

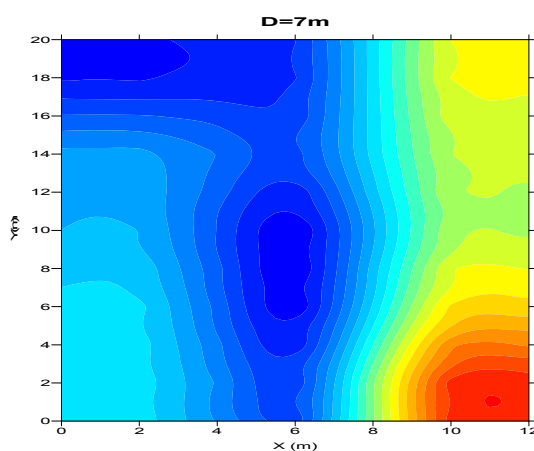


ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΜΕΛΕΤΗ ΥΠΕΔΑΦΟΥΣ ΣΕ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ Α.Π.Θ. ΜΕ ΤΗ
ΧΡΗΣΗ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ

Βαμβακίδου Δήμητρα
Α.Ε.Μ. 3663

Τσιμοπούλου Κατερίνα
Α.Ε.Μ. 3486



ΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ ΚΑΘΗΓΗΤΕΣ:

Βουδούρης Κωνσταντίνος
Λέκτορας
Τομέα Γεωλογίας
Τμήματος Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Τσούρλος Παναγιώτης Επίκουρος
Καθηγητής
Τομέα Γεωφυσικής
Τμήματος Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

Θεσσαλονίκη 2007

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ	σελ 3
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: Γεωηλεκτρική μέθοδος	σελ 5
1.1 Εισαγωγή.....	σελ 5
1.2 Βασικές αρχές ηλεκτρικών διασκοπήσεων.....	σελ 6
1.3 Φαινόμενη ηλεκτρική αντίσταση.....	σελ 8
1.4 Διατάξεις ηλεκτροδίων	σελ 13
1.5 Μέθοδοι καθορισμού ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης...σελ 16	
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: Περιοχή μελέτης και γεωλογία της περιοχής μελέτης	σελ 21-22
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: Μετρήσεις υπαίθρου	σελ 24
3.1 Επιλογή Παραμέτρων Μέτρησης.....	σελ 24
3.2 Εξοπλισμός.....	σελ 29
3.3 Επεξεργασία των δεδομένων.....	σελ 34
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: Ερμηνεία των Δεδομένων	σελ 37
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: Συμπεράσματα	σελ 41
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	σελ 44

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία σκοπό έχει την περιγραφή της διαδικασίας προσδιορισμού της γεωλογικής δομής του υπεδάφους περιοχής μικρών διαστάσεων (π.χ. ενός οικοπέδου) με τη χρήση της μεθόδου της τρισδιάστατης ηλεκτρικής τομογραφίας.

Η αναγκαιότητα τέτοιου είδους διασκοπήσεων είναι προφανής καθώς δίνουν τη δυνατότητα λιθολογικού χαρακτηρισμού του υπεδάφους χωρίς τη χρήση γεωτρήσεων. Ο τυχόν εντοπισμός στην περιοχή μελέτης έντονης λιθολογικής ανομοιογένειας σε συνδυασμό με την αξιολόγηση τεκτονικών στοιχείων αποτελεί πολύτιμη πληροφορία για το σχεδιασμό τεχνικών έργων.

Επίσης μια τέτοιου είδους έρευνα στο αρχικό στάδιο κατασκευής ενός τεχνικού έργου (π.χ. ανέγερση οικοδομής) μπορεί να καταδείξει την ανάγκη για λεπτομερέστερη μελέτη του υπεδάφους μέσω ερευνητικών γεωτρήσεων και δοκιμών.

Η ιδιαιτερότητα της γεωφυσικής διάταξης που ακολουθήθηκε έγκειται στο ότι σε σύγκριση με τις τυπικές τεχνικές δισδιάστατης γεωηλεκτρικής απεικόνισης η παρούσα διάταξη επιτρέπει την πλήρως τρισδιάστατη απεικόνιση του υπεδάφους χωρίς να χρειάζεται να επεκταθεί η διάταξη μέτρησης (π.χ. τα καλώδια και τα ηλεκτρόδια) πέρα από τα στενά όρια της περιοχής μελέτης (π.χ. τα όρια του οικοπέδου). Αυτό είναι ιδιαίτερης πρακτικής σημασίας καθώς συχνά είναι δύσκολη έως και αδύνατη η επέκταση της διάταξης μέτρησης σε αστικά περιβάλλοντα λόγω φυσικών εμποδίων.

Η παρούσα διάταξη εφαρμόστηκε πειραματικά σε μια περιοχή 12X20 μέτρων στον προαύλιο χώρο της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ. ως επίδειξη των δυνατοτήτων μας παρέχει στην τρισδιάστατη απεικόνιση και στη λήψης χρήσιμης γεωλογικής, γεωτεχνικής πληροφορίας.

Στο πρώτο κεφάλαιο της εργασίας περιγράφονται οι γενικές αρχές της ηλεκτρικής τομογραφίας. Παρατίθενται οι βασικότερες χρησιμοποιούμενες διατάξεις των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού και γίνεται μια εκτενή αναφορά στην ειδική ηλεκτρική αντίσταση.

Στο δεύτερο κεφάλαιο προσδιορίζουμε την περιοχή μέτρησης καθώς και αναφέρουμε την γεωλογία της περιοχής μέτρησης.

Στο επόμενο κεφάλαιο, κεφάλαιο 3, παρουσιάζουμε τις μετρήσεις υπαίθρου, τον εξοπλισμό που χρησιμοποιήσαμε την επιλογή των παραμέτρων με τις οποίες πήραμε τις μετρήσεις και τέλος τον τρόπο επεξεργασίας αυτών.

Στο τέταρτο κεφάλαιο της εργασίας μας ερμηνεύουμε τα δεδομένα που έχουμε συλλέξει. Και στο τελευταίο κεφάλαιο εκθέτουμε τα συμπεράσματα όσον αφορά την λιθολογία της εξεταζόμενης περιοχής αλλά και γενικότερα συμπεράσματα που προκύπτουν από την μέθοδο που χρησιμοποιήσαμε, καθώς και αναφέρουμε κάποιες προτάσεις σε περίπτωση οποιουδήποτε τεχνικού έργου.

Την επίβλεψη κατά την εκπόνηση της διπλωματικής εργασίας μας είχαν οι κ. Τσούρλος Παναγιώτης, Επίκουρος καθηγητής του Α.Π.Θ., και κ. Βουδούρης Κωνσταντίνος, Λέκτορας του Α.Π.Θ. οι οποίοι με τις υποδείξεις τους, την καθοδήγηση και την υπομονή τους συνέβαλλαν τα μέγιστα. Τους ευχαριστούμε θερμά για τη βοήθειά τους.

Τέλος, θα θέλαμε να εκφράσουμε την ευγνωμοσύνη μας στα δικά μας πρόσωπα που στάθηκαν κοντά μας και υποστήριξαν αυτή την προσπάθεια με ανεκτικότητα, υπομονή και αγάπη. Επίσης, νιώθουμε την ανάγκη να πούμε ένα μεγάλο ευχαριστώ για την υλική και ηθική συμπαράστασή τους καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μας και ελπίζουμε να εκπληρώσουμε τα όνειρά τους για εμάς.

1. Γεωηλεκτρική Μέθοδος

1.1 Εισαγωγή.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι βασικές αρχές των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης και ειδικότερα της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η οποία είναι και η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε στην συγκεκριμένη διπλωματική εργασία.

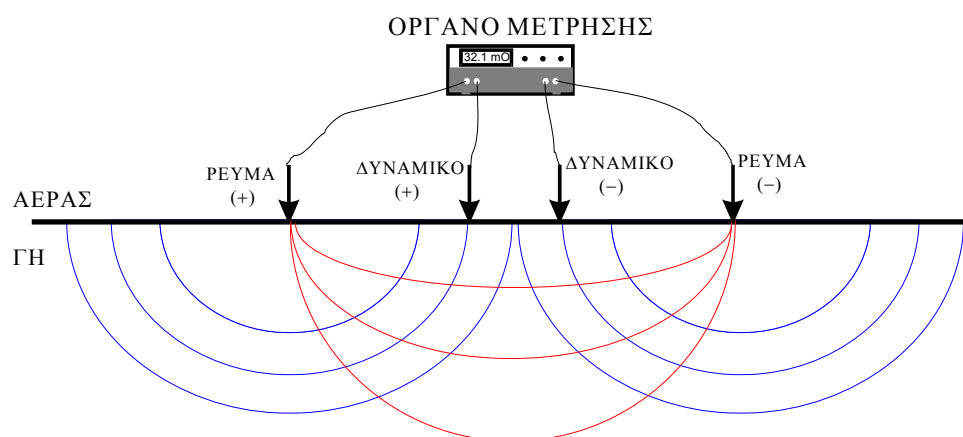
Οι ηλεκτρικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης στοχεύουν στον καθορισμό των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων στα επιφανειακά στρώματα της Γης μέσω των μετρήσεων των ηλεκτρικών ποσοτήτων στην επιφάνεια της. Η μέθοδος της ηλεκτρικής αντίστασης είναι μια από τις πιο διαδεδομένες μεθόδους γεωφυσικών ερευνών με πολλά πεδία εφαρμογής όπως: τη χαρτογράφηση γεωλογικών στρωμάτων (Vandenberghe, 1982; Olesen et al., 1992; Griffiths and Barker, 1993), την ανεύρεση και χαρτογράφηση υδάτινων πόρων (Van dam, 1976; Rijo et al., 1977; Aubert et al., 1984; Olayinka and Barker, 1990), την τεχνική γεωλογία για την εύρεση του βάθους του μητρικού πετρώματος σε τοποθεσίες κατασκευής τεχνητών φραγμάτων (Habberjam, 1975; Smith, 1986; Butler and Llopis, 1990; Dahlin et al., 1994), την ανίχνευση γεωθερμικών πεδίων (Wright et al., 1985; Thanassoulas and Tsokas, 1987), τον εντοπισμό μολυσμένων υπόγειων υδάτων (Rodgers and Kean, 1980) και διαρροών αποβλήτων (Van et al., 1992) στην περιβαλλοντική γεωλογία και την εύρεση στόχων αρχαιολογικού ενδιαφέροντος (Aitken, 1974; Hesse et al., 1986; Roka and Tsokas, 1987; Orlando et al., 1987; Szymanski et al., 1992).

Παρατίθενται οι γενικές αρχές της θεωρίας των ηλεκτρικών διασκοπήσεων καθώς και οι παράγοντες που επηρεάζουν την ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Επίσης, περιγράφεται η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος στη Γη και ο υπολογισμός της διαφοράς δυναμικού που προκαλείται για την εξαγωγή της φαινόμενης αντίστασης του υπεδάφους και γίνεται μια συνοπτική παρουσίαση της θεωρίας που χρησιμοποιείται για την ερμηνεία των μετρήσεων .



1.2 Βασικές Αρχές Ηλεκτρικών Διασκοπήσεων.

Οι μέθοδοι που θα εφαρμόσουμε ανήκουν στην κατηγορία του τεχνητά παραγόμενου ηλεκτρικού ρεύματος, το οποίο διαβιβάζεται στο έδαφος δια μέσου ενός ζεύγους ηλεκτροδίων (Σχήμα 1.2.1). Σε ένα δεύτερο ζεύγος μετράται η πτώση τάσης που προκαλείται. Η ηλεκτρική αντίσταση που υπολογίζεται σαν πηλίκο των δύο αυτών μεγεθών χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ .

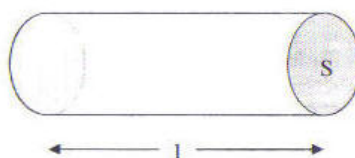


Σχήμα 1.2.1. Η βασική διάταξη γεωηλεκτρικών μετρήσεων.

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ ενός στερεού σώματος κυλινδρικού σχήματος, διατομής S και μήκους l , που έχει ηλεκτρική αντίσταση R (Σχήμα 1.2.2), ορίζεται από τη σχέση:

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

Οι μονάδες μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο διεθνές σύστημα μονάδων (S.I.) είναι το 1 Ohm·m.



Σχήμα 1.2.2. Γεωμετρική απεικόνιση του ορισμού της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των πετρωμάτων και ορυκτών είναι μια από τις περισσότερο μεταβαλλόμενες φυσικές ιδιότητες των πετρωμάτων και ορυκτών. Οι τιμές της κυμαίνονται από 10-6 Ohm·m σε ορισμένα ορυκτά, όπως είναι ο γραφίτης, μέχρι 1015 Ohm·m σε ορισμένα ξηρά χαλαζιακά πετρώματα. Καλοί αγωγοί θεωρούνται τα πετρώματα και ορυκτά που έχουν ειδικές αντιστάσεις μεταξύ 10-6 και 10-1 Ohm·m και κακοί αγωγοί αυτά που έχουν ειδικές αντιστάσεις μεταξύ 108 και 1015 Ohm·m.

Η συμπεριφορά της Γης στη διέλευση του ρεύματος περιγράφεται και από έναν άλλο όρο, την ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα σ , η οποία είναι το αντίστροφο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και αντικατοπτρίζει την ευκολία με την οποία το ηλεκτρικό ρεύμα ρέει μέσα στο υπέδαφος. Δίνεται από τον τύπο:

$$\sigma = \frac{1}{\rho}$$

Η μονάδα μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αγωγιμότητας είναι το siemens ανά μέτρο (S/m).

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των σχηματισμών του υπεδάφους κατά κύριο λόγο εξαρτάται από την ηλεκτρολυτική αγωγιμότητα, δηλαδή το ρεύμα διαρρέει τους γεωλογικούς σχηματισμούς μέσω των ιόντων που είναι διαλυμένα στο νερό που βρίσκεται στους πόρους τους. Ειδικότερα εξαρτάται από:

- Τις υδρολογικές-υδρογεωλογικές συνθήκες
- Τη χημική σύσταση του νερού
- Το μέγεθος των πόρων(πορώδες) των σχηματισμών
- Τις πιθανές διαρρήξεις-διακλάσεις-ρήγματα των σχηματισμών
- Τη θερμοκρασία και την πίεση



Στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 1) παρουσιάζονται κάποια χαρακτηριστικά πετρώματα και το εύρος τιμών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που έχουν.

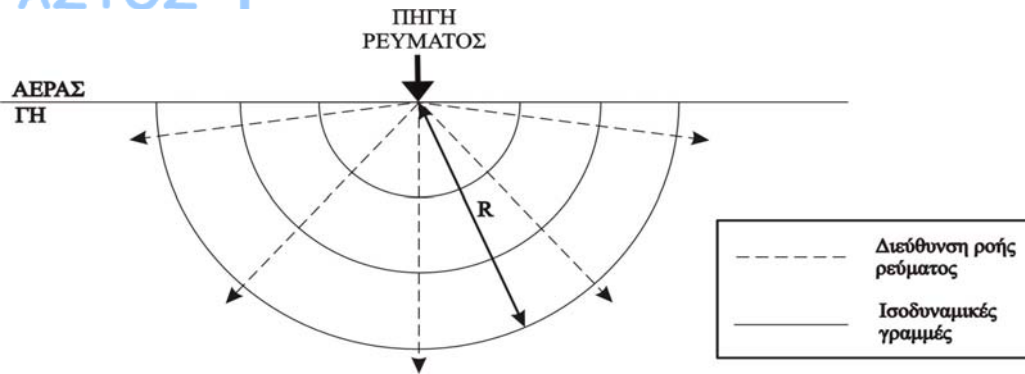
ΥΛΙΚΟ	ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ
ΑΕΡΑΣ	0.0
ΣΙΔΗΡΟΠΥΡΙΤΗΣ	3×10^{-1}
ΓΑΛΗΝΙΤΗΣ	2×10^{-3}
ΧΑΛΑΖΙΑΣ	$4 \times 10^{10} - 2 \times 10^{14}$
ΑΣΒΕΣΤΙΤΗΣ	$1 \times 10^{12} - 1 \times 10^{13}$
ΓΡΑΝΙΤΗΣ	100 - 1×10^6
ΓΑΒΡΟΣ	1×10^3 - 1×10^6
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΣ	50 - 1×10^7
ΨΑΜΜΙΤΗΣ	1 - 1×10^8
ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΙ	20 - 2×10^3
ΔΟΛΟΜΙΤΗΣ	100 - 10^4
ΑΜΜΟΣ	1 - 1.000
ΑΡΓΙΛΟΣ	1 - 100
ΥΠΟΓΕΙΟ ΝΕΡΟ	0.5 - 300
ΘΑΛΑΣΣΙΝΟ ΝΕΡΟ	0.2

Πίνακας 1.

1.3 Φαινόμενη Ηλεκτρική Αντίσταση.

Η Γη και ιδιαίτερα τα ανώτερα στρώματα του φλοιού της είναι ανομοιογενή. Όμως για να κατανοήσουμε τη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στα στρώματα αυτά πρέπει πρώτα να μελετήσουμε τη ροή αυτή μέσα σε ομογενές υπέδαφος. (Παπαζάχος, 1986).

Ας υποθέσουμε λοιπόν ότι εισάγουμε θετικά φορτισμένο ηλεκτρόδιο (σημειακή πηγή) μέσα στο έδαφος, όπου είναι ομογενές και ισότροπο, τότε θα έχουμε ροή ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στη Γη. Το ρεύμα αυτό ρέει ακτινικά διερχόμενο από ένα ημισφαίριο εμβαδού $S=2\pi r^2$, όπου r είναι η απόσταση της περιφέρειας του ημισφαιρίου από το σημείο εισαγωγής του ρεύματος. Οι ισοδυναμικές επιφάνειες έχουν σχήμα ημισφαιρίου και οι γραμμές του ρεύματος είναι κάθετες στις ισοδυναμικές επιφάνειες (Σχήμα 1.3.1). Επειδή μάλιστα ο αέρας έχει πολύ υψηλή ειδική ηλεκτρική αντίσταση (πρακτικά άπειρη σε σχέση με το έδαφος), μπορούμε να θεωρήσουμε χωρίς κίνδυνο σφάλματος, ότι το ρεύμα διαδίδεται μόνο στο έδαφος κάτω από το ηλεκτρόδιο σχηματίζοντας ένα συνεχώς διογκούμενο ημισφαίριο με κέντρο το ηλεκτρόδιο.



Σχήμα 1.3.1. Οι ισοδυναμικές γραμμές και η κατεύθυνση του ρεύματος για μια σημειακή πηγή.

Η πυκνότητα J του ρεύματος που διαρρέει κάθετα το ημισφαίριο δίνεται από τη σχέση:

$$J = \frac{i}{S}$$

όπου J = πυκνότητα ρεύματος

i = ένταση ρεύματος

S = εμβαδόν ημισφαιρίου

Σύμφωνα με τον γενικευμένο νόμο του Ohm, η πυκνότητα του ρεύματος συνδέεται με την ένταση του ηλεκτρικού πεδίου με την σχέση:

$$J = -\rho \cdot E$$

όπου J = πυκνότητα ρεύματος

E = ένταση ηλεκτρικού πεδίου

ρ = ειδική ηλεκτρική αντίσταση

$$E = \frac{dV}{dr}$$

όπου E = ένταση ηλεκτρικού πεδίου

V = δυναμικό στην επιφάνεια του ημισφαιρίου

r = ακτίνα ημισφαιρίου

Συνεπώς η πυκνότητα ρεύματος σε απόσταση r από το ηλεκτρόδιο δίνεται από τη σχέση:

$$J = -\rho \frac{dV}{dr}$$

Από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτουν

$$dV = -\frac{\rho \cdot i}{S} \cdot dr \quad \text{και} \quad V = -\rho \cdot i \int_{\infty}^r \frac{dr}{S}$$

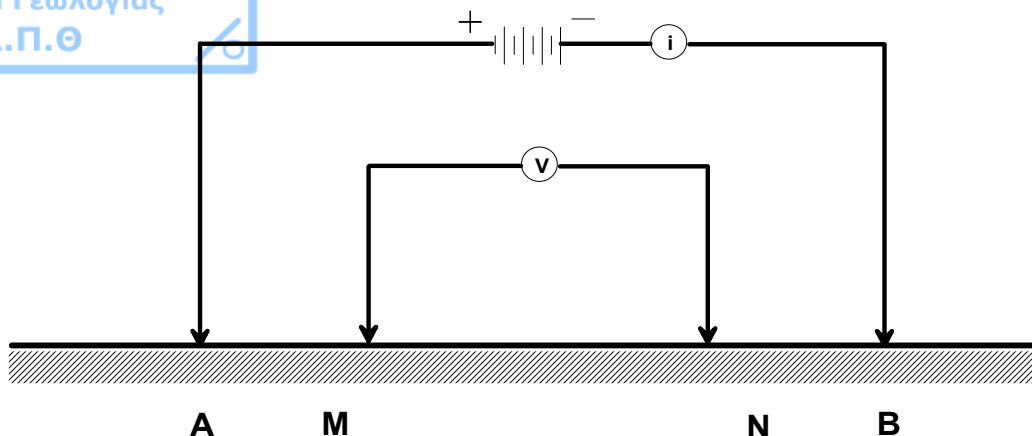
Βάζοντας το εμβαδόν της μισής σφαίρας $S=2\pi r^2$ στην τελευταία σχέση και ολοκληρώνοντας βρίσκουμε το δυναμικό σε τυχαία απόσταση r από το ηλεκτρόδιο και δίνεται από τη σχέση:

$$V = \frac{\rho \cdot i}{2\pi r}$$

Όταν ο πόλος δεν βρίσκεται στην επιφάνεια της Γης αλλά μέσα στο ομογενές έδαφος τότε η διάδοση του ρεύματος γίνεται προς όλες τις κατευθύνσεις (σφαιρικά) και το δυναμικό δίνεται από τη σχέση

$$V = \frac{\rho \cdot i}{4\pi r}$$

Στην πράξη χρειάζονται τέσσερα ηλεκτρόδια για να γίνει μέτρηση της αντίστασης ενός ημιχώρου. Τα δύο από αυτά χρησιμεύουν στην εισαγωγή και κυκλοφορία του ρεύματος και τα ονομάζουμε Α και Β, ενώ με τη βοήθεια των άλλων μετράμε τη διαφορά δυναμικού στα αντίστοιχα σημεία και τα ονομάζουμε Μ και Ν. Έστω ότι ΑΜ είναι η απόσταση του Μ από το θετικό ηλεκτρόδιο Α, ΒΜ από το αρνητικό Β και ΑΝ και ΒΝ οι αντίστοιχες αποστάσεις του Ν από τα ηλεκτρόδια του ρεύματος (Σχήμα 1.3.2).



Σχήμα 1.3.2. Διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων για τη μέτρηση της διαφοράς δυναμικού.

Τότε σύμφωνα με τη σχέση $V = \frac{\rho \cdot i}{2\pi r}$, η διαφορά δυναμικού μεταξύ των ηλεκτροδίων A και B για έναν ομογενή ημιχώρο με αντίσταση ρ και για μια διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων είναι:

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

Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται για τη μελέτη των διαφόρων διατάξεων. Επομένως η αντίσταση του ημιχώρου μπορεί να βρεθεί από τη σχέση:

$$\rho = \frac{2\pi}{K} \cdot \frac{\Delta V}{i}$$

όπου K είναι ο παράγοντας $\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$, ο οποίος λέγεται γεωμετρικός παράγοντας και εξαρτάται από τη διάταξη των τεσσάρων ηλεκτροδίων.

Στην περίπτωση ομογενούς και ισότροπου εδάφους και για οποιαδήποτε διάταξη ηλεκτροδίου, όταν ο γεωμετρικός παράγοντας πολλαπλασιάζεται με τη μετρούμενη αντίσταση, το αποτέλεσμα είναι η πραγματική αντίσταση του εδάφους.

Στην περίπτωση μη ομογενούς και ισότροπου χώρου η σχέση:

$$\rho = \frac{2\pi}{K} \cdot \frac{\Delta V}{i}$$

ορίζει μια παράμετρο που ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση του ημιχώρου ρ_a . Η παράμετρος αυτή εισάγεται για να ληφθεί υπόψη η γεωμετρία της μέτρησης, οι θέσεις δηλαδή των ηλεκτροδίων. Η φαινόμενη αντίσταση δεν είναι η πραγματική αντίσταση του υπεδάφους, αλλά μια φαινόμενη τιμή η οποία είναι η αντίσταση που θα είχε το έδαφος αν ήταν γεωηλεκτρικά ομογενές. Η τιμή αυτή ταυτίζεται με την πραγματική αντίσταση όταν πρόκειται για ομογενή $\Gamma\eta$.

Στην πράξη η φαινόμενη αντίσταση ρ_a αποτελεί ένα είδος μέσου όρου των ηλεκτρικών αντιστάσεων του ανομοιογενούς υπεδάφους. Επομένως δεν δίνει ακριβώς την πραγματική αλλά μια «παραμορφωμένη εικόνα» της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους.

Για το λόγο αυτό η απευθείας χρήση των μετρήσεων φαινόμενης αντίστασης για την εξαγωγή συμπερασμάτων είναι παρακινδυνευμένη. Η πραγματική αντίσταση μπορεί να βρεθεί μόνο μετά από κατάλληλη επεξεργασία. Ο καθορισμός της πραγματικής αντίστασης από τις τιμές της φαινόμενης αντίστασης είναι η λύση του αντίστροφου προβλήματος.



1.4. ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι κατά τους οποίους διατάσσονται τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού. Οι πιο γνωστές από τις διατάξεις αυτές φαίνονται στο σχήμα 1.4.1 και είναι η «διάταξη Wenner», η «διάταξη Schlumberger», η «διάταξη διπόλου-διπόλου», η «διάταξη πόλου-διπόλου» και η «διάταξη πόλου-πόλου». Το κύριο χαρακτηριστικό μιας διάταξης είναι ο γεωμετρικός παράγοντας, ο οποίος σχετίζεται μονοσήμαντα με τις σχετικές αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων (Tsourlos, 1995).

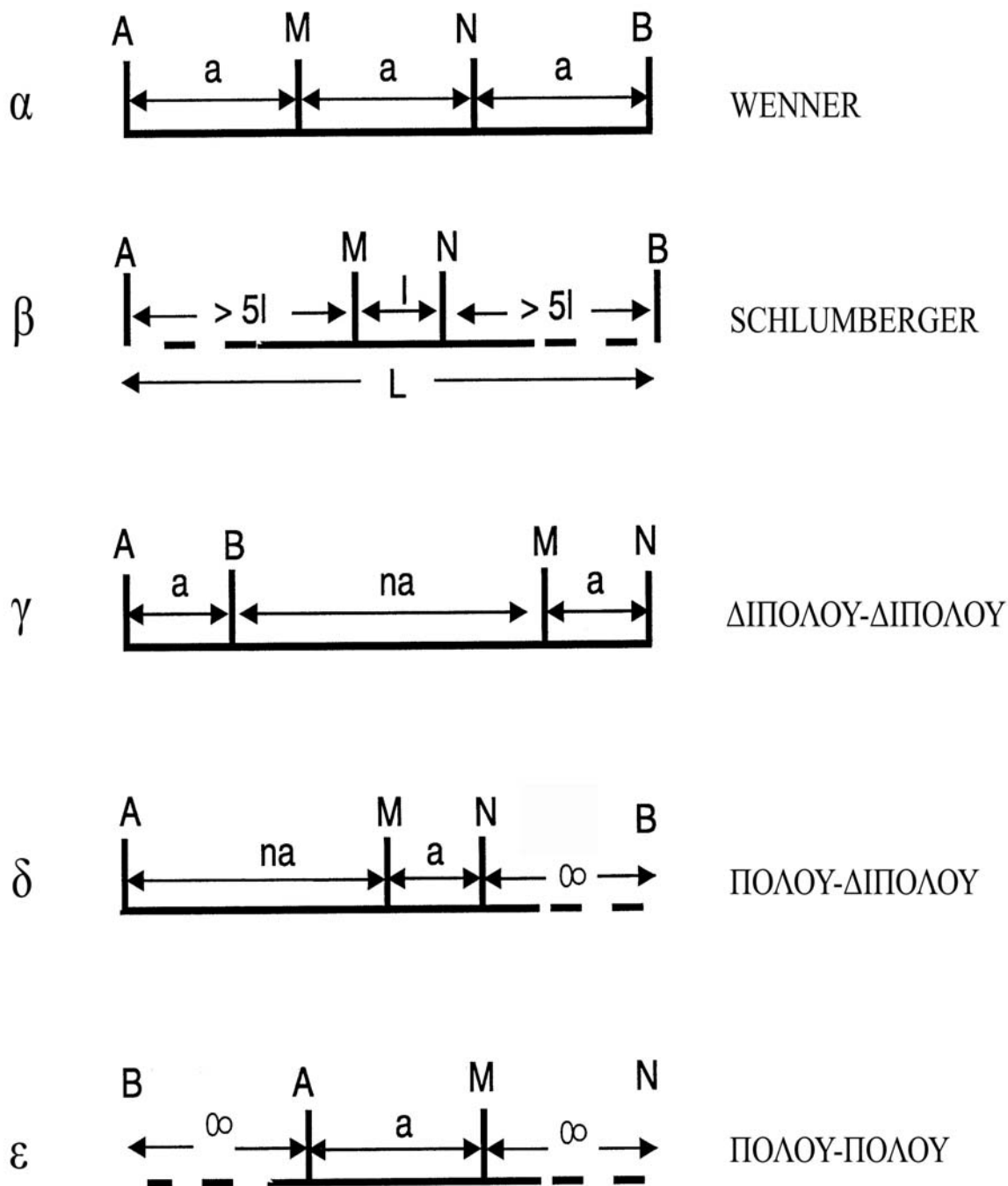
Οι διατάξεις που χρησιμοποιούνται για την ανίχνευση της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους διαφέρουν ως προς τη γεωμετρία τους. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα, η κάθε μια από αυτές να έχει διαφορετικές δυνατότητες ανίχνευσης μεταβολών της αντίστασης σε σύγκριση με τις υπόλοιπες. Έτσι, λόγου χάρη, οι διατάξεις Wenner και Schlumberger είναι περισσότερο ευαίσθητες μεταβολές της αντίστασης με το βάθος και συνεπώς είναι πιο χρήσιμες σε προβλήματα στρωματογραφίας. Από την άλλη, οι διατάξεις διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου είναι περισσότερο ευαίσθητες σε πλευρικές μεταβολές της αντίστασης.

Επιπλέον, οι διατάξεις Wenner και Schlumberger έχουν μικρότερο βάθος διείσδυσης, αλλά και σαφώς μεγαλύτερο λόγο σήματος προς θόρυβο σε σύγκριση με τις διατάξεις διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου. Επίσης, η διάταξη Wenner καλύπτει μια πολύ μικρή περιοχή έρευνας σε σχέση με τις υπόλοιπες διατάξεις. Η διάταξη πόλου-πόλου έχει το μεγαλύτερο βάθος διείσδυσης και καλύπτει τη μεγαλύτερη περιοχή έρευνας σε σύγκριση με τις προηγούμενες διατάξεις, αλλά έχει πολύ μικρό λόγο σήματος προς θόρυβο. Στη συνέχεια φαίνεται ένας ενδεικτικός πίνακας (πίνακας 1.4) αξιολόγησης κάποιων διατάξεων.

Τύπος διάταξης	Λόγος Σήματος / Θόρυβο	Ανίχνευση πλευρικών μεταβολών	Ανίχνευση εις βάθος μεταβολών
Wenner	1	5	1
Schlumberger	2	4	1
Dipole-Dipole	5	2	2
Pole-Dipole	4	3	2
Gradient	3	1	5

Κωδικός : 1=βέλτιστη 5=χειρίστη

Πίνακας 1.4. Αξιολόγηση διατάξεων μέτρησης της αντίστασης (κατά Ward, 1990).



Σχήμα 1.4.1. Οι συχνότερα χρησιμοποιούμενες διατάξεις ηλεκτροδίων (Tsourlos,1995).

ΔΙΑΤΑΞΗ ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ:

Ακολουθεί μια πιο λεπτομερής παρουσίαση της διάταξης διπόλου-διπόλου καθώς παραλλαγή της χρησιμοποιήθηκε στην εργασία αυτή. Στη διάταξη διπόλου-διπόλου τα ηλεκτρόδια ρεύματος βρίσκονται σε μικρή απόσταση, $AB=a$, μεταξύ τους, αλλά είναι απομακρυσμένα από τα ηλεκτρόδια δυναμικού, δηλαδή, απέχουν από αυτά σημαντική απόσταση, $BN=na$, ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού απέχουν, συνήθως, την ίδια μικρή απόσταση, $MN=a$. (Σχήμα 1.4.1.(γ)). Η φαινόμενη αντίσταση για αυτή την διάταξη είναι:

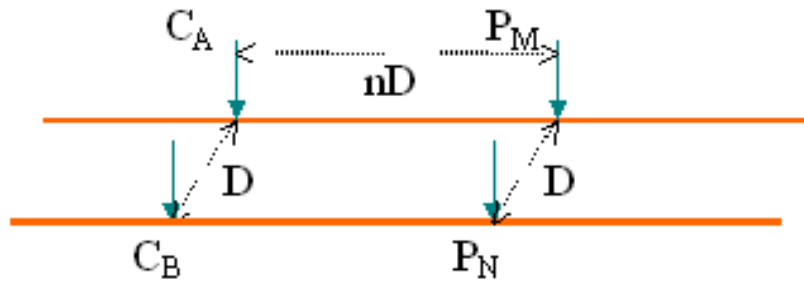
$$\rho_a = -\pi \cdot n \cdot (n+1) \cdot (n+2)a \cdot \frac{\Delta V}{i}$$

Η διάταξη αυτή έχει το πλεονέκτημα ότι η απόσταση na , μεταξύ του διπόλου ρεύματος και του διπόλου δυναμικού μπορεί να αυξηθεί σημαντικά και περιορίζεται μόνο από τον εδαφικό θόρυβο και από την δυνατότητα των οργάνων να καταγράψουν την τάση και όχι από την απαίτηση για μεγάλα μήκη καλωδίων, όπως συμβαίνει στις περιπτώσεις των διατάξεων Wenner και Schlumberger. Οι μετρήσεις κατά την εφαρμογή της μεθόδου αυτής πραγματοποιούνται με αύξηση του n κατά βήματα.

ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ ΔΙΑΤΑΞΗ ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ

Στην εργασία αυτή χρησιμοποιήθηκε η τρισδιάστατη διάταξη διπόλου-διπόλου η οποία είναι μια μη γραμμική διάταξη δηλαδή τα ηλεκτρόδια ρεύματος και τα ηλεκτρόδια δυναμικού δεν βρίσκονται όλα στην ίδια ευθεία αλλά όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.4.2. τα ηλεκτρόδια A, M, B και N βρίσκονται σε παράλληλες ευθείες.

Κατά την λήψη των μετρήσεων το μήκος (D) του διπόλου ρεύματος (AB) και του διπόλου δυναμικού (MN) παραμένει σταθερό ενώ η απόσταση μεταξύ των διπόλων είναι $n \cdot D$ (ο n είναι ακέραιος). Η μέγιστη απόσταση $n_{max} \cdot a$ εξαρτάται από τη μέγιστη ένταση που μπορεί να δώσει η πηγή μας και από τη γεωλογία (γεωηλεκτρικές αντιστάσεις) της περιοχής σε συνάρτηση με το επιθυμητό βάθος έρευνας.

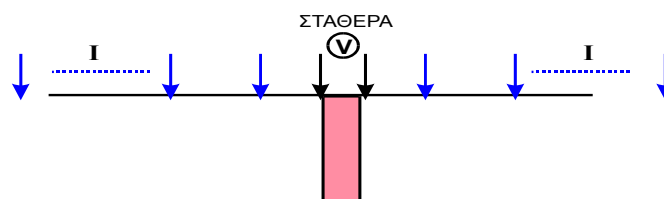


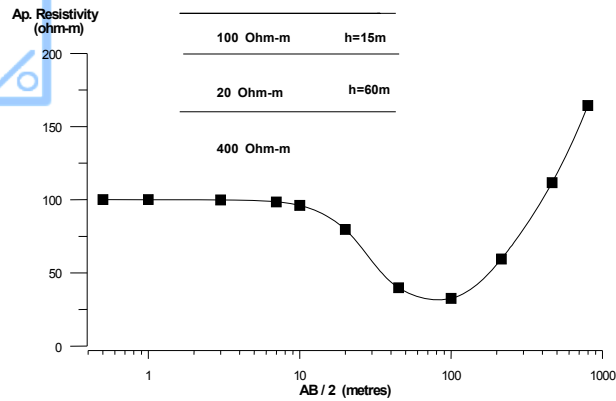
Σχήμα 1.4.2. Η τρισδιάστατη διάταξη μέτρησης διπόλου-διπόλου.

1.4 ΜΕΘΟΔΟΙ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΥ ΕΙΔΙΚΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ.

Τρεις μέθοδοι έρευνας χρησιμοποιούνται συνήθως για τον καθορισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η βυθοσκόπηση, η όδευση-οριζοντιογραφία και η διςδιάστατη διασκόπηση-ηλεκτρική τομογραφία.

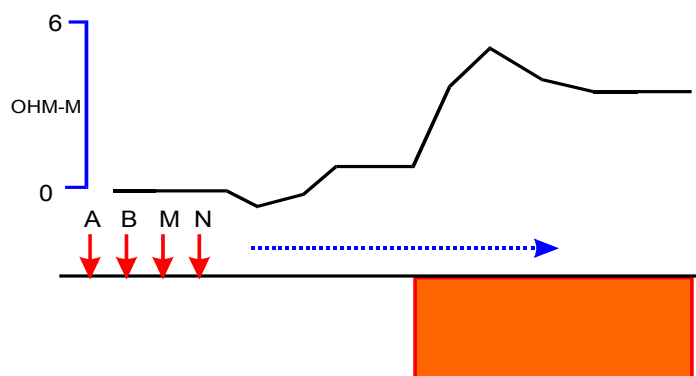
Με τη μέθοδο της βυθοσκόπησης (sounding) λαμβάνεται μια σειρά μετρήσεων με συνεχώς αυξανόμενες τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος, ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού είναι σταθερά. Με τη συνεχή αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος αυξάνεται και το βάθος διείσδυσης του ρεύματος. Επίσης με την αύξηση του βάθους μειώνεται η διακριτική ικανότητα. Στην περίπτωση των βυθοσκοπήσεων χρησιμοποιείται σχεδόν αποκλειστικά η διάταξη μέτρησης Schlumberger. Κλασσικό πεδίο εφαρμογής της μεθόδου αυτής αποτελεί η έρευνα για τον εντοπισμό των υδροφόρων σχηματισμών (Σχήμα 1.5.1).





Σχήμα 1.5.1. Μέθοδος Βυθοσκόπησης.

Η μέθοδος της όδευσης-οριζοντιογραφίας (profiling) χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό πλευρικών μεταβολών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αντίθετα με τη βυθοσκόπηση, οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων παραμένουν σταθερές και λαμβάνεται μια σειρά μετρήσεων με πλευρική μετακίνηση της διάταξης των ηλεκτροδίων με σταθερό βήμα. Έτσι χαρτογραφούνται οι μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε σταθερό βάθος σε μια έκταση ή ευθεία και εντοπίζονται οι δομές που παρουσιάζουν διαφορετική αντίσταση με το περιβάλλον τους. Χρησιμοποιούνται κυρίως οι διατάξεις Wenner, διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου. Στη Γεωλογία χρησιμοποιείται στον εντοπισμό ρηγμάτων και αποτελεί κλασσική μέθοδο στην Αρχαιομετρία (Σχήμα 1.5.2).

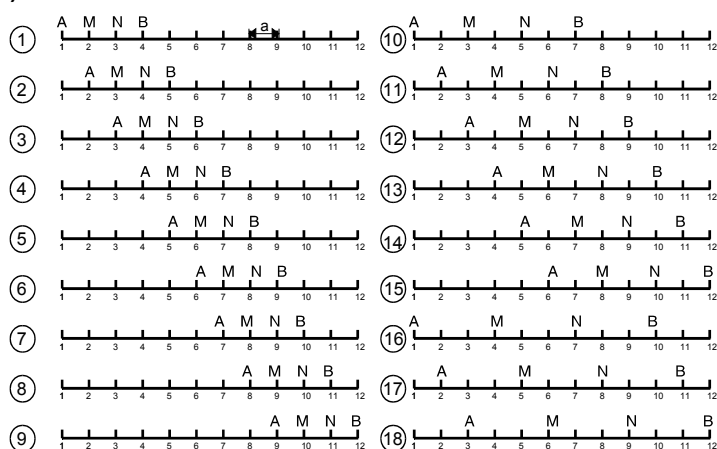


Σχήμα 1.5.2. Μέθοδος όδευσης-οριζοντιογραφίας.

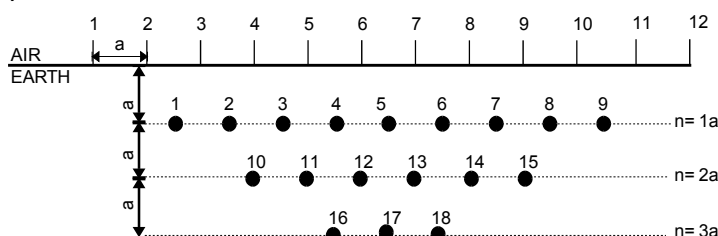


Η μέθοδος της διδιάστατης διασκόπησης-ηλεκτρικής τομογραφίας είναι ένας συνδυασμός των μεθόδων της βυθοσκόπησης και της όδευσης και είναι δυνατόν να πάρουμε πληροφορίες τόσο για την πλευρική όσο και για την εις βάθος μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αυτό γίνεται με διαδοχικές οριζοντιογραφίες ή συνεχόμενες ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις επάνω από την ίδια περιοχή με συνεχή αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων. Με τον τρόπο αυτό παίρνουμε μια διδιάστατη εικόνα της ερευνηθείσας περιοχής (Σχήμα 1.5.3).

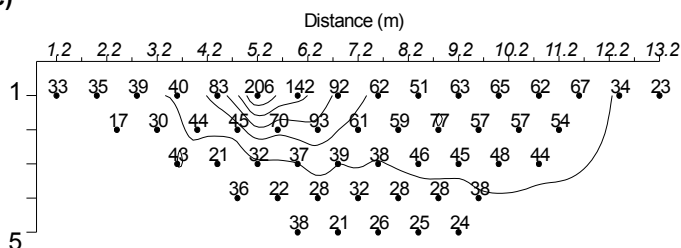
(a)



(b)



(c)



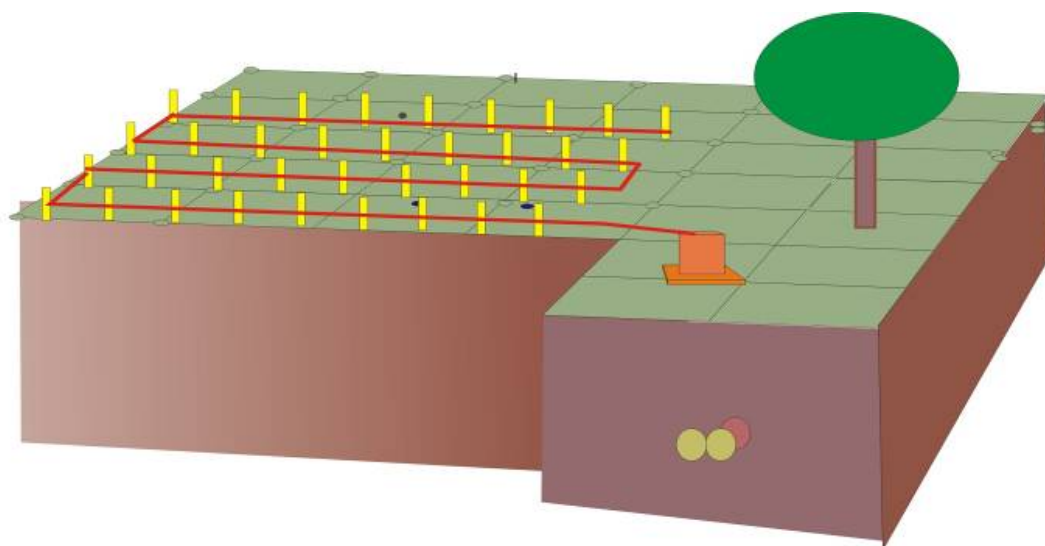
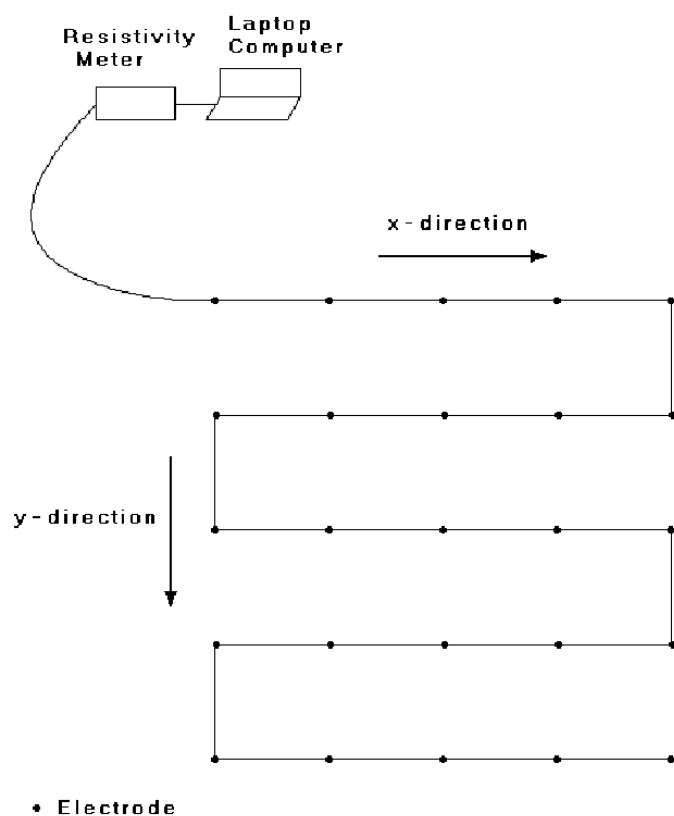
Σχήμα 1.5.3. Μέθοδος διδιάστατης διασκόπησης.

Ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι ότι σε σύγκριση με άλλες τεχνικές λαμβάνεται ένας μεγάλος αριθμός μετρήσεων. Με αυτόν τον τρόπο αυξάνεται η διακριτική ικανότητα και ανάλυση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Όμως λόγω του μεγάλου αριθμού μετρήσεων είναι δύσκολο να ληφθούν με χειροκίνητη αλλαγή των ηλεκτροδίων και γι' αυτό χρησιμοποιούνται συστήματα αυτοματοποιημένων πολυπλεκτών.

Πρόδρομος της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι η μέθοδος της «ψευδοτομής». Στην διαδικασία της «ψευδοτομής» μπορούν να χρησιμοποιηθούν διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων όπως διπόλου-διπόλου, Wenner, πόλου-διπόλου. Η ηλεκτρική τομογραφία όμως είναι πιο γενικευμένος όρος που περιλαμβάνει και μετρήσεις με μη συμβατικές διατάξεις καθώς επίσης και μετρήσεις που λαμβάνονται με ηλεκτρόδια σε γεωτρήσεις.

ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ

Τα τελευταία χρόνια, με την κατασκευή ειδικών οργάνων μέτρησης της αντίστασης σε συνδυασμό με την ανάπτυξη προγραμμάτων τρισδιάστατης ερμηνείας των ηλεκτρικών δεδομένων είναι δυνατή η πλήρης τρισδιάστατη καταγραφή των αντιστάσεων του υπεδάφους. Η τρισδιάστατη διασκόπηση προϋποθέτει την ανάπτυξη των ηλεκτροδίων σε όλη την περιοχή μελέτης (και όχι μόνο σε γραμμές) όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.5.4 καθώς επίσης και τη χρήση ειδικών διατάξεων μέτρησης όπως η τρισδιάστατη διάταξη μέτρησης διπόλου-διπόλου που περιγράφηκε στην ενότητα 1.4.



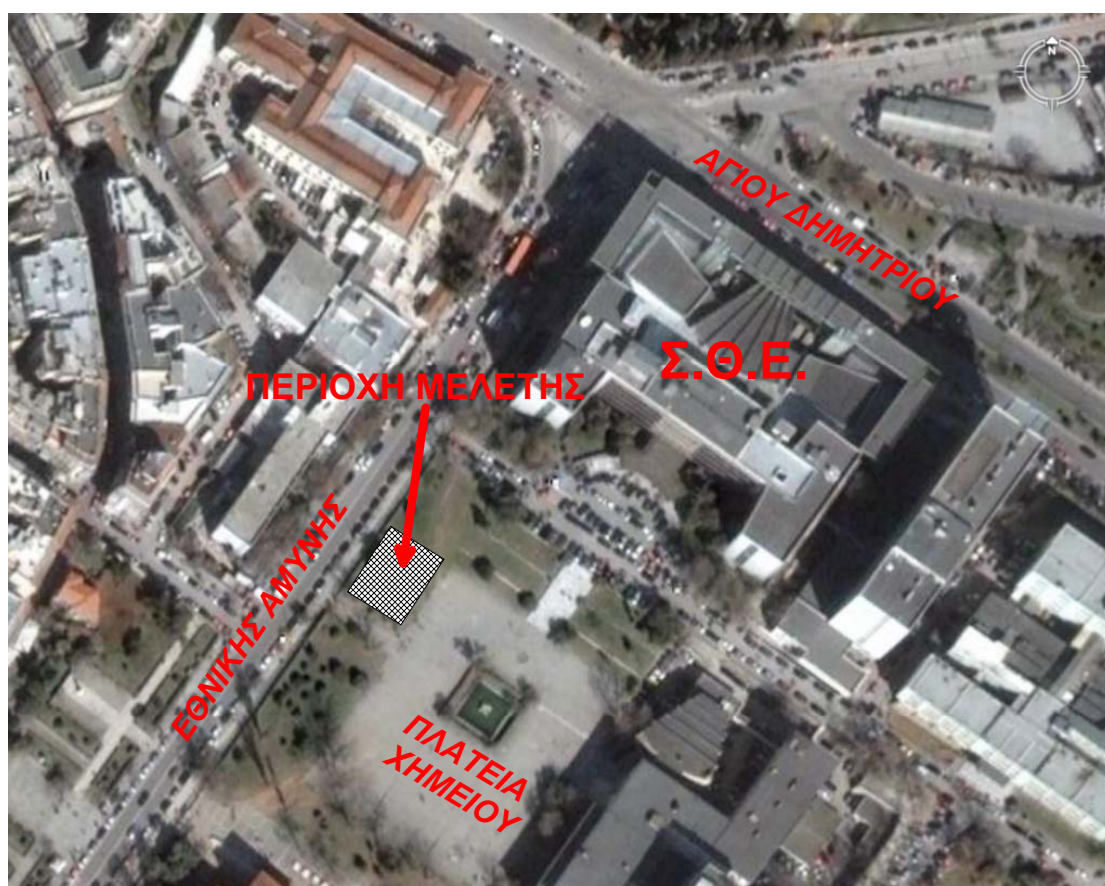
Σχήμα 1.5.4. Δίκτυο Ηλεκτροδίων τρισδιάστατης τομογραφίας (σε επίπεδη και τρισδιάστατη απεικόνιση).



2. Περιοχή Μελέτης

Η γεωφυσική έρευνα τα αποτελέσματα της οποίας παρουσιάζονται στην παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο μελέτης του υπεδάφους στην περιοχή του Α.Π.Θ.

Συγκεκριμένα πραγματοποιήθηκε τρισδιάστατη ηλεκτρική τομογραφία στο χώρο νότια της Σχολής Θετικών Επιστημών του ΑΠΘ με στόχο την περιγραφή των ιζηματογενών αποθέσεων στο χώρο μελέτης.

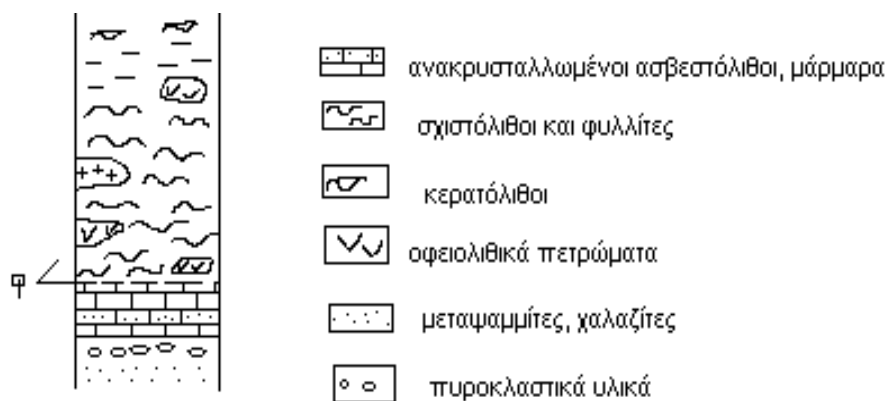


Σχήμα 2.1. Περιοχή έρευνας.

ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Ο ευρύτερος χώρος της περιοχής μελέτης ανήκει στην εσωτερική ελληνική ζώνη Περιοδοπική και συγκεκριμένα τα πετρώματα της προσομοιάζουν με αυτά της ενότητας Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη. Η ενότητα αυτή είναι λωρίδα παράλληλη με την ενότητα Μελισσοχωρίου – Χολομώντα που αρχίζει βόρεια της Θεσσαλονίκης, διέρχεται από το Χορτιάτη και φτάνει στο νότιο άκρο της Σιθωνίας.

Η λιθοστρωματογραφική εξέλιξη της ενότητας Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη και κατ' επέκταση του ευρύτερου χώρου της Θεσσαλονίκης φαίνεται στο Σχήμα 2.2.



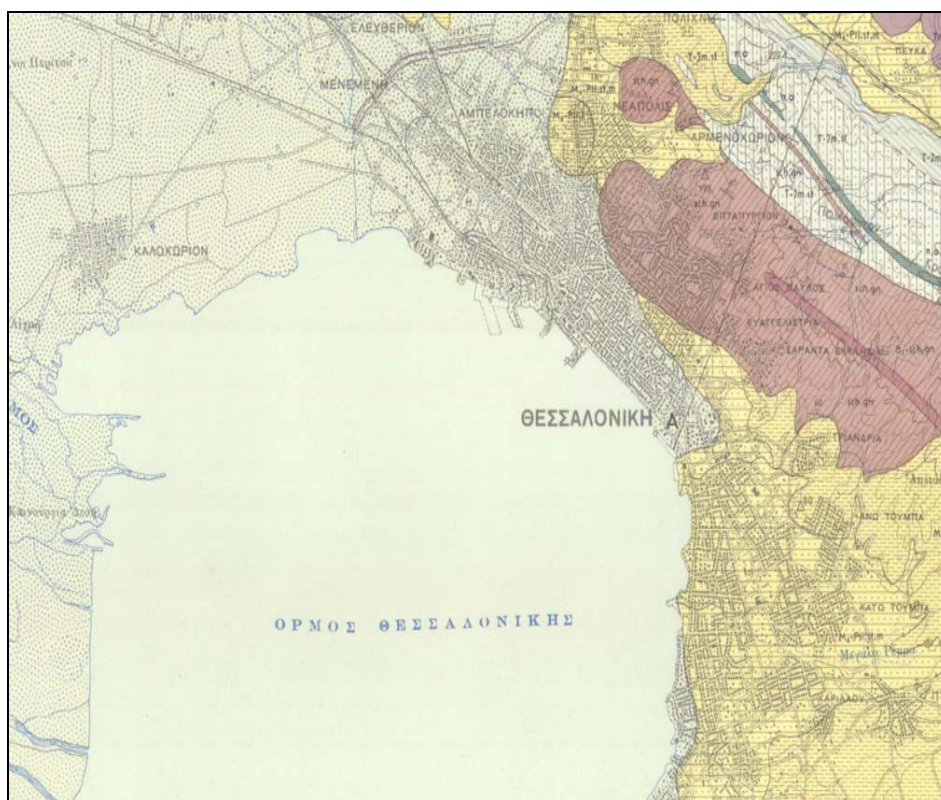
Σχήμα 2.2 Λιθοστρωματογραφική στήλη της ενότητας Άσπρης Βρύσης-Χορτιάτη (Μουντράκης, Γεωλογία Της Ελλάδας.)

Τα κατώτερα τμήματα της ενότητας είναι Πέρμο-Τριαδικής ηλικίας μετακλαστικά και νηριτικά ανθρακικά ιζήματα. Ο ανώτερος ορίζοντας αποτελείται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας όπως μαύροι κερατόλιθοι, κόκκινοι αργιλικοί σχιστόλιθοι, μαύροι γραφιτικοί φυλλίτες, μάργες και χαλαζιακοί σχιστόλιθοι. Μέσα στα ιζήματα αυτά παρεμβάλλονται συχνά οφειολιθικά σώματα με βασικά και υπερβασικά πετρώματα. Επίσης μέσα σ' αυτή την ιζηματογενή σειρά παρεμβάλλονται και πετρώματα μεταμορφωμένα όξινης μαγματικής προέλευσης. Πρόκειται για παλιούς διορίτες, γρανοδιορίτες και γρανίτες που μεταμορφώθηκαν στην



πρασινοσχιστολιθική φάση και δημιούργησαν τους σημερινούς επιγνευσίους της Θεσσαλονίκης.

Ειδικότερα στην περιοχή μελέτης συναντάται το υπόβαθρο που αποτελείται κυρίως από πράσινους επιγνευσίους, πρασινοσχιστόλιθους και λευκοκρατικούς αλβιτικούς-σερικιτικούς-μικροκλινικούς γνευσίους και τα επιφανειακά ιζήματα. Στα επιφανειακά ιζήματα συμπεριλαμβάνονται το εδαφικό κάλυμμα που καταλαμβάνει τα πρώτα μέτρα από την επιφάνεια του εδάφους, οι αποθέσεις των χειμάρρων που διέρχονται από την περιοχή μελέτης και τα νεότερα ιζήματα που είναι η σειρά των ερυθρών αργίλων (Σχήμα 2.3).



Σχήμα 2.3. Απόσπασμα γεωλογικού χάρτη Ι.Γ.Μ.Ε. κλίμακας 1:50.000 - Φύλλο Θεσσαλονίκη.

3. Μετρήσεις Υπαίθρου

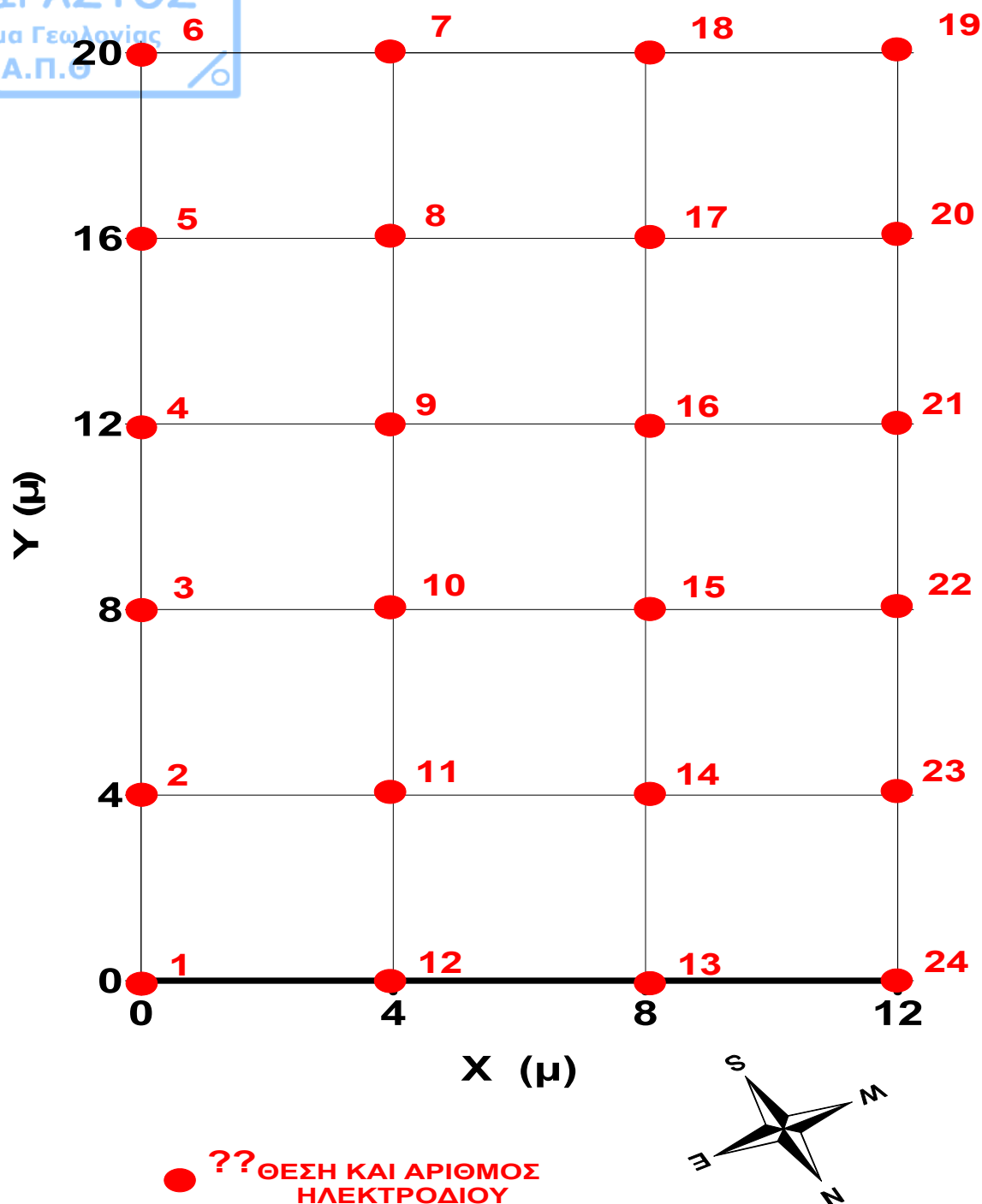
3.1 Επιλογή Παραμέτρων Μέτρησης.

Οι παράμετροι σχεδιασμού της γεωηλεκτρικής τομογραφίας καθορίστηκαν με βάση το επιθυμητό βάθος έρευνας που ορίστηκε περί τα 10 μέτρα. Βάσει του αρχικού σχεδιασμού (επιθυμητό βάθος έρευνας, διακριτική ικανότητα, κλπ.) οι παράμετροι μέτρησης που επιλέχθηκαν είναι Απόσταση ηλεκτροδίων (a) 4 μέτρα και οι αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος-δίπολων μέτρησης δυναμικού ποίκιλαν.

Η διάταξη που χρησιμοποιήσαμε κατά τις μετρήσεις μας ήταν αυτή του διπόλου-διπόλου. Ο κανάβος μέτρησης έχει διαστάσεις $(x, y) = (12\mu. \times 24 \mu.)$. Τοποθετήθηκαν, έτσι, τέσσερα ηλεκτρόδια στον άξονα x και έξι στον άξονα y με απόσταση μεταξύ τους τέσσερα μέτρα.

Το βάθος όπου φτάνει και κινείται το τεχνητά παραγόμενο ηλεκτρικό ρεύμα ισούται κατά προσέγγιση με το $1/3$ της υποτεινουσας του κανάβου μέτρησης. Προσεγγίσαμε έτσι το βάθος των 7-8 μέτρων στην εξεταζόμενη περιοχή.

Η παραπάνω διάταξη απεικονίζεται αναλυτικά στο σχήμα που ακολουθεί Σχήμα 3.1.1.



Σχήμα 3.1.1. Κάναβος Μέτρησης



Σχήμα 3.1.2. Εικόνα του κανάβου μέτρησης με τις θέσεις ηλεκτροδίων



Το πρόγραμμα το οποίο χρησιμοποιήσαμε για την διεξαγωγή των αποτελεσμάτων μας είναι το **Electre III** της εταιρείας **Iris Instruments**. Βάσει της προαποφασισμένης γεωμετρίας το πρόγραμμα αυτό παράγει ένα αρχείο με τις μετρήσεις το οποίο και μεταφέρεται στο όργανο μέτρησης ώστε αυτόματα να γίνει η λήψη των μετρήσεων.

Αρχικά καθορίζεται ο αριθμός και οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων στη X, Y διάταξη (Σχήμα 3.1.3.α)

Βάσει του κανάβου των ηλεκτροδίων που ορίζεται γίνεται η αρίθμηση των ηλεκτροδίων από 1-24 για την περίπτωση μας (Σχήμα 3.1.3.β).

(α)

Y \ X	0.00	4.00	8.00	12.00
0.00	1	12	13	24
4.00	2	11	14	23
8.00	3	10	15	22
12.00	4	9	16	21
16.00	5	8	17	20
20.00	6	7	18	19

(β)

Σχήμα 3.1.3. Χρήση προγράμματος ELECTRE III

Ακολουθώς επιλέγεται η διάταξη μέτρησης (dipole-dipole equatorial) και παράγονται αυτόματα οι τετράδες ηλεκτροδίων που χρησιμοποιούνται για κάθε μέτρηση όπως ενδεικτικά παρουσιάζονται στο παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3.1).

Type of array :
dipole-dipole equatorial

First spacing
Level : 9

Second spacing
2 x spacing
Level : 11

Third spacing
Not used
Level : 0

Multi-channel optimization
Nb channel : 10

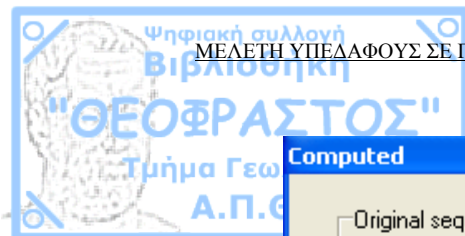
Compute

View Save as

	# Ca	# Cb	# Pm	# Pn	K factor
1	1	2	12	11	42.9042712086544
2	1	2	11	13	-72.7052978090879
3	1	2	13	14	238.060717690489
4	1	2	14	24	-359.594017929762
5	1	2	24	23	734.635778068312
6	1	3	12	10	22.732777787771
7	1	3	10	13	-35.9432983267471
8	1	3	13	15	85.8085424173087
9	1	3	15	24	-124.155305574145
10	1	3	24	22	224.466633377259
11	1	12	2	11	42.9042712086544
12	1	12	11	3	-72.7052978090879
13	1	12	3	10	238.060717690489
14	1	12	10	4	-359.594017929762
15	1	12	4	9	734.635778068312
16	1	12	9	5	-1022.90594117106
17	1	12	5	8	1683.51520992689
18	1	12	8	6	-2214.68329518644
19	1	12	6	7	3235.52941019723
20	1	13	2	14	22.732777787771
21	1	13	14	3	-35.9432983267471
22	1	13	3	15	85.8085424173087
23	1	13	15	4	-124.155305574145
24	1	13	4	16	224.466633377259

Πίνακας 3.1

Συνολικά δημιουργήθηκαν 206 συνδυασμοί (Σχήμα 3.1.4.) οι οποίοι και αποτέλεσαν το αρχείο βάσει του οποίου πήραμε τις μετρήσεις.



Computed

Original sequence statistics

Quad. number : 129

Number of injection : 129

Number of channel(s) used : 1

Optimized sequence statistics

Quad. number : 206

Number of injection : 52

Number of channels finally used : 9

Optimization gain : 2.5

OK

Cancel

Σχήμα 3.1.4. Οι συνδυασμοί με τους οποίους πήραμε τις μετρήσεις μας.

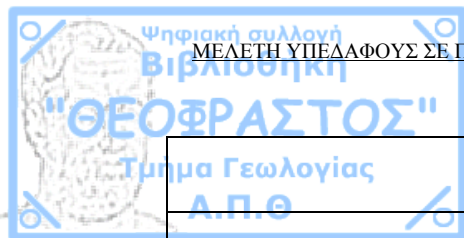
3.2. Εξοπλισμός.

Για την πραγματοποίηση των μετρήσεων υπαίθρου χρησιμοποιήθηκε το όργανο μέτρησης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης SYSCAL (V11.4++) εταιρίας IRIS INSTRUMENTS. Πρόκειται για πλήρως αυτοματοποιημένο όργανο μέτρησης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σχεδιασμένο για έρευνα με μεθόδους συνεχούς ρεύματος.

Ο αυτοματοποιημένος έλεγχος της αντιστάθμισης του φυσικού δυναμικού, η ψηφιακή υπέρθεση για την ενίσχυση του σήματος και η προβολή του σφάλματος κατά τις μετρήσεις που προσφέρονται από το συγκεκριμένο όργανο, δημιουργούν συνθήκες ασφαλών μετρήσεων.

Τα τεχνικά χαρακτηριστικά του οργάνου παρουσιάζονται στον πίνακα που ακολουθεί.

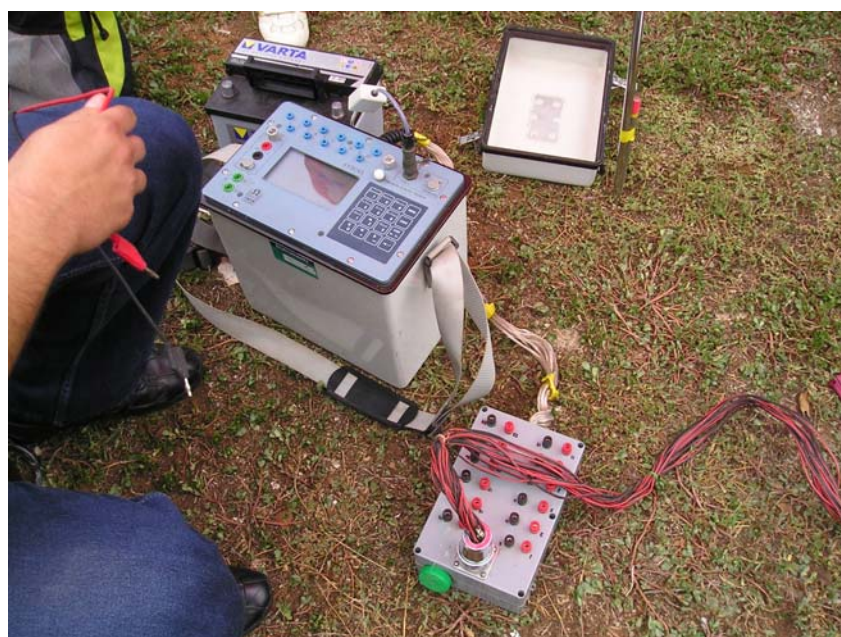
ΠΟΜΠΟΣ	
Maximum output voltage	400 V
Maximum output current	1200mA
Maximum output power	100W
Current waveform (Rho mode)	ON+, ON-
Current Resolution	10μA
Current Accuracy	0.3% typical



	1% maximum over the whole operating temperature range
ΔΕΚΤΗΣ	
Input impedance	10Mohm
Input voltage range	-5V to +5V
Rejection filter 50Hz and 60Hz	
Voltage	
Resolution during the measurement after stacking	10μV
	1μV
Accuracy	0.3% Typical
	1% max

Για τη λήψη των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν σε θέσεις κατάλληλα πολύκλινα καλώδια 24 θέσεων τα οποία είναι κατασκευασμένα από χαλκό. Επίσης χρησιμοποιήθηκαν ειδικά ανοξείδωτα ηλεκτρόδια, υψηλής μηχανικής αντοχής και υψηλής αγωγιμότητας. Κατά τις μετρήσεις μας χρησιμοποιήσαμε φορητό υπολογιστή, τον οποίο συνδέσαμε με το όργανο μέτρησης της αντίστασης.

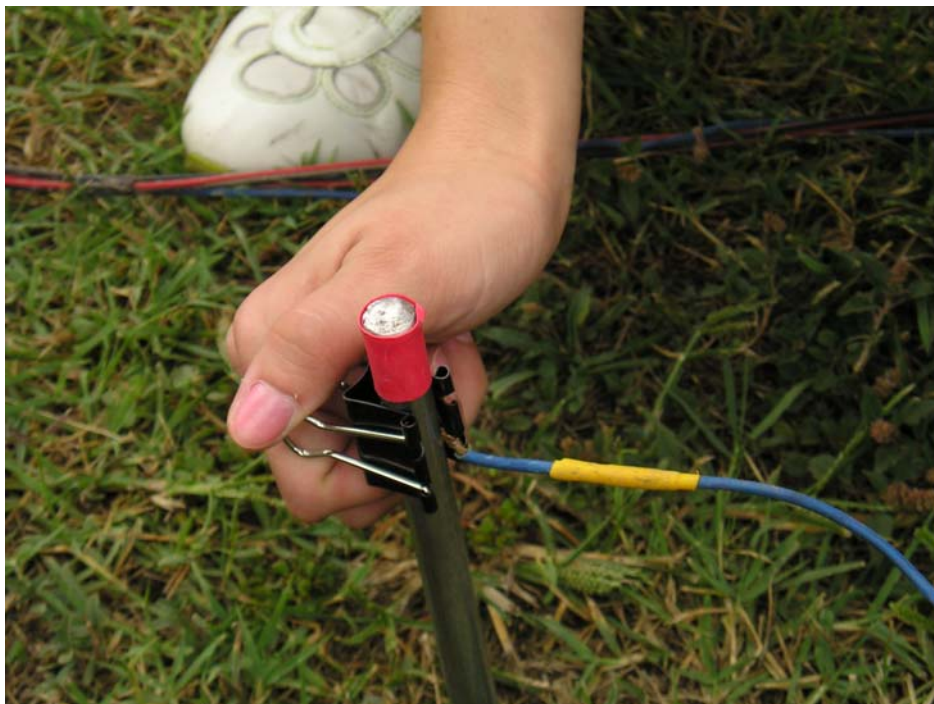
Στις παρακάτω εικόνες απεικονίζεται ο τρόπος με τον οποίο πήραμε τις μετρήσεις, καθώς και ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήσαμε (Εικόνες 3.2.1, 3.2.2, 3.2.3 και 3.2.4.)



Εικόνες 3.2.1. Εικόνες στις οποίες απεικονίζεται το όργανο μέτρησης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης SYSCAL (V11.4++) της εταιρίας IRIS INSTRUMENTS.



Εικόνα 3.2.2. Το καλώδιο μεγάλου μήκους μέσω του οποίου τροφοδοτήσαμε τα ηλεκτρόδια με τεχνητά παραγόμενο ηλεκτρικό ρεύμα.



Εικόνες 3.2.3. Τοποθέτηση των ηλεκτροδίων στο έδαφος της εξεταζόμενης περιοχής και σύνδεση αυτών με το καλώδιο του τεχνητά παραγόμενου ρεύματος.



Εικόνα 3.2.4. Σύνδεση του οργάνου με τον φορητό υπολογιστή.

3.3 Επεξεργασία των δεδομένων.

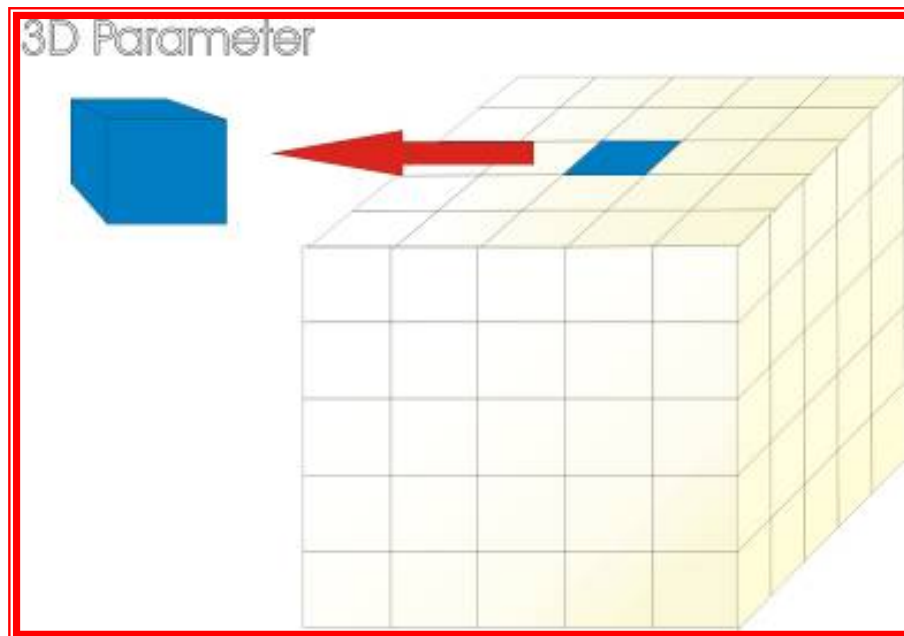
Για την επεξεργασία των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία:

Αρχικά έγινε η μεταφορά των μετρήσεων υπαίθρου από το όργανο μέτρησης στον υπολογιστή. Ελέγχθηκε η ποιότητα των μετρήσεων και απορρίφθηκαν μετρήσεις με μεγάλα σφάλματα. Γενικά η ποιότητα των μετρήσεων κρίνεται ικανοποιητική καθώς μόλις 3-5% των μετρήσεων τελικά απορρίφθηκαν.

Τα δεδομένα, στη συνέχεια, υποβλήθηκαν σε τρισδιάστατη αντιστροφή. Δεδομένου ότι οι μετρήσεις της ηλεκτρικής τομογραφίας αποτελούν μια «παραμορφωμένη» εικόνα των πραγματικών ηλεκτρικών αντιστάσεων του υπεδάφους είναι απαραίτητο να υποστούν μια ειδική, πολύπλοκη μαθηματικά και υπολογιστικά, διαδικασία η οποία ονομάζεται αντιστροφή. Σκοπός της αντιστροφής είναι να βρεθεί ένα μοντέλο αντίστασης που να δίνει μετρήσεις που είναι όσο το δυνατό πιο κοντά στις πραγματικές. Προϋπόθεση η ύπαρξη μεθόδου επίλυσης του ευθέως προβλήματος, δηλαδή, να βρεθούν οι μετρήσεις δοθείσης της κατανομής της αντίστασης. Η μέθοδος που χρησιμοποιείται για το σκοπό αυτό,

στην παρούσα μελέτη, είναι ένας αλγόριθμος πεπερασμένων στοιχείων ο οποίος λύνει τις διαφορικές εξισώσεις που περιγράφουν τη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος σε ανομοιογενή γη. Η αντιστροφή μπορεί να γίνει σε δυο (διδιάστατη) ή τρεις (τρειςδιάστατη) διαστάσεις.

Στην γεωηλεκτρική μέθοδο λόγω της μη-γραμμικής φύσης του αντιστρόφου προβλήματος, οι αλγόριθμοι αντιστροφής είναι μια αυτοματοποιημένη επαναληπτική διαδικασία. Αρχικά, η περιοχή ενδιαφέροντος διακριτοποιείται σε ένα δίκτυο από παραμέτρους στις οποίες και αποδίδεται μια αρχική τιμή ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (Σχήμα 3.3.1.)



Σχήμα 3.3.1. Τρειςδιάστατες παράμετροι αντιστροφής

Βάσει αυτού του μοντέλου υπολογίζονται τα αντίστοιχα συνθετικά δεδομένα, τα οποία και συγκρίνονται με τα πραγματικά δεδομένα. Λαμβάνεται έτσι μια εκτίμηση του λάθους $dy = (\text{πραγματικά δεδομένα} - \text{συνθετικά δεδομένα})$. Στη συνέχεια με μια διαδικασία αντιστροφής πινάκων γίνεται διόρθωση του αρχικού μοντέλου αντίστασης και η όλη διαδικασία επαναλαμβάνεται έως ότου το λάθος dy μεταξύ των πραγματικών και συνθετικών δεδομένων ελαχιστοποιηθεί. Το τελικό μοντέλο αντίστασης



θεωρείται ότι προσεγγίζει ικανοποιητικά την πραγματική κατανομή των γεωηλεκτρικών αντιστάσεων και με βάση τις υπάρχουσες γεωλογικές συνθήκες ερμηνεύεται ώστε οι αντιστάσεις να μετατραπούν σε λιθολογικές και τεκτονικές τομές του υπεδάφους.

Στην περίπτωση μας χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα 3DINVS (Tsourlos et al., 1998; Tsourlos and Ogilvy, 1999). Πρόκειται για αλγόριθμο που εκτελεί κανονικοποιημένη μη γραμμική τρισδιάστατη αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων με την μέθοδο αντιστροφής του Occam (Constable, 1987). Ο αλγόριθμος είναι επαναληπτικός και σε κάθε επανάληψη χρησιμοποιεί τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων για να επιλύσει το ευθύ πρόβλημα.

Τα αποτελέσματα της αντιστροφής χαρακτηρίζονται ως ιδιαίτερα αξιόπιστα καθώς το % λάθος (RMS) έφτασε το 6%, ενδεικτικό επίσης και της καλής ποιότητας των πρωτογενών δεδομένων. Η αντιστροφή επαναλήφθηκε αρκετές φορές με διαφορετικές παραμέτρους βάθους ώστε να διερευνηθούν οι πιθανές λύσεις. Τα τελικά αποτελέσματα και η ερμηνεία τους παρουσιάζονται στην επόμενη ενότητα.



4. Ερμηνεία των Δεδομένων

Η εξέταση των αποτελεσμάτων δείχνουν μία αρκετά σημαντική διαφοροποίηση του βάθους των διαφόρων ασυνεχειών μεταξύ των λιθολογικών σχηματισμών.

Στις τομές που παρουσιάζονται στην παρούσα ενότητα αποτυπώνονται τα πραγματικά βάθη και οι πραγματικές υπεδάφειες αντιστάσεις οι οποίες και παρουσιάζονται με χρωματική κλίμακα «ουρανίου τόξου» με τα ψυχρά χρώματα (μπλε) να αντιστοιχούν σε χαμηλές αντιστάσεις (π.χ. άργιλοι) και θερμά χρώματα (κόκκινα) να αντιστοιχούν σε σχετικά υψηλές αντιστάσεις (π.χ. χαλίκια).

Η γεωηλεκτρική εικόνα του υπεδάφους της περιοχής έρευνας με τη μορφή παράλληλων επιπέδων διαφορετικού βάθους 1-3-5-7 μέτρων παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.1. Η ίδια εικόνα σε συνδυασμένη τρισδιάστατη μορφή παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.2.

Βάσει των επεξεργασμένων γεωηλεκτρικών δεδομένων κατέστη δυνατός ο συσχετισμός των γεωηλεκτρικών σχηματισμών με τους γεωλογικούς σχηματισμούς που παρατηρούνται στο τοπικό γεωλογικό περιβάλλον. Ειδικότερα μπορούν να διακριθούν οι εξής σχηματισμοί (Πίνακας 4):

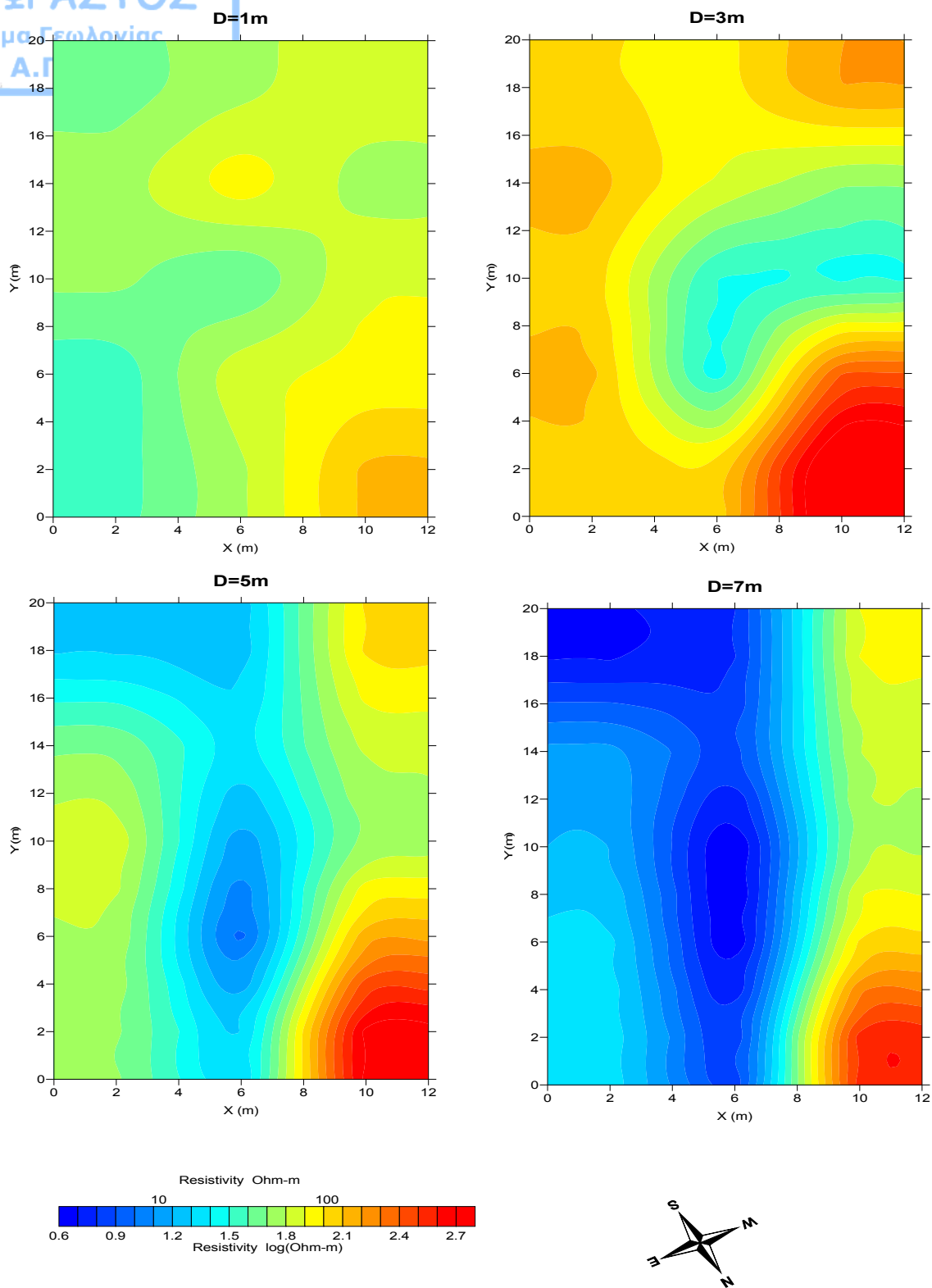
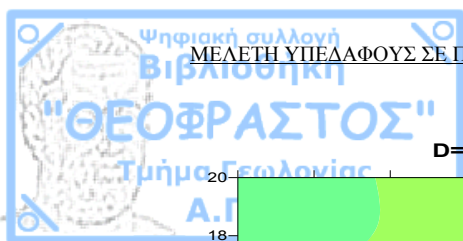
ΠΙΝΑΚΑΣ		
ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ	ΟΡΙΑ ΗΛ/ΚΩΝ ΑΝΤΙΣΤ. (ΩΗΜ-Μ)	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ
A	< 15	Ορίζοντας λεπτομερών φάσεων (άργιλοι, αμμώδεις, αργιλοϊλύνες).
B	15 – 160	Ορίζοντας με αυξημένη συμμετοχή αδρομερών φάσεων (άμμοι, άργιλοι).
Γ	>160	Ορίζοντας με επικράτηση των αδρομερών φάσεων (άμμοι, χαλίκια).

Πίνακας: 4

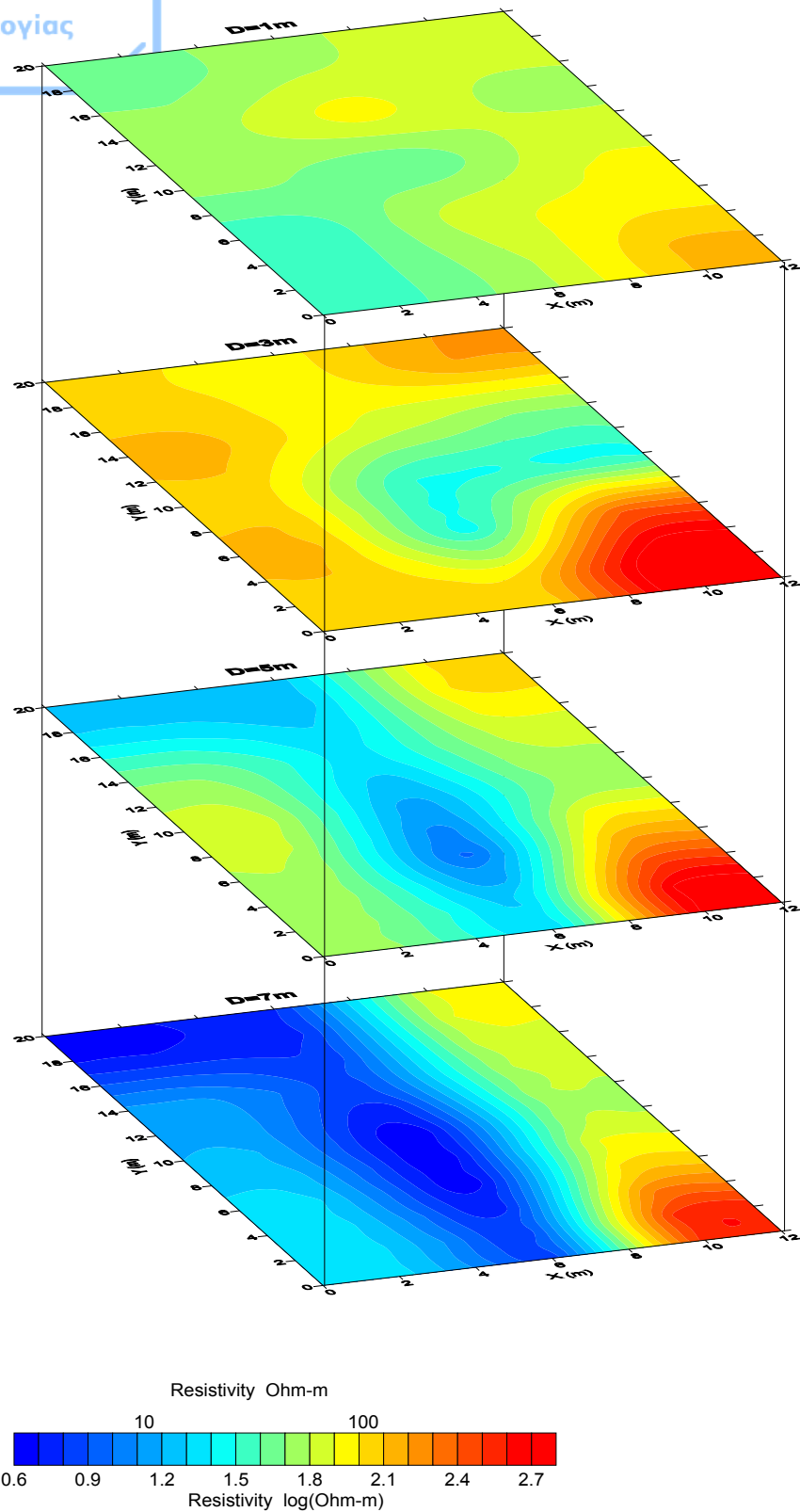


Βάσει των συσχετίσεων που παρουσιάζονται στον Πίνακα 4 παρήχθει η τρισδιάστατη γεωλογική εικόνα του υπεδάφους της περιοχής έρευνας με τη μορφή παράλληλων επιπέδων διαφορετικού βάθος η οποία και παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.1. Από τις τρισδιάστατες απεικονίσεις παρατηρούνται τα εξής:

- Ο σχηματισμός Γ εμφανίζεται από τα 3-7 m (από την επιφάνεια) και περιορίζεται στο ΒΔ άκρο της περιοχής μέτρησης.
- Ο σχηματισμός Β κυριαρχεί στα πρώτα 5 μέτρα της περιοχής μελέτης ενώ βαθύτερα (στα 7μ) περιορίζεται στο Β-ΒΔ τμήμα.
- Ο σχηματισμός Α υπόκειται του Β εμφανίζεται στο κέντρο της περιοχής μελέτης στα 5 μέτρα και καταλαμβάνει το Ν-ΝΑ σε μεγαλύτερο βάθος
- Στο βάθος των 7μ λαμβάνει χώρα μια απότομη πλευρική διαφοροποίηση υλικού, πιο συγκεκριμένα, μια πλευρική μετάβαση από το σχηματισμό Β στο σχηματισμό χαμηλότερης ειδικής αντίστασης (Α). Είναι φανερό ότι λόγω της περιορισμένης έκτασης των μετρήσεων δεν είναι δυνατό να εκτιμηθεί με βεβαιότητα αν αυτή η μετάβαση οφείλεται στην ύπαρξη τεκτονικής δομής.



Σχήμα 4.1 Γεωηλεκτρική εικόνα του υπεδάφους της περιοχής έρευνας με τη μορφή παράλληλων επιπέδων διαφορετικού βάθος 1-3-5-7 μέτρων.



Σχήμα 4.2. Γεωηλεκτρική εικόνα του υπεδάφους της περιοχής έρευνας σε τρισδιάστατη μορφή.

5. Συμπεράσματα

Τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας είναι ικανοποιητικά καθόσον προσδιορίζουν με αρκετή σαφήνεια το γεωλογικό-λιθολογικό καθεστώς της περιοχής. Η τρισδιάστατη δειγματοληψία (Σχήμα 5.1), που εκφράσθηκε με την μέτρηση κανονικού κανάβου βήματος 4 μέτρων με παράλληλη τρισδιάστατη επεξεργασία των μετρήσεων ήταν η βασική αιτία για την επιτυχία της γεωφυσικής επέμβασης.

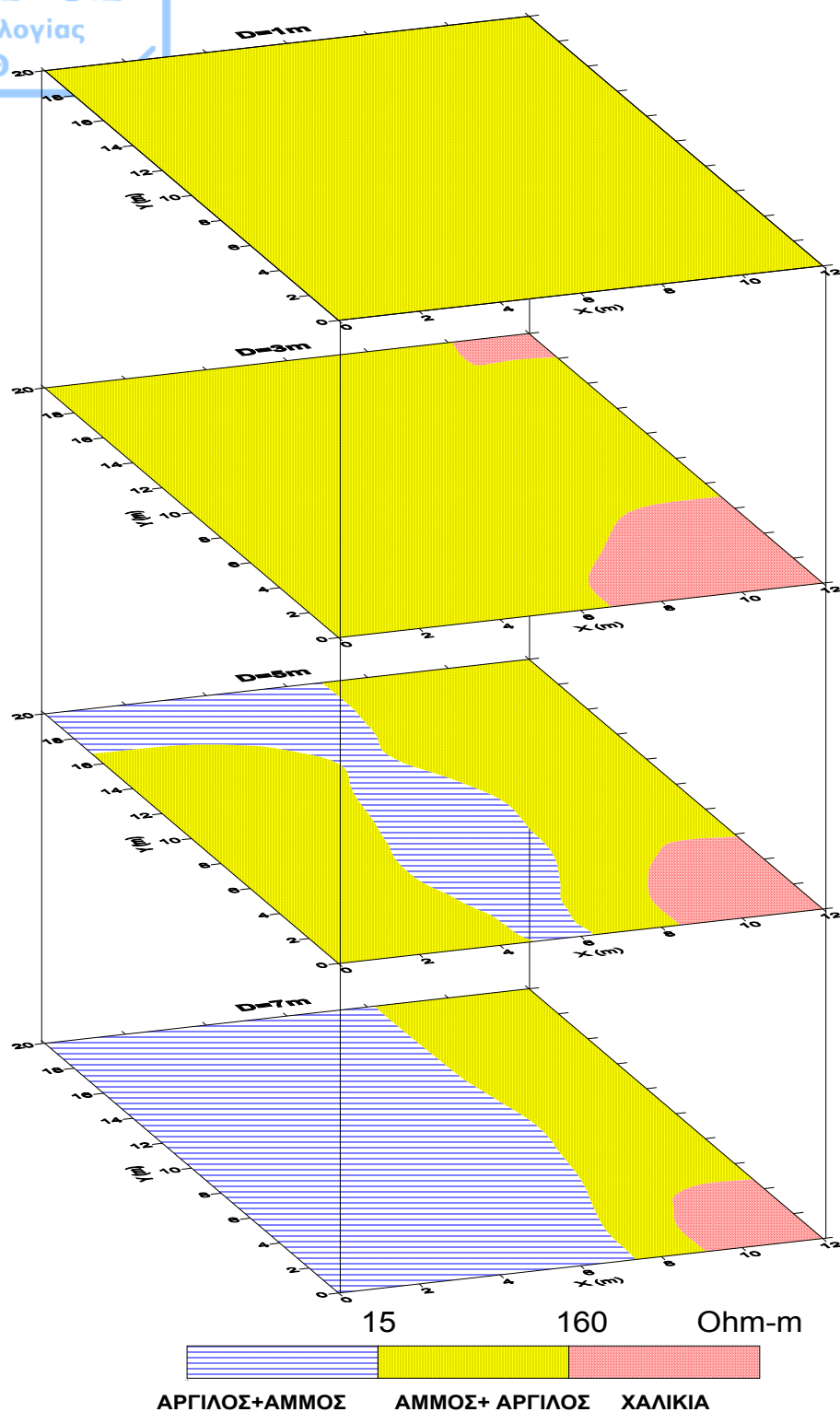
Απο τεχνικό-γεωλογικής σκοπιάς διακρίνεται κατά μήκος των τομών η έντονη οριζόντια και κατακόρυφη μεταβολή των λιθολογικών σχηματισμών (αδρομερών και λεπτομερών φάσεων).

Ο σχηματισμός Α, όπου επικρατούν οι λεπτομερείς φάσεις και χαρακτηρίζεται σαν αργιλοϊλύες έως αμμοϊλύες, απο πλευράς μηχανικών ιδιοτήτων χαρακτηρίζεται συνήθως σαν μαλακό και χαμηλής έως σπάνια μέσης συνεκτικότητας έδαφος. Τα φυσικομηχανικά χαρακτηριστικά του σχηματισμού αυτού είναι συνήθως δυσμενή, με χαμηλή συνοχή, χαμηλή αντοχή και υψηλή πλαστικότητα.

Ο σχηματισμός Β, όπου παρατηρείται αυξημένη συμμετοχή αδρομερών φάσεων σε ορίζοντες που εναλλάσσονται με ορίζοντες λεπτομερών φάσεων, αναμένεται να παρουσιάζει ελαφρά βελτιωμένα φυσικομηχανικά χαρακτηριστικά σε σχέση με τον Α.

Στο σύνολο του σχηματισμού η συμμετοχή των αδρομερών υλικών παρουσιάζει έντονη διαφοροποίηση κατά την οριζόντια και κατακόρυφο, με αποτέλεσμα τη δημιουργία πλευρικών μεταβάσεων και αποσφηνώσεων των λιθολογικών τύπων.

Το παραπάνω στοιχείο σε συνδυασμό με την ύπαρξη του συμπαγούς μεγάλης ηλεκτρικής αντίστασης σχηματισμού Γ σε τμήμα της περιοχής μέτρησης επιβαρύνει τις συνθήκες θεμελίωσης και κατασκευής οποιουδήποτε τεχνικού έργου και επομένως απαιτεί ιδιαίτερη προσοχή.



Σχήμα 5.1. Τρισδιάστατη Δειγματοληψία που προκύπτει στην εξεταζόμενη περιοχή.

Εκτός από τα ειδικά προκύπτουν και κάποια γενικότερα συμπεράσματα από την παρούσα μελέτη:

- Η συγκεκριμένη διάταξη και μεθοδολογία μέτρησης δίνουν τη δυνατότητα λιθολογικού χαρακτηρισμού του υπεδάφους χωρίς τη χρήση γεωτρήσεων. Έτσι λαμβάνουμε άμεσα μια πρώτη εικόνα για την στρωματογραφία και την λιθολογία της περιοχής, οπότε είμαστε προϊδεασμένοι για το εάν και πού πρέπει να γίνουν γεωτρήσεις. Ο τυχόν εντοπισμός στην περιοχή μελέτης έντονης λιθολογικής ανομοιογένειας σε συνδυασμό με την αξιολόγηση τεκτονικών στοιχείων αποτελεί πολύτιμη πληροφορία για το σχεδιασμό τεχνικών έργων.
- Σε περιπτώσεις περιοχών μέτρησης σε αστικά περιβάλλοντα όπως συμβαίνει στην περιοχή των δικών μας μετρήσεων όπου η κατοίκηση και η ανοικοδόμηση είναι πυκνή, η ηλεκτρική τομογραφία αποτελεί ιδανική λύση όπου λόγω της πυκνής δόμησης έχουμε στενά χωρικά περιθώρια.
- Σαν μέθοδος έχει χαμηλό κόστος. Επίσης για την λήψη των μετρήσεων στο ύπαιθρο δεν απαιτείται πολύς χρόνος (2 έως 3 ώρες) καθώς και το συνεργείο που χρειάστηκε για την λήψη των μετρήσεων αποτελούταν από τρία άτομα.
- Και τέλος δεδομένου της αναμενόμενης ενεργοποίησης του σχετικού προεδρικού διατάγματος το οποίο ορίζει την υποχρεωτική γεωλογική μελέτη για την θεμελίωση και κατασκευή οικοδομήματος δίνεται η δυνατότητα στο γεωλόγο μέσω της μεθόδου της ηλεκτρικής τομογραφίας να εξάγει άμεσα αποτελέσματα και να έχει μια πρώτη εικόνα του υποβάθρου.

Βιβλιογραφία

- Butler D.K. and Llopis J.M. (1990). Assessment of anomalous seepage conditions: in Investigations in Geophysics no 5, Geotechnical and Environmental Geophysics vol II, S. Ward (ed.), SEG, Tulsa, 153-173.
- Dahlin T., Johansson S. and Landin O. (1994). Resistivity surveying for planning of infrastructure. Proceedings of SAGEEP 94, Boston Massachusetts, March 27-31, 1994, 509-528.
- Habberjam G.M. (1975). Apparent resistivity, anisotropy and strike measurements. Geophysical Prospecting, 23, 211-247.
- Olayinka A. and Barker R. (1990). Borehole siting in crystalline basement areas of Nigeria with microprocessor-Controlled resistivity traversing system. Ground Water, 28, (2), 178-183.
- Olesen O., Henkel H., Lile O., Muring E. and Ronning J. (1992). Geophysical investigations of the Stuarungua postglacial fault, Finnmark, N. Norway. Journal of Applied Geophysics, 29, 95-118.
- Orlando L., Piro S. and Versino L. (1987). Location of subsurface geoelectric anomalies for archaeological work: a comparison between experimental arrays and interpretation using numerical methods. Geoexploration, 24, 227-237.
- Παπαζάχος Β.Κ. (1986). Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Rijo L., Pelton W.H., Feitosa E.C. and Ward S.H. (1977). Interpretation of apparent resistivity data from the Apodi Valley Rio Grande do Norte Brazil. Geophysics, 42, 811-822.
- Rodgers R.B. and Kean W.F. (1980). Monitoring ground-water contamination at a y ash deposit site using surface electrical resistivity methods. Ground Water, 18, (5), 472-478.
- Roka A. and Tsokas G. (1987). Field investigation of a Macedonian tumulus by resistivity soundings. Geoexploration, 24, 99-108.
- Smith D. (1986). Application of the pole-dipole resistivity technique to the detection of solution cavities beneath the highways. Geophysics, 51, 833-837.

Szymanski J. and Dittmer J. (1992) Inversion of archaeological magnetic survey data using the maximum entropy method: Preliminary

Thanassoulas and Tsokas G. (1987). Geophysical investigation in the geothermal field in the delta of Nestos river (N. Greece). Geothermics, 16, 1, 17-26.

Tsourlos, P. 1995. Modelling interpretation and inversion of multielectrode resistivity survey data. Ph.D. Thesis, University of York.

Tsourlos, P, and Ogilvy, R. 1999. An algorithm for the 3-D Inversion of Tomographic Resistivity and Induced Polarisation data: Preliminary Results. Journal of the Balkan Geophysical Society, 2, 2, 30-45.

Van Dam J. (1976). Possibilities and limitations of the resistivity method for geoelectrical prospecting in the solution of geohydrological problems. Geoexploration, 14, 179-193.

Wright P.M., Ward S.H., Ross H.P. and West R.C. (1985). State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources. Geophysics, 50, 2666-2699.

Vandenberghe J. (1982). Geoelectric investigations of a fault system in quaternary deposits. Geophysical Prospecting, 42, 977-991.

Μουντράκης (1985) Γεωλογία Της Ελλάδας.