methods. In Geotechnical and environmental geophysics.* Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists. doi:10.1190/1.9781560802785

Wyllie, M. R. J., A. R. Gregory, and G. It. F. Gardner. (1958). *An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media*, Geophysics, 23, 459-493

Αβραμίδου, Ε. (2016). *Εφαρμογή Γεωηλεκτρικών και Σεισμικών Μεθόδων ως Εργαλείο στη Γεωτεχνική Προσομοίωση Ρωγματούσεων στο Δ.Δ. Βαλτονέρων*. Θεσσαλονίκη: ΑΠΘ, Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

Αποστολόπουλος, Γ. (2013). *Σημειώσεις εφαρμοσμένης γεωφυσικής*. Αθήνα: Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Τομέας Μεταλλευτικής, Σχολή Μηχανικών Μεταλλείων Μεταλλουργών, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Ζερβοπουλου, Α., (2010). *Νεοτεκτονικά ρήγματα της Ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης σε σχέση με τα εδάφη θεμελίωσης*, Διδ. Διατρ. Α.Π.Θ.

Κουκουβέλας, Ι. (2014). *Διαδικτυακές Σημειώσεις μαθήματος Γεωλογία Ελλάδας*, Πανεπιστήμιο Πατρών.

Κρητικάκης, Γ. (2010). *Επιφανειακά κύματα: Εφαρμογές σε περιβαλλοντικά και γεωτεχνικά προβλήματα*. Πολυτεχνείο Κρήτης, τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων. Χανιά: Πολυτεχνείο Κρήτης, εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.

Κρητικάκης, Γ., Βαφείδης, Α., Λούης, Ι., (2004). *Εκτίμηση Ταχυτήτων Διάδοσης Εγκαρσίου Κύματος από Καταγραφές Επιφανειακών Κυμάτων Rayleigh*. Τεχνικά Χρονικά, Τόμος 24, Σειρά Ι, Τεύχος 2-3, σελ. 101-111

Μουντράκης, Δ.Μ., (2007). *Γεωλογία της Ελλάδας*, Θεσσαλονίκη. University Studio Press.

Παπαδοπούλου Ε., 2019. *Νεοτεκτονική χαρτογράφηση στο νότιο περιθώριο της Μυγδονίας λεκάνης*. Διπλωματική Εργασία, ΑΠΘ

Παπαζάχος, Β.Κ., (1996), *Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική*. Θεσσαλονίκη, Ζήτη.

Παπαζάχος, Κ.Β., Παπαζάχος, Β.Κ., (2008) *Εισαγωγή στην Γεωφυσική*, Θεσσαλονίκη, Ζήτη

Τσάπανος, Θ., (2006). *Γεωλογική-Σεισμολογική Έρευνα του Ρήγματος στο Δ.Δ Λαγυνών του Δήμου Λαγκαδά*. ΑΠΘ., Θεσσαλονίκη

Τσούρλος, Π., Παπαζάχος, Κ., Βαργεμέζης, Γ., Τρανός, Μ., Κουτάλου, Β. (2007). *Διερεύνηση και προτάσεις για το πρόβλημα που δημιουργήσε το ρήγμα που εμφανίστηκε στα Δ.Δ. Φανού και Ξυνού Νερού (Τελική Έκθεση)*. Θεσσαλονίκη. Τομέας Γεωφυσικής ΑΠΘ

Τσούρλος, Π., Βαργεμέζης, Γ., Διαμαντή Ν. (2019). *Ηλεκτρονικές Παρουσιάσεις μαθήματος Η/Μ μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης*, Α.Π.Θ

Φίκος, Η., (2010) *Αντιστροφή γεωηλεκτρικών τομογραφικών δεδομένων: Εφαρμογή στη λεκάνη Ανθεμούντα*. Διδακτορική Διατριβή, ΑΠΘ



Χατζηπέτρος, Α., (1998). *Παλαιοσεισμολογική- Μορφοτεκτονική μελέτη και μηχανική συμπεριφορά των συστημάτων ενεργών διαρρήξεων, Μυγδονίας, Ανατολικής Χαλκιδικής, Κοζάνης-Τρεβενών*. Διδακτορική Διατριβή, Θεσσαλονίκη. Σελίδες 354.

Ψιλοβίκος, Α., (1977). *Παλαιογεωγραφική εξέλιξις της λεκάνης και της λίμνης της Μυγδονίας (Λαγκαδά-Βόλβης)*. 1-256. Διατριβή επί διδακτορία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Ιστοσελίδες

www.geo.auth.gr

<https://www.geometrics.com>

www.masw.com

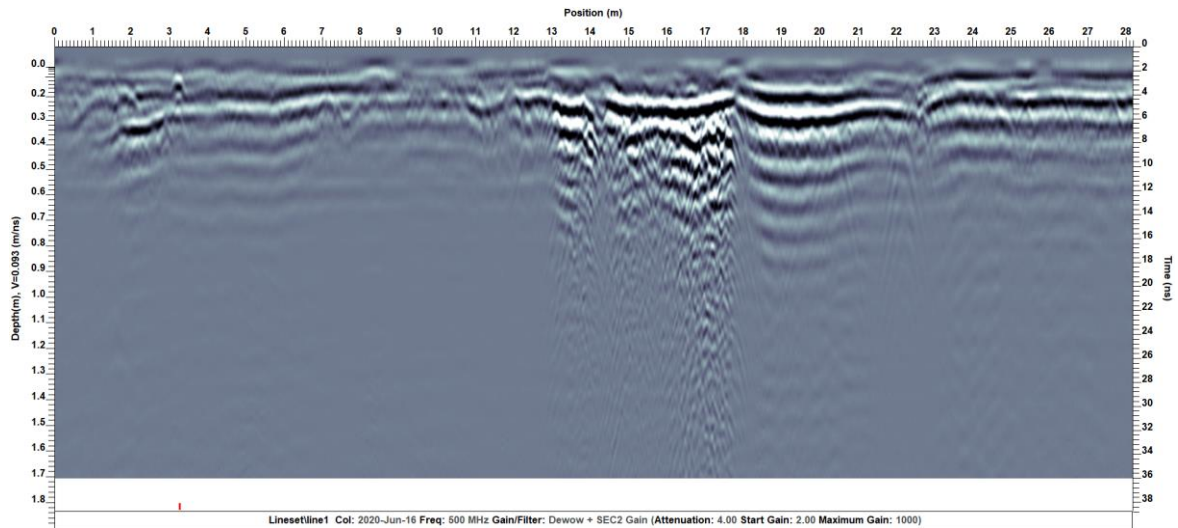
https://pburnley.faculty.unlv.edu/GEOL452_652/resistivity/notes/ResistivityNotes17Equipment.html

https://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/slinky/slinky.htm#Seismic_Waves

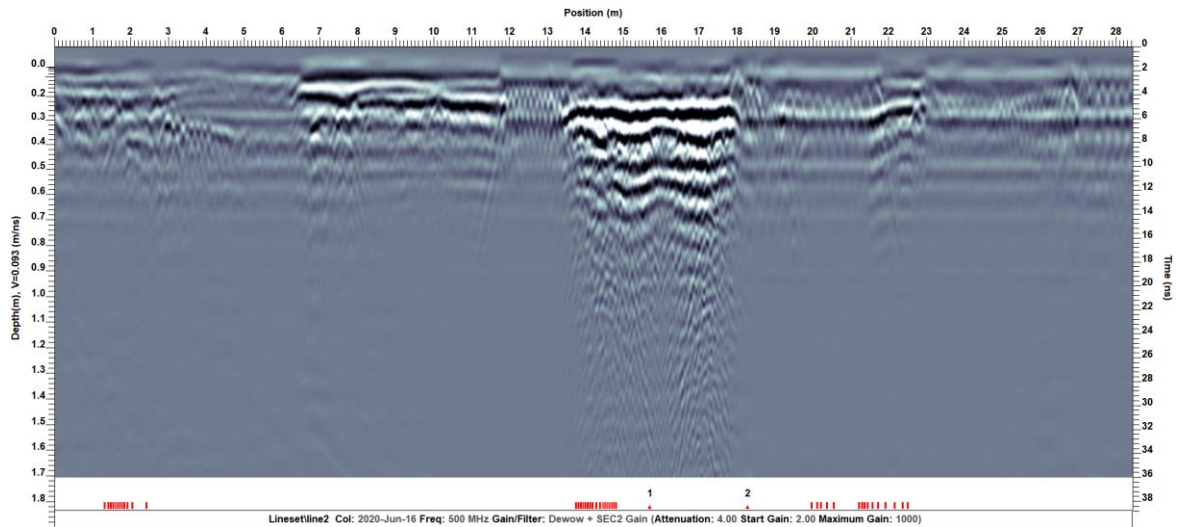
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ

- Δεδομένα από το Project όπου έγινε χρήση της antenna κεντρικής συχνότητας 500MHz.

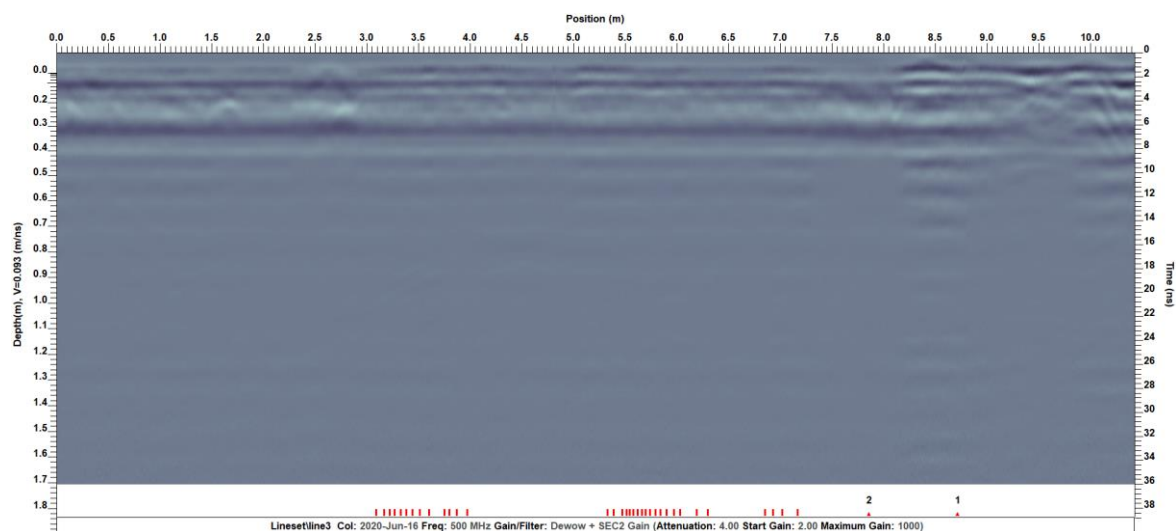
Τομή Γεωραντάρ 1



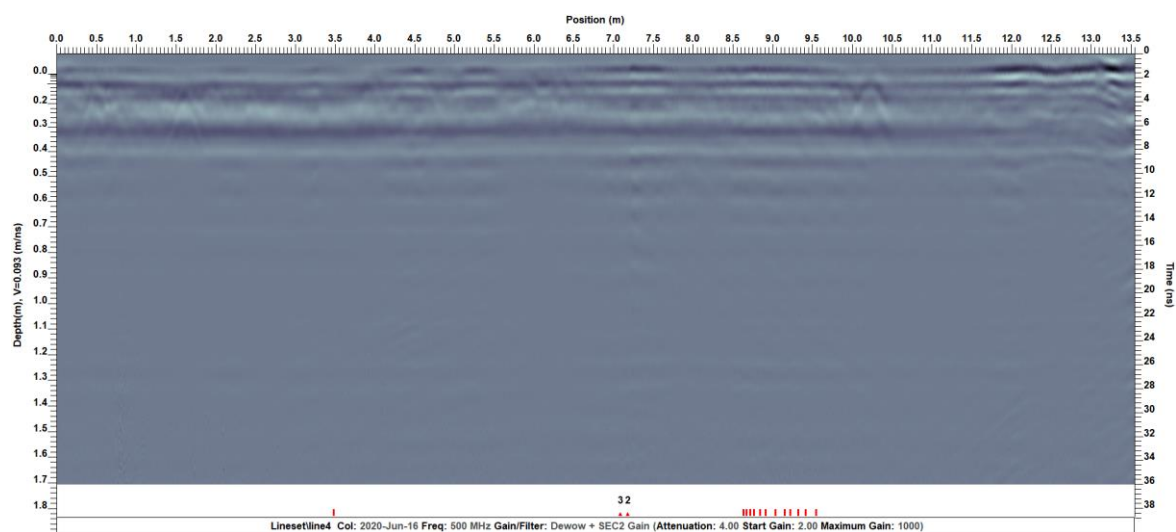
Τομή Γεωραντάρ 2



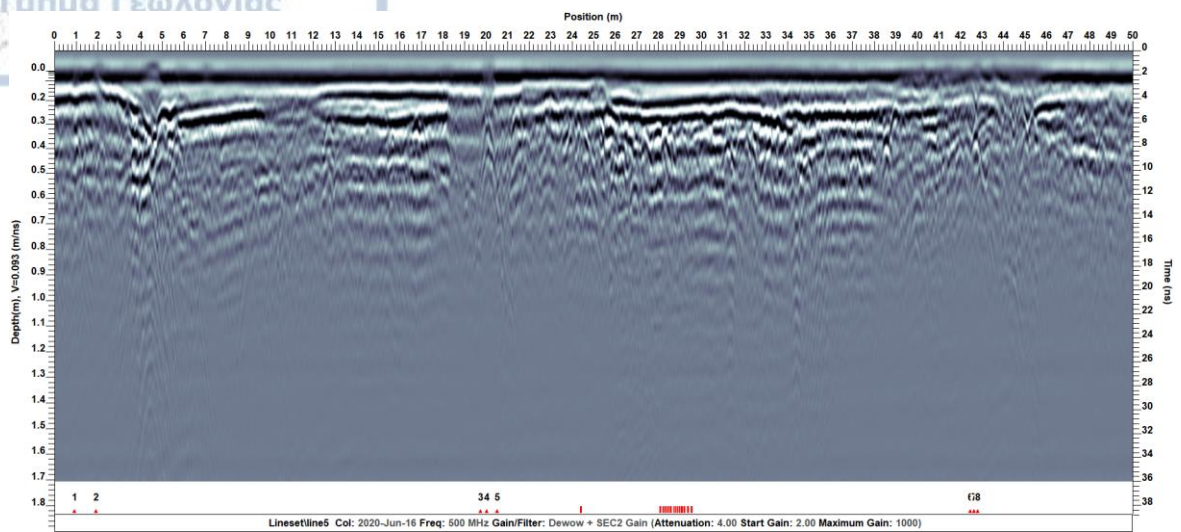
Τομή Γεωραντάρ 3



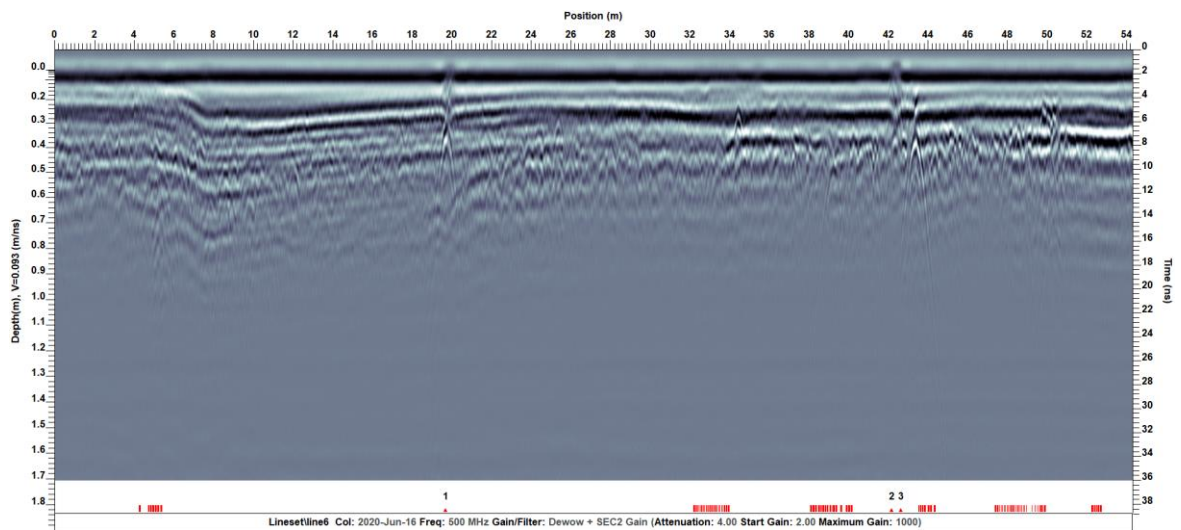
Τομή Γεωραντάρ 4



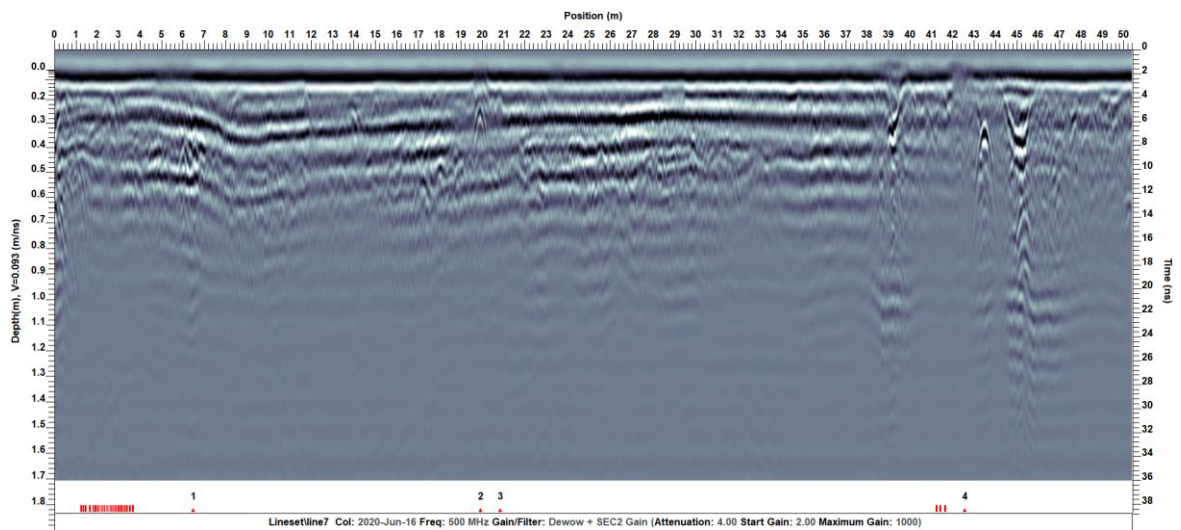
Τομή Γεωραντάρ 5



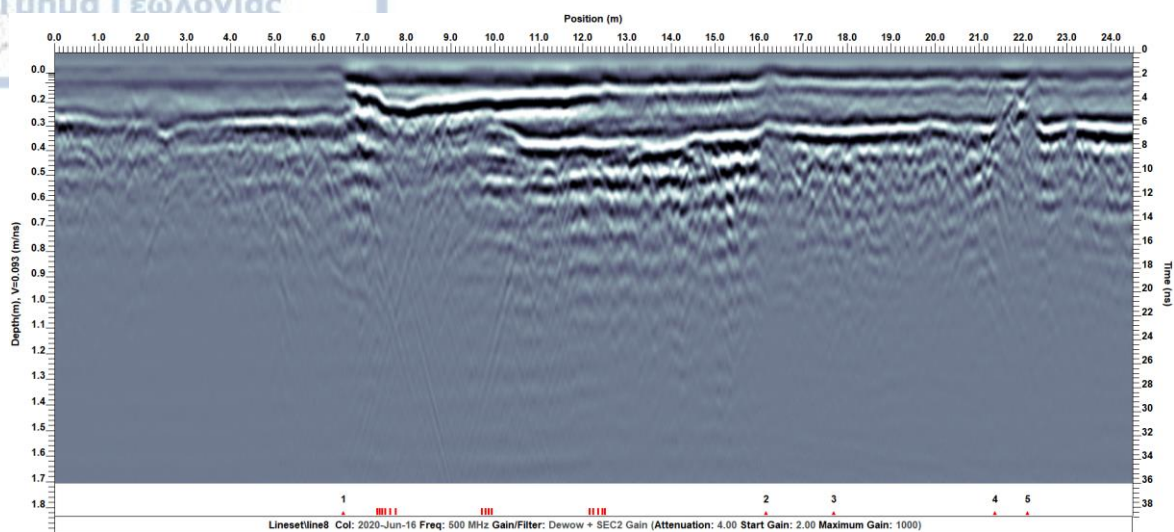
Τομή Γεωραντάρ 6



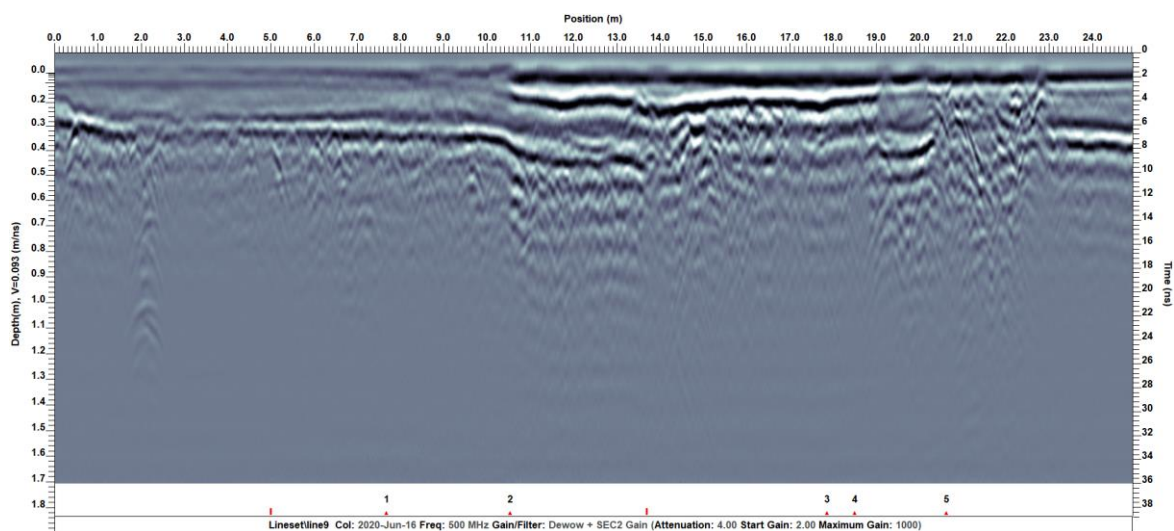
Τομή Γεωραντάρ 7



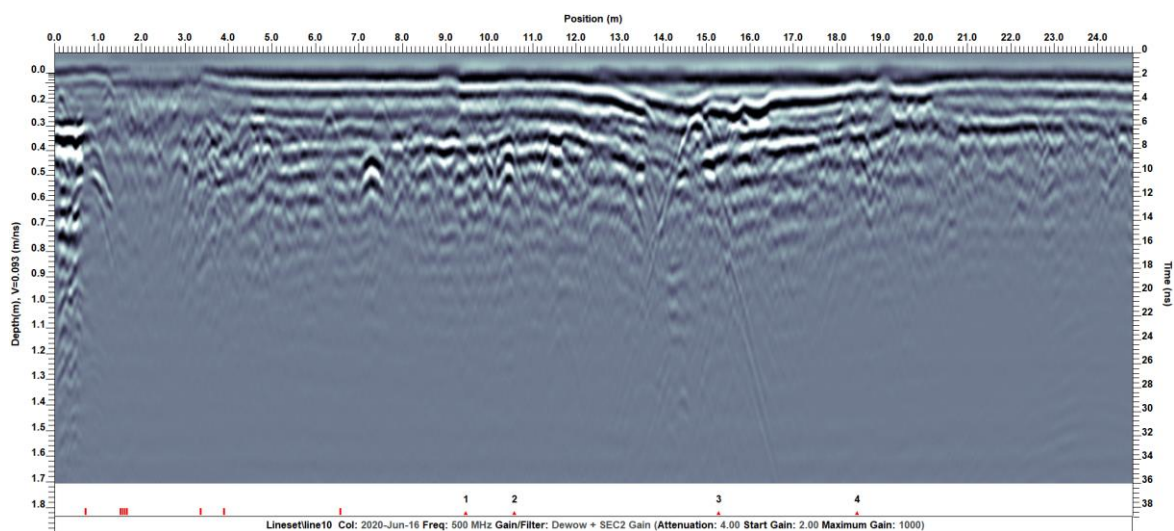
Τομή Γεωραντάρ 8



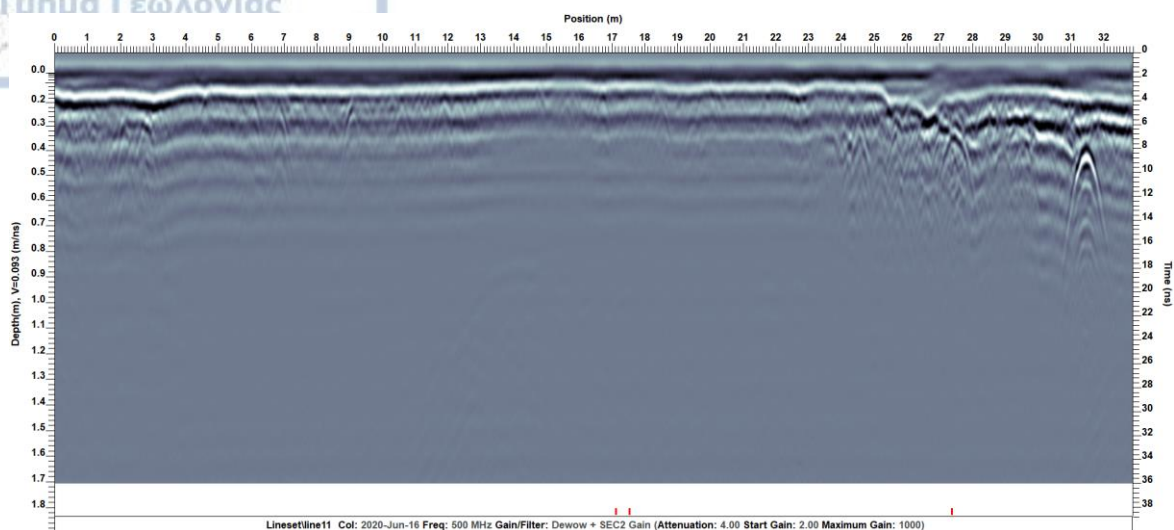
Τομή Γεωραντάρ 9



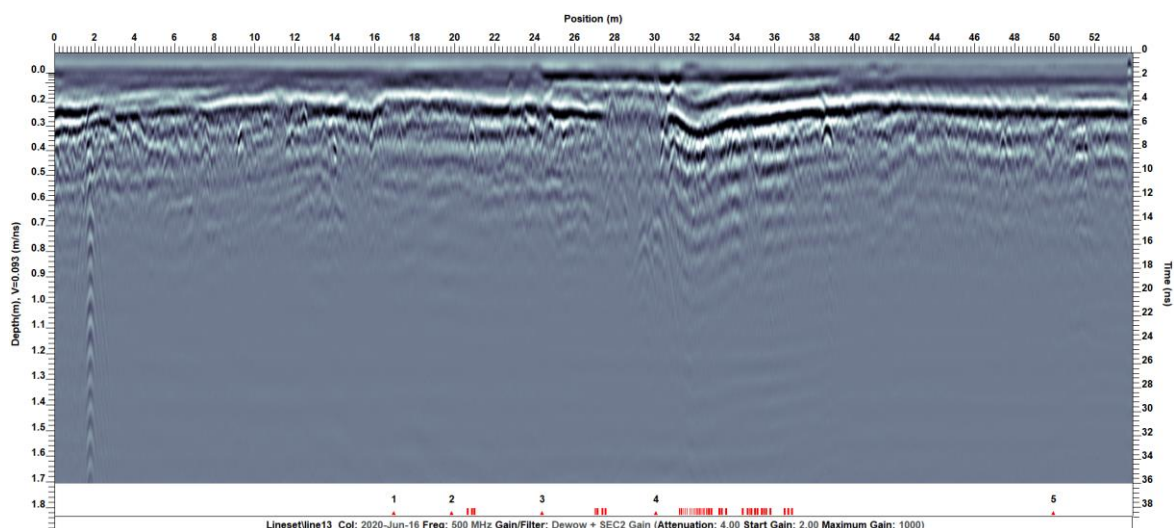
Τομή Γεωραντάρ 10



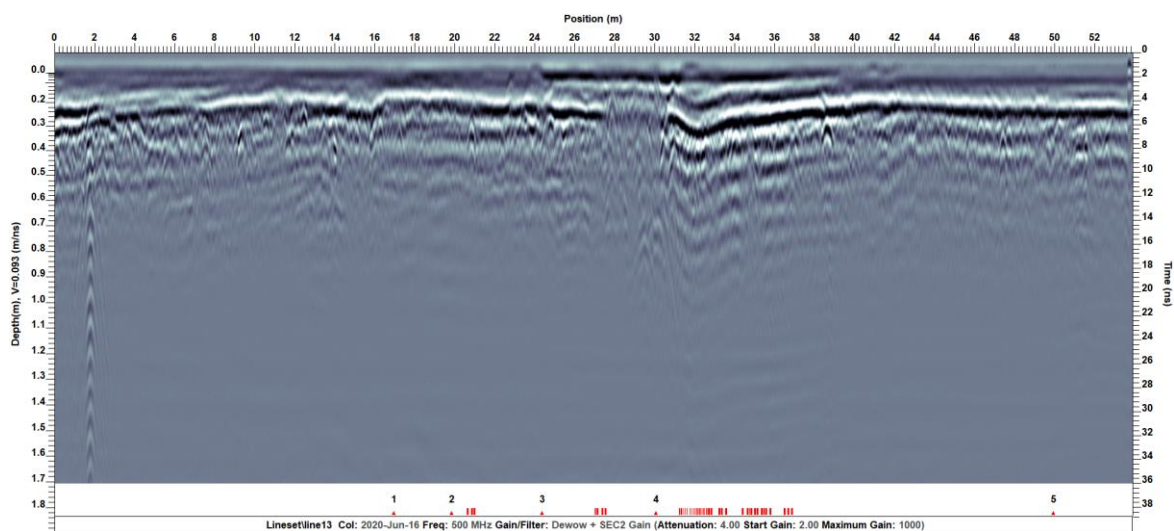
Τομή Γεωραντάρ 11



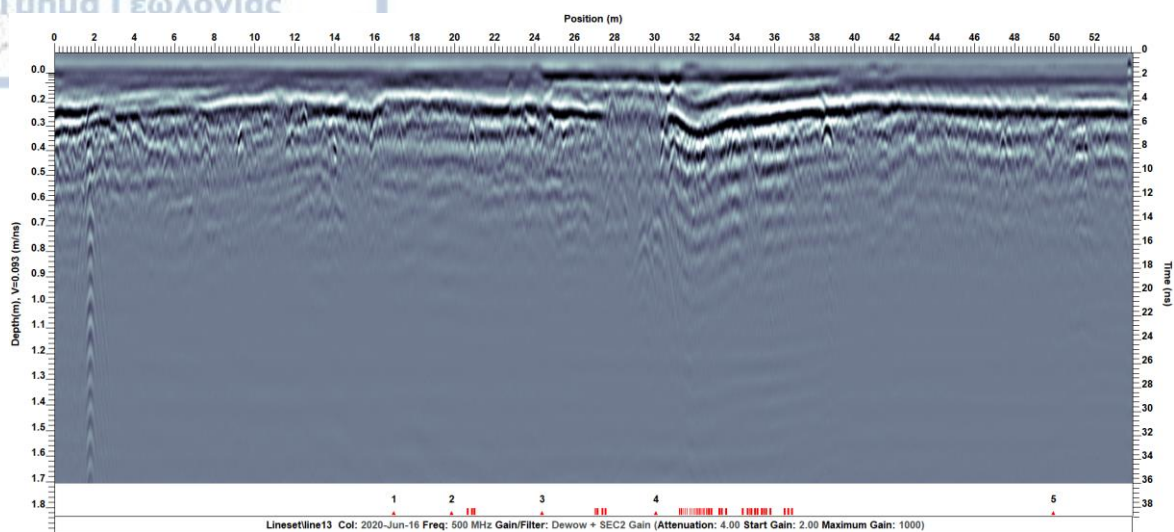
Τομή Γεωραντάρ 12



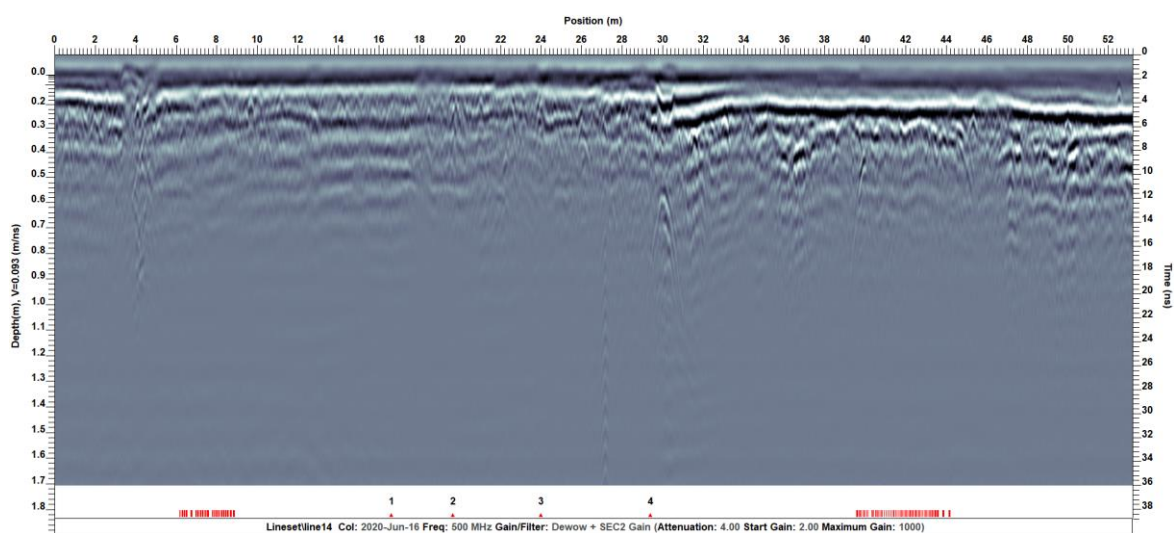
Τομή Γεωραντάρ 13



Τομή Γεωραντάρ 14

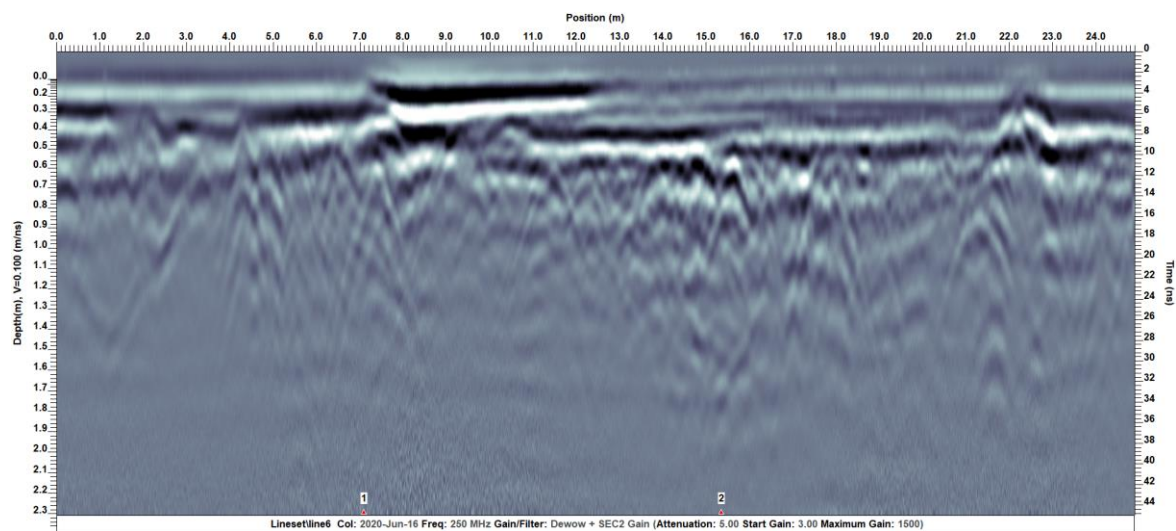


Τομή Γεωραντάρ 15

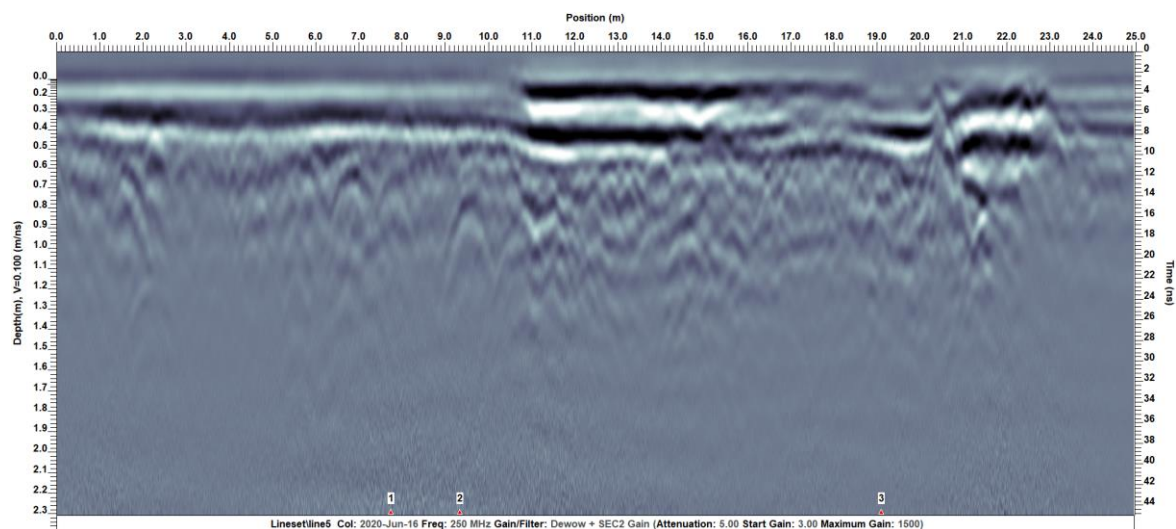


- Δεδομένα από το Project όπου έγινε χρήση της antenna κεντρικής συχνότητας 250MHz.

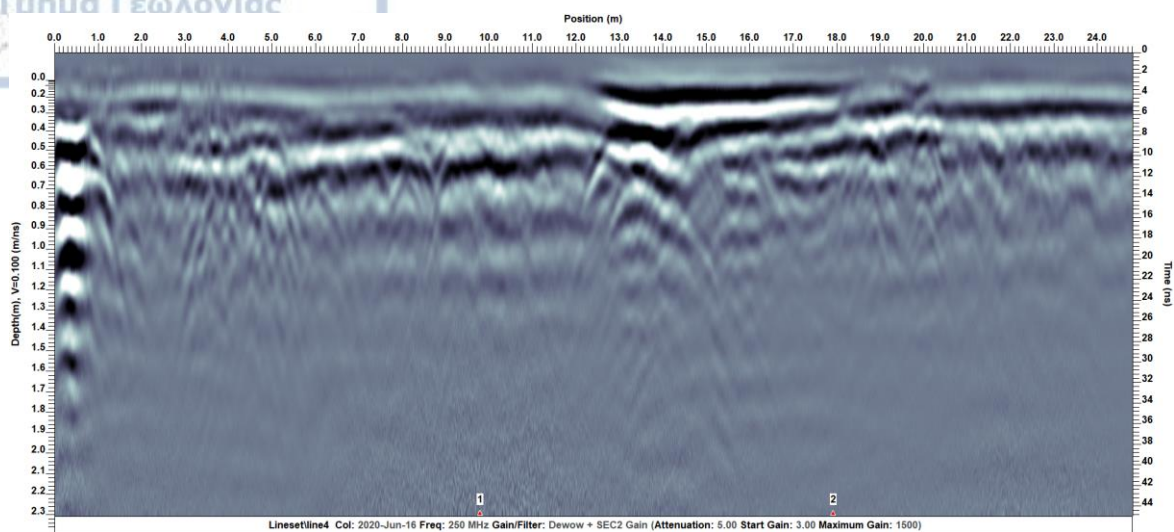
Τομή Γεωραντάρ 8



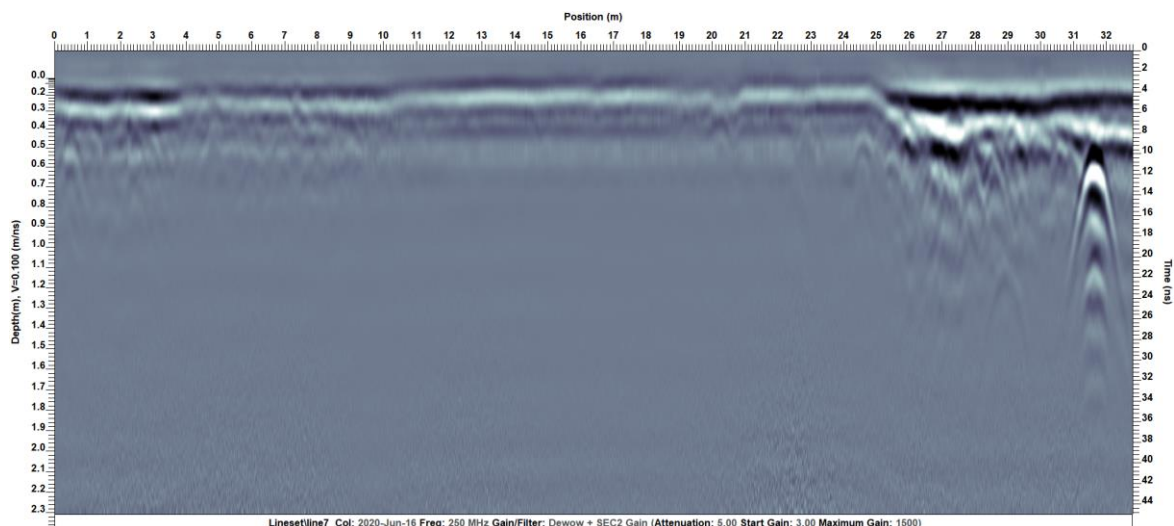
Τομή Γεωραντάρ 9



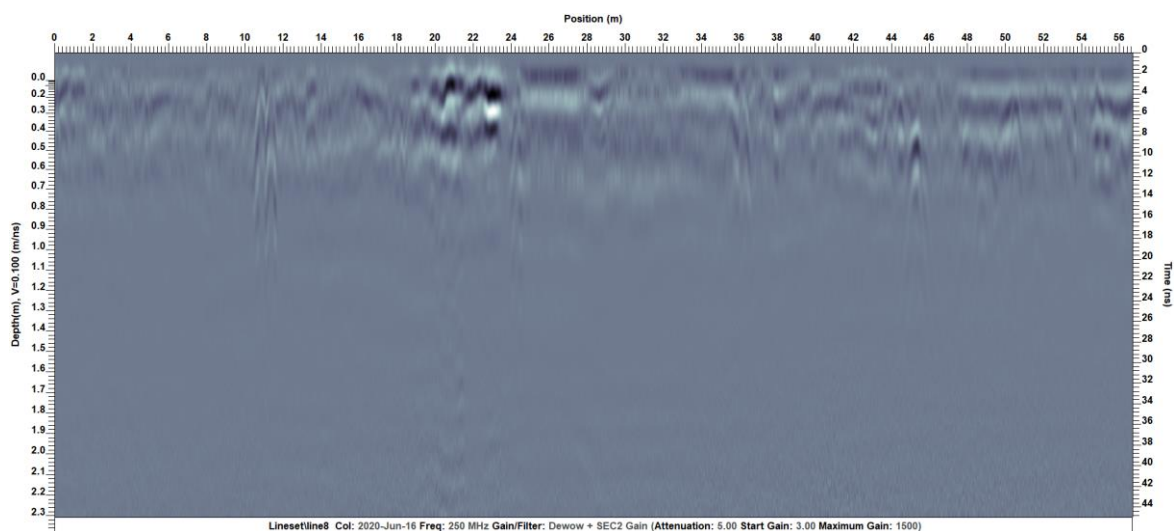
Τομή Γεωραντάρ 10



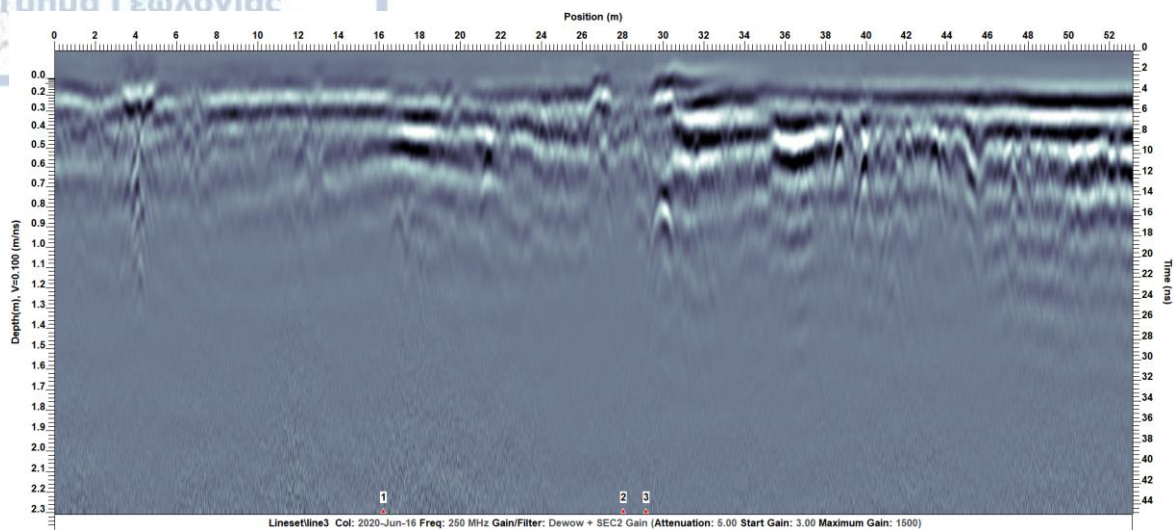
Τομή Γεωραντάρ 11



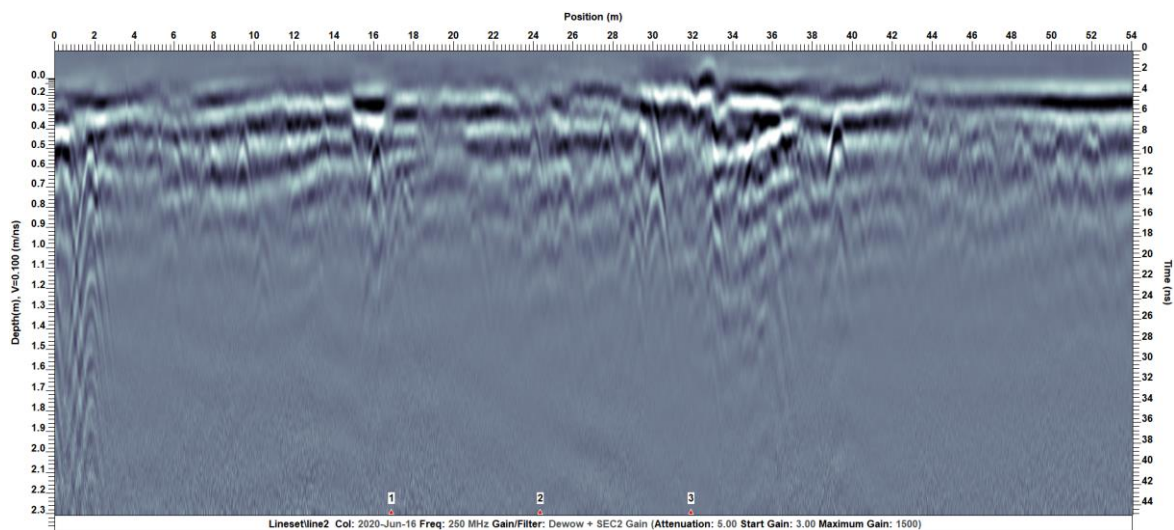
Τομή Γεωραντάρ 12



Τομή Γεωραντάρ 13



Τομή Γεωραντάρ 14



Τομή Γεωραντάρ 15

