

Ιανουάριος 2016

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

Φοιτήτρια: Αμανατίδου Ευτυχία
ΑΕΜ: 4758

Διπλωματική εργασία με θέμα:

*“Διερεύνηση Γεωφυσικής δομής της περιοχής
Παιδόπολης Ωραιοκάστρου, με Σεισμικές και
Ηλεκτρικές μεθόδους Γεωφυσικής
Διασκόπισης”*

Επιβλέποντες καθηγητές:

Παναγιωτόπουλος Δημήτριος, καθηγητής ΑΠΘ
Βαργεμέζης Γεώργιος, αναπληρωτής καθηγητής ΑΠΘ
Φίκος Ηλίας, ΕΔΙΠ Τομέα Γεωφυσικής ΑΠΘ

Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή	2
2. Περιοχή μελέτης.....	3
2.1. Θέση περιοχής μελέτης.....	3
2.2. Γεωτεκτονική εξέλιξη και παλαιογεωγραφία	4
2.3. Λιθοστρωματογραφία και τεκτονική	5
2.4. Στοιχεία γεωτεχνικής έρευνας	7
3. Γεωφυσική έρευνα	14
3.1. Σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης.....	15
3.1.1. Γενικά.....	15
3.1.2. Βασικές αρχές.....	15
3.1.3. Τρόποι παραγωγής ελαστικών κυμάτων	16
3.1.4. Σεισμική διάθλαση	18
3.1.4.1. Ανάπτυξη της μεθόδου για δομή στρώματος πάνω από ημιχώρο.....	20
3.1.4.2. Διάφορες πιθανές δομές στρωμάτων.....	22
3.1.4.3. Περιορισμοί της μεθόδου διάθλασης.....	25
3.1.4.4. Εφαρμογές της μεθόδου διάθλασης.....	27
3.2. Ηλεκτρικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης	28
3.2.1. Γενικά.....	28
3.2.3. Μέθοδος της ειδικής αντίστασης.....	30
3.2.3.1. Τρόποι μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης	33
3.2.3.2. Ηλεκτρική τομογραφία.....	36
3.2.3.3. Εφαρμογές της μεθόδου ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης	37
4. Εφαρμογή γεωφυσικών μεθόδων.....	38
4.1. Σεισμική έρευνα	38
4.2. Ηλεκτρική έρευνα.....	47
5. Συμπεράσματα	53
6. Βιβλιογραφία.....	55

1. Εισαγωγή

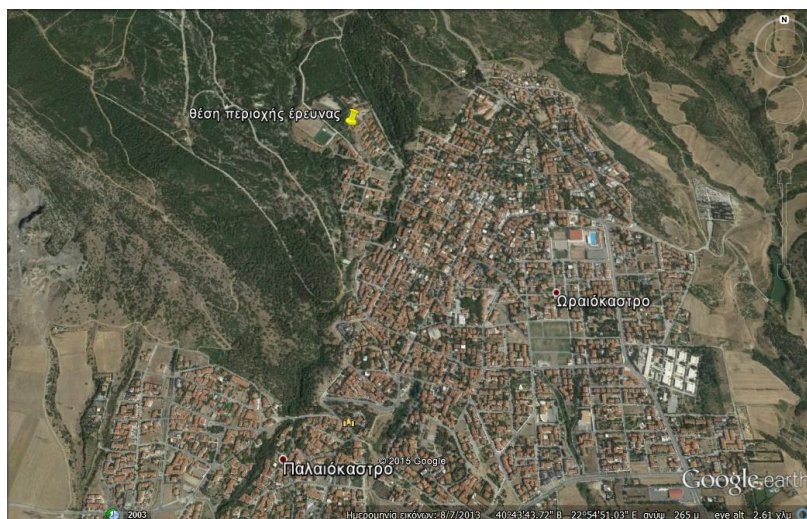
Η παρούσα εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια διπλωματικής εργασίας του τμήματος Γεωλογίας, τομέα Γεωφυσικής, από τη φοιτήτρια Αμανατίδου Ευτυχία υπό την εποπτεία του καθηγητή Παναγιωτόπουλου Δημητρίου, του αναπληρωτή καθηγητή Βαργεμέζη Γεωργίου και του ΕΔΙΠ του Τομέα Γεωφυσικής ΑΠΘ Δρ. Φίκου Ηλία.

Η διπλωματική εργασία έλαβε χώρα στη περιοχή Ωραιοκάστρου Θεσσαλονίκης, στη Παιδόπολη Αγίου Δημητρίου Ωραιοκάστρου, με αντικείμενο την διερεύνηση των ιδιοτήτων της γεωλογικής – γεωφυσικής δομής της περιοχής, με επιφανειακές σεισμικές και ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης. Συγκεκριμένα πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης με εφαρμογή της μεθόδου ηλεκτρικής τομογραφίας και μετρήσεις ταχύτητας διάδοσης τεχνητά παραγόμενων ελαστικών κυμάτων, εφαρμόζοντας τη μέθοδο διάθλασης για τα επιμήκη κύματα χώρου.

2. Περιοχή μελέτης

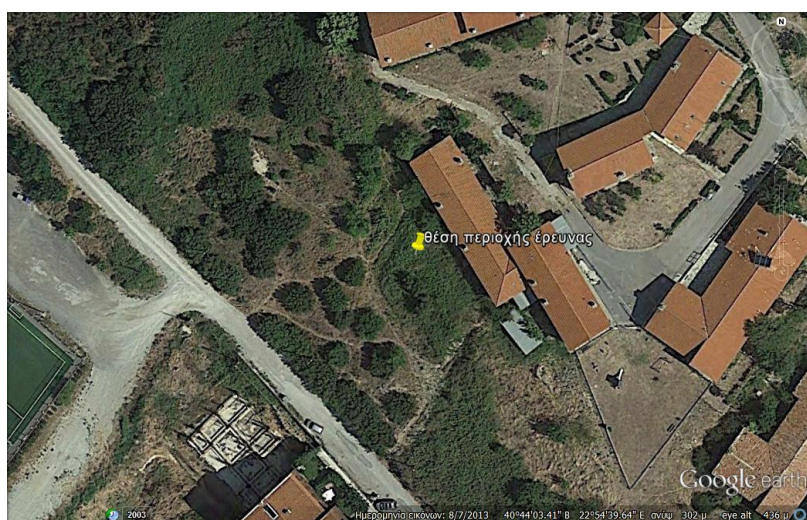
2.1. Θέση περιοχής μελέτης

Η περιοχή έρευνας βρίσκεται εντός του δήμου Ωραιοκαστρου, με ακριβή θέση $40^{\circ} 44' \text{ B}$ και $22^{\circ} 54' \text{ E}$ (σχήμα 1).



Σχήμα 1: Δορυφορική φωτογραφία της ευρύτερης περιοχής Ωραιοκαστρου.

Το πρανές, όπου εντοπίζεται το πρόβλημα της επιφάνειας ολίσθησης, βρίσκεται σε υψόμετρο 300 περίπου μέτρων και χαρακτηρίζεται από υπολογίσιμη κλίση (περίπου 40°) κι έντονη φυτοκάλυψη (σχήμα 2).



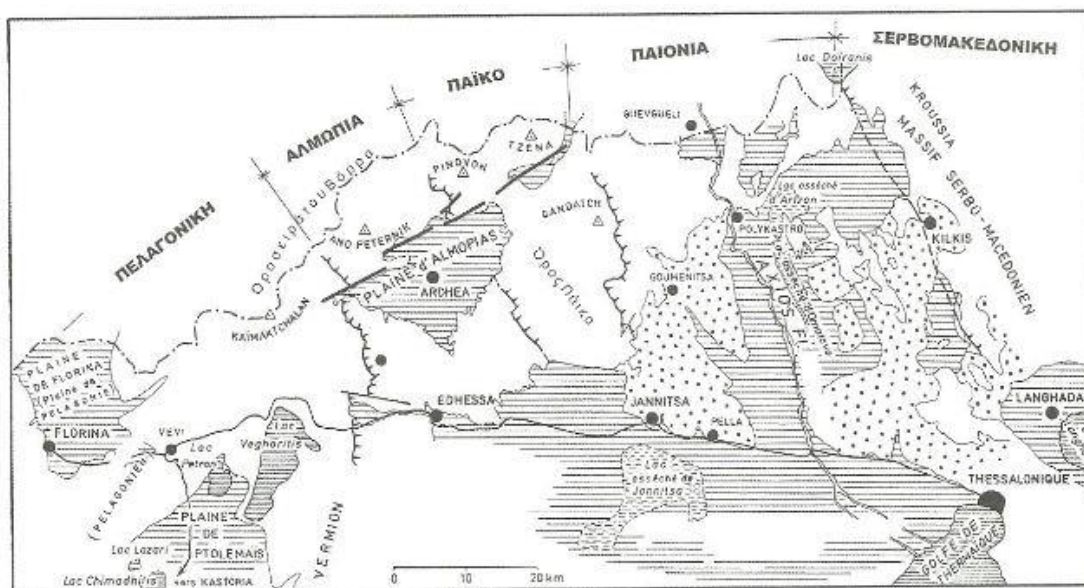
Σχήμα 2: Δορυφορική φωτογραφία της θέσης εκτέλεσης των σεισμικών και ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης.

2.2. Γεωτεκτονική εξέλιξη και παλαιογεωγραφία

Η περιοχή μελέτης τοποθετείται γεωτεκτονικά στη ζώνη Αξιού και συγκεκριμένα στην υποζώνη Παιονίας (σχήμα 3). Στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης εντοπίζονται επίσης σχηματισμοί της Περιοδοπικής και της Σερβομακεδονικής μάζας.

Η αρχική εκτίμηση όριζε την υποζώνη Παιονίας ως μια Μεσοζωική αύλακα μεταξύ της Ενδοχώρας και του υβώματος του Πάικου. Η σημερινή γεωτεκτονική αντίληψη θεωρεί την υποζώνη τμήμα του παλιού ωκεανού της Τηθύος, δημιουργώντας ασάφεια στο προσδιορισμό του ορίου μεταξύ Παιονίας και Περιοδοπικής ζώνης.

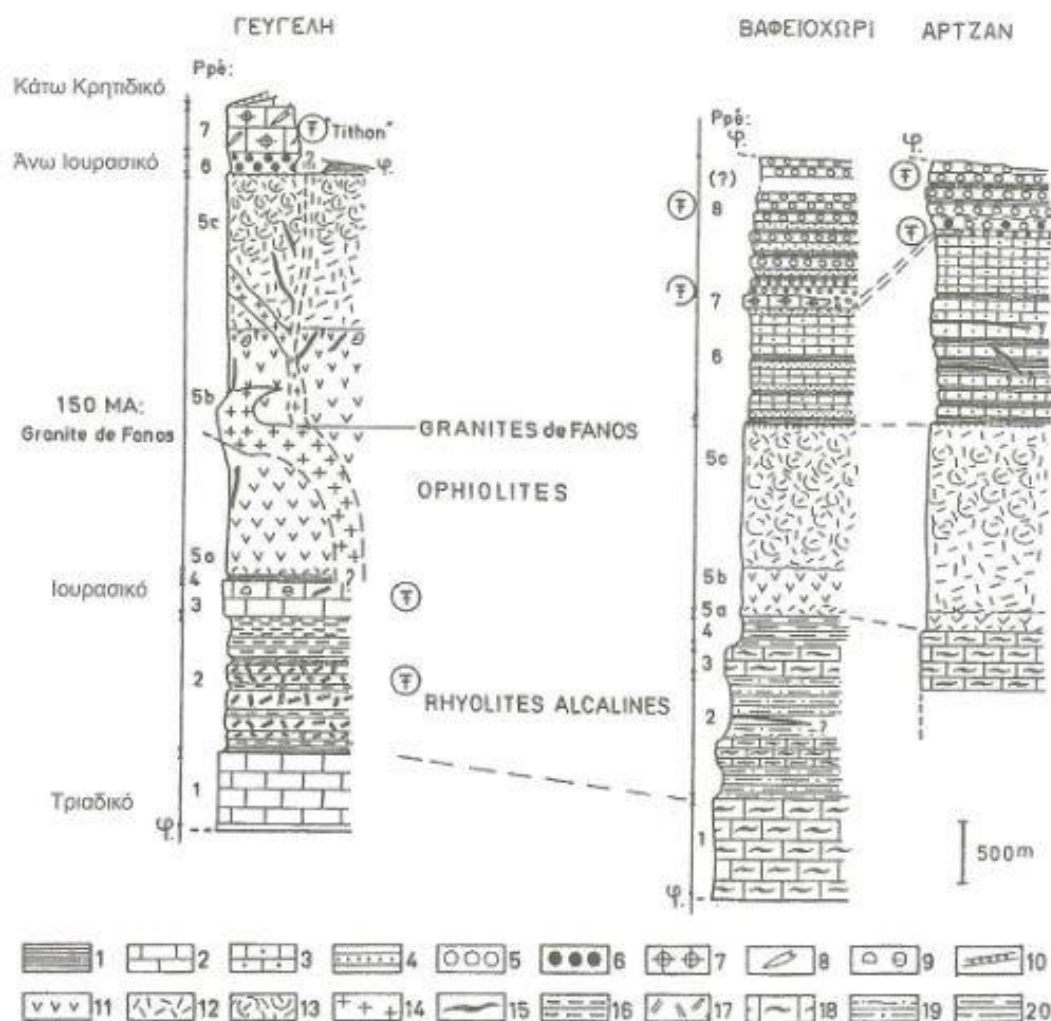
Παλαιογεωγραφικά η υποζώνη Παιονίας αποτελούσε κατά το Μεσοζωικό τμήμα της Τηθύος, δημιουργώντας συνθήκες απόθεσης ιζημάτων βαθιάς θάλασσας. Η Περιοδοπική ζώνη αντιστοιχεί στην ηπειρωτική κατωφέρεια της Ενδοχώρας, η οποία κατέληγε σε μια περιφερειακή βαθιά αύλακα. Κατά μήκος της αύλακας αυτής πραγματοποιήθηκε πιθανόν η βύθιση της ζώνης Αξιού κάτω από την ενδοχώρα.



Σχήμα 3: Σκαρίφημα της διαίρεσης της ζώνης Αξιού στις υποζώνες Παιονίας, Πάικου και Αλμωπίας (κατά Mercier 1966). Διακρίνονται οι τεκτονικές επαφές μεταξύ των υποζωνών, καθώς και η μεγάλη ρηξιγενής ζώνη Αρχαγγέλου - Λουτρακίου (Μουντράκης, 2010).

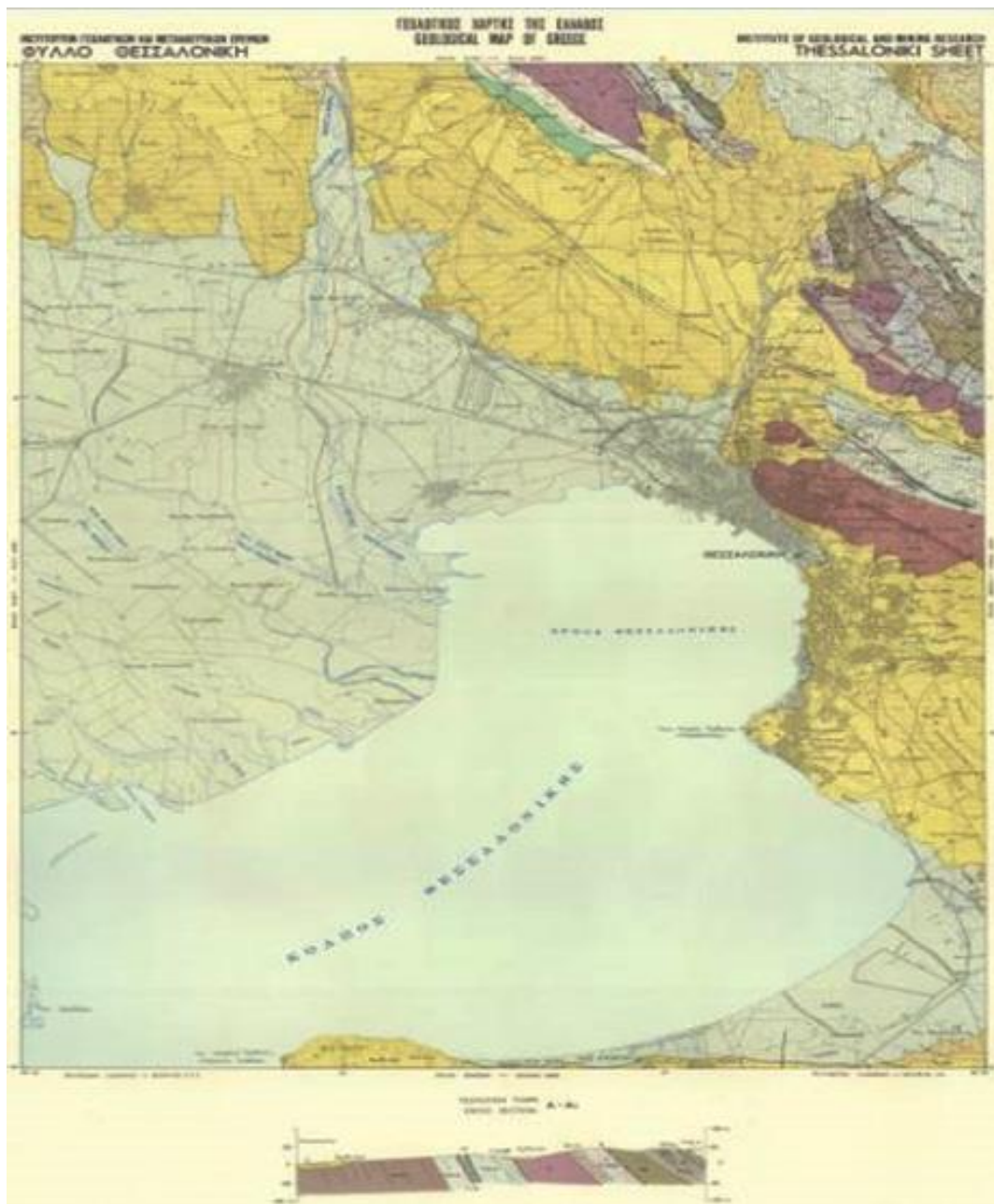
2.3. Λιθοστρωματογραφία και τεκτονική

Η υποζώνη Παιονίας διαχωρίζεται σε επιμέρους ενότητες και χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη οφειολίθων μαζί με ιζήματα βαθιάς θάλασσας κι έντονη λεπιοειδή τεκτονική (σχήμα 4).



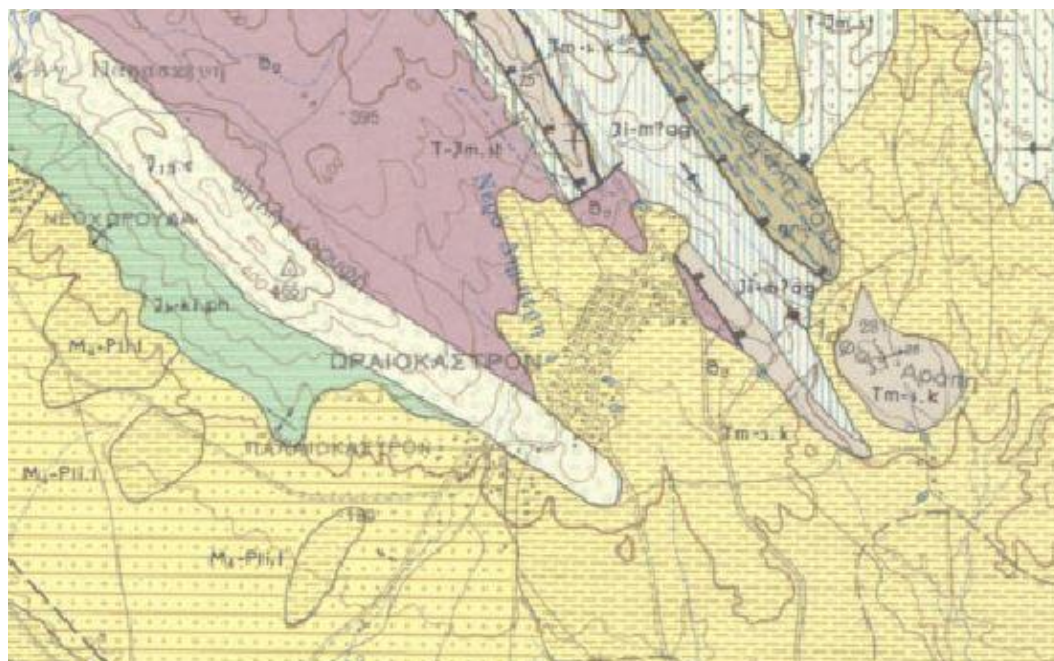
Σχήμα 4: Λιθοστρωματογραφικές στήλες των ενότητων Παιονίας 1: σχιστόλιθοι και πηλίτες, 2: ασβεστόλιθοι και μάρμαρα, 3: ασβεστόλιθοι ψαμμιτοειδείς, 4: ψαμμίτες, 5: κροκαλοπαγή, 6: κροκαλοπαγή με οφειολιθικές κροκάλες, 7: Κοράλλια, 8: Βελεμνίτες, 9: Τρηματοφόρα, 10: Φύκη, 11: γάββροι, 12: δολερίτες, 13: μικρολιθικά οφειολιθικά, 14: γρανίτες, 15: πηγματίτες και γρανοφύρες, 16: τοφφίτες, 17: σερικιτικά πορφυροειδή, 18: σιπολίνες, 19: σχηματισμοί μεταμορφωμένων πυροκλαστικών, 20: χαλαζίτες (Μουντράκης, 2010).

Η λεκάνη Αξιού – Θεσσαλονίκης αποτελείται από Νεογενή και Τεταρτογενή ποταμοχειμάρια και λιμναία ιζήματα, τα οποία αναπτύσσονται πάνω στο αλπικό υπόβαθρο της ζώνης Αξιού. Η περιοχή μελέτης βρίσκεται πάνω στη σειρά ερυθρών αργίλων, η οποία συνίσταται από ερυθρές έως κεραμόχρωμες ιλυώδεις αργίλους με μαρμαρυγία και ασβεστιτικά συγκρίματα Πλειοκαινικής ηλικίας. Το υπόβαθρο εμφανίζεται με φυλλιτικούς σχιστόλιθους και κροκαλοπαγή του Άνω Ιουρασικού καθώς και γαββρικά πετρώματα της οφειολιθικής σειράς της Παιονίας (σχήματα 5 & 6).



Σχήμα 5: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής.

Στην ευρύτερη περιοχή εντοπίζονται επίσης πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της Σερβομακεδονικής και των ενοτήτων Άσπρης Βρύσης - Χορτιάτη και Μελισσοχωρίου - Χολομώντα της Περιφοδοπικής ζώνης.



Σχήμα 6: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης.

2.4. Στοιχεία γεωτεχνικής έρευνας

Στη περιοχή έχουν πραγματοποιηθεί 4 γεωτρήσεις στα πλαίσια γεωτεχνικής έρευνας η θέση των οποίων φαίνεται στο *σχήμα 11*.

Η πρώτη γεώτρηση Γ1 έφτασε μέχρι το βάθος των 15,55 μέτρων και συνάντησε 5 στρώματα. Το πρώτο στρώμα αποτελείται από τεχνητές αποθέσεις και έχει πάχος 1 μέτρο. Το δεύτερο στρώμα είναι καστανή αμμώδης άργιλος με λίγα χαλίκια και φτάνει έως τα 5,3 μέτρα. Μέχρι τα 6,7 μέτρα βρίσκεται αργιλώδες αμμοχάλικο. Καστανόλευκη έντονα αμμώδης άργιλος με πολλά ασβεστιτικά συγκρίματα συναντάται έως τα 13 μέτρα. Από τα 13 μέτρα ως το πέρας της γεώτρησης υπάρχει αργιλώδες αμμοχάλικο. Στη γεώτρηση εντοπίζονται υδροφόρος ορίζοντας σε βάθος 2 μέτρων και επιφάνεια ολίσθησης στα 7 μέτρα (*σχήμα 7*).

Η δεύτερη γεώτρηση Γ2 έχει συνολικό βάθος 15,45 μέτρα και διαπερνά μόνο 2 στρώματα. Πρόκειται για 1 μέτρο τεχνητών αποθέσεων, το οποίο ακολουθείται από καστανή έντονα αμμώδη άργιλο με διάσπαρτους χάλικες (σχήμα 8).

Στη τρίτη γεώτρηση Γ3 εντοπίζονται συνολικά 3 στρώματα. Το πρώτο μέτρο αποτελείται κι εδώ από τεχνητές αποθέσεις. Το στρώμα καστανής αμμώδους άργιλου με χάλικες και ασβεστιτικά συγκρίματα έχει πάχος 4,5 μέτρα. Από τα 5,5 μέτρα έως τα 15,36 όπου τελειώνει η γεώτρηση συναντάται καστανέρυθρη έως καστανοπράσινη άργιλος με σποραδικά χαλίκια. Η επιφάνεια ολίσθησης τοποθετείται με επιφύλαξη στα 4 με 4,5 μέτρα βάθος (σχήμα 9).

Η γεώτρηση Γ4 έχει συνολικό βάθος μόλις 5,65 μέτρα και αποτελείται από 1 μέτρο τεχνητών αποθέσεων και στη συνέχεια από καστανή έντονα αμμώδη άργιλο με ασβεστιτικά συγκρίματα (σχήμα 10).

Σε όλες τις γεωτρήσεις πραγματοποιήθηκαν Δοκιμές Πρότυπης Διείσδυσης- Standard Penetration Test (SPT) για την εκτίμηση της συνεκτικότητας και της αντοχής του εδάφους. Κατά την εκτέλεση αυτής της δοκιμής μετράται ο αριθμός των κρούσεων που απαιτούνται για τη διείσδυση δειγματολήπτη κατά 30 εκατοστά στον υπό εξέταση εδαφικό ορίζοντα. Ορίζεται ως αριθμός N(SPT) το άθροισμα των κρούσεων για τη διείσδυση του διαιρετού δειγματολήπτη κατά 45 εκατοστά, χωρίς να λαμβάνεται υπόψη ο αριθμός κρούσεων των πρώτων 15 εκατοστών (καθώς η περιοχή αυτή θεωρείται ως ζώνη διατάραξης). Οι τιμές του αριθμού N(SPT) παρατίθενται στο πίνακα 1.

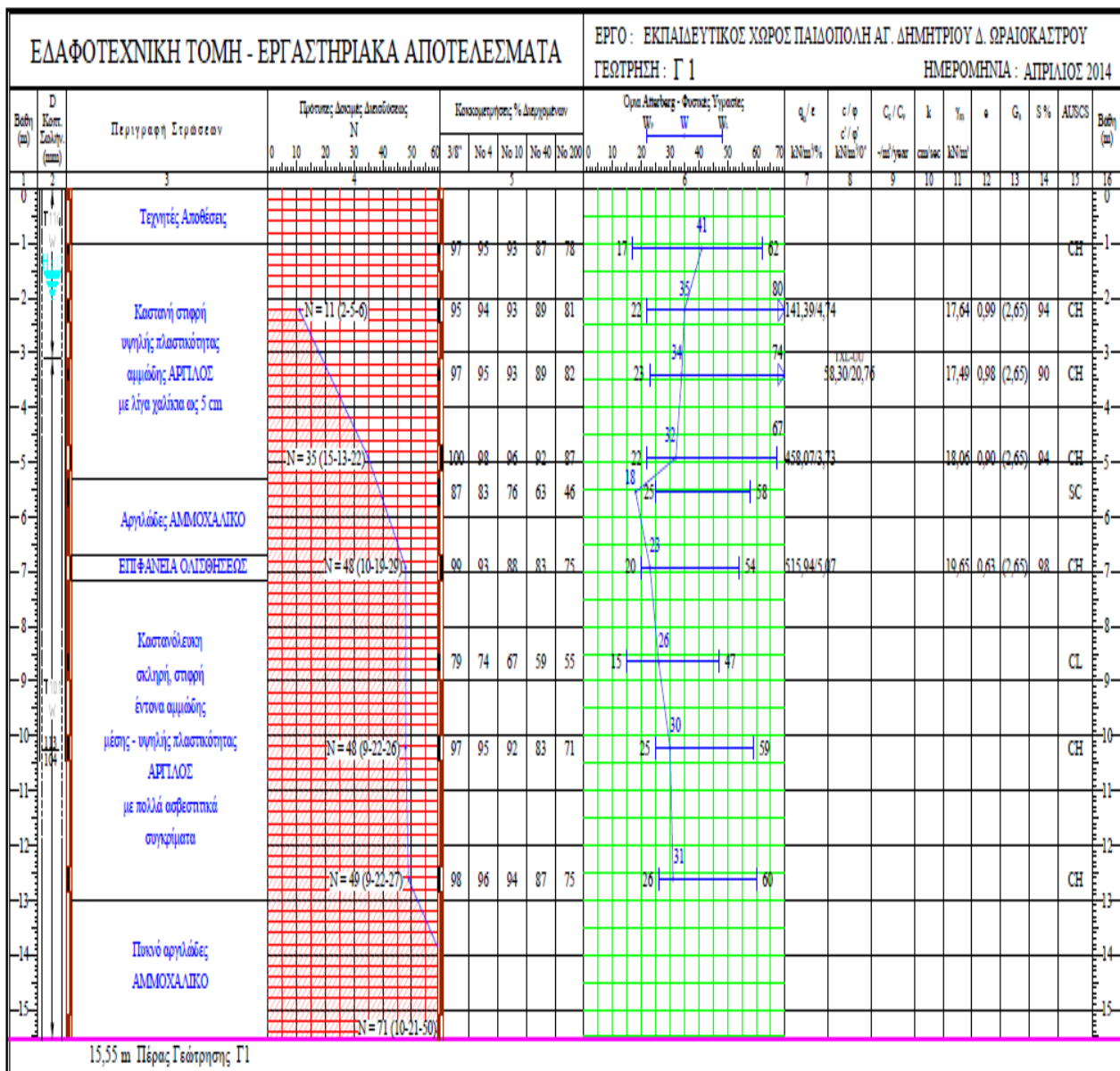
Βάθος (m)	N (SPT)			
	Γ1	Γ2	Γ3	Γ4
3	18	48	31	30
5	35	29	35	42
7	48	31	52	
9	48	32	>50	
11	49	35	>50	
13	52	40	68	
15	>50	40	>50	

Πίνακας 1: Τιμές του αριθμού N(SPT) με βάση τις Δοκιμές Πρότυπης Διείσδυσης που εκτελέστηκαν στις 4 γεωτρήσεις.

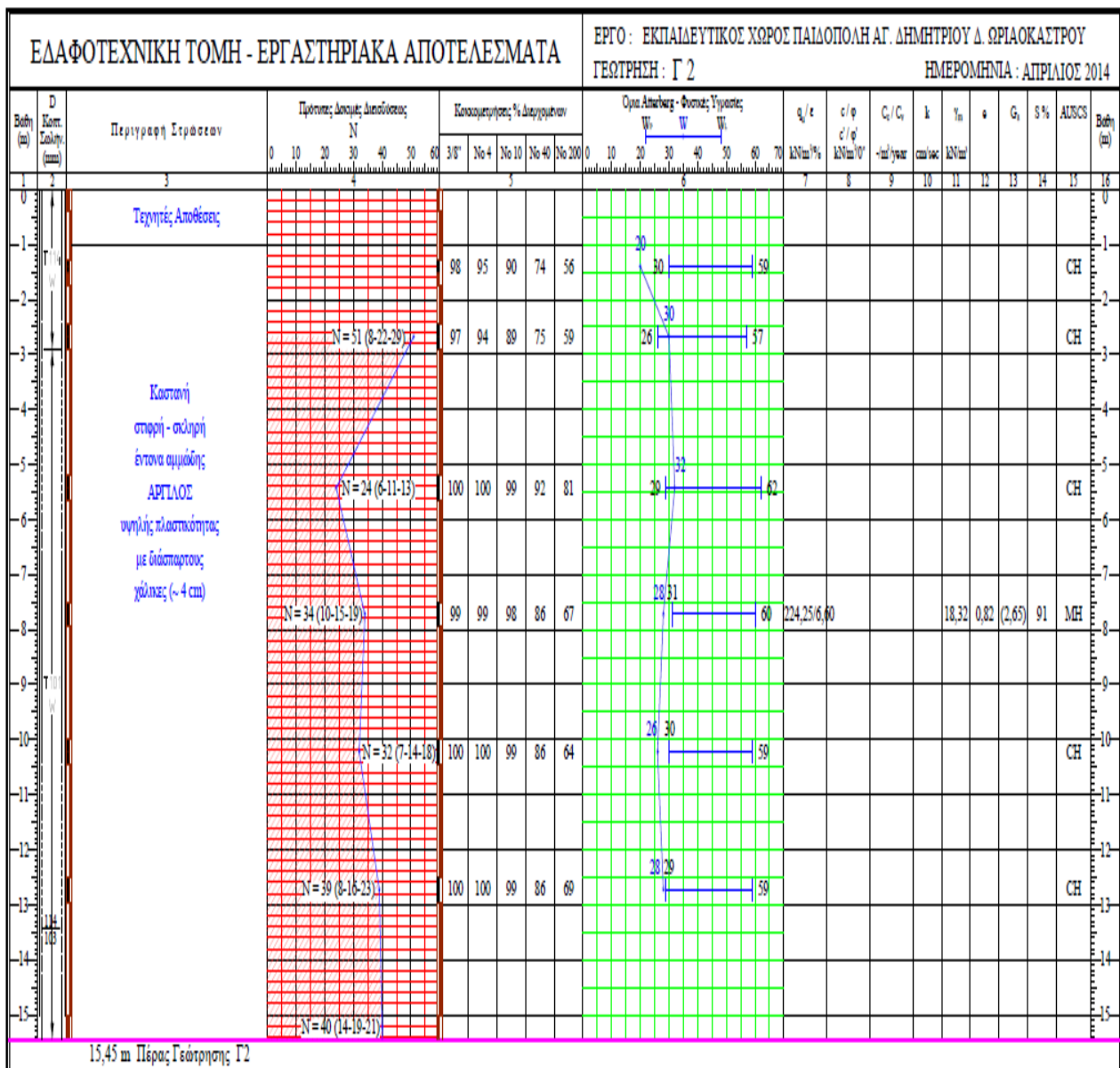
Συνεκτικότητα	SPT-N
Πολύ μαλακό	< 2
Μαλακό	2- 4
Σταθερό	4 - 8
Στιφρό	8 - 15
Πολύ Στιφρό	15 - 30
Σκληρό	> 30

Πίνακας 2: Όρια των τιμών $N(SPT)$ συγκριτικά με τη συνεκτικότητα των σχηματισμών. (<http://enggeo-auth.weebly.com/pialpharhoomicronupsilonsigma943alphasigmaeta9.html>)

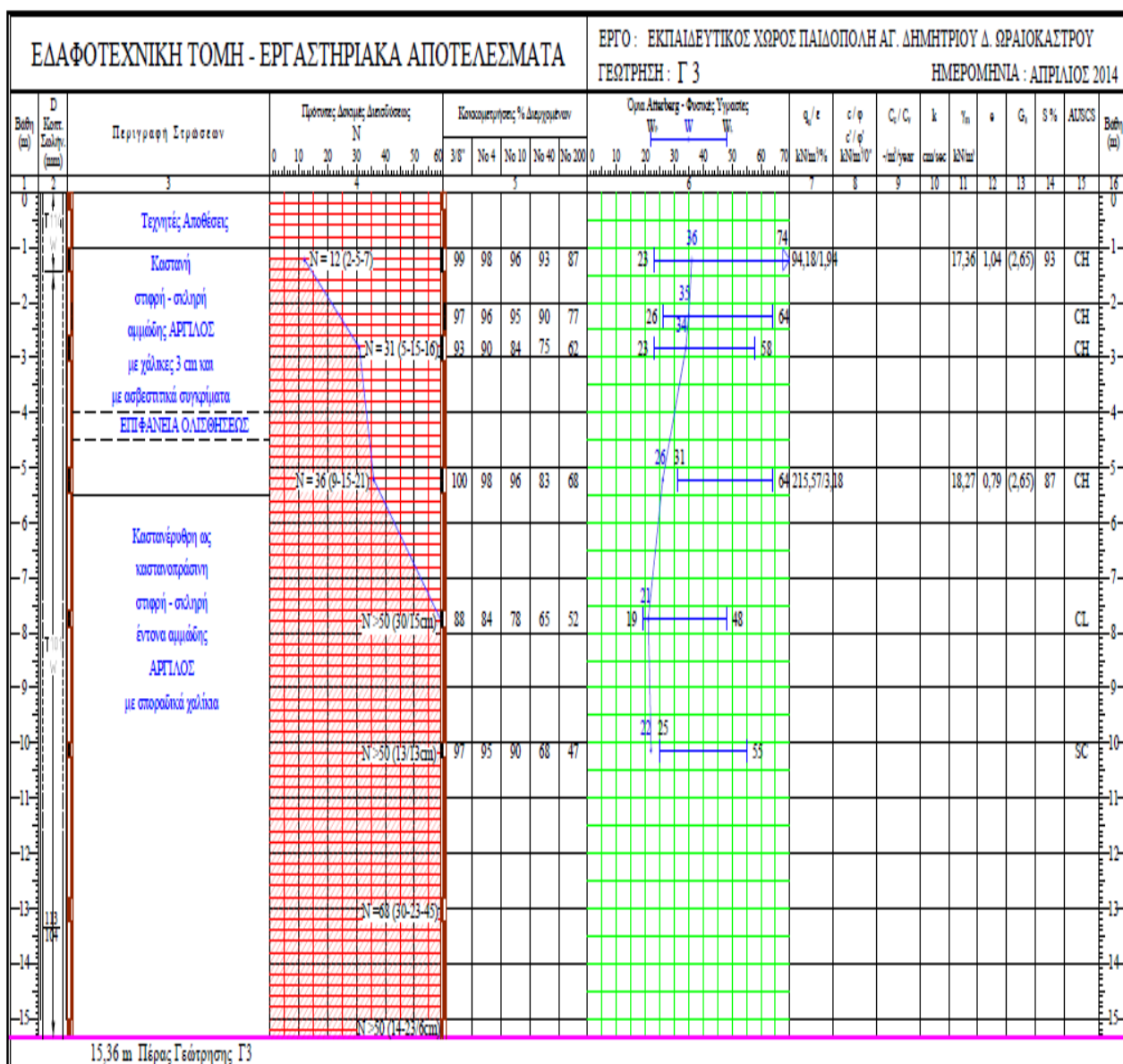
Πετρογραφικά και στις 4 γεωτρήσεις συναντώνται εδαφικοί αργιλικοί σχηματισμοί. Με βάση τη συνεκτικότητα που προκύπτει από τις δοκιμές SPT τα εδάφη χαρακτηρίζονται από σιφρά έως σκληρά. Η επιφάνεια ολίσθησης εντοπίζεται μόνο στις γεωτρήσεις Γ1 και Γ3. Στις γεωτρήσεις αυτές η μεταβολή των τιμών $N(SPT)$ ακολουθεί μια κανονικότητα παρουσιάζοντας συνεχή αύξηση με το βάθος. Τα όρια μεταβολής των τιμών του αριθμού $N(SPT)$ έρχονται σχεδόν σε πλήρη συμφωνία με τις εναλλαγές των στρωμάτων. Στη γεώτρηση Γ2 η μεταβολή του αριθμού N εμφανίζει αυξομειώσεις χωρίς μεγάλες αποκλίσεις.



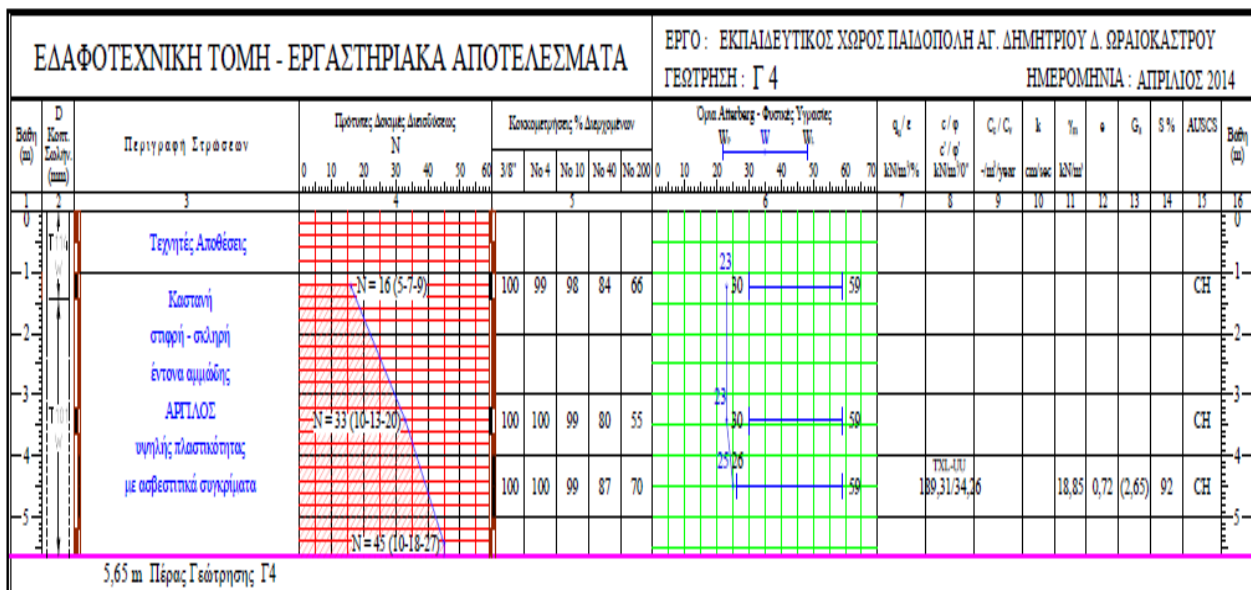
Σχήμα 7: Στρωματογραφική τομή γεώτρησης Γ1 και μεταβολή τιμών N(SPT).



Σχήμα 8: Στρωματογραφική τομή γεώτρησης Γ2 και μεταβολή τιμών N(SPT).



Σχήμα 9: Στρωματογραφική τομή γεώτρησης Γ3 και μεταβολή τιμών N(SPT).

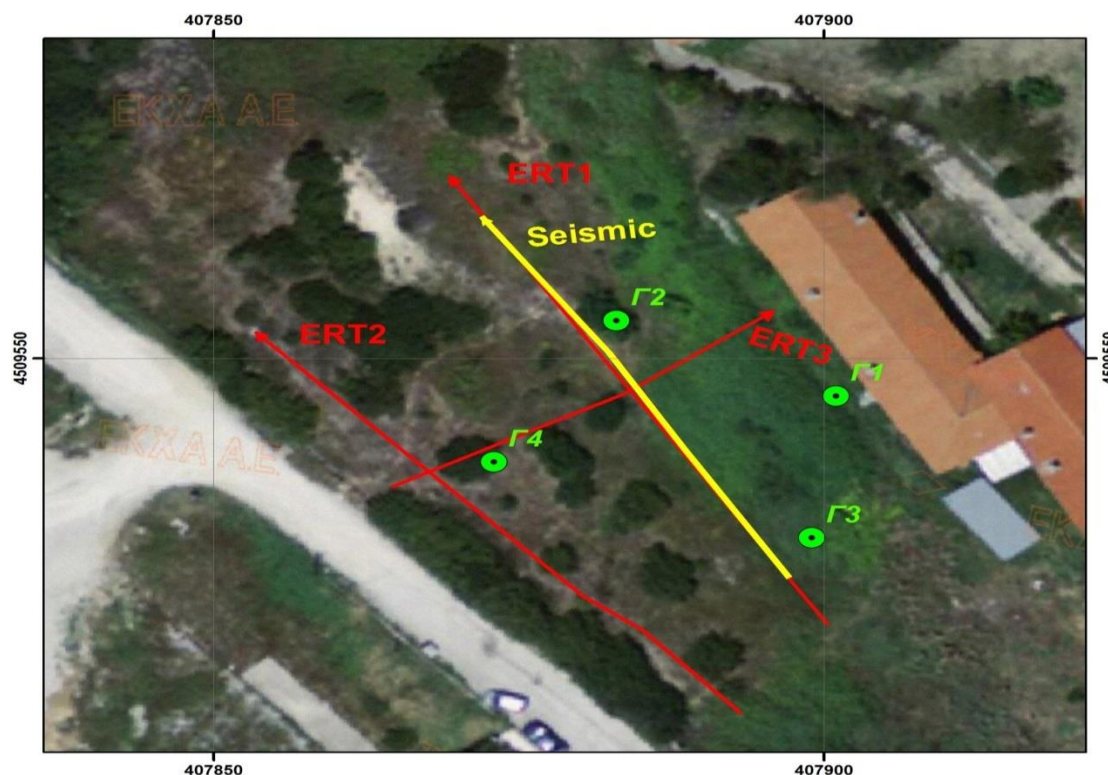


Σχήμα 10: Στρωματογραφική τομή γεώτρησης Γ4 και μεταβολή τιμών N(SPT).

3. Γεωφυσική έρευνα

Με τη γεωφυσική διασκόπηση καθίσταται δυνατή η μελέτη της δομής των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού, όταν είναι αδύνατη η άμεση παρατήρησή τους. Μετρούνται φυσικές ποσότητες με στόχο τον υπολογισμό μεγεθών που περιγράφουν τις φυσικές ιδιότητες των πετρωμάτων.

Συγκριτικά με τις γεωτρήσεις οι γεωφυσικές μέθοδοι διασκόπησης είναι μη καταστροφικές, πιο οικονομικές και λιγότερο χρονοβόρες. Καλύπτουν μεγάλες εκτάσεις και παρέχουν μια εικόνα για την ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος προσδιορίζοντας έτσι καλύτερα τους πιθανούς στόχους - θέσεις μελλοντικών γεωτρήσεων. Στη περιοχή η γεωτεχνική έρευνα έχει προηγηθεί της γεωφυσικής, με την εκτέλεση των τεσσάρων γεωτρήσεων που προαναφέρθηκαν.



Σχήμα 11: Προφίλ σεισμικών (seismic) και ηλεκτρικών (ERT1, ERT2, ERT3) μετρήσεων με τις θέσεις γεωτρήσεων.

Στα πλαίσια της διπλωματικής εργασίας πραγματοποιήθηκαν η σεισμική και η ηλεκτρική μέθοδος (σχήμα 11). Εκτελέστηκαν 3 ηλεκτρικά προφίλ με διάταξη διπόλου- διπόλου, όπου υπολογίστηκε η ηλεκτρική αγωγιμότητα των σχηματισμών με τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας. Εκτελέστηκε επίσης σεισμικό προφίλ δίνοντας ένα μοντέλο ταχυτήτων επιμηκών κυμάτων με την εφαρμογή της μεθόδου διάθλασης.

3.1. Σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης

3.1.1. Γενικά

Οι σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης βασίζονται στον υπολογισμό της ταχύτητας διάδοσης των ελαστικών κυμάτων. Μεταβολές της ταχύτητας δηλώνουν αλλαγές στη δομή του υπεδάφους, καθώς κάθε πέτρωμα παρουσιάζει διαφορετική ταχύτητα (πίνακας 5). Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στις μεταβολές των φυσικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων, από τα οποία περνούν τα ελαστικά κύματα κατά τη διάδοσή τους.

Το φυσικό μέγεθος που μετράται στις σεισμικές μεθόδους είναι ο χρόνος που χρειάζεται για να διανύσει ένα ελαστικό κύμα μια ορισμένη απόσταση μεταξύ της πηγής κι ενός γεωφώνου. Με βάση το χρόνο αυτό κατασκευάζονται οι καμπύλες χρόνων διαδρομής των κυμάτων σε συνάρτηση με τις αποστάσεις των γεωφώνων από τη πηγή. Η επεξεργασία των καμπυλών θα δώσει τα τελικά μοντέλα ταχυτήτων της εκάστοτε περιοχής ενδιαφέροντος.

3.1.2. Βασικές αρχές

Η σεισμική διασκόπηση ασχολείται με την παραμόρφωση που προκαλείται τεχνητά και διαδίδεται στο φλοιό υπό μορφή ελαστικών κυμάτων.

Τα ελαστικά κύματα διαχωρίζονται σε:

- Κύματα χώρου
 - Επιμήκη κύματα, P
 - Εγκάρσια κύματα, S
- Επιφανειακά κύματα
 - Κύματα Love
 - Κύματα Rayleigh

Η διάδοση των ελαστικών κυμάτων διέπεται από δυο βασικές αρχές, την αρχή του Huygens και την αρχή Fermat:

- Η αρχή του Huygens ορίζει ότι *‘κάθε σημείο ενός μετώπου κύματος μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί πηγή ενός νέου δευτερογενούς κύματος’*.

- Σύμφωνα με την αρχή του Fermat 'το κύμα το οποίο φτάνει σε ορισμένο σημείο από ορισμένη πηγή ακολουθεί το συντομότερο δρόμο από όλους τους δυνατούς δρόμους, δηλαδή, αυτόν που απαιτεί τον ελάχιστο χρόνο'.

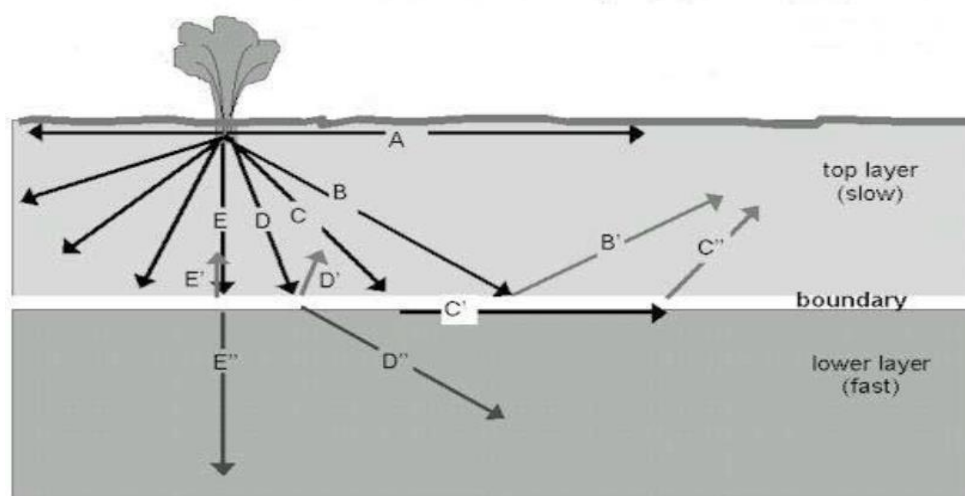
Οι αρχές αυτές θεωρούνται βασικές επειδή από αυτές προκύπτουν άλλες αρχές άμεσα εφαρμόσιμες στη γεωφυσική, όπως οι νόμοι ανάκλασης και διάθλασης.

3.1.3. Τρόποι παραγωγής ελαστικών κυμάτων

Ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν στη περιοχή και τον επιδιωκόμενο σκοπό, χρησιμοποιείται και η καταλληλότερη κάθε φορά πηγή ελαστικών κυμάτων.

Οι συχνότερα χρησιμοποιούμενες πηγές στη ξηρά είναι:

- Τεχνητές εκρήξεις: Πραγματοποιείται ελεγχόμενη έκρηξη μάζας Μ σε ορισμένο βάθος με στόχο την ανελαστική παραμόρφωση του εδάφους και τη παραγωγή ελαστικών κυμάτων. Χρησιμοποιείται ειδικός δυναμίτης ή εκρηκτική ζελατίνη ως εκρηκτικό υλικό. Οι τεχνητές εκρήξεις ως πηγή ελαστικών κυμάτων είναι οικονομικές, έχουν πολύ μικρή διάρκεια σήματος και δίνουν κύματα σχετικά μεγάλου φάσματος συχνοτήτων. Ταυτόχρονα όμως δημιουργούν κινδύνους κατά τη μεταφορά και αποθήκευση των εκρηκτικών υλών, είναι χρονοβόρες κι απαιτούν ειδική γραφειοκρατική εργασία. Επίσης δεν είναι δυνατή η πρόκληση επαναλαμβανόμενων όμοιων ελαστικών κυμάτων για τη μετέπειτα πραγματοποίηση της διαδικασίας σώρευσης (σχήμα 12).

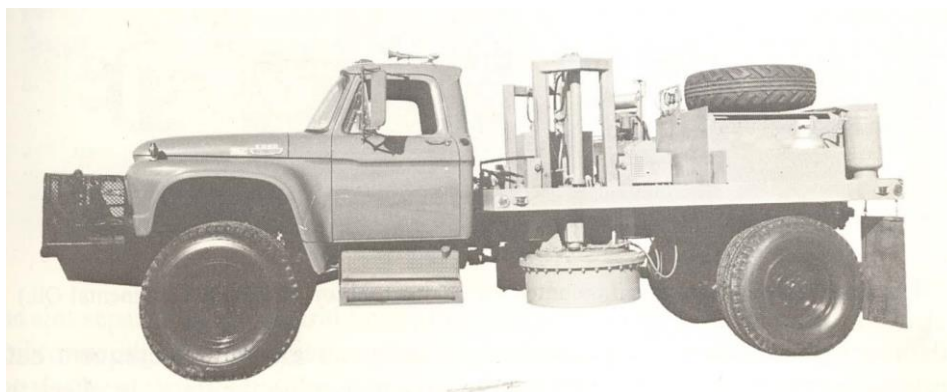


Σχήμα 12: Παραγωγή ελαστικών κυμάτων με τεχνητή έκρηξη.
(<http://www.geo.auth.gr/courses/qgp/qgp432e/PDF/EISAGOGH-3.pdf>)

- II. Thumper: Η παραγωγή ενέργειας γίνεται με μηχανικό τρόπο, με τη πτώση στο έδαφος μάζας σιδήρου έως και 3 τόνων από ύψος έως και 3 μέτρα. Η μάζα μεταφέρεται με φορτηγό από μια θέση σε άλλη, ενώ συνήθως χρησιμοποιούνται περισσότερες μονάδες για εξοικονόμηση χρόνου (σχήμα 13).
- III. Dinoseis: Τα ελαστικά κύματα δημιουργούνται από την άσκηση ισχυρής πίεσης στο έδαφος μέσω οριζόντιας πλάκας θαλάμου που βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος. Ο θάλαμος περιέχει εκρηκτικό αέριο (προπάνιο και οξυγόνο) το οποίο με ηλεκτρική εκκένωση εκρήγνυται και ασκεί πίεση λόγω της εκτόνωσής του. Ο θάλαμος βρίσκεται τοποθετημένος στο κάτω μέρος φορτηγού αυτοκινήτου και συχνά πραγματοποιείται σύγχρονο πείραμα με 3 ή 4 μονάδες για την ενίσχυση του πλάτους σήματος (σχήμα 14).



Σχήμα 13: Πηγή παραγωγής ελαστικών κυμάτων *Thumper*.
(<http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp432e/PDF/EISAGOGH-3.pdf>)



Σχήμα 14: Πηγή παραγωγής ελαστικών κυμάτων *Dinoseis*.
(<http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp432e/PDF/EISAGOGH-3.pdf>)

- IV. Vibroiseis: Με υδραυλικό τρόπο παράγονται ταλαντώσεις μικρού πλάτους και συνεχώς αυξανόμενης συχνότητας. Το σήμα έχει διάρκεια περίπου 7 δευτερόλεπτα και η συχνότητα είναι μεταβαλλόμενη μεταξύ 6-8 Hz. Το κύριο πλεονέκτημα του vibroseis είναι το ακριβές τελικό σήμα μικρής διάρκειας σαν σήμα από τεχνητή έκρηξη. Ακόμα σε αντίθεση με τις δυο προηγούμενες πηγές ελαστικών κυμάτων μπορεί να χρησιμοποιηθεί και σε κατοικημένες περιοχές (σχήμα 15).



Σχήμα 15: Πηγή παραγωγής ελαστικών κυμάτων Vibroseis.
(<http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp432e/PDF/EISAGOGH-3.pdf>)

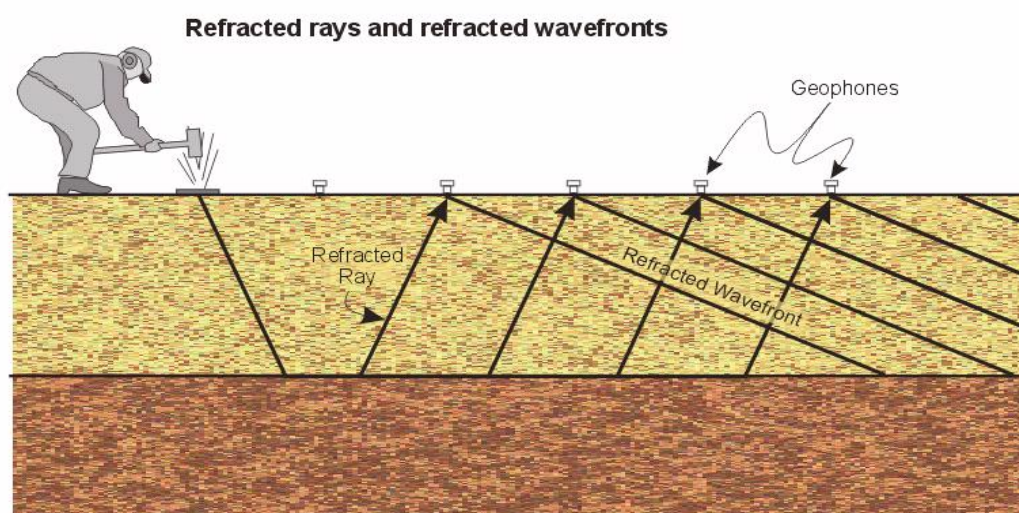
Εκτός από τις συνηθισμένες πηγές που αναφέρθηκαν, σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να αξιοποιηθεί περιβαλλοντικός θόρυβος ως πηγή ελαστικών κυμάτων. Η περίπτωση αυτή αντιστοιχεί στη μελέτη των επιφανειακών κυμάτων κατά την εφαρμογή της μεθόδου MASW.

3.1.4. Σεισμική διάθλαση

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης αποτελεί μια από τις κύριες μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης. Μελετά τα επιμήκη κύματα χώρου. Βασίζεται στο προσδιορισμό των χρόνων διαδρομής των απευθείας και διαθλώμενων επιμηκών κυμάτων και στη χρήση των καμπυλών χρόνων διαδρομής των κυμάτων αυτών, με στόχο το καθορισμό ενός μοντέλου ταχυτήτων - παχών των επιφανειακών στρωμάτων χρησιμοποιώντας θεωρητικές μαθηματικές σχέσεις (σχήμα 16).

Η μέθοδος της διάθλασης είναι εξαιρετικά χρήσιμη σε περιοχές που παρουσιάζουν μορφολογικές ανωμαλίες και είναι δύσκολη η εφαρμογή άλλων μεθόδων. Πρόκειται επίσης για μια αρκετά οικονομική μέθοδο.

**Seismic Refraction Method:
Plane, Horizontal Interface**



Σχήμα 16: Διάθλαση σεισμικών κυμάτων σε οριζόντια ασυνέχεια ενός στρώματος πάνω από ημιχώρο, με ορατές τις ακτίνες διάθλασης και τα μέτωπα κύματος. (<http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp432e/PDF/DIA8LASH-1.pdf>)

Στα μειονεκτήματα της μεθόδου εντάσσονται η δυσκολία κατά τη λήψη μετρήσεων όταν οι αποστάσεις κατανομής των γεωφώνων από τη πηγή είναι μεγάλες, και η μικρότερη ακρίβεια των αποτελεσμάτων συγκριτικά με άλλες μεθόδους. Ακόμα υπάρχουν πιθανές ανωμαλίες στη δομή του εδάφους που καθιστούν απαγορευτική τη χρήση της. Οι συνθήκες ακύρωσης της μεθόδου αντιστοιχούν σε 2 περιπτώσεις και περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω.

3.1.4.1. Ανάπτυξη της μεθόδου για δομή στρώματος πάνω από ημιχώρο

Υποθέτουμε δομή ενός οριζόντιου στρώματος με σταθερή ταχύτητα διάδοσης επιμηκών κυμάτων u_0 , το οποίο βρίσκεται πάνω από ημιχώρο με ταχύτητα διάδοσης u_1 για την οποία ισχύει $u_1 > u_0$ (σχήμα 17). Ο καθορισμός τέτοιας δομής αντιστοιχεί σε προσδιορισμό των ταχυτήτων u_0 και u_1 καθώς και του πάχους z του υπερκείμενου στρώματος.

Για το καθορισμό της δομής με τη μέθοδο της διάθλασης πραγματοποιείται έκρηξη σε ορισμένο σημείο Α στην επιφάνεια της Γης για τη παραγωγή των ελαστικών κυμάτων. Τοποθετούνται σειρά γεωφώνων σε διάφορα σημεία D, κατά μήκος τομής η οποία βρίσκεται στην επιφάνεια της Γης και περνάει από τη πηγή. Τα γεώφωνα τοποθετούνται σε μεγάλες αποστάσεις, μεγαλύτερες από το βάθος z . Από τα γεώφωνα καταγράφονται οι χρόνοι άφιξης των πρώτων κυμάτων και με αφαίρεση αυτών από το γνωστό χρόνο γένεσης υπολογίζονται οι χρόνοι διαδρομής για κάθε γεώφωνο.

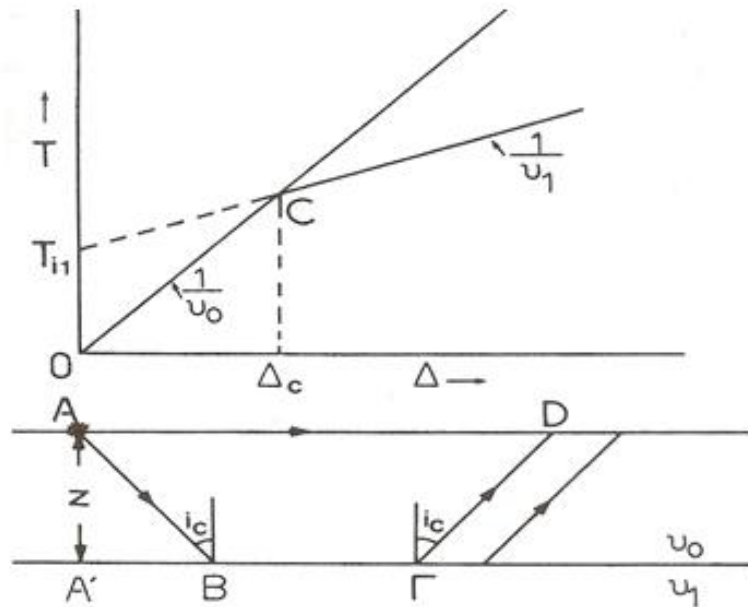
Τα κύματα που αναχωρούν από την εστία Α διαδίδονται προς διάφορες κατευθύνσεις. Στα γεώφωνα φτάνουν πρώτα τα απευθείας και τα μετωπικά κύματα. Τα απευθείας κύματα φτάνουν σε ορισμένο γεώφωνο D, διανύοντας την απόσταση AD με σταθερή ταχύτητα u_0 . Τα μετωπικά κύματα που φτάνουν στο ίδιο γεώφωνο ακολουθούν πιο σύνθετη διαδρομή. Διατρέχουν την απόσταση AB με ταχύτητα u_0 , προσπίπτουν στη διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ των δυο στρωμάτων υπό την ορική γωνία i_c και διαδίδονται κατά μήκος της τομής ΒΓ, της διαχωριστικής επιφάνειας και του κατακόρυφου επιπέδου, με τη ταχύτητα του υποκείμενου στρώματος u_1 . Επιστρέφουν στο πάνω στρώμα και φτάνουν στο σταθμό διανύοντας την απόσταση ΓD με ταχύτητα u_0 (σχήμα 17).

Τα απευθείας κύματα φτάνουν και καταγράφονται πρώτα στα γεώφωνα που βρίσκονται μέχρι κάποια ορισμένη απόσταση από τη πηγή. Η απόσταση αυτή καλείται ορική απόσταση Δ_c .

Ο χρόνος διαδρομής των απευθείας κυμάτων δίνεται από τη σχέση $T_0 = AD/u_0$, ή

$$T_0 = \frac{\Delta}{u_0}$$

όπου Δ είναι η απόσταση κάποιου γεωφώνου D από το σημείο Α της έκρηξης. Ο χρόνος διαδρομής των απευθείας κυμάτων είναι γραμμική συνάρτηση της απόστασης, επομένως η καμπύλη χρόνου διαδρομής των απευθείας κυμάτων θα είναι ευθεία γραμμή (ευθεία OC στο σχήμα 17). Από τη παραπάνω σχέση προκύπτει ότι η ταχύτητα u_0 του πάνω στρώματος είναι ίση με το αντίστροφο της κλίσης της καμπύλης χρόνων διαδρομής των απευθείας κυμάτων.



Σχήμα 17: Σεισμικές ακτίνες των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων (κάτω) και οι καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) των κυμάτων αυτών. (Παπαζάχος 1986)

Ο χρόνος διαδρομής των μετωπικών κυμάτων δίνεται από τη σχέση:

$$T_1 = \frac{AB + \Gamma D}{u_0} + \frac{B\Gamma}{u_1}$$

Αλλά $AB = \Gamma D = z / \sin i_c$ και $B\Gamma = \Delta - 2z \cot i_c$. Συνεπώς,

$$T_1 = \frac{\Delta}{u_1} + 2z \left(\frac{1}{u_0 \sin i_c} - \frac{\eta \mu i_c}{u_1 \sin i_c} \right)$$

Με βάση το νόμο του Snell ισχύει $u_1 = u_0 / \eta \mu i_c$. Επομένως ,

$$T_1 = \frac{\Delta \eta \mu i_c}{u_0} + 2z \left(\frac{1}{u_0 \sin i_c} - \frac{\eta \mu^2 i_c}{u_0 \sin i_c} \right)$$

Από τη σχέση αυτή προκύπτει η

$$T_1 = \frac{\Delta \eta \mu i_c}{u_0} + \frac{2z \sin i_c}{u_0}$$

ή

$$T_1 = \frac{\Delta}{u_1} + \frac{2z \sin i_c}{u_0}$$

Η οποία δίνεται συνήθως με τη μορφή

$$T_1 = \frac{\Delta}{u_1} + T_{i1}$$

Όπου $T_{i1} = \frac{2z\sqrt{u_1^2 - u_0^2}}{u_0 u_1}$, ο χρόνος συνάντησης της καμπύλης χρόνων διαδρομής των μετωπικών κυμάτων. Από τη σχέση αυτή μπορεί να εξαχθεί και το βάθος z της ασυνέχειας.

Προκύπτει ότι η σχέση μεταξύ του χρόνου T_1 και της απόστασης Δ είναι επίσης γραμμική, και το αντίστροφο της κλίσης της ευθείας που αντιστοιχεί στα μετωπικά κύματα ισούται με τη ταχύτητα u_1 του υποκείμενου στρώματος.

Ως χρόνος καθυστέρησης σε ορισμένο κλάδο τροχιάς ελαχίστου χρόνου ΑΒΓΔ, ορίζεται ο πρόσθετος χρόνος που χρειάζεται το κύμα για να διατρέξει τον κλάδο αυτό, σε σχέση με το χρόνο που θα χρειαζόταν για να διατρέξει την οριζόντια προβολή του, επί της ασυνέχειας διαχωρισμού του υπερκείμενου με το υποκείμενο στρώμα.

Δίνεται από τη σχέση $T_{01} = \frac{z\sqrt{u_1^2 - u_0^2}}{u_0 u_1}$, και ισχύει $T_{i1} = 2T_{01}$

Το βάθος z της επιφάνειας της ασυνέχειας μεταξύ των δυο στρωμάτων υπολογίζεται και από τη κρίσιμη απόσταση, Δ_c .

$$z = \frac{\Delta_c}{2} \sqrt{\frac{u_1 - u_0}{u_1 + u_0}}$$

3.1.4.2. Διάφορες πιθανές δομές στρωμάτων

Οι συνηθέστερες δομές που συναντώνται σε σεισμικό προφίλ διάθλασης είναι :

- Δομή οριζόντιου στρώματος πάνω από ημιχώρο
- Δομή πολλών οριζόντιων στρωμάτων
- Δομή στρώματος με κεκλιμένη την κάτω επιφάνεια
- Δομή πολλών στρωμάτων με κεκλιμένες επιφάνειες
- Δομή στρώματος με μη επίπεδη την κάτω επιφάνεια

Ο προσδιορισμός της δομής σε κάθε περίπτωση βασίζεται στην κατασκευή καμπύλων χρόνων διαδρομής, και στη χρήση θεωρητικών σχέσεων οι οποίες εξάγονται για θεωρητικά μοντέλα και στις οποίες υπεισέρχονται ως παράμετροι η ταχύτητα u των ελαστικών κυμάτων και το πάχος z των στρωμάτων. Τα σεισμικά κύματα ακολουθούν κάθε φορά διαφορετική πορεία κατά τη διάδοση τους από τη πηγή μέχρι τα γεώφωνα. Χρησιμοποιούνται λοιπόν οι κατάλληλες κάθε φορά μαθηματικές σχέσεις και παράμετροι για τον προσδιορισμό ενός αξιόπιστου μοντέλου.

Μέθοδος Plus-Minus

Συγκεκριμένα στη περίπτωση στρώματος με μη επίπεδη κάτω επιφάνεια εφαρμόζεται η μέθοδος Plus-Minus. Για την εφαρμογή της μεθόδου γίνονται δυο βασικές παραδοχές: η επιφάνεια να παρουσιάζει μικρή μέση κλίση ($\theta < 10^\circ$) και να μην είναι εξαιρετικά ανώμαλη με γωνιώδεις ανωμαλίες.

Κατά την εκτέλεση του σεισμικού προφίλ ορίζεται τομή με δυο πηγές ελαστικών κυμάτων στα δυο άκρα (A_1, A_2) και μια σειρά γεωφώνων D ανάμεσά τους απ' όπου αυτά καταγράφονται (σχήμα 18). Στόχος της μεθόδου είναι ο υπολογισμός των κατακόρυφων αποστάσεων d του κάθε γεωφώνου από τη μη επίπεδη κάτω επιφάνεια του στρώματος.

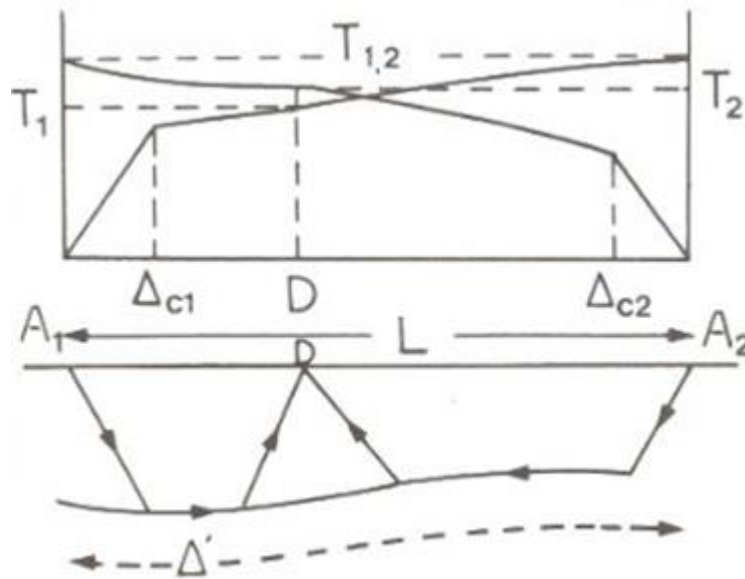
Η ταχύτητα διάδοσης u_0 των κυμάτων στο πρώτο στρώμα υπολογίζεται εύκολα από την καμπύλη χρόνων διαδρομής των απευθείας κυμάτων, από τα δύο προφίλ των πηγών A_1 και A_2 , ως το αντίστροφο της κλίσης της ευθείας που διέρχεται από την αρχή των αξόνων ($b=1/u_0$).

Για τον υπολογισμό της ταχύτητας διάδοσης u_1 των κυμάτων στον ημιχώρο κάτω από την ανώμαλη επιφάνεια καθώς και της απόστασης d κάθε γεωφώνου από αυτή ακολουθείται η παρακάτω διαδικασία (σχήμα 19).

Ο χρόνος διαδρομής $T_{1,2}$ των μετωπικών κυμάτων μεταξύ δυο πηγών δίνεται από τη σχέση

$$T_{1,2} = \frac{L}{u_1} + T_{01} + T_{02}$$

Όπου T_{01} , T_{02} είναι οι χρόνοι καθυστέρησης στις θέσεις των πηγών, ενώ L είναι η απόσταση μεταξύ των δυο πηγών. Ο χρόνος $T_{1,2}$ ονομάζεται και αντιστρέψιμος χρόνος κι αντιστοιχεί στα σημεία όπου οι καμπύλες χρόνων διαδρομής των μετωπικών κυμάτων τέμνουν τους άξονες των χρόνων.



Σχήμα 19: Σεισμικές ακτίνες (κάτω) και καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) στη περίπτωση στρώματος με μη επίπεδη κάτω επιφάνεια (Kearey and Brooks 1984) (Παπαζάχος 1986).

Ο χρόνος διαδρομής των μετωπικών κυμάτων μεταξύ της πηγής A_1 κι ενός γεωφώνου D δίνεται από τη σχέση:

$$T_1 = \frac{\Delta}{u_1} + T_{01} + T_{0D}$$

Ο αντίστοιχος χρόνος διαδρομής των κυμάτων από τη πηγή A_2 έως το γεωφώνο D είναι:

$$T_2 = \frac{L - \Delta}{u_1} + T_{02} + T_{0D}$$

όπου T_{0D} ο χρόνος καθυστέρησης στη θέση του γεωφώνου.

Προσθέτοντας κατά μέλη τις δυο παραπάνω σχέσεις κι αφαιρώντας από αυτή που προκύπτει τη σχέση που περιγράφει τον αντιστρέψιμο χρόνο δίνεται η σχέση **συν** (Plus).

$$T_{0D} = \frac{T_1 + T_2 - T_{1,2}}{2}$$

Η σχέση plus χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του χρόνου καθυστέρησης στη θέση του γεωφώνου.

Αφαιρώντας κατά μέλη τις σχέσεις των χρόνων διαδρομής των κυμάτων μεταξύ κάθε πηγής και γεωφώνου, προκύπτει η σχέση **πλην** (minus).

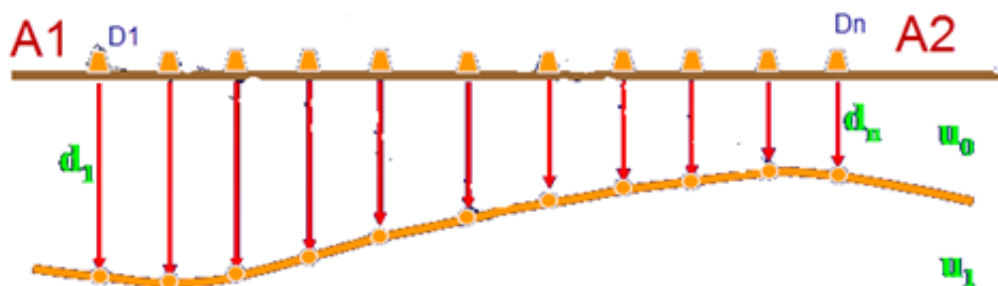
$$T_1 - T_2 = \frac{2}{u_1} \Delta + \left(-\frac{L}{u_1} + T_{01} - T_{02}\right)$$

Παρατηρούμε ότι η σχέση ανάμεσα στις ποσότητες $T_1 - T_2$ και Δ είναι γραμμική (της μορφής $y = bx + a$). Επομένως η ταχύτητα u_1 υπολογίζεται από τη κλίση της ευθείας που χαρτογραφείται από τη διαφορά $T_1 - T_2$ σε συνάρτηση με την απόσταση Δ ($b = 1/u_1$). Η σχέση minus εφαρμόζεται για τον υπολογισμό της ταχύτητας u_1 γιατί η επιφάνεια διάθλασης δεν είναι πλέον επίπεδη άρα οι καμπύλες χρόνων διαδρομής των μετωπικών κυμάτων δεν είναι ευθείες γραμμές.

Χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους u_1 και T_{0D} (την τιμή για κάθε γεώφωνο ξεχωριστά) υπολογίζεται η κατακόρυφη απόσταση d του γεωφώνου από τη κάτω επιφάνεια με τη σχέση:

$$d = T_{0D} \frac{u_0 u_1}{\sqrt{u_1^2 - u_0^2}}$$

Η εφαρμογή της παραπάνω σχέσης είναι δυνατή για όλες τις θέσεις γεωφώνων όπου γράφονται και αναγνωρίζονται μετωπικά κύματα τα οποία προέρχονται και από τις δυο πηγές A_1, A_2 (σχήμα 18).



Σχήμα 18: Αποστάσεις d των γεωφώνων από την ανώμαλη κάτω επιφάνεια (<http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp432e/PDF/DIA8LASH-3.pdf>).

3.1.4.3. Περιορισμοί της μεθόδου διάθλασης

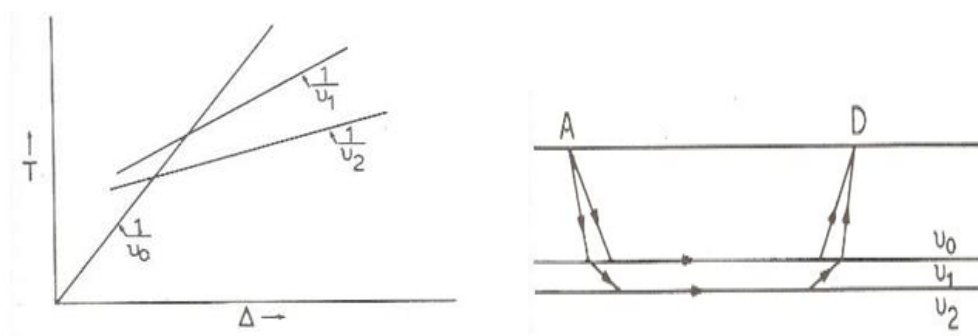
Η σεισμική διάθλαση είναι μια απλή μέθοδος σεισμικής διασκόπησης. Υπάρχουν όμως πρακτικές δυσκολίες οι οποίες την καθιστούν μη αποτελεσματική σε ορισμένες

περιπτώσεις. Δυο είναι οι συνηθέστερες γεωλογικές δομές που δημιουργούν πρόβλημα στην εφαρμογή της μεθόδου με αποτέλεσμα την ακύρωσή της.

➤ Παρεμβολή στρώματος πολύ μικρού πάχους σε παχυστρωματώδη δομή

Στη περίπτωση παρεμβολής στρώματος μικρού πάχους μεταξύ άλλων στρωμάτων σημαντικού πάχους ή στρώματος με σχεδόν ίση ή λίγο μεγαλύτερη ταχύτητα από το υποκείμενο, τα μετωπικά κύματα που διαδίδονται παράλληλα προς τη πάνω επιφάνεια του στρώματος αυτού δεν φτάνουν πρώτα σε καμία απόσταση αλλά παντού φτάνουν μετά τα άλλα κύματα (απευθείας ή μετωπικά σε άλλα στρώματα).

Τα μετωπικά κύματα λοιπόν που αντιστοιχούν στο στρώμα αυτό δεν εμφανίζονται στις καταγραφές ως πρώτα κύματα, ο χρόνος άφιξής τους δεν μπορεί να μετρηθεί με ακρίβεια ούτε να καθοριστεί το αντίστοιχο τμήμα στη καμπύλη χρόνων διαδρομής ώστε να υπολογιστεί η ταχύτητα και το πάχος του στρώματος (σχήμα 20).

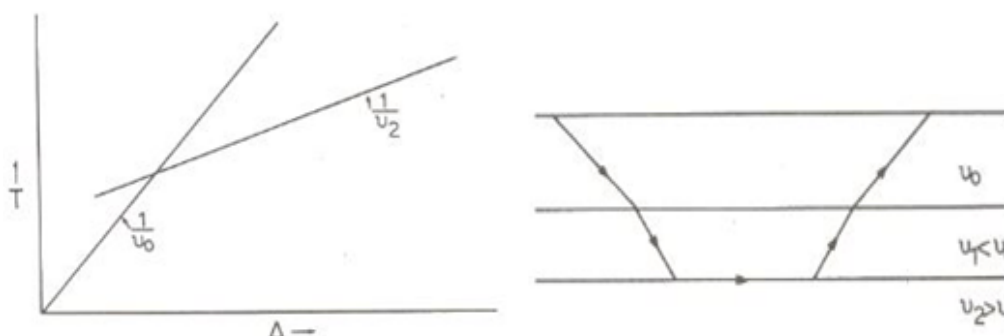


Σχήμα 20: Στρώμα μικρού πάχους ανάμεσα σε στρώματα μεγαλύτερων παχών (δεξιά) και οι αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής (αριστερά) (Παπαζάχος 1986).

➤ Παρεμβολή στρώματος με μικρότερη ταχύτητα από το υπερκείμενο

Στη περίπτωση παρεμβολής στρώματος μικρής ταχύτητας (LVL) ανάμεσα σε στρώματα μεγαλύτερων ταχυτήτων, οι προσπίπτουσες σεισμικές ακτίνες στη πάνω επιφάνεια του στρώματος αυτού πλησιάζουν προς τη κάθετη στην επιφάνεια ασυνέχειας μετά τη διάθλαση τους, με συνέπεια να μην διαδίδονται μετωπικά κύματα που ακολουθούν την πάνω ορική επιφάνεια του στρώματος. Τέτοια κύματα δεν αναγράφονται και είναι αδύνατη η κατασκευή της καμπύλης χρόνων διαδρομής τους. Η αδυναμία εντοπισμού τέτοιου στρώματος έχει ως

αποτέλεσμα την υπερεκτίμηση των παχών των υπερκείμενων στρωμάτων. Προκύπτει έτσι ένα λανθασμένο προφίλ της περιοχής εφαρμογής της μεθόδου διάθλασης (σχήμα 21).



Σχήμα 21: Στρώμα μικρότερης ταχύτητας από το υπερκείμενο (δεξιά) και καμπύλες χρόνων διαδρομής (αριστερά) (Παπαζάχος 1986).

3.1.4.4. Εφαρμογές της μεθόδου διάθλασης

Η σεισμική διάθλαση εφαρμόζεται συνήθως σε:

- ✓ Γεωτεχνικές έρευνες για τον προσδιορισμό εδαφικών παραμέτρων που σχετίζονται με μεταβολές της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων. Τέτοιοι παράμετροι είναι η πυκνότητα των μέσων διάδοσης, ελαστικές σταθερές όπως το μέτρο κυβικής και διατμητικής παραμόρφωσης, η σκληρότητα και η δυνατότητα εκσκαφής των πετρωμάτων.
- ✓ Μελέτες θεμελίωσης με στόχο τον εντοπισμό υγιούς υποβάθρου. Με τη μέθοδο plus-minus είναι δυνατή και η αποτύπωση του ανάγλυφου του υποβάθρου.
- ✓ Υδρολογικές μελέτες για τον εντοπισμό υδροφόρου ορίζοντα. Εντοπίζεται ως ισχυρή ασυνέχεια σεισμικής διάθλασης λόγω της διαφοράς ταχύτητας μεταξύ ξηρών και υγρών ιζημάτων.

Χρησιμοποιείται ακόμα και ως αναγνωριστική μέθοδος διασκόπησης που προηγείται άλλων μεθόδων οι οποίες εφαρμόζονται για λεπτομερή μελέτη των γεωλογικών δομών.

Στη παρούσα εργασία η μέθοδος εφαρμόζεται για τον εντοπισμό ασυνέχειας που λειτουργεί ως επιφάνεια ολίσθησης στη περιοχή μελέτης.

3.2. Ηλεκτρικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης

3.2.1. Γενικά

Με τις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης επιδιώκεται ο καθορισμός της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Χρησιμοποιείται συνεχές ή εναλλασσόμενο ρεύμα με στόχο την ανίχνευση οριζόντιων ή κατακόρυφων διαφοροποιήσεων των ηλεκτρικών ιδιοτήτων του υπεδάφους. Αντικείμενο των ηλεκτρικών μεθόδων είναι επομένως ο προσδιορισμός των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων της περιοχής έρευνας.

Η ποσότητα που μετράται είναι η ηλεκτρική τάση, ενώ η ιδιότητα της οποίας οι μεταβολές παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον είναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Οι ηλεκτρικές μέθοδοι διακρίνονται σε δυο μεγάλες κατηγορίες, τις παθητικές (Π) και τις ενεργητικές (Ε), ανάλογα με τη χρησιμοποίηση φυσικών ή τεχνητών πεδίων.

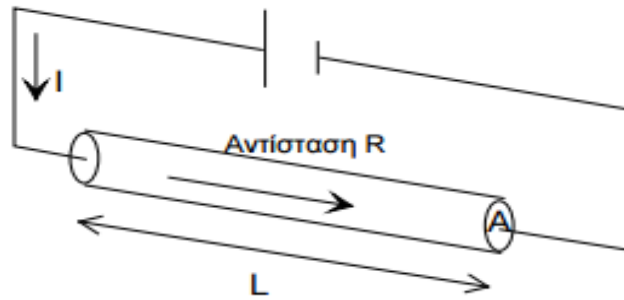
Οι κυριότερες ηλεκτρικές μέθοδοι είναι:

- Μέθοδος ειδικής αντίστασης (Ε)
- Μέθοδος ισοδυναμικών γραμμών (Ε)
- Μέθοδος επαγόμενης πολικότητας (Ε)
- Μέθοδος φυσικού δυναμικού (Π)
- Μέθοδος τελλουρικών ρευμάτων (Π)

3.2.2. Βασικά μεγέθη

Η ιδιότητα που μελετάται κατά κύριο λόγο στην ηλεκτρική διασκόπηση είναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση, ρ , των πετρωμάτων. Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση αποτελεί ένα μέτρο του πόσο ισχυρά αντιστέκεται το υλικό στη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος (Παπαζάχος, 1986). Εκφράζεται με τη σχέση: $\rho = RA/l$,

όπου R είναι η ηλεκτρική αντίσταση ενός τμήματος πετρώματος κυλινδρικού σχήματος, διατομής A και μήκους l (σχήμα 22).



Σχήμα 22: Σκαρίφημα κυλινδρικού τμήματος πετρώματος μήκους L και αντίστασης R , από το οποίο διέρχεται ηλεκτρικό ρεύμα I .

Είναι μια από τις περισσότερο μεταβαλλόμενες φυσικές ιδιότητες των ορυκτών και πετρωμάτων. Εξαρτάται από πολλούς παράγοντες όπως οι υδρογεωλογικές συνθήκες της περιοχής, η χημική σύσταση του νερού, το πορώδες των σχηματισμών, ο τεκτονισμός των σχηματισμών (διακλάσεις, διαρρήξεις, ρήγματα), η θερμοκρασία και η πίεση.

Το αντίστροφο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ονομάζεται ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα, κι εκφράζει την ευκολία ροής του ηλεκτρικού ρεύματος.

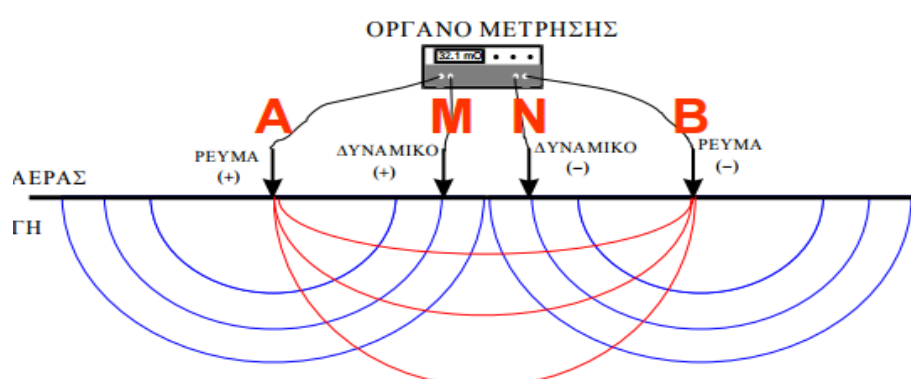
ΥΛΙΚΟ	ΕΙΔΙΚΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ ($\text{Ohm} \cdot \text{m}$)
Αέρας	∞
Μαρμαρυγίας	$9 \times 10^{12} - 1 \times 10^{14}$
Χαλαζίας	$4 \times 10^{10} - 2 \times 10^{14}$
Ασβεστίτης	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
Ορυκτό άλας	$30 - 1 \times 10^{13}$
Σιδηροπυρίτης	3×10^{-1}
Γαληνίτης	2×10^{-3}
Γάββρος	$1 \times 10^3 - 1 \times 10^6$
Συμπαγής Γρανίτης	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^6$
Αποσαθρωμένος Γρανίτης	$1 - 1 \times 10^2$
Ασβεστόλιθος	$50 - 1 \times 10^7$
Βασάλτης	$10 - 1 \times 10^7$
Ψαμμίτης	$1 - 1 \times 10^8$
Σχιστόλιθος	$20 - 2 \times 10^3$
Δολομίτης	$1 \times 10^2 - 1 \times 10^4$
Άμμος	$1 - 1 \times 10^3$
Άργιλος	$1 - 1 \times 10^2$
Εδαφικό Νερό	$0,5 - 300$
Θαλασσινό Νερό	$0,2$

Πίνακας 3: Τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε διαφορετικά ορυκτά και πετρώματα. (http://www.metal.ntua.gr/uploads/4694/1168/total-gapo-notes-Applied_Geophysics-2013nn-l.pdf)

3.2.3. Μέθοδος της ειδικής αντίστασης

Κατά την εφαρμογή της μεθόδου παράγεται με τεχνητό τρόπο ηλεκτρικό πεδίο στο έδαφος, το οποίο διαμορφώνεται με βάση τη δομή του υπεδάφους. Στόχος της μεθόδου είναι επομένως ο καθορισμός των ιδιοτήτων του πεδίου αυτού.

Ηλεκτρικό ρεύμα διαβιβάζεται στο έδαφος μέσω δυο ηλεκτροδίων ρεύματος Α, Β. Το δυναμικό ρεύματος που δημιουργείται μετριέται σε διάφορες θέσεις με δυο ηλεκτρόδια δυναμικού Μ, Ν. Οι ποσότητες που μετρώνται είναι η ένταση του ρεύματος, I , και η διαφορά δυναμικού, V_{MN} , μεταξύ των ηλεκτροδίων Μ, Ν (σχήμα 23).



Σχήμα 23: Εφαρμογή της μεθόδου ηλεκτρικής αντίστασης με διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων. (http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp762e/PDF/LEC3_NEW.pdf)

Οι μετρούμενες ποσότητες δεν είναι επαρκείς για το προσδιορισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Σε ένα ομογενές και ισότροπο μέσο η υπολογιζόμενη ειδική αντίσταση είναι σταθερή, ανεξάρτητη των σχετικών θέσεων των τεσσάρων ηλεκτροδίων και ισούται με την πραγματική ειδική αντίσταση του μέσου. Η σχέση με την οποία υπολογίζεται είναι:

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

Λόγω της ανομοιογένειας όμως του εδάφους η ηλεκτρική αντίσταση εξαρτάται εκτός από τη γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους και από το τρόπο διάταξης των ηλεκτροδίων. Εισάγεται λοιπόν ο όρος της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, ρ_a .

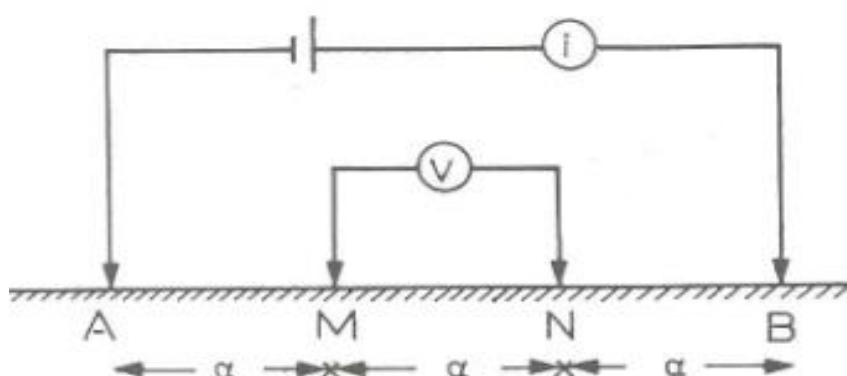
Πρόκειται για μια φυσικώς ανύπαρκτη ποσότητα, η οποία χρησιμοποιείται για το προσδιορισμό της πραγματικής ειδικής αντίστασης των σχηματισμών.

Η φαινόμενη ειδική αντίσταση δίνεται από τη σχέση: $\rho_{\alpha} = K * V/I$, όπου I η ένταση του ρεύματος και V η μετρούμενη διαφορά δυναμικού. Ο όρος K αποτελεί γεωμετρικό παράγοντα και καθορίζεται από τη διάταξη των ηλεκτροδίων. Η σχέση που περιγράφει το K διαφέρει ανάλογα με τη διάταξη που εφαρμόζεται.

Οι πιο συνήθεις τρόποι διάταξης αναπτύσσονται στη συνέχεια:

➤ Διάταξη Wenner

Κατά την εφαρμογή της διάταξης Wenner τα ηλεκτρόδια τοποθετούνται σε ίσες μεταξύ τους αποστάσεις σε ορισμένη γραμμή ($AM = MN = NB = \alpha$) (σχήμα 24). Σε εκτέλεση ηλεκτρικής βυθοσκόπησης η απόσταση α αυξάνεται κατά ορισμένη κάθε φορά τιμή, σε σχέση με ορισμένο κέντρο. Στη περίπτωση ηλεκτρικής χαρτογράφησης η απόσταση α παραμένει σταθερή και μετακινούνται όλα τα ηλεκτρόδια κατά μήκος ορισμένης τομής. Η τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης χαρτογραφείται στο κέντρο κάθε διάταξης και δίνεται από τη σχέση: $\rho_{\alpha} = 2\pi\alpha \frac{\Delta V}{I}$.

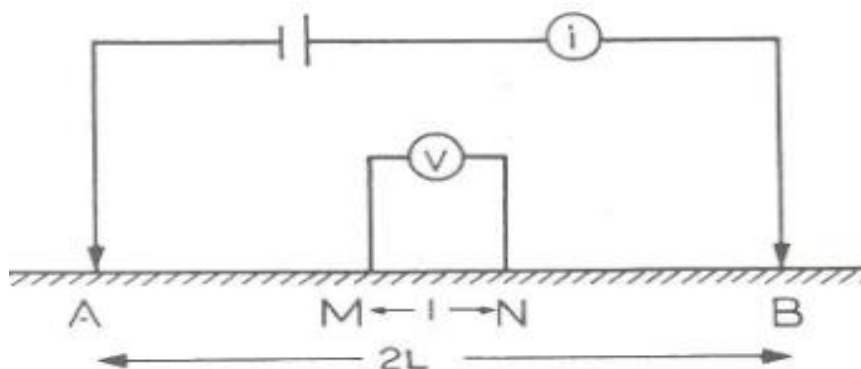


Σχήμα 24: Σχηματική απεικόνιση της διάταξης Wenner. (Παπαζάχος 1986)

➤ Διάταξη Schlumberger

Στη διάταξη αυτή τα ηλεκτρόδια δυναμικού τοποθετούνται σε πολύ μικρή απόσταση ($MN = 2l$) σε σχέση με τα ηλεκτρόδια ρεύματος ($AB = 2L$) (σχήμα 25). Ισχύει δηλαδή $L \gg l$. Όταν πραγματοποιείται ηλεκτρική βυθοσκόπηση τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν σταθερά και αυξάνεται σταδιακά η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος. Η αύξηση της απόστασης γίνεται συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης. Σε γεωηλεκτρική χαρτογράφηση οι αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων παραμένουν σταθερές και μετακινούνται όλα πάνω σε ορισμένη τομή.

Για τη φαινόμενη ειδική αντίσταση ισχύει η σχέση: $\rho_a = \frac{\pi L^2}{2l} \frac{\Delta V}{I}$.

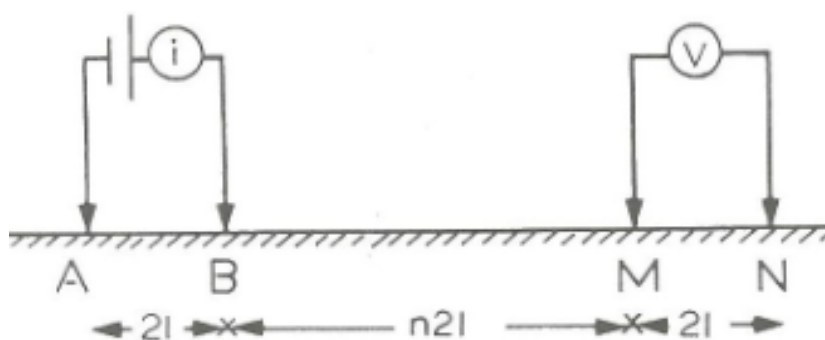


Σχήμα 25: Σχηματική απεικόνιση διάταξης Schlumberger. (Παπαζάχος 1986)

➤ Διάταξη Διπόλου-Διπόλου

Στη περίπτωση αυτή τόσο τα ηλεκτρόδια ρεύματος όσο και τα ηλεκτρόδια δυναμικού βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους ($AB=MN=2l$), αλλά είναι αρκετά απομακρυσμένα το ένα ζεύγος ηλεκτροδίων από το άλλο ($BM=n2l$) (σχήμα 26). Οι μετρήσεις πραγματοποιούνται με αύξηση του n κατά βήματα, όπου $n \gg 1$.

Η φαινόμενη ειδική αντίσταση δίνεται από τη σχέση: $\rho_a = 2\pi n(n+1)(n+2)l \frac{\Delta V}{I}$.



Σχήμα 26: Σχηματική απεικόνιση διάταξης διπόλου- διπόλου. (Παπαζάχος 1986)

➤ Διάταξη Πόλου-Διπόλου

Η διάταξη αυτή καλείται και διάταξη τριών σημείων. Πρόκειται για μια γραμμική διάταξη όπου το ένα ηλεκτρόδιο ρεύματος τοποθετείται σε μεγάλη απόσταση από τα υπόλοιπα τρία ηλεκτρόδια (σχήμα 27).

Η φαινόμενη ειδική αντίσταση δίνεται από τη σχέση: $\rho_a = [2\pi n(n+1)a] \frac{\Delta V}{I}$.



Σχήμα 27: Σχηματική απεικόνιση διάταξης πόλου-πόλου.
(http://www.geo.auth.gr/courses/qgp/qgp762e/PDF/LEC3_NEW.pdf)

Εκτός από τις παραπάνω διατάξεις υπάρχουν και άλλες όπως η διάταξη Πόλου-Πόλου, η διάταξη Lee καθώς επίσης και μη γραμμικές διατάξεις.

3.2.3.1. Τρόποι μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης

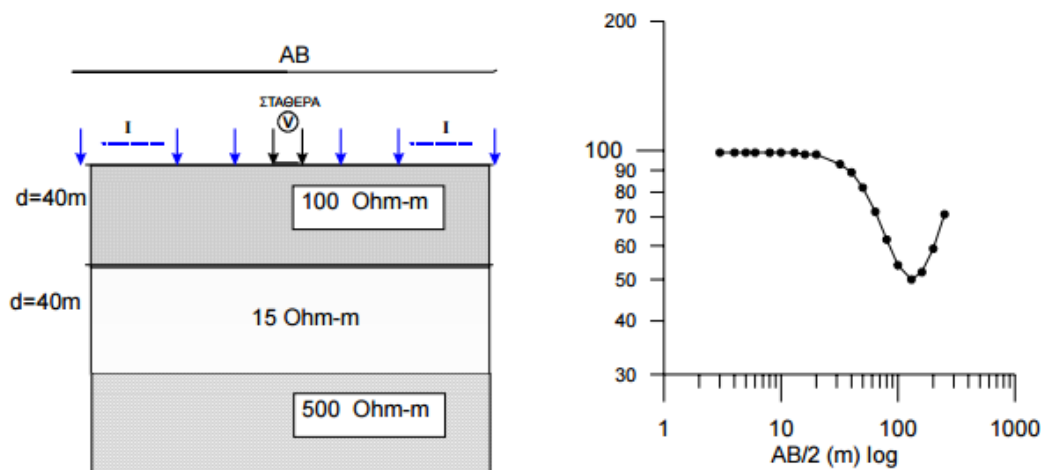
Η εφαρμογή της μεθόδου διακρίνεται σε μονοδιάστατη διασκόπηση με δύο τρόπους μέτρησης, τη βυθοσκόπηση και την όδευση, σε δισδιάστατη διασκόπηση ή και σε τριών διαστάσεων διασκόπηση.

Η *βυθοσκόπηση* αφορά τη μελέτη της κατακόρυφης μεταβολής της αντίστασης (σχήμα 28). Για την επίτευξη μεγαλύτερου βάθους διασκόπησης αυξάνεται η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης με σταθερά βήματα. Οι γραμμές του ηλεκτρικού πεδίου διεισδύουν σε μεγαλύτερα βάθη και αποκτάται έτσι εικόνα για τη γεωηλεκτρική δομή και βαθύτερων στρωμάτων. Στις ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις χρησιμοποιείται περισσότερο η διάταξη Schlumberger.

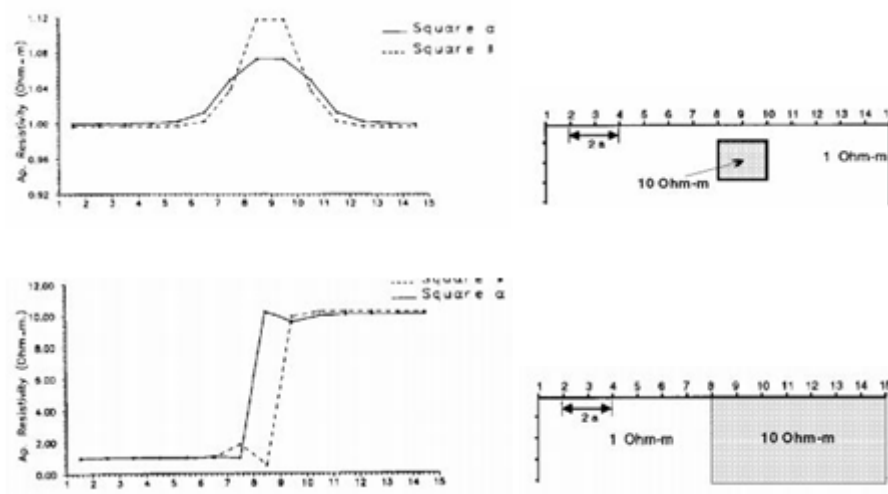
Όταν πρόκειται για μετρήσεις *όδευσης-οριζοντιογραφίας* οι αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων διατηρούνται σταθερές, ενώ μετακινείται όλη η διάταξη κατά μήκος ορισμένων τομών. Επιτυγχάνεται έτσι ο προσδιορισμός της πλευρικής κατανομής της ειδικής αντίστασης, με το βάθος διασκόπησης να παραμένει σταθερό (σχήμα 29). Στις οριζόντιες ηλεκτρικές χαρτογραφήσεις χρησιμοποιείται συνήθως η διάταξη Wenner.

Στη δισδιάστατη διασκόπηση πραγματοποιείται ένας συνδυασμός των δύο παραπάνω μεθόδων παρακολουθώντας τόσο την κατακόρυφη όσο και τη πλευρική

μεταβολή της αντίστασης. Η αρχική ερμηνεία γίνεται με τη χρήση ψευδοτομής, τη κατασκευή δηλαδή ενός χάρτη των φαινόμενων αντιστάσεων (σχήμα 30).

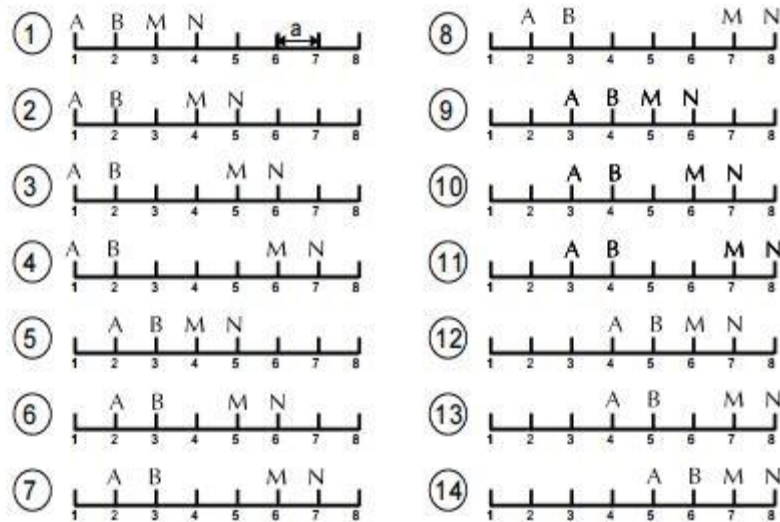


Σχήμα 28: Παραδείγματα μεταβολής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος κατά την εκτέλεση βυθοσκόπησης με τα αντίστοιχα εδαφικά μοντέλα. (http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp762e/PDF/LEC3_NEW.pdf)

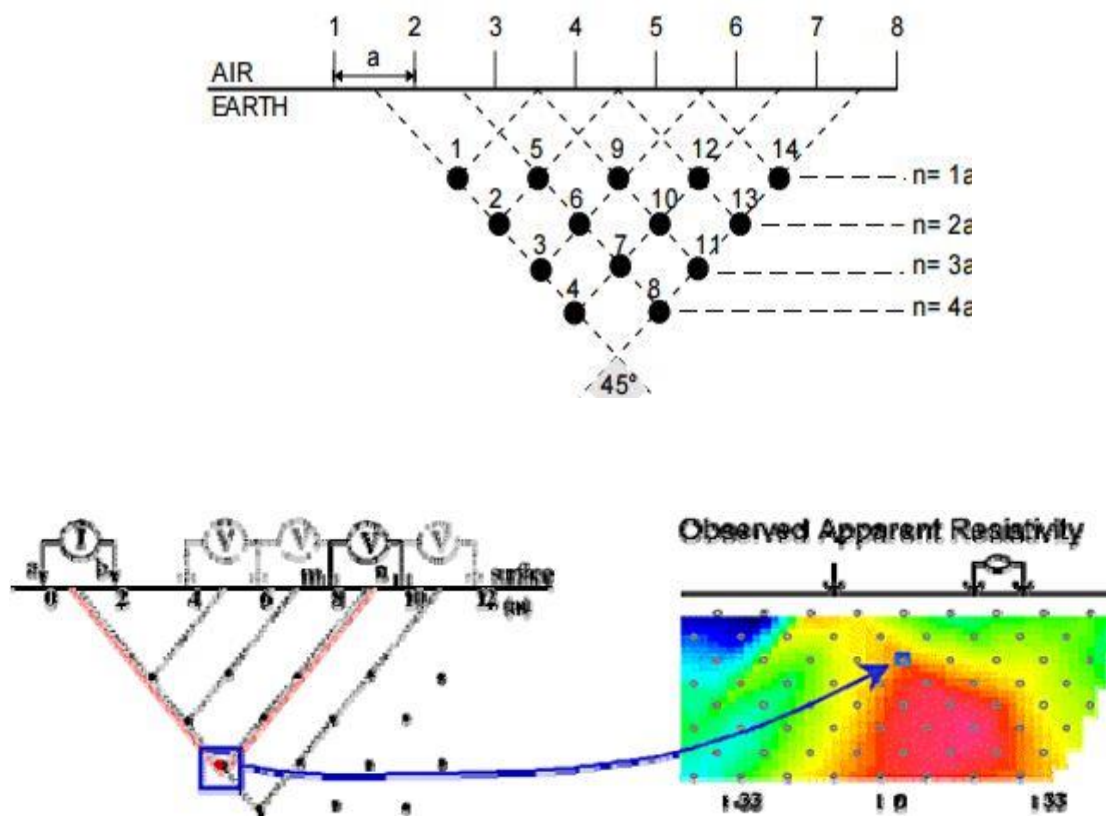


Σχήμα 29: Παραδείγματα μεταβολής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κατά την εκτέλεση όδευσης στη περίπτωση τοπικής ανωμαλίας (πάνω) και πλευρικής ασυνέχειας (κάτω). (http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp762e/PDF/LEC3_NEW.pdf)

(a)



(b)



Σχήμα 30: Παραδείγματα δισδιάστατης διασκόπησης με χρήση ψευδοτομής.
(http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp762e/PDF/LEC4_NEW.pdf)

3.2.3.2. Ηλεκτρική τομογραφία

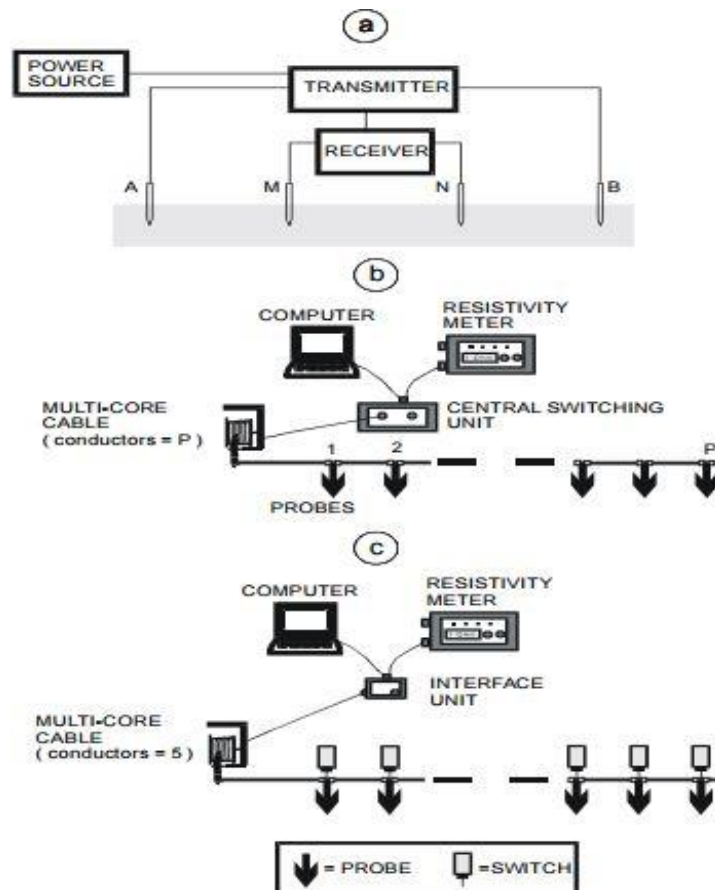
Οι παραδοσιακές δισδιάστατες μετρήσεις παρουσιάζουν δύο βασικά προβλήματα. Η αργή και επίπονη λήψη των μετρήσεων καθιστά την εργασία στο ύπαιθρο αρκετά δύσκολη. Προβλήματα εμφανίζονται όμως και κατά την ερμηνεία των μετρήσεων, καθώς η ψευδοτομή δίνει μια παραμορφωμένη εικόνα της πραγματικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Ως αντίποδας των δυσκολιών αυτών έρχεται η δημιουργία νέων οργάνων μέτρησης και η εξέλιξη των αυτοματοποιημένων τεχνικών ερμηνείας. Επιτρέπεται πλέον η αυτοματοποιημένη λήψη μετρήσεων. Ταυτόχρονα οι εξελιγμένες τεχνικές ερμηνείας δίνουν μια ακριβή απεικόνιση των γεωηλεκτρικών ιδιοτήτων του υπεδάφους. Ο συνδυασμός αυτών των δύο εξελίξεων χαρακτηρίζεται ως **ηλεκτρική τομογραφία**.

Η πρόοδος που σημειώθηκε τα τελευταία χρόνια στην αυτοματοποιημένη λήψη και αντιστροφή των γεωφυσικών δεδομένων, έχει αυξήσει σε μεγάλο βαθμό την εφαρμοσιμότητα της ηλεκτρικής τομογραφίας σε γεωτεχνικές και περιβαλλοντικές μελέτες. Η μέθοδος παρέχει μεγάλη ακρίβεια τόσο κατά την οριζόντια όσο και στην κατακόρυφη έννοια (βάθος).

Σημαντική παράμετρος κατά την εφαρμογή της μεθόδου είναι η ύπαρξη πυκνής χωρικής κάλυψης όσον αφορά τη λήψη δεδομένων. Καθίσταται απαραίτητη η χρήση ενός αυτοματοποιημένου πολύ-ηλεκτροδιακού συστήματος λήψης δεδομένων (σχήμα 31). Στόχος είναι η όσο το δυνατό περισσότερο επιτυχής ανίχνευση των πολύπλοκων δομών του υπεδάφους.

Ο μεγάλος όγκος δεδομένων που παράγεται από τα συστήματα αυτά, χρειάζεται μια επίσης αυτοματοποιημένη διαδικασία επεξεργασίας των δεδομένων. Χρησιμοποιούνται αυτόματες αριθμητικές τεχνικές αντιστροφής και δημιουργίας μοντέλων, οι οποίες βασίζονται στη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών ή των πεπερασμένων στοιχείων για ευθείς υπολογισμούς. Οι τεχνικές αυτές χωρίζουν το έδαφος σε κελιά σταθερών διαστάσεων με αυξανόμενο μέγεθος με το βάθος. Μέσω συνεχών επαναλήψεων γίνεται προσαρμογή των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων, έως ότου τα δεδομένα εισόδου και το παραγόμενο μοντέλο έρθουν σε αποδεκτή συμφωνία. Η επίδραση της τοπογραφίας αντιμετωπίζεται με την απευθείας εισαγωγή της στο πλέγμα.



Σχήμα 31: Αυτοματοποιημένο πολύ-ηλεκτροδιακό σύστημα λήψης δεδομένων. (http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp762e/PDF/LEC4_NEW.pdf)

3.2.3.3. Εφαρμογές της μεθόδου ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης

Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης βρίσκει εφαρμογή σε πολλούς διαφορετικούς τομείς όπως:

- ✓ Υδρογεωλογικές έρευνες
- ✓ Γεωτεχνικές έρευνες (κατασκευή φραγμάτων, εντοπισμός μητρικού πετρώματος, κ.α.)
- ✓ Αναζήτηση μεταλλευμάτων οικονομικού ενδιαφέροντος
- ✓ Αναζήτηση γεωθερμικών πεδίων
- ✓ Εντοπισμό τεκτονικών δομών (ρήγματα)
- ✓ Αρχαιομετρία

4. Εφαρμογή γεωφυσικών μεθόδων

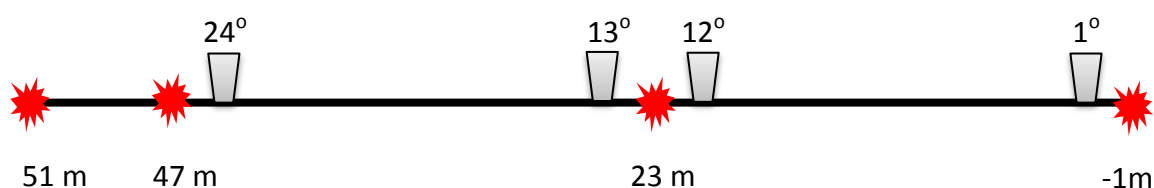
Στη περιοχή εκτελέστηκαν τρία ηλεκτρικά κι ένα σεισμικό προφίλ. Εφαρμόστηκε η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας και η μέθοδος διάθλασης επιμηκών κυμάτων.

Στόχος ήταν η μελέτη των ανώτερων επιφανειακών σχηματισμών και η συγκριτική ερμηνεία της γεωλογικής δομής με τα γεωτεχνικά δεδομένα που δόθηκαν από τις γεωτρήσεις.

4.1. Σεισμική έρευνα

Εργασία υπαίθρου

Κατά την εκτέλεση του σεισμικού προφίλ χρησιμοποιήθηκε σειсмоγράφος της GEOMETRICS. Τοποθετήθηκαν 24 γεώφωνα σε ίσες αποστάσεις των δύο μέτρων. Το συνολικό μήκος της τομής ήταν 46 μέτρα (σχήμα 32).

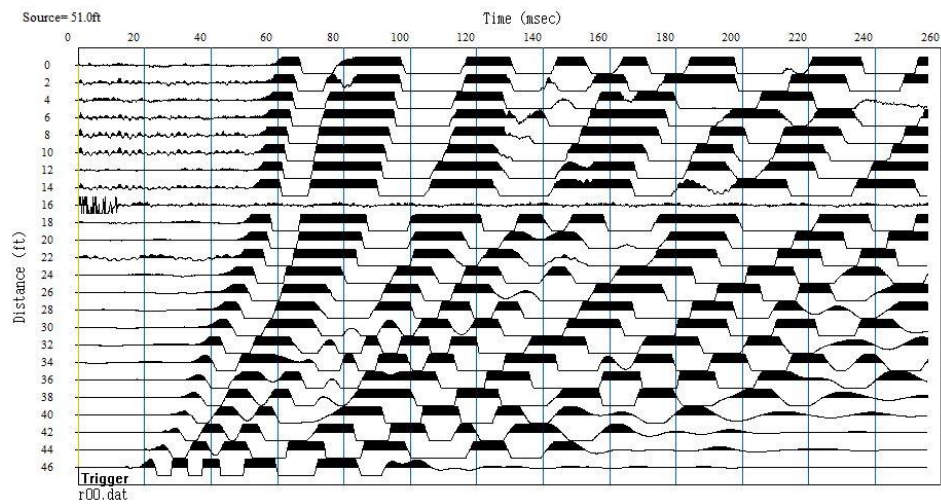


Σχήμα 32: Διάταξη του σεισμικού προφίλ των 24 γεωφώνων και οι θέσεις των σεισμικών πηγών (σφυρί).

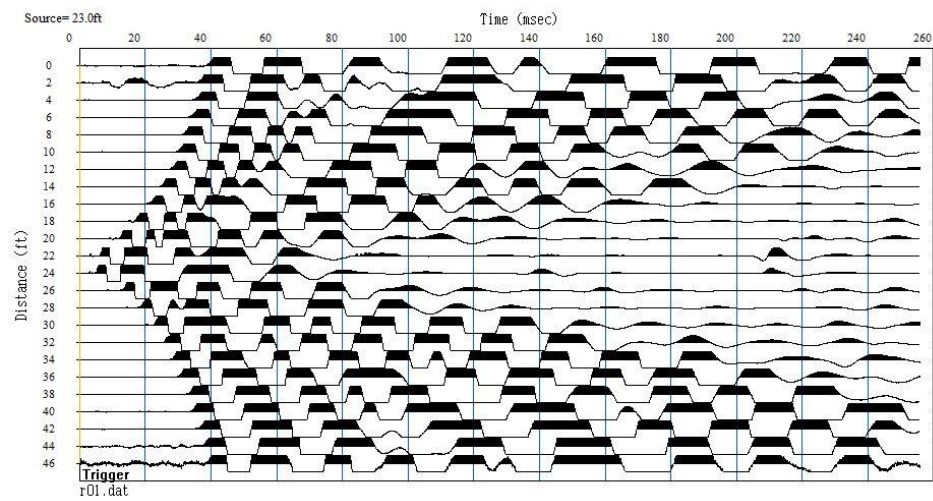
Ως πηγή των ελαστικών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε σφυρί με μεταλλική πλάκα, συνδεδεμένο με μηχανισμό triggering με τον οποίο καθορίζεται το σημείο μηδέν στη καταγραφή του χρόνου.

Πραγματοποιήθηκαν τέσσερα χτυπήματα σε τέσσερις διαφορετικές θέσεις στα 51m, 47m, 23m και -1m. Η πυκνή φυτοκάλυψη δεν επέτρεψε τη λήψη μέτρησης με πηγή στα -5 μέτρα από το πρώτο γεώφωνο.

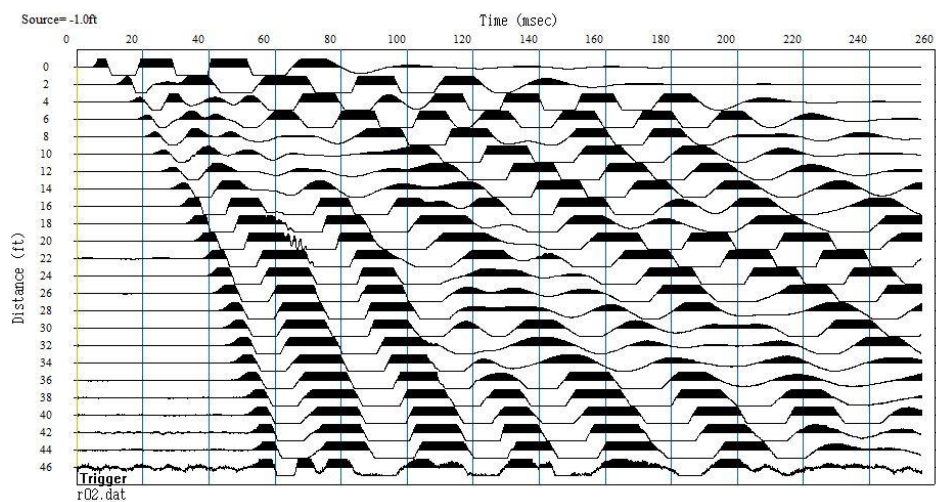
Οι κυματομορφές που ελήφθησαν δίνονται παρακάτω:



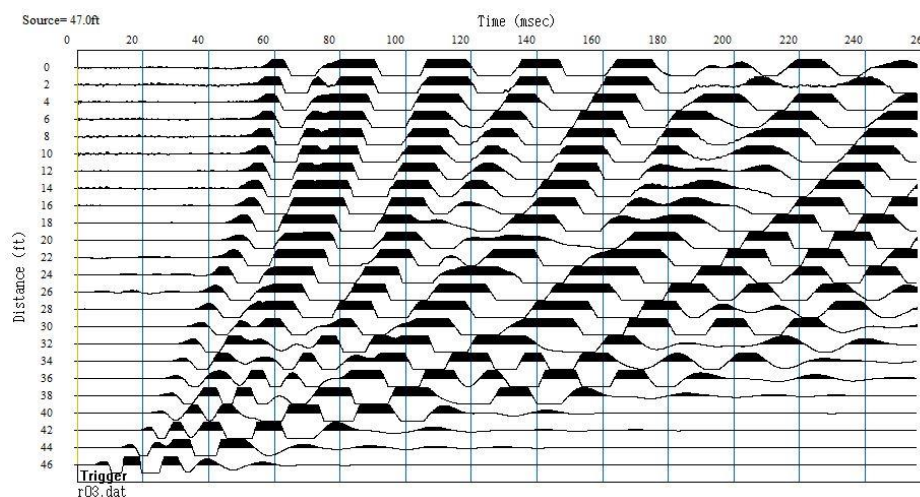
Σχήμα 33: Κυματομορφή P κυμάτων με πηγή ελαστικών κυμάτων στα 51m.



Σχήμα 34: Κυματομορφή P κυμάτων με πηγή ελαστικών κυμάτων στα 23m.



Σχήμα 35: Κυματομορφή P κυμάτων με πηγή ελαστικών κυμάτων στα -1m.



Σχήμα 36: Κυματομορφή P κυμάτων με πηγή ελαστικών κυμάτων στα 47m.

Επεξεργασία μετρήσεων

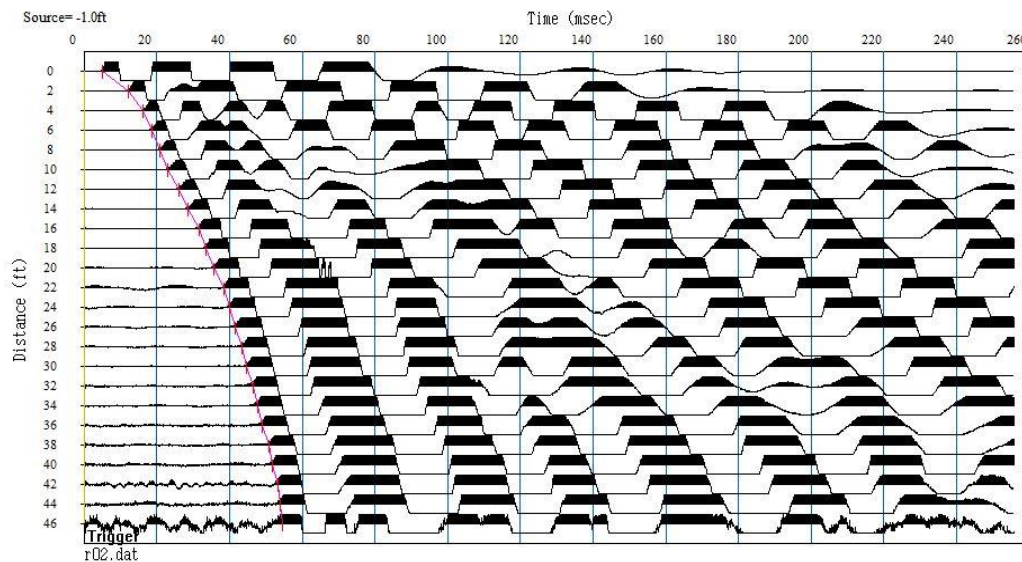
Η επεξεργασία των μετρήσεων έγινε με το λογισμικό SeisImager. Πρόκειται για ένα καλό κι εύκολο σε χρήση λογισμικό πακέτο το οποίο αποτελείται από τέσσερα προγράμματα, Pickwin, Plotrefa, GeoPlot, WaveEq. Τα Pickwin και Plotrefa χρησιμοποιούνται για την ανάλυση των δεδομένων σεισμικής διάθλασης.

Αρχικά χρησιμοποιείται η ενότητα Pickwin για την αναγνώριση και στοχοποίηση των πρώτων αφίξεων. Δίνεται η δυνατότητα φιλτραρίσματος των δεδομένων και διαμόρφωσης της εμφάνισής τους για ευκολότερη επεξεργασία και όσο το δυνατό καλύτερη αναγνώριση των πρώτων αφίξεων. Χρησιμοποιώντας συγκεκριμένες εντολές της γραμμής εργαλείων μεταβάλλεται το πλάτος και μήκος των δεδομένων καταγραφής, με τα εικονίδια  , καθώς και το μήκος και πλάτος του οριζόντιου και κατακόρυφου άξονα, με τα εικονίδια   και   αντίστοιχα. Καθίσταται επίσης δυνατή η επιλογή σκίασης των θετικών ή αρνητικών πλατών ή η εμφάνισή τους ως απλά ίχνη . Μια πολύ χρήσιμη δυνατότητα είναι αυτή της κανονικοποίησης των πλατών με την εντολή *Normalize Traces* , ώστε τα μέγιστα πλάτη κάθε ίχνους να εξισώνονται ομοιόμορφα. Ακόμα με την εντολή *Clip Traces*  'ψαλιδίζονται' τα ίχνη με σκοπό την αποφυγή παρέμβασης του ενός μέσα στο άλλο και επισκίασης των πρώτων αφίξεων.

Η στοχοποίηση των πρώτων αφίξεων γίνεται απευθείας από το πρόγραμμα με την εμφάνιση κάθετων κόκκινων γραμμών στις θέσεις όπου αυτές εντοπίζονται, μέσω της εντολής *Pick first breaks* . Οι θέσεις αυτές μπορούν να διορθωθούν εύκολα μετακινώντας το ποντίκι και κάνοντας κλικ στην επιθυμητή θέση. Χρησιμοποιώντας

την επιλογή  από τη γραμμή εργαλείων όλες οι πρώτες αφίξεις ενώνονται με μια συνεχόμενη κόκκινη γραμμή.

Οι πρώτες αφίξεις σημειώνονται όπως φαίνεται στο σχήμα 37. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται για κάθε σετ μετρήσεων.



Σχήμα 37: Κυματομορφή των P κυμάτων με σημειωμένες τις πρώτες αφίξεις (κόκκινη γραμμή).

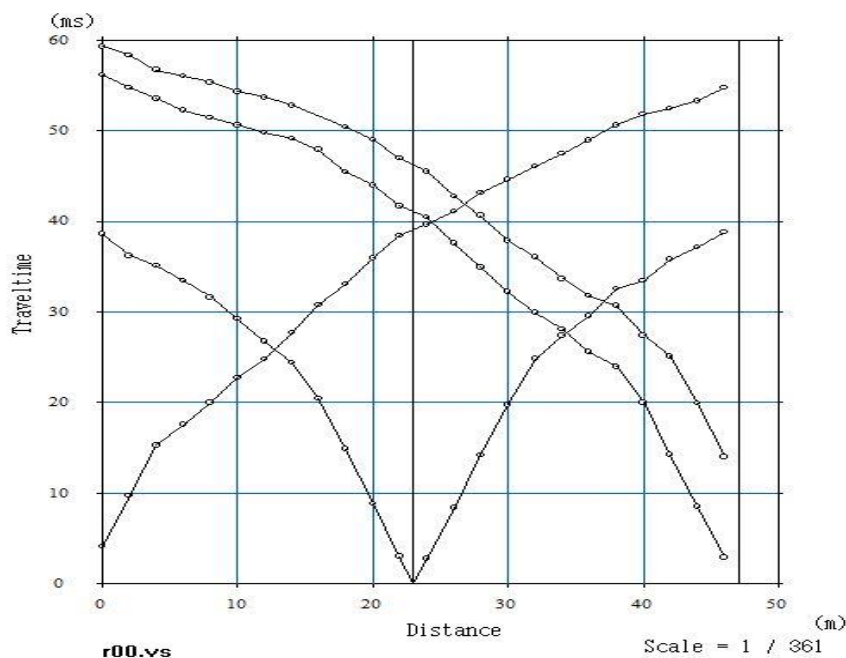
Στον πίνακα 4 δίνονται οι χρόνοι άφιξης σε κάθε γεώφωνο (msec) για τις τέσσερις πηγές, όπως υπολογίστηκαν από την παραπάνω επεξεργασία.

Γεώφωνα	Θέση (m)	Πηγή 51m	Πηγή 47m	Πηγή 23m	Πηγή -1m
1	0	59,26	56,13	38,58	4,09
2	2	58,27	54,72	36,21	9,71
3	4	56,69	53,49	35,09	15,28
4	6	55,96	52,21	33,45	17,56
5	8	55,31	51,39	31,60	20,02
6	10	54,32	50,57	29,23	22,71
7	12	53,66	49,75	26,73	24,76
8	14	52,74	49,10	24,36	27,68
9	16	50,37	47,88	20,41	30,79
10	18	48,99	45,42	14,88	33,01
11	20	46,95	43,95	2,82	35,94
12	22	45,50	41,67	3,02	38,39

13	24	42,73	40,44	2,77	39,62
14	26	40,63	37,57	8,36	41,09
15	28	37,86	34,88	14,16	43,13
16	30	-	32,19	19,75	44,60
17	32	36,02	29,91	24,82	46,06
18	34	33,65	28,09	27,39	47,47
19	36	31,80	25,58	29,50	48,93
20	38	30,68	23,94	32,53	50,57
21	40	27,39	20,02	33,45	51,80
22	42	25,09	14,22	35,75	52,44
23	44	19,95	8,49	37,14	53,26
24	46	13,96	2,88	38,78	54,72

Πίνακας 4: Πρώτες αφίξεις των P κυμάτων.

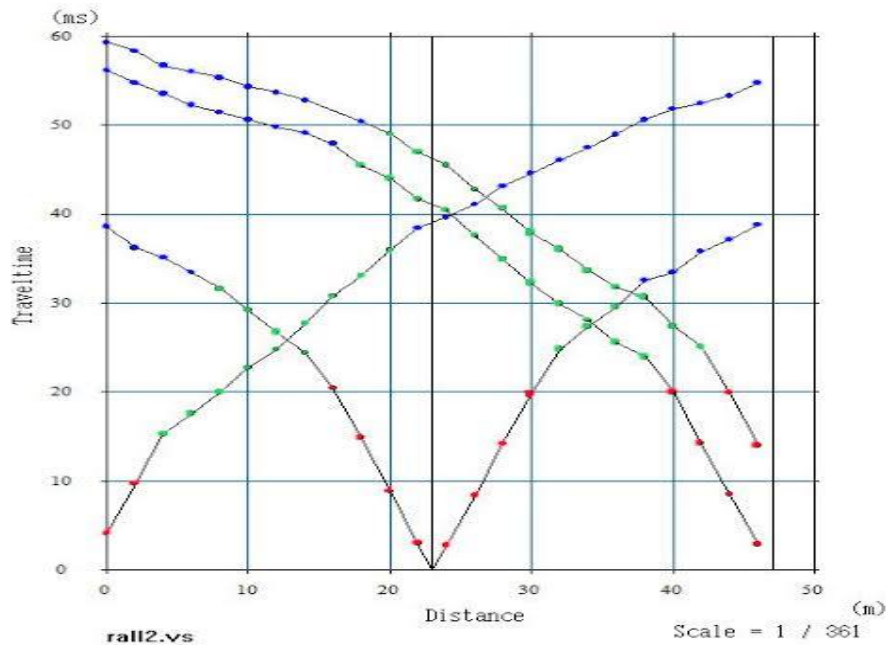
Στη συνέχεια χρησιμοποιείται το πρόγραμμα Plotrefa, το οποίο δέχεται τις πρώτες αφίξεις ως δεδομένα και παράγει τις καμπύλες χρόνων διαδρομής κάθε μέτρησης. Με την επιλογή *Append Plotrefa* είναι δυνατή η επεξεργασία όλων των σετ μετρήσεων μαζί. Οι καμπύλες χαρτογραφούνται και δίνονται συγκεντρωτικά σε ένα διάγραμμα της μορφής του σχήματος 38.



Σχήμα 38: Καμπύλες χρόνων διαδρομής των P κυμάτων των τεσσάρων σετ μετρήσεων.

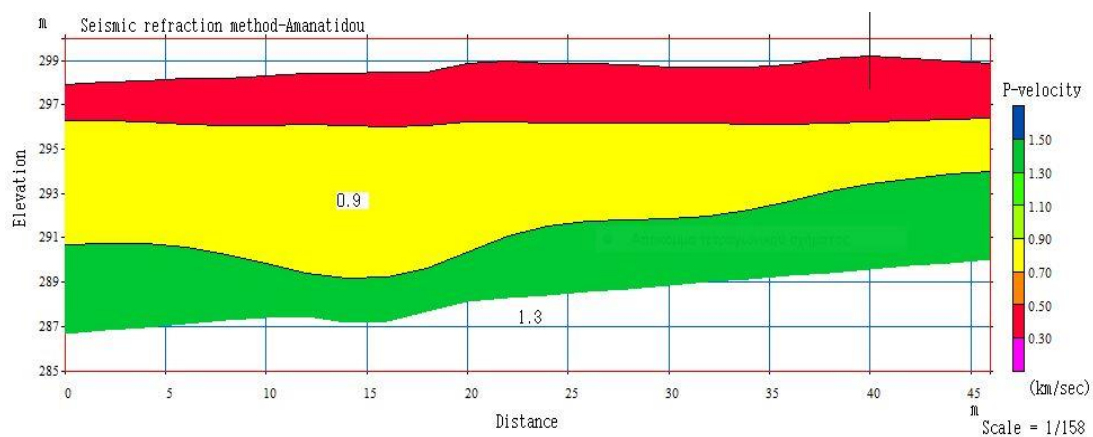
Στο ίδιο διάγραμμα γίνεται και ο εντοπισμός των στρωμάτων. Επιλέγονται πάνω στις καμπύλες τα σημεία όπου είναι εμφανής η αλλαγή της κλίσης δηλαδή η αλλαγή

στρώματος. Από την επιλογή *Time-term inversion* επιλέγεται το *Assign layer 2 arrivals* για το διαχωρισμό του δεύτερου στρώματος. Για το διαχωρισμό τρίτου στρώματος επιλέγεται το *Assign layer 3 arrivals* και ούτω καθεξής. Το κάθε στρώμα εμφανίζεται με διαφορετικό χρώμα.



Σχήμα 39: Καμπύλες χρόνων διαδρομής. Τα διαφορετικά χρώματα αντιστοιχούν σε διαφορετικό εδαφικό στρώμα (πρώτο στρώμα-κόκκινο, δεύτερο στρώμα-πράσινο, τρίτο στρώμα-μπλε).

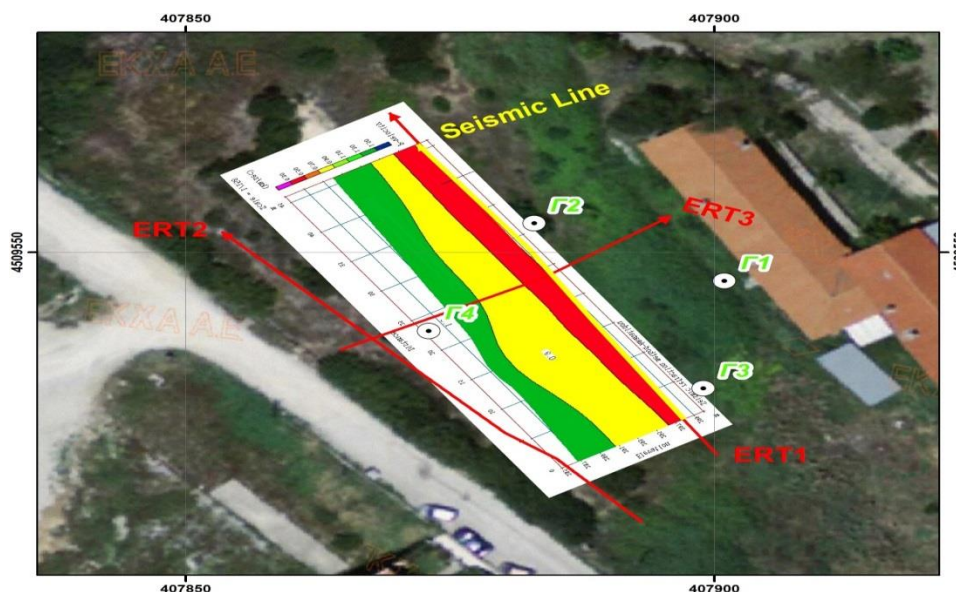
Το τελευταίο βήμα είναι η αντιστροφή των δεδομένων για τη παραγωγή του τελικού μοντέλου ταχύτητας-πάχους, με την εντολή *Do Time-term inversion* από την επιλογή *Time-term inversion*.



Σχήμα 40: Γεωφυσικό μοντέλο ταχύτητας-πάχους.

Σύγκριση με γεωτεχνικά δεδομένα

Οι πλησιέστερες γεωτρήσεις στη τομή του σεισμικού προφίλ είναι οι γεωτρήσεις Γ2 και Γ3 (σχήμα 41).



Σχήμα 41: Γεωφυσικό μοντέλο σε σχέση με τις θέσεις των γεωτρήσεων.

Το γεωφυσικό μοντέλο που προκύπτει έρχεται σε πολύ καλή συμφωνία με τα στοιχεία της γεώτρησης Γ3 (σχήμα 42). Στη γεώτρηση Γ3 συναντάται ένα μικρό στρώμα τεχνητών αποθέσεων και δύο σχηματισμοί αμμώδους αργίλου, με κύρια διαφορά την αύξηση της συνεκτικότητας (αριθμός N_{SPT}) στο υποκείμενο στρώμα.

Το γεωφυσικό μοντέλο παρουσιάζει τρία στρώματα με ταχύτητες από το ανώτερο στο κατώτερο 0,3 km/s, 0,9 km/s και 1,3 km/s. Το στρώμα που παρουσιάζει ταχύτητα 0,3km/s αναλογεί στις τεχνητές αποθέσεις. Τα άλλα δύο στρώματα αντιστοιχούν στους δύο αργιλικούς σχηματισμούς της γεώτρησης, με τις τιμές των ταχυτήτων τους να βρίσκονται κοντά σε αυτές που δίνονται βιβλιογραφικά για την ταχύτητα διάδοσης ελαστικών κυμάτων σε αργιλικά υλικά.

Συγκεκριμένα στο δεύτερο στρώμα δίνεται ταχύτητα διάδοσης 0,9 km/s και στο τρίτο 1,3 km/s. Οι τιμές για την ταχύτητα διάδοσης σε αργιλικό σχηματισμό κυμαίνονται μεταξύ 1,2 km/s–2,5 km/s. Η σχετικά μικρότερη τιμή της ταχύτητας στο υπερκείμενο αργιλικό στρώμα επηρεάζεται πιθανώς από ενδεχόμενη χαλάρωση του υλικού λόγω της ολίσθησης.

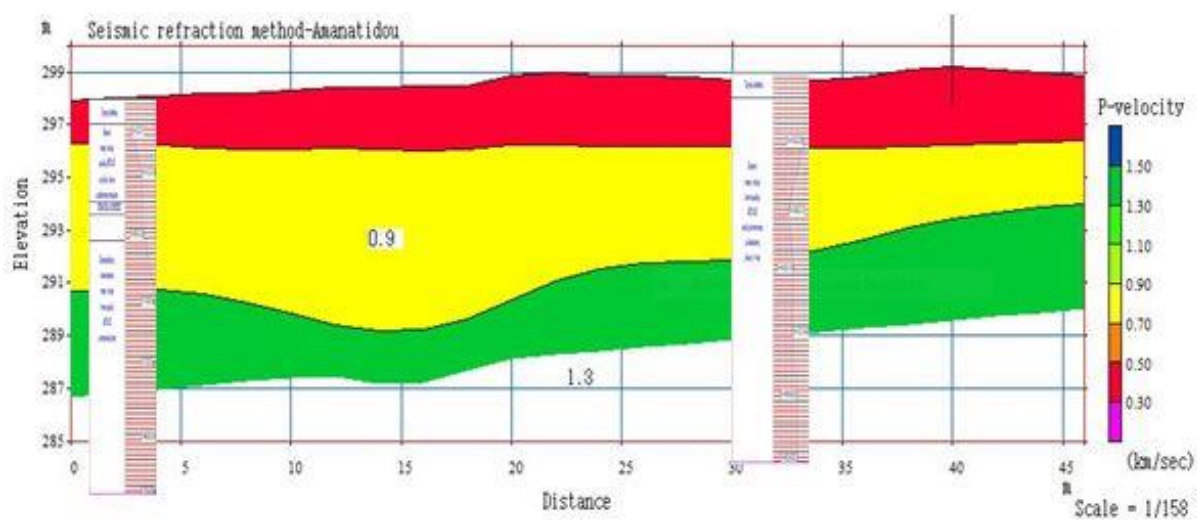
Στον πίνακα 5 δίνονται οι ταχύτητες διάδοσης των ελαστικών κυμάτων σε διάφορα πετρώματα.

MEDIUM	Velocity [m/s]	Velocity [m/s]
	min	max
Air depending on temperature	310	360
Weather soil horizon	100	500
Gravel, dray sand	100	600
Loam	300	900
Wet sand	200	1800
Clay	1200	2500
Water depending on temperature	1430	1590
Sandstone friable	1500	2500
Sandstone dense	1800	4000
Chalk	1800	3500
Limestone	2500	6000
Marl	2000	3500
Gypsum	4500	6500
Ice	3100	4200
Granite	4000	5700
Metamorphosed rock	4500	6800

Πίνακας 5: Ταχύτητες διάδοσης ελαστικών κυμάτων σε διαφορετικά μέσα διάδοσης. (MEASUREMENT OF THE SEISMIC WAVES PROPAGATION VELOCITY IN THE REAL MEDIUM Vlastimir D. Pavlović 1, Zoran S. Veličković 2)

Τα πάχη που προκύπτουν από το γεωφυσικό μοντέλο αντιπροσωπεύουν σε μεγάλο βαθμό τα πραγματικά. Το πρώτο στρώμα έχει σχεδόν 2 μέτρα πάχος και το δεύτερο φτάνει περίπου μέχρι τα 6,5 μέτρα. Η γεώτρηση Γ3 δίνει πάχος 1 μέτρου για τις τεχνητές αποθέσεις, ενώ εντοπίζει τον σχηματισμό καστανής αμμώδους αργίλου μέχρι τα 5,5 μέτρα.

Στη περίπτωση της γεώτρησης Γ2 δεν υπάρχει ανάλογη ταύτιση στη στρωματογραφία που δίνεται από τα γεωφυσικά και γεωτεχνικά δεδομένα (σχήμα 42). Το γεωφυσικό μοντέλο δίνει και σε αυτή τη θέση τα τρία στρώματα που αναφέρθηκαν και πριν με τις ίδιες ταχύτητες 0,3 km/s, 0,9 km/s και 1,3 km/s και πάχη 2 μέτρα και σχεδόν 4 μέτρα για το πρώτο και δεύτερο στρώμα αντίστοιχα. Αντίθετα στη γεώτρηση Γ2 εντοπίζεται το στρώμα των τεχνητών αποθέσεων 1 μέτρου κι έπειτα ένας ενιαίος σχηματισμός αργίλου μέχρι το τέλος της γεώτρησης. Ο εντοπισμός δεύτερης ασυνέχειας από τη σεισμική μέθοδο αποδίδεται ενδεχομένως στη μείωση της συνεκτικότητας του αργιλικού σχηματισμού στο βάθος των 5-6 μέτρων, με μείωση του αριθμού N_{SPT}

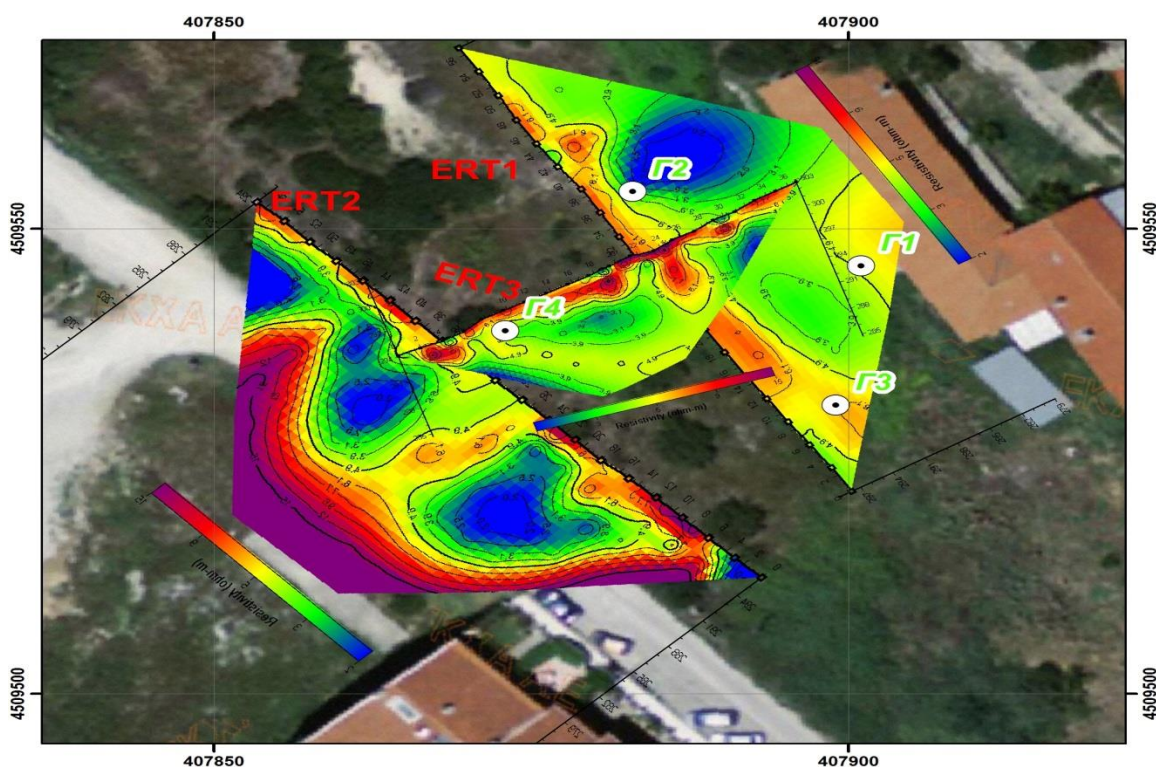


Σχήμα 42: Συγκριτική απεικόνιση γεωφυσικού μοντέλου με γεωτεχνικά δεδομένα των γεωτρήσεων Γ2 και Γ3.

4.2. Ηλεκτρική έρευνα

Κατά τη διάρκεια της ηλεκτρικής έρευνας εκτελέστηκαν 3 ηλεκτρικά προφίλ, δύο παράλληλα (ERT1, ERT2) κι ένα κάθετο σε αυτά (ERT3) (σχήμα 43). Χρησιμοποιήθηκε ως όργανο μέτρησης το SYSCAL της IRIS INSTRUMENTS με εσωτερικές κι εξωτερικές μπαταρίες και ηλεκτρόδια ατσαλιού. Για τη σύνδεση του οργάνου μέτρησης με τα ηλεκτρόδια χρησιμοποιήθηκε ένα ειδικό πολυκάναλο καλώδιο κατάλληλο για τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας.

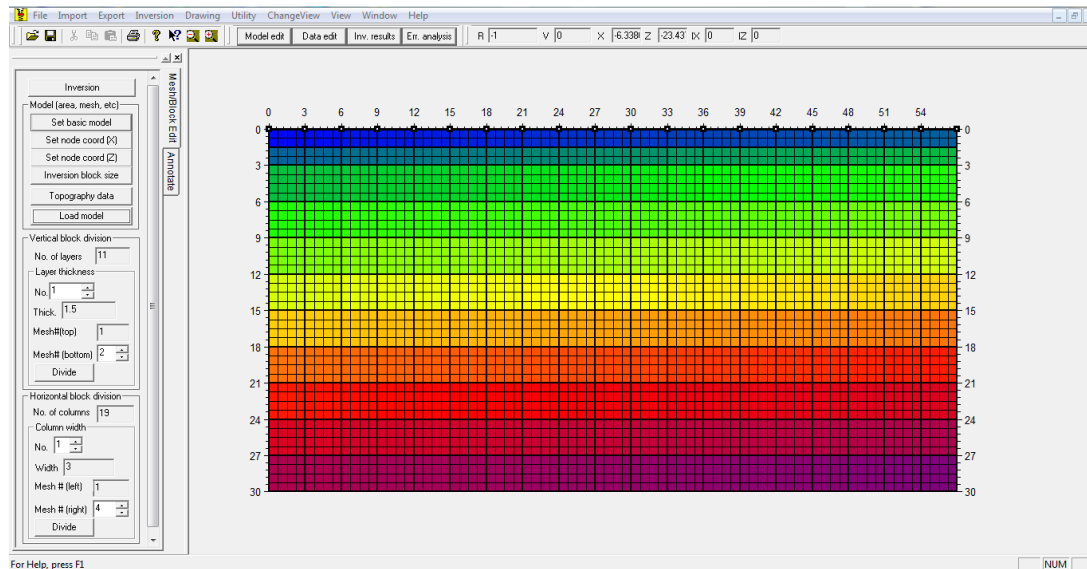
Στα δύο πρώτα προφίλ (ERT1, ERT2) τοποθετήθηκαν στο έδαφος 20 ηλεκτρόδια σε ίσες αποστάσεις των τριών μέτρων μεταξύ τους, δίνοντας δύο προφίλ συνολικής έκτασης 57 μέτρων. Για το προφίλ ERT3 χρειάστηκαν 20 ηλεκτρόδια τα οποία βρέθηκαν σε αποστάσεις δύο μέτρων μεταξύ τους, καθώς η συνολική έκταση περιορίστηκε στα 37 μέτρα. Η διάταξη που εφαρμόστηκε και στις τρεις περιπτώσεις ήταν διπόλου-διπόλου.



Σχήμα 43: Ηλεκτρικές τομογραφίες ERT1, ERT2, ERT3 σε σχέση με τις γεωτρήσεις.

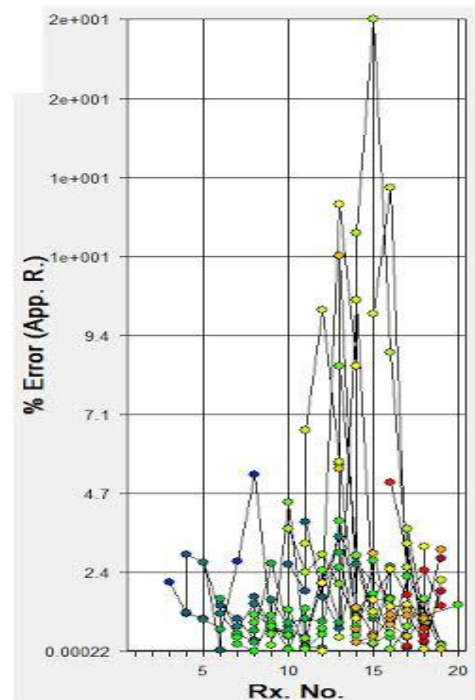
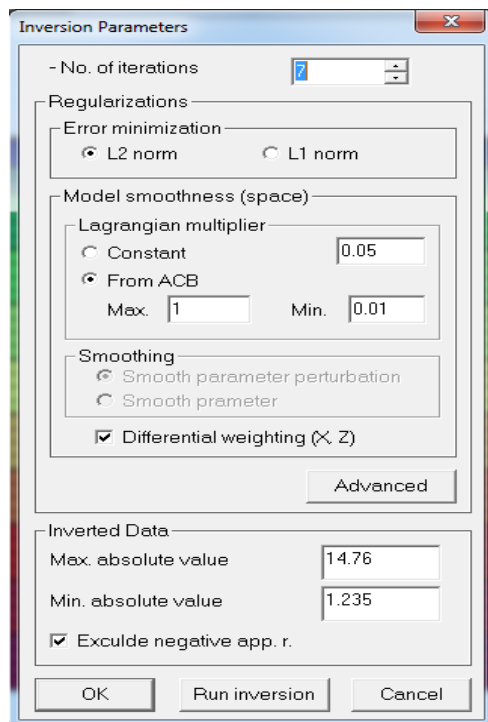
Μετά τη καταγραφή των δεδομένων, αυτά λαμβάνονται από το όργανο μέτρησης με το πρόγραμμα Prosys II στο οποίο είναι δυνατή η εφαρμογή κατάλληλων φίλτρων με στόχο τον ποιοτικό έλεγχο των μετρήσεων.

Στη συνέχεια γίνεται η κύρια επεξεργασία των δεδομένων με το πρόγραμμα DC2DPRO. Μέσω της επιλογής *Import* και της εντολής *RES2DInv* εισάγονται τα δεδομένα και γίνεται ο αρχικός διαχωρισμός του εδάφους στα κελιά σταθερών διαστάσεων όπως φαίνεται στο σχήμα 44.



Σχήμα 44: Απεικόνιση του υπεδάφους με τη χρήση του προγράμματος *dc_2dpro* πριν την εκτέλεση αντιστροφής.

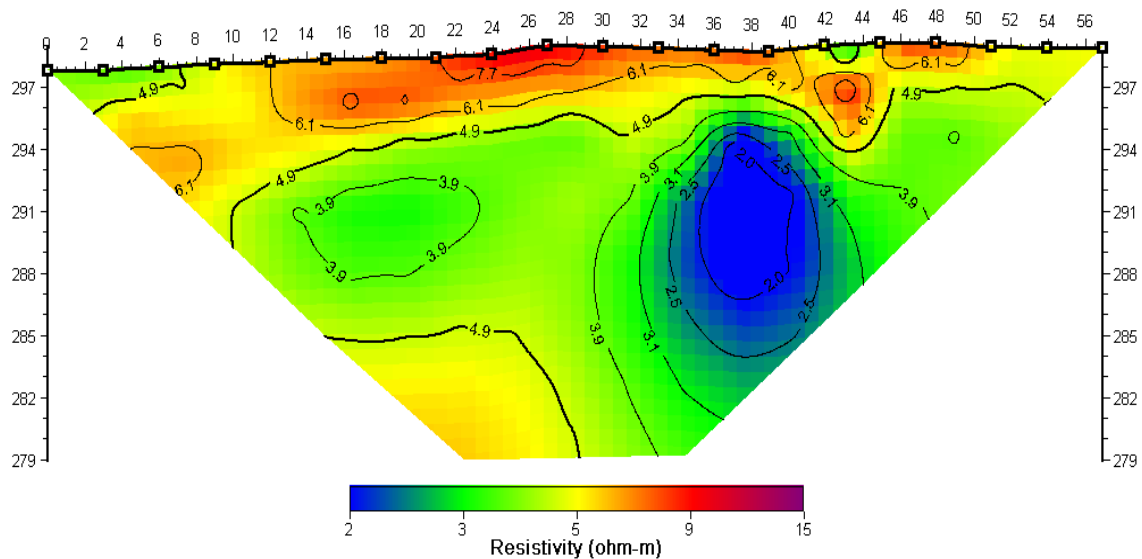
Ακολουθεί επεξεργασία των παραμέτρων αντιστροφής και φιλτράρισμα των μετρήσεων με την απομάκρυνση ακραίων τιμών για την μείωση των σφαλμάτων (σχήμα 45).



Σχήμα 45: Παράθυρο επεξεργασίας των παραμέτρων αντιστροφής (αριστερά) και ανάλυση σφάλματος των μετρήσεων (δεξιά).

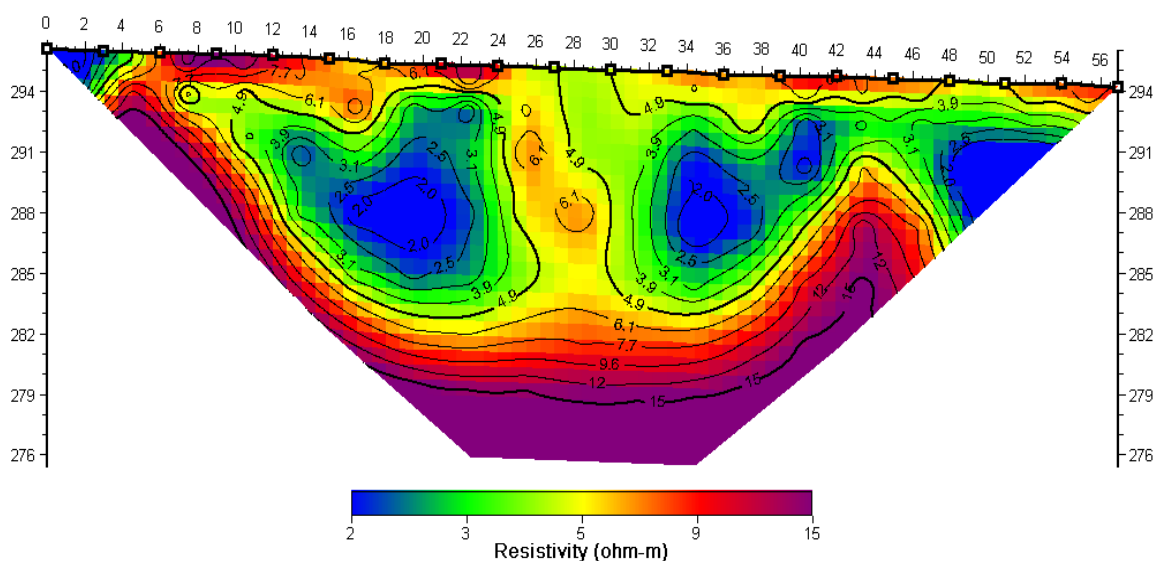
Αφού ενσωματωθεί και η τοπογραφία το πρόγραμμα εκτελεί αντιστροφή των μετρήσεων με την εντολή *Run Inversion* δίνοντας ως τελικό αποτέλεσμα δισδιάστατες τομές. Παρακάτω δίνονται οι τομές που αντιστοιχούν στα τρία ηλεκτρικά προφίλ (σχήματα 46, 47 και 48).

Οι τομές που προκύπτουν δίνουν χαμηλές αντιστάσεις για τα αργιλικά στρώματα με τιμές που φτάνουν έως τα 15 ohm-m και πολύ μικρές αντιστάσεις (2 έως 2,5 ohm-m) σε ορισμένες θέσεις. Τα πρώτα μέτρα των τεχνητών αποθέσεων εμφανίζουν αντιστάσεις σχετικά υψηλότερες, οι οποίες στη συνέχεια μειώνονται μέχρι ένα βάθος που κυμαίνεται από 15 έως 20 μέτρα, όπου και ξανά αυξάνονται.



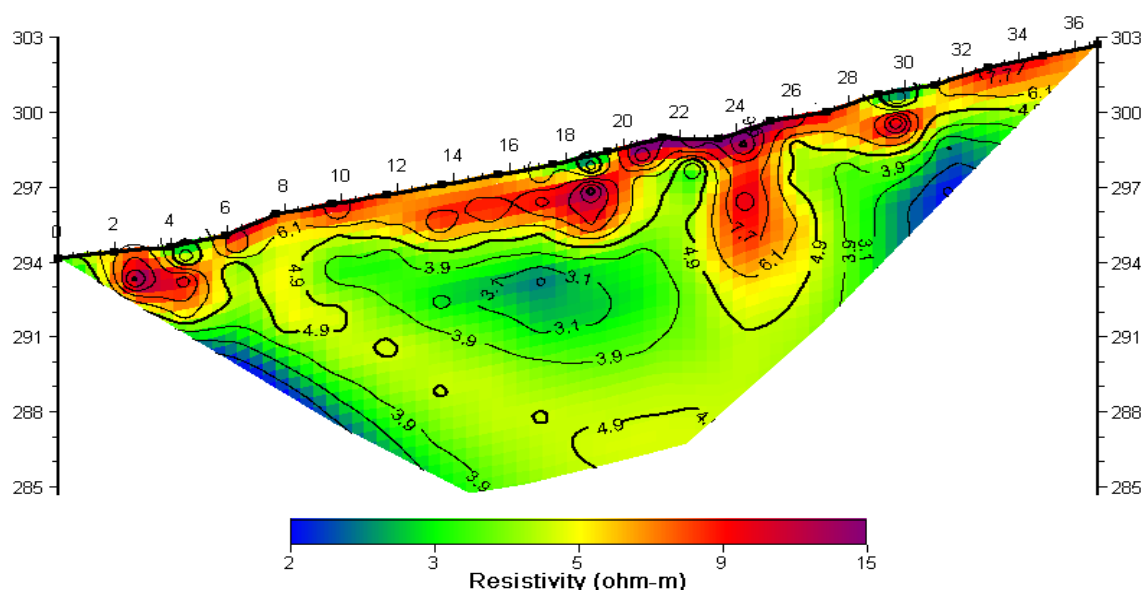
Σχήμα 46: Ηλεκτρική τομογραφία με διάταξη διπόλου-διπόλου (ERT1).

Στην ηλεκτρική τομή ERT1 η κατανομή των αντιστάσεων έρχεται σε συμφωνία με τη στρωματογραφία της γεώτρησης Γ2 (σχήμα 49). Το πρώτο μέτρο που αντιστοιχεί σε τεχνητές αποθέσεις εμφανίζει ηλεκτρική αντίσταση κοντά στα 7 ohm-m, και ακολουθείται από αρκετά χαμηλές τιμές αντίστασης του αργλικού σχηματισμού μέσα στον οποίο εντοπίζεται μια περιοχή πολύ χαμηλής αντίστασης. Συγκεκριμένα παρατηρείται σε απόσταση 34-42 μέτρων από την αρχή της τομής (κοντά στη θέση της γεώτρησης Γ2) και σε βάθος από 4 έως 15 μέτρα μια περιοχή με αντιστάσεις από 2 έως 2,5 ohm-m.



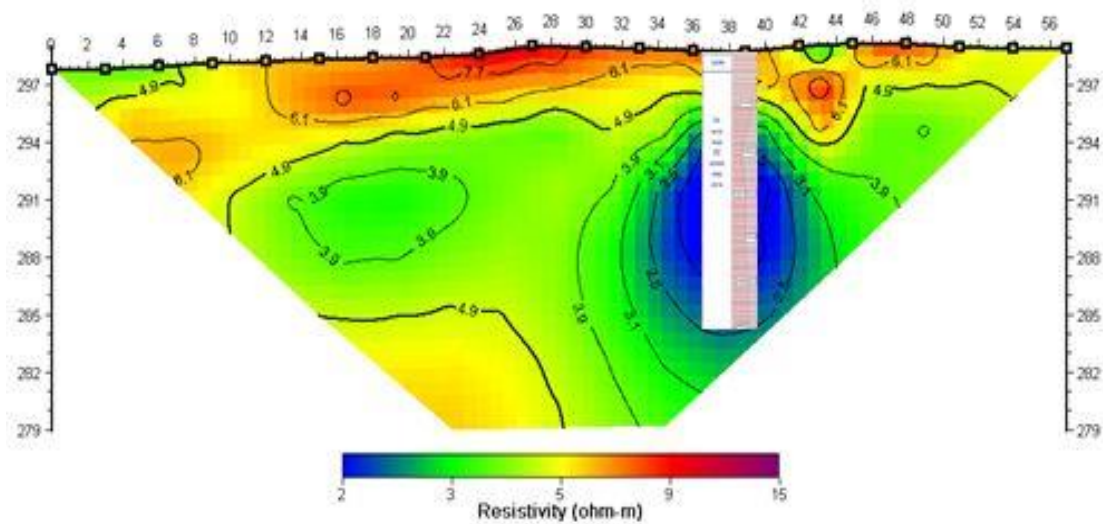
Σχήμα 47: Ηλεκτρική τομογραφία με διάταξη διπόλου-διπόλου (ERT2).

Στην τομή ERT2 (σχήμα 47) η ηλεκτρική αντίσταση στα πρώτα 1 με 2 μέτρα παίρνει σχετικά μεγάλες τιμές, 7 έως 10 ohm-m, κατά θέσεις. Ακολουθεί μείωση των τιμών γύρω από τις περιοχές πολύ χαμηλών αντιστάσεων, ενώ στα βαθύτερα σημεία οι αντιστάσεις ξανά αυξάνονται. Περιοχές με πολύ μικρές αντιστάσεις, από 2 έως 2,5 ohm-m, συναντώνται στις θέσεις 15 έως 23 μέτρα και 33 έως 42 μέτρα και σε βάθη 5 έως 11 μέτρα και 3 έως 8 μέτρα αντίστοιχα.

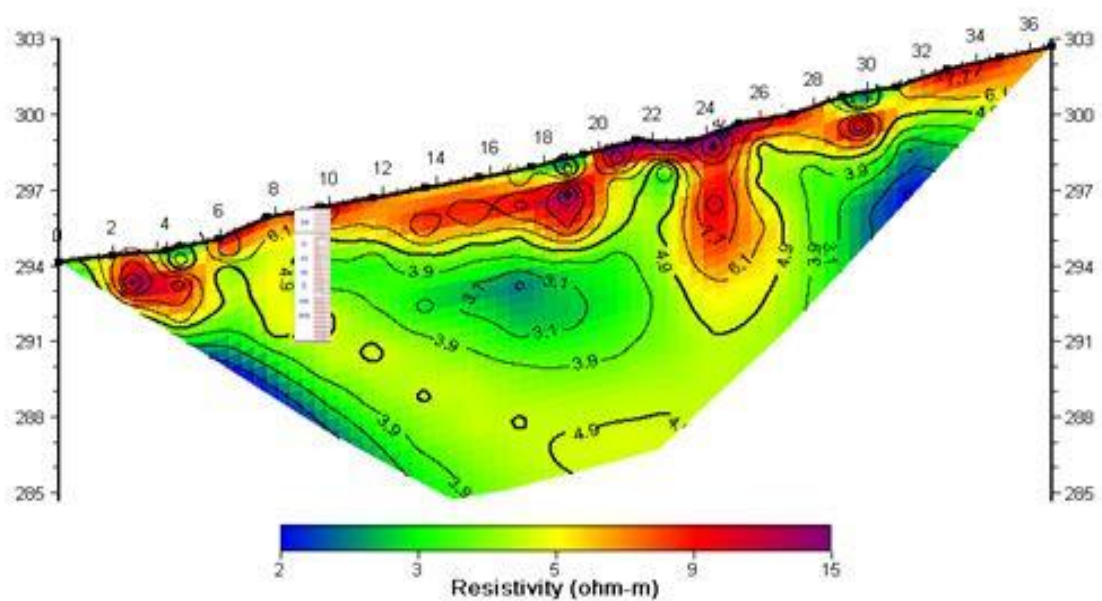


Σχήμα 48: Ηλεκτρική τομογραφία με διάταξη διπόλου-διπόλου (ERT3).

Στο ηλεκτρικό προφίλ ERT3 (σχήμα 48) οι αντιστάσεις ακολουθούν την ίδια κατανομή με μεγάλες σχετικά αντιστάσεις επιφανειακά και μείωση των τιμών με το βάθος. Στη θέση της γεώτρησης Γ4 (απόσταση 9 μέτρα από την αρχή της τομής) η ηλεκτρική αντίσταση δίνεται περίπου 7 ohm-m για το ένα μέτρο των τεχνητών αποθέσεων και στη συνέχεια μειώνεται στο αργιλικό στρώμα (σχήμα 50). Οι δομές με πολύ μικρές αντιστάσεις που εντοπίζονται στις δύο προηγούμενες τομές δεν διακρίνονται επαρκώς.



Σχήμα 49: Ηλεκτρική τομογραφία ERT1 με τη στρωματογραφική στήλη της γεώτρησης Γ2.



Σχήμα 50: Ηλεκτρική τομογραφία ERT3 με τη στρωματογραφική στήλη της γεώτρησης Γ4.

5. Συμπεράσματα

Στη περιοχή εντοπίζονται αργιλικοί σχηματισμοί με αρκετά χαμηλές αντιστάσεις και ταχύτητες διάδοσης ελαστικών κυμάτων εντός των ορίων ταχυτήτων που αντιστοιχούν σε αργιλικούς σχηματισμούς.

Από τη σεισμική διασκόπηση προκύπτουν τρία στρώματα τα οποία επιβεβαιώνονται από τις γεωτρήσεις Γ2 και Γ3 που απέχουν από την τομή 5 και 7 μέτρα αντίστοιχα. Στη γεώτρηση Γ2 εντοπίζεται μια επιπλέον ασυνέχεια, η οποία ερμηνεύεται από τη διαφοροποίηση της συνεκτικότητας της αργίλου σε εκείνο το βάθος. Οι ταχύτητες διάδοσης των κυμάτων είναι σχετικά χαμηλές και με μικρή διαφορά στη τιμή μεταξύ των δύο αργιλικών στρωμάτων.

Οι ηλεκτρικές τομογραφίες δίνουν αντιστάσεις που κυμαίνονται από 2 έως 15 ohm-m, αρκετά χαμηλές τιμές και για αργιλικούς σχηματισμούς. Κοντά στην επιφάνεια οι τιμές είναι σχετικά μεγαλύτερες. Καθώς προχωράμε σε μεγαλύτερα βάθη οι σχηματισμοί γίνονται πιο αγώγιμοι και οι αντιστάσεις μειώνονται αρκετά, παίρνοντας ελάχιστες τιμές 2 με 2,5 ohm-m.

Το επιφανειακό στρώμα τεχνητών αποθέσεων που δίνεται από τις γεωτρήσεις επιβεβαιώνεται τόσο από το σεισμικό προφίλ, το οποίο του δίνει ένα μέσο πάχος 2 μέτρων και μια ταχύτητα 0,3 km/s, όσο και από τις ηλεκτρικές τομογραφίες με ψηλές σχετικά αντιστάσεις για τη περιοχή. Στις θέσεις των γεωτρήσεων Γ2 και Γ4 υπάρχει πολύ καλή ταύτιση των παχών του στρώματος με τις ηλεκτρικές τομές ERT1 και ERT3 αντίστοιχα.

Οι αργιλικοί σχηματισμοί έχουν ταχύτητες από 0,9 km/s έως 1,3 km/s και αρκετά χαμηλές αντιστάσεις. Οι αντιστάσεις στα αργιικά στρώματα αυξάνονται συγκεντρικά γύρω από περιοχές πολύ μικρών αντιστάσεων (2 έως 2,5 Ohm-m), οι οποίες εντοπίζονται σε συγκεκριμένες θέσεις και βάθος από 5 έως 15 μέτρα. Οι μικρές αυτές τιμές συνδέονται πιθανώς με κάποια διαρροή λυμάτων του οικισμού, η οποία εισχωρεί στο υπέδαφος παραμορφώνοντας τη γεωηλεκτρική δομή της περιοχής. Προκαλείται έτσι μείωση των αντιστάσεων σε συγκεκριμένες θέσεις επηρεάζοντας και τη γύρω περιοχή σε μεγάλο ή μικρότερο βαθμό κατά θέσεις.

Από τα αποτελέσματα που παρουσιάστηκαν κρίνεται σκόπιμο να τονιστεί ότι για την πληρέστερη κατανόηση των ιδιοτεροτήτων της γεωφυσικής – γεωλογικής δομής θα έπρεπε να γίνει κι ένα δεύτερο σεισμικό προφίλ, κάθετο σε αυτό που έγινε στο κέντρο της περιοχής. Δυστυχώς η μορφολογία της περιοχής, η φυτοκάλυψη και το λασπώδες του εδάφους δεν το επέτρεψε. Συστήνεται όμως να γίνει σε πληρέστερη μελλοντική έρευνα στην ίδια περιοχή, πιο ενδεδειγμένη έρευνα για τον πλήρη έλεγχο της διαρροής λυμάτων από την Παιδόπολη (που δείχνει η ηλεκτρική διερεύνηση). Επίσης πρέπει να διερευνηθεί η αιτία των παρατηρούμενων ρηγματώσεων στα

κτίρια του συγκροτήματος της Παιδόπολης, οι οποίες φαίνεται να σχετίζονται με το φαινόμενο της διαρροής των λυμάτων αλλά και με την παρουσία πιθανής επιφάνειας ολίσθησης που πιθανόν να είναι η αιτία των ρηγματώσεων αυτών.

6. Βιβλιογραφία

- Παπαζάχος, Β.Κ.: 'Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική', ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη, σελ. 23-50, 105-126, 237-267, 1986
- Μουντράκης, Δ.Μ.: 'Γεωλογία και Γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας', UNIVERSITY STUDIO PRESS, Θεσσαλονίκη, σελ. 72-80, 2010
- Pavlovic, V.D. and Vilickovic, Z.S.: 'Measurement of the seismic waves propagation velocity in the real medium', FACTA UNIVERSITATIS, Vol.1, 5, 63-73, 1998

Πηγές από διαδίκτυο

- Αποστολόπουλος, Γ.: 'ΣΗΜΕΙΩΣΕΙΣ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ', ανακτήθηκε 30/10/2015, από:
http://www.metal.ntua.gr/uploads/4694/1168/total-gapo-notes-Applied_Geophysics-2013nn-l.pdf