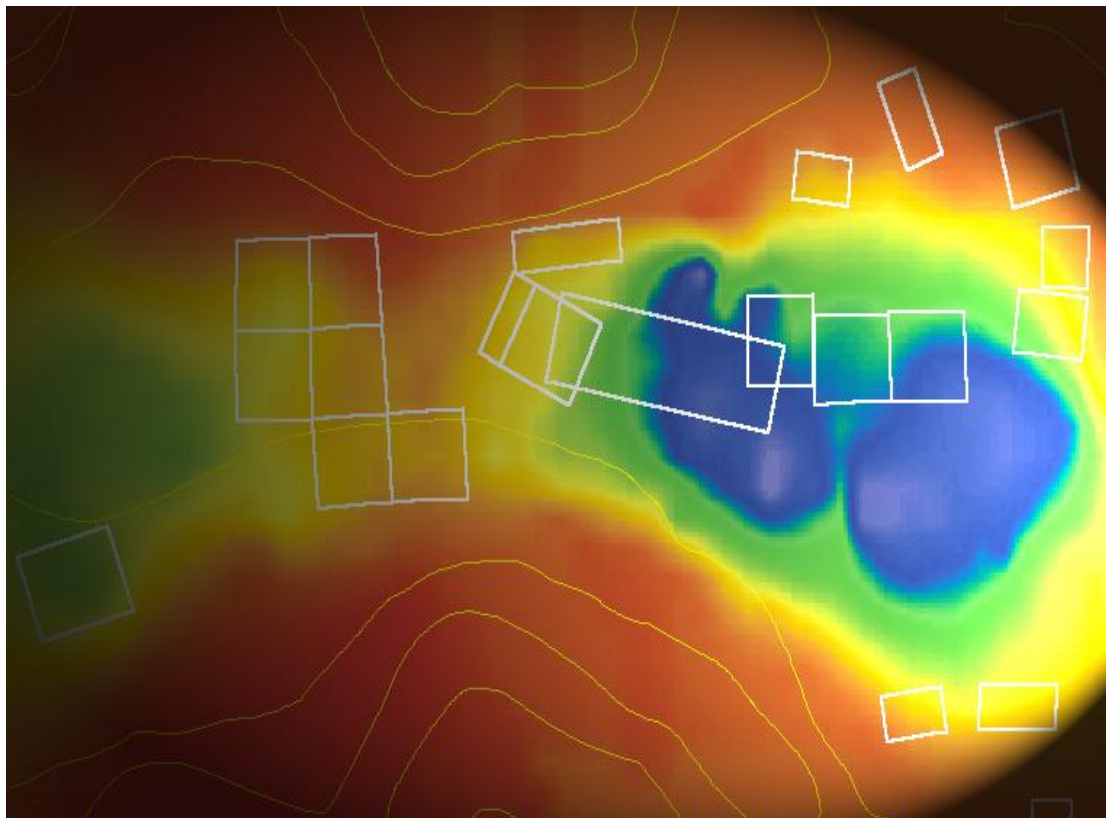




ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

«ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΘΑΜΜΕΝΩΝ ΑΡΧΑΙΟΤΗΤΩΝ ΜΕ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ
ΜΕΘΟΔΟΥΣ ΥΨΗΛΗΣ ΕΥΚΡΙΝΕΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΙΤΑΝΟΥ
ΛΑΣΙΘΙΟΥ, ΚΡΗΤΗΣ»

ΙΩΑΝΝΙΔΗΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ (9520370)

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ολοκληρώνοντας την παρούσα εργασία θα ήθελα να ευχαριστήσω όσους με βοήθησαν στην εκπόνηση της διπλωματικής μου εργασίας.

Τον επιβλέποντα καθηγητή κ. Αντώνιο Βαφείδη για την ανάθεση της εργασίας, τις πολύτιμες επιστημονικές και μη συμβουλές του και ασφαλώς την υπομονή του.

Τον καθηγητή κ. Εμμανουήλ Μανούτσογλου για τη συμμετοχή του στην εξεταστική επιτροπή και την επιστημονική συνεργασία.

Τον καθηγητή κ. Περδικάτση Βασίλειο για τη συμμετοχή του στην εξεταστική επιτροπή και την επιστημονική συνεργασία.

Το Μηχανικό Ορυκτών Πόρων κ. Νικόλαο Οικονόμου για τις πολύτιμες συμβουλές και τη γενικότερη βοήθεια που προσέφερε καθ'όλη τη διάρκεια εκπόνησης της εργασίας.

Το συμφοιτητή μου κ. Πέτρο Παπαδημητρίου για την άριστη συνεργασία κατά τη διάρκεια εκπόνησης της εργασίας.

Το Μηχανικό Ορυκτών Πόρων κ. Hamdan Hamdan για τη σημαντική βοήθεια που προσέφερε.

Τους γονείς μου ,για τη στήριξη και την «ιώβιο» υπομονή τους.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. Εισαγωγή

1.1 Ιστορία της Ιτάνου.....	1
1.2 Χρήση Μεθόδων Γεωφυσικής Διασκόπησης στην.....	
Αρχαιολογία.....	3
1.3 Εφαρμογή των Μεθόδων Γεωφυσικής Διασκόπησης στον Αρχαιολογικό Χώρο της Ιτάνου.....	5
1.4 Δομή Εργασίας.....	6

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. Ηλεκτρικές Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης10

2.1 Εξέλιξη των Ηλεκτρικών Μεθόδων.....	10
2.2 Ηλεκτρικό Ρεύμα.....	11
2.2.1 Ροή Ηλεκτρικού Ρεύματος σε Ομογενή Γη.....	12
2.3 Ειδική Ηλεκτρική Αντίσταση Ορυκτών και Πετρωμάτων.....	14
2.4 Μέθοδος Ηλεκτρικής Αντίστασης.....	17
2.4.1 Διατάξεις Ηλεκτροδίων	19
2.4.2 Όργανα στη Γεωηλεκτρική Διασκόπηση.....	24

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. Μαγνητικές Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης.....26

3.1 Εξέλιξη των Μαγνητικών Μεθόδων.....	26
3.2 Θεμελιώδη Μαγνητικά Μεγέθη.....	27
3.3 Μαγνητικό Πεδίο Γης.....	30
3.4 Μαγνήτιση και Μαγνητική Επιδεκτικότητα των Υλικών.....	35
3.5 Μαγνητικές Ανωμαλίες.....	40
3.5.1 Μαγνητικός Πόλος	41
3.5.2 Μαγνητικό Δίπολο.....	42
3.6 Μαγνητόμετρα.....	46
3.6.1 Μαγνητόμετρο Πρωτονίου.....	46
3.6.2 Μαγνητόμετρο Ρυθμιζόμενης Ροής.....	48
3.6.3 Διαφορικό Μαγνητόμετρο.....	50

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. Ηλεκτρομαγνητικές Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης.....51

4.1 Εξέλιξη Ηλεκτρομαγνητικών Μεθόδων.....	51
4.2 Στοιχεία της Ηλεκτρομαγνητικής Θεωρίας	52
4.3 Θεμελιώδεις Αρχές Ηλεκτρομαγνητικών Μεθόδων.....	
Γεωφυσικής Διασκόπησης.....	57
4.4 Κατηγορίες Ηλεκτομαγνητικών Μεθόδων.....	61
4.4.1 Μέθοδος Κινούμενου Πομπού-Δέκτη.....	62

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. Άλλες Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης.....65

5.1 Ηλεκτρική Τομογραφία.....	65
5.1.1 Εισαγωγή.....	65
5.1.2 Θεωρία.....	65
5.1.3 Διατάξεις Ηλεκτροδίων.....	66

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. Ηλεκτρική Διασκόπηση στην Ύφανο.....68

6.1 Συλλογή των Μετρήσεων.....	68
6.2 Παρουσίαση των Αρχικών Μετρήσεων.....	70
6.2.1 Σύνδεση Κανάβων.....	70
6.3 Επεξεργασία των Μετρήσεων.....	71
6.3.1 Βελτίωση του Έγχρωμου Χάρτη.....	71
6.3.2 Εξομάλυνση Χαρτών.....	72
6.3.3 Μέθοδος της Δεύτερης Παραγώγου.....	72
6.3.4 Μέθοδος της Οριζόντιας Βαθμίδας	74
6.4 Επεξεργασμένοι Χάρτες.....	74

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. Μαγνητική Διασκόπηση στην Ύφανο.....89

7.1 Συλλογή των Μετρήσεων.....	89
7.2 Παρουσίαση των Αρχικών Μετρήσεων.....	91
7.3 Επεξεργασία των Μετρήσεων.....	91
7.3.1 Φιλτράρισμα Εικόνας πριν από τον Μετασχηματισμό.....	

Fourier.....	93
7.3.2 Μετασχηματισμός Fourier.....	93
7.3.3 Φίλτρο της Προς τα Πάνω Συνέχειας.....	94
7.4 Επεξεργασμένοι Χάρτες.....	96
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8. Ηλεκτρομαγνητική Διασκόπηση στην Ιτάνο.....	112
8.1 Συλλογή των Μετρήσεων	112
8.2 Παρουσίαση των Αρχικών Μετρήσεων.....	114
8.3 Επεξεργασία των Μετρήσεων – Χάρτες.....	114
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. Εφαρμογή Άλλων Μεθόδων Γεωφυσικής Διασκόπησης	119
9.1 Ηλεκτρική Τομογραφία.....	119
9.1.1 Συλλογή των Μετρήσεων.....	119
9.1.2 Επεξεργασία των Μετρήσεων	122
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10. Ερμηνεία και Σύγκριση των Επεξεργασμένων Χαρτών.....	124
10.1 Εισαγωγή.....	124
10.3 Ερμηνεία Περιοχής “2”	124
10.3 Ερμηνεία Περιοχής “Νεκρόπολη”.....	129
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	135

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στον Αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου, Λασιθίου πραγματοποιήθηκε γεωφυσική έρευνα με μεθόδους υψηλής ευκρίνειας για τον εντοπισμό θαμμένων ανθρωπογενών δομών. Η γεωφυσική έρευνα περιλάμβανε μεθόδους χαρτογράφησης όπως τη μαγνητική μέθοδο και τη μέθοδο ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης καθώς και τη μέθοδο ηλεκτρικής τομογραφίας .

Με την ολοκλήρωση των εργασιών πεδίου ακολούθησε η επεξεργασία των γεωφυσικών δεδομένων με το πρόγραμμα TRANSFORM 3 η οποία συμπεριλάμβανε την εφαρμογή φίλτρων όπως οριζόντιας βαθμίδας και προς τα πάνω συνέχειας του μαγνητικού πεδίου για την ανάδειξη γεωφυσικών ανωμαλιών που σχετίζονται με θαμμένες ανθρωπογενείς δομές. Από την επεξεργασία των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας προέκυψε γεωηλεκτρική τομή στην οποία ζώνες υψηλότερης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, που εμφανίζονται σε βάθος μικρότερο του ενός μέτρου πιθανόν να σχετίζονται με υπολείμματα θαμμένων τοίχων.

Η συνδυασμένη ερμηνεία χαρτών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ,γεωηλεκτρικών τομών και μαγνητικών χαρτών υπέδειξε πιθανές θέσεις με θαμμένες ανθρωπογενείς δομές. Η Ανασκαφική δραστηριότητα που ακολούθησε σε επιλεγμένες από τη γεωφυσική έρευνα θέσεις, έφερε στο φώς ένα πηγάδι και τρεις παράλληλους θαμμένους τοίχους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Εισαγωγή

1.1. Ιστορία της Ιτάνου.

Η Ίτανος, μία από τις σημαντικότερες πόλεις της Κρήτης κατά την αρχαιότητα, βρίσκεται στην επαρχία Σητείας του νομού Λασιθίου. Τοποθετημένη στο βορειοανατολικό άκρο του νησιού, βόρεια από το χωριό Παλαίικαστρο και νότια από το ακρωτήριο Σίδερο (αρχαίο Σαμώνιο), ήλεγχε τη θαλάσσια δίοδο προς την ανατολή.

Τόσο ο πολιτισμός της όσο και η ιστορία της επηρεάστηκαν από τις χώρες της ανατολής και κυρίως από την Αίγυπτο.



Λίγα είναι γνωστά για την ίδρυση και την ιστορία της Ιτάνου πριν από τον 3 π.Χ. αιώνα. Σύμφωνα με μία αρχαία παράδοση που αναφέρεται από τον Στέφανο του Βυζαντίου, ιδρυτής της πόλης ήταν ο Ίτανος, γιος του Φοίνικα. Πολλοί ερευνητές θεωρούν ότι η Ίτανος ιδρύθηκε από τους Φοίνικες ή τουλάχιστον είχε πολύ στενές σχέσεις μαζί τους από τα πρώτα χρόνια της ιστορίας της. Μία άλλη εκδοχή αναφέρει ότι ο Ίτανος ήταν μιγάς Κούρος. Δηλαδή η ίδρυση της πόλης συνδέεται με τους αυτόχθονες Κρήτες. Αν και θεωρείται βέβαιο ότι η γλώσσα τους είναι μινωική, ενώ δεν έχει αποκρυπτογραφηθεί μέχρι σήμερα, πολλοί «αναγνωρίζουν» στοιχεία σιμιτικής ή μιας ινδοευρωπαϊκής γλώσσας.

Η χρονολόγηση της πρώτης εγκατάστασης στην Ίτανο δεν έχει εξακριβωθεί ακόμα. Ο Α. Evans θεωρεί ότι η εγκατάσταση έγινε στα μινωικά χρόνια, ενώ ο Pendlebury χρονολογεί την αρχαιότερη τοποθεσία της πόλης ως υστερομινωική (1550 – 1100 π.Χ.).

Ο Ηρόδοτος αναφέρει ότι οι κάτοικοι της Θήρας στην προσπάθειά τους να δημιουργήσουν αποικία στην Αφρική ζήτησαν τη βοήθεια της Ιτάνου αναγνωρίζοντας τις ναυτικές ικανότητες των κατοίκων της. Από το γεγονός αυτό φαίνεται ότι η Ίτανος ήταν ισχυρό ναυτικό κέντρο στην προελληνιστική περίοδο (πριν το 323 π.Χ.) και οι κάτοικοί της είχαν επεκτείνει τις δραστηριότητες τους στα παράλια της Αφρικής.

Η αυγή της ελληνιστικής εποχής (323 π.Χ.) βρήκε την Ίτανο να ανταγωνίζεται με τις άλλες δύο μεγάλες πόλεις – κράτη της ανατολικής Κρήτης, την Πραισό και την Ιεράπυτνα, για την κυριαρχία στην περιοχή. Το μήλο της έριδος για τις συνεχείς διαμάχες μεταξύ των τριών αυτών πόλεων αποτέλεσε ο ναός του Δικταίου Διός στο Παλαίικαστρο.. Η διαμάχη διευθετήθηκε τελικά το 112 – 110 π.Χ. με τη μεσολάβηση της νέας ανερχόμενης δύναμης την περίοδο εκείνη, της Ρώμης. Η συνθήκη που οριοθετούσε τα σύνορα των πόλεων δίνοντας την κατοχή του ναού στην Ίτανο, έγινε αμοιβαία δεκτή και η ειρήνη επικράτησε επιτέλους στην περιοχή μέχρι την τελική κατάκτηση του νησιού από τη ρωμαϊκή αυτοκρατορία.

Η Ίτανος επιβίωσε της ρωμαϊκής κατάκτησης, οι κάτοικοί της απέδωσαν τιμές στους Ρωμαίους αυτοκράτορες και ο χριστιανισμός βρήκε οπαδούς ανάμεσά τους. Η Ίτανος συνέχισε να έχει δικό της νόμισμα, ως αυτόνομη πόλη υπό την Ρωμαϊκή αυτοκρατορία και ακόμα και στους πρώτους Βυζαντινούς χρόνους ήταν ακμάζουσα. Από κει και πέρα τίποτα δεν είναι γνωστό για την πόλη της Ιτάνου, τα ίχνη της χάνονται και είτε εγκαταλείφθηκε είτε καταστράφηκε, αλλά ούτε η αιτία ούτε η ημερομηνία της οριστικής ερήμωσης της περιοχής έχουν ακόμα εξακριβωθεί.(Σούρλας,2000)

Οι κάποιες προσπάθειες που έγιναν τον 19ο και 20ο μ.Χ. αιώνα για επανεγκατάσταση δεν καρποφόρησαν και δίκαια αποδόθηκε στην περιοχή το τοπωνύμιο Ερημούπολη.

Η πρώτη ανασκαφή στην περιοχή έγινε από τον Ιταλό αρχαιολόγο Federigo Halbherr το 1891, ο οποίος αναγνώρισε στα λιγοστά ευρήματα την

πόλη της Ιτάνου βασιζόμενος σε πλήθος επιγραφών. Όλοι οι ερευνητές δέχτηκαν την άποψη αυτή. Οι ανασκαφές συνεχίστηκαν το 1900 από Γάλλους αρχαιολόγους υπό τη διεύθυνση του J. Demargne, με αποτέλεσμα την εύρεση επιγραφών ελληνιστικής και ρωμαϊκής περιόδου και υπολείμματα χριστιανικών ναών. Χρειάστηκε να περάσουν πενήντα χρόνια για να συνεχιστούν οι έρευνες από τη Γαλλική Σχολή των Αθηνών.

Ο αρχαιολογικός χώρος καταλαμβάνει έκταση 16000 m² και ανασκαφές έχουν γίνει μόνο στο 1% της έκτασής του. Ανατολικά βρέχεται από τη θάλασσα, ένας μεγάλος λόφος τον χωρίζει από το φοινικόδασος του Βάι στον νότο και βορειοδυτικά περιορίζεται από τον επαρχιακό δρόμο. Ίχνη της μινωικής εποχής με πιο σημαντικό ένα λίθινο βάζο που φυλάσσεται στο μουσείο του Ηρακλείου της Κρήτης, κεραμικά της γεωμετρικής περιόδου (900 – 700 π.Χ.), η νεκρόπολη στο βόρειο τμήμα της περιοχής με σημαντικό αριθμό τάφων ελληνιστικής εποχής, μέρος του τείχους που έγινε για την προφύλαξη της αιγυπτιακής φρουράς, δύο ναοί βυζαντινής εποχής και υπολείμματα κατοικιών είναι τα πιο σημαντικά ευρήματα.

Μέρος της αρχαίας πόλης ενδέχεται να βρίσκεται κάτω από τη θάλασσα, γιατί η ακτογραμμή της Κρήτης έχει αλλάξει σημαντικά από την αρχαιότητα. Η ανατολική ακτή της Κρήτης έχει βυθιστεί, ενώ η δυτική έχει ανυψωθεί αποτέλεσμα σεισμού που έγινε στην Αίγυπτο το 523 μ.Χ. και της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών. (Πουλιούδης, 1999)

Οι αρχαιολογικές έρευνες συνεχίζονται με διεθνή συμμετοχή και στόχο την κατανόηση της ιστορίας και του πολιτισμού της σημαντικής αυτής κρητικής πόλης.

1.2. Χρήση Μεθόδων Γεωφυσικής Διασκόπησης στην Αρχαιολογία.

Η προσπάθεια για συνεχώς καλύτερα, οικονομικότερα και πιο αξιόπιστα αποτελέσματα στην αρχαιολογία οδήγησε στην αναζήτηση εφαρμογών των θετικών επιστημών στις αρχαιολογικές έρευνες. Μέθοδοι της Φυσικής και της Χημείας χρησιμοποιούνται στη χρονολόγηση αντικειμένων, της Στατιστικής στην επεξεργασία και στην ταξινόμηση πληθυσμών οργανικών και ανόργανων υπολειμμάτων της ανθρώπινης δραστηριότητας στο παρελθόν και της Γεωφυσικής στον εντοπισμό αρχαιοτήτων χωρίς ανασκαφή. Το σύνολο των

μεθόδων των θετικών επιστημών που βρίσκουν κάποια εφαρμογή στην αρχαιολογική έρευνα αποτελεί μία επιστημονική ενότητα που πήρε αρχικά το όνομα Αρχαιοφυσική, αλλά σύντομα επικράτησε ο γενικότερος και σωστότερος όρος Αρχαιομετρία. Με τον καιρό όμως φάνηκε ότι για την επιτυχή λύση των αρχαιολογικών προβλημάτων δεν ήταν αρκετή η απλή εφαρμογή των μεθόδων των θετικών επιστημών, αλλά θα έπρεπε οι ίδιες αυτές μέθοδοι να εξελιχθούν βασιζόμενες στην επιστήμη, την οποία επικουρούν, και επιπλέον να αναπτυχθούν νέες. Το γεγονός αυτό έδωσε σημαντική ώθηση στην Αρχαιομετρία.

Οι μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης έπαιξαν σημαντικό ρόλο στην ανάπτυξη της Αρχαιομετρίας, αφού αυτές ήταν που σηματοδότησαν την εκκίνηση της νέας επιστημονικής ενότητας και σχεδόν όλες δοκιμάστηκαν για τον εντοπισμό δομών αρχαιολογικού ενδιαφέροντος. Από αυτές η ηλεκτρική και η μαγνητική μέθοδος χρησιμοποιούνταν περισσότερο, ενώ στην δεκαετία του 1990 αναπτύχθηκαν η ηλεκτρική τομογραφία και το υπεδάφιο ραντάρ. Η ιδιαιτερότητα των γεωφυσικών διασκοπήσεων που εφαρμόζονται στην Αρχαιολογία οφείλεται στο ότι οι θαμμένες δομές, και κατά συνέπεια και οι γεωφυσικές ανωμαλίες που προκαλούν, είναι πολύ μικρές συγκρινόμενες με τις συνήθεις δομές γεωλογικού ενδιαφέροντος. Συνεπώς τα σήματα που λαμβάνονται από τα όργανα βρίσκονται λίγο ψηλότερα από τη στάθμη του θορύβου και απαιτούν πολύ μικρό βήμα δειγματοληψίας (μεγάλο αριθμό μετρήσεων) για να αποδοθούν χωρίς σφάλματα. Επιπλέον στην επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιούνται τεχνικές ενίσχυσης και επεξεργασίας εικόνων, όπως οι τεχνικές παρεμβολής, ενίσχυσης γραμμικών στοιχείων και τεχνητού φωτισμού, με σκοπό την παρουσίαση των γεωφυσικών χαρτών σε μορφή τέτοια που να προσομοιάζουν το αποτέλεσμα μιας ανασκαφής.

Στον διεθνή χώρο η εισαγωγή των γεωφυσικών διασκοπήσεων στην αρχαιολογική έρευνα έγινε με το τέλος του δεύτερου Παγκοσμίου Πολέμου. Οι πρώτες δοκιμές έγιναν στην Αγγλία, τόσο της ηλεκτρικής μεθόδου το 1946 όσο και της μαγνητικής το 1958 (Aitken, 1974). Στην Ελλάδα οι πρώτες εφαρμογές των γεωφυσικών διασκοπήσεων σε αρχαιολογικούς χώρους έγιναν από ξένους επιστήμονες σε συνδυασμό με τις ανασκαφές που διεξάγουν στη χώρα οι μόνιμα εγκατεστημένες ξένες αποστολές. Ευρεία χρήση των μεθόδων αυτών από Έλληνες επιστήμονες άρχισε να γίνεται στη

δεκαετία του 1980, κυρίως από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και από το Εργαστήριο Γεωφυσικής και Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών.

Τα εργαστήρια των ελληνικών πανεπιστημίων, σε συνδυασμό με ινστιτούτα και ιδιώτες, ερεύνησαν με γεωφυσικές μεθόδους έναν σημαντικό αριθμό αρχαιολογικών περιοχών σ' όλο τον ελληνικό χώρο. Ο αριθμός όμως αυτός παραμένει μικρός σε σχέση με τον αριθμό των ανασκαφών που διεξάγονται στην Ελλάδα.

1.3. Εφαρμογή των Μεθόδων Γεωφυσικής Διασκόπησης στον Αρχαιολογικό Χώρο της Ιτάνου.

Ο αρχαιολογικός χώρος της Ιτάνου προσέλκυσε το ενδιαφέρον του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης που άρχισε να τον μελετά από το 1995. Πραγματοποιήθηκαν γεωφυσικές διασκοπήσεις στο χώρο, με σκοπό την ανίχνευση ανωμαλιών που προκαλούνται στις γεωφυσικές παραμέτρους του εδάφους, όταν βρίσκονται μέσα σε αυτό θαμμένες αρχαιότητες. Η δυνατότητα αυτή βοηθάει τον αρχαιολόγο να σχεδιάσει καλύτερα τις ανασκαφικές δραστηριότητες, να περιορίσει τις δαπάνες και να εξοικονομήσει χρόνο.

Συγκεκριμένα επιλέχτηκαν είκοσι περιοχές στις οποίες εφαρμόστηκαν η ηλεκτρική, η μαγνητική και η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος γεωφυσικής διασκόπησης, ενώ εφαρμόστηκε τόσο η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας όσο και της σεισμικής διάθλασης. Κάθε περιοχή έχει χαρακτηριστικό όνομα και συγκεκριμένες διαστάσεις που φαίνονται στον Πίνακα 1.1.

Στα πλαίσια της παρούσας εργασία μελετήθηκαν 2 περιοχές: Η πρώτη βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της αρχαίας Ιτάνου (Νεκρόπολη, Σχήμα 1.1), ενώ η δεύτερη βρίσκεται νοτιοανατολικά της Νεκρόπολης, κοντά στην θάλασσα (Περιοχή 2, Σχήμα 1.1).

Ονομασία περιοχής	Διαστάσεις σε m.
A	20x25
B	30x10
CD	20x25
EZ	20x23
G	60x80
H	30x30
K	35x41
97A	37x20
97B	40x15
97C	17x14
99 ^A	60x20
99B	10x20
99C	15x10
99D	15x10
99E	20x10
99F	10x20
L	58x23
M	27x19
N	60x60
Νεκρόπολη	17x30

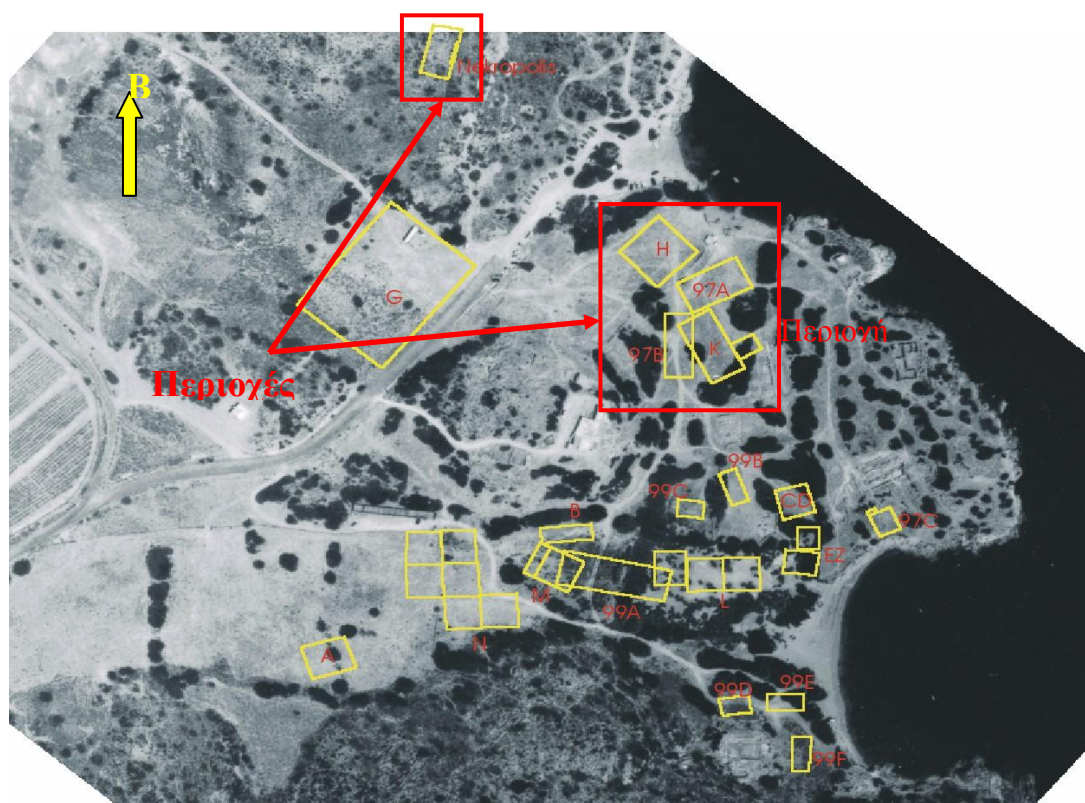
Πίνακας.1.1. Ονομασίες και διαστάσεις κανάβων

1.4.Δομή Εργασίας

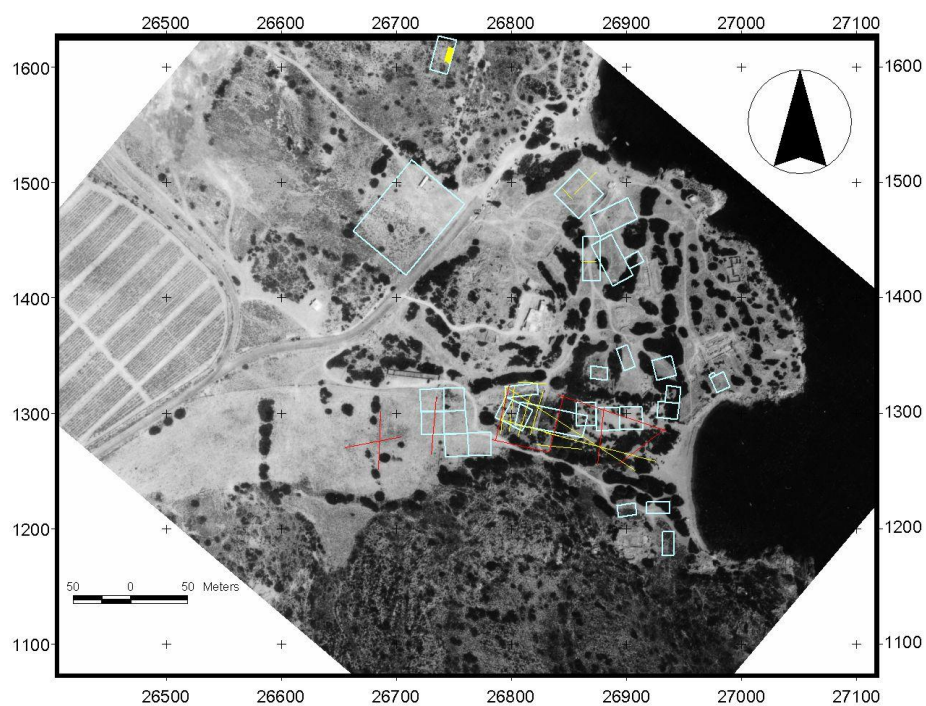
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. Στο πρώτο κεφάλαιο δίδονται τα ιστορικά στοιχεία που σχετίζονται με την Ίτανο. Ακολουθεί αναφορά στη χρήση των μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης στην αρχαιολογία καθώς και ειδικότερα στην εφαρμογή τους στην περιοχή της Ιτάνου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. Το δεύτερο κεφάλαιο αναφέρεται στις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης και την εξέλιξη αυτών. Εισάγεται η έννοια της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και γίνεται παρουσίαση της μεθόδου της ηλεκτρικής αντίστασης (διατάξεις ηλεκτροδίων, όργανα)

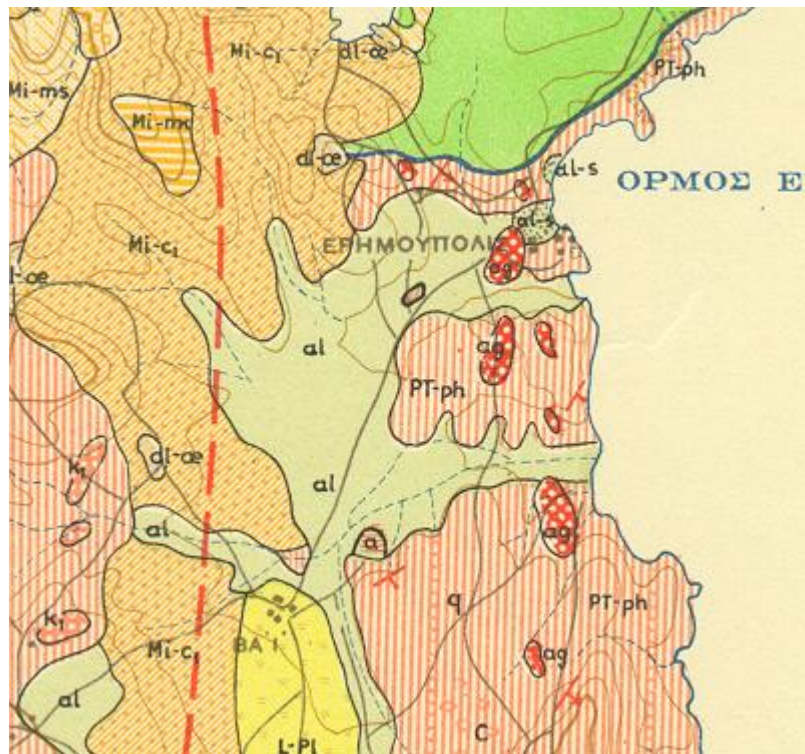
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. Παρουσίαση των μαγνητικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης με αναφορά στην εξέλιξή τους και τα βασικά μεγέθη που μετρώνται, γίνεται στο τρίτο κεφάλαιο. Ακολουθεί αναφορά στη μορφή των μαγνητικών ανωμαλιών που προκύπτουν από τον μαγνητικό πόλο και δίπολο και τέλος παρουσιάζονται οι βασικοί τύποι μαγνητόμετρων.



Σχήμα 1.1: Θέσεις γεωφυσικών διασκοπήσεων στην αρχαία Ίτανο, σε κόκκινο πλαίσιο είναι οι περιοχές που μελετήθηκαν σε αυτή την εργασία



Σχήμα 1.1α: Αεροφωτογραφία περιοχής Ιτάνου (συντεταγμένες ΕΓΣΑ'87)



Σχήμα 1.1β : Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης. (Γεωλογικός χάρτης Κρήτης, Φύλλο Σητεία, Έκδοση: Ινστιτούτο Γεωλογικών Μεταλλευτικών Ερευνών) Το υπόβαθρο της περιοχής μελέτης και της ευρύτερης περιοχής αποτελείται από φυλλίτες Περμοτριάδικής ηλικίας με ενστρώσεις ψαμμιτών, κροκαλοπαγών, σιπολινών και αγγεριτών (PT-ph). Οι φυλλίτες έντονα πτυχωμένοι εμφανίζονται σε μια αντικλινική δομή με κλίσεις 20-35°. Με επώθηση πάνω στους φυλλίτες αποτέθηκαν τα μεσοζωικά ανθρακικά της Σειράς Τριπολιτσάς, αποτελούμενα από παχυστρωματώσεις ασβεστόλιθων με εναλλαγές δολομιτών (Kr. ο-K)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. Το τέταρτο κεφάλαιο αναφέρεται στις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης και την εξέλιξη αυτών. Δίδονται κάποια απαραίτητα στοιχεία για τις βασικές αρχές της ηλεκτρομαγνητικής θεωρίας ενώ στις κατηγορίες των ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων γίνεται ιδιαίτερη αναφορά στη μέθοδο κινούμενου πομπού-δέκτη.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. Το πέμπτο κεφάλαιο αναφέρεται στις μεθόδους της ηλεκτρικής τομογραφίας καθώς και στη σεισμική διασκόπηση με ανάπτυξη των βασικών θεωρητικών αρχών τους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. Στο έκτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στην εφαρμογή της μεθόδου της ηλεκτρικής αντίστασης στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου. Παρουσιάζονται οι αρχικές μετρήσεις καθώς και οι χάρτες που προέκυψαν με τη χρήση του προγράμματος TRANSFORM 3.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. Στο έβδομο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στην εφαρμογή της μεθόδου της μαγνητικής διασκόπησης στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου. Παρουσιάζονται οι αρχικές μετρήσεις καθώς και οι χάρτες που προέκυψαν με τη χρήση του προγράμματος TRANSFORM 3.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8. Στο όγδοο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στην εφαρμογή της μεθόδου της ηλεκτρομαγνητικής διασκόπησης στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου. Παρουσιάζονται οι αρχικές μετρήσεις καθώς και οι χάρτες που προέκυψαν με τη χρήση του προγράμματος TRANSFORM 3.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. Στο ένατο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στην εφαρμογή της μεθόδου της ηλεκτρικής τομογραφίας καθώς και της σεισμικής διάθλασης στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου. Παρουσιάζονται οι αρχικές μετρήσεις καθώς και οι τομές που προέκυψαν από την επεξεργασία τους με τα προγράμματα Res2dinv και SIP αντίστοιχα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10. Στο δέκατο κεφάλαιο γίνεται σύγκριση των δεδομένων που προέκυψαν από όλες τις μεθόδους και ερμηνεία αυτών. Ιδιαίτερη αναφορά και εξαγωγή ασφαλέστερων συμπερασμάτων γίνεται για τις περιοχές νεκρόπολη και περιοχή 2.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Ηλεκτρικές Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης.

2.1. Εξέλιξη των Ηλεκτρικών Μεθόδων.

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης άρχισαν να εφαρμόζονται στη μελέτη του υπεδάφους με την αρχή του εικοστού αιώνα. Πρωτοπόροι στην έρευνα υπήρξαν ο Wenner και ιδιαίτερα ο Schlumberger που το βιβλίο του «Etude sur la Prospection Electrique du Sous-Sol» συνέβαλε σημαντικά στη διάδοση των ηλεκτρικών μεθόδων. Με τη χρησιμοποίηση των μεθόδων αυτών εντοπίστηκε φυσικό αέριο το 1923 στη Ρουμανία, αλατούχος δόμος το 1926 στη Γαλλία, ενώ στις Ηνωμένες Πολιτείες της Αμερικής τέτοιες εφαρμογές άρχισαν το 1925 (Yungul, 1996). Η συστηματική όμως εφαρμογή των ηλεκτρικών διασκοπήσεων άρχισε μετά το 1970 εκμεταλλευόμενη την ανάπτυξη των ηλεκτρονικών υπολογιστών που πρόσφεραν σημαντική βοήθεια τόσο στη συλλογή όσο και στην επεξεργασία των μετρήσεων. Οι ηλεκτρικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται κυρίως στην Υδρογεωλογία, στη Γεωθερμία, στην Κοιτασματολογία και στην Αρχαιολογία.

Από τις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης οι πιο σημαντικές είναι η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η μέθοδος των ισοδυναμικών γραμμών, η μέθοδος της επαγόμενης πολικότητας, η μέθοδος του φυσικού δυναμικού και η μέθοδος των τελλουρικών ρευμάτων.

Στην Αρχαιολογία εφαρμόζεται αποκλειστικά η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Με τη μέθοδο αυτή παράγεται στο έδαφος, με τεχνητό τρόπο, ηλεκτρικό πεδίο. Οι ιδιότητες του πεδίου διαμορφώνονται από τη δομή του υπεδάφους. Συνεπώς ο καθορισμός των ιδιοτήτων του πεδίου οδηγεί στον καθορισμό της δομής του υπεδάφους. Η ποσότητα που μετρείται είναι η ηλεκτρική τάση και τελικός σκοπός είναι ο εντοπισμός δομών, οι οποίες παρουσιάζουν αντίθεση αντίστασης, δηλαδή διαφορετική ειδική ηλεκτρική αντίσταση από τα περιβάλλοντα πετρώματα.

2.2. Ηλεκτρικό Ρεύμα.

Το ηλεκτρικό ρεύμα είναι η κατευθυνόμενη κίνηση ηλεκτρικών φορτίων, η οποία συμβαίνει στους αγωγούς εξ αιτίας κάποιας διαφοράς δυναμικού. Φορείς του κινούμενου φορτίου στα μέταλλα είναι τα ελεύθερα ηλεκτρόνια και στους ηλεκτρολύτες, τα ιόντα. Στους αέριους αγωγούς μπορεί να είναι και ιόντα ή και ηλεκτρόνια. Η φορά του ηλεκτρικού ρεύματος είναι αντίθετη από την φορά κίνησης των ηλεκτρονίων.

Η ένταση του ηλεκτρικού ρεύματος, I , είναι ίση με το πηλίκο του φορτίου q που περνά από τον αγωγό διατομής ίσης με τη μονάδα προς την αντίστοιχη χρονική διάρκεια t που χρειάζεται. Η μονάδα μέτρησης είναι το Ampere.

$$I = \frac{q}{t} \quad (2.1)$$

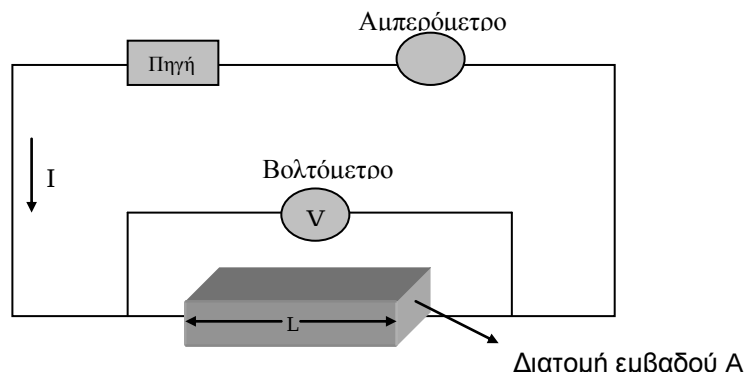
Η ευκολία ή δυσκολία με την οποία το ηλεκτρικό ρεύμα διέρχεται από τον αγωγό, εκφράζεται από την ηλεκτρική αντίσταση, σύμφωνα με τον νόμο που διατύπωσε το 1827 ο George Simon Ohm (Robinson, 1988) και με τον οποίο αντίσταση R (σε Ohm) ενός αγωγού ονομάζεται ο σταθερός λόγος της διαφοράς δυναμικού ΔV (σε Volt) που παρουσιάζεται στα άκρα του αγωγού, προς την ένταση I (σε Ampere) του ρεύματος που διαρρέει τον αγωγό.

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (2.2)$$

Η αντίσταση ενός ομογενούς αγωγού είναι ανάλογη με το μήκος L του αγωγού, αντιστρόφως ανάλογη με το εμβαδό A της τομής του αγωγού και εξαρτάται από το υλικό και τη θερμοκρασία του.

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (2.3)$$

όπου ρ είναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση του υλικού του αγωγού.



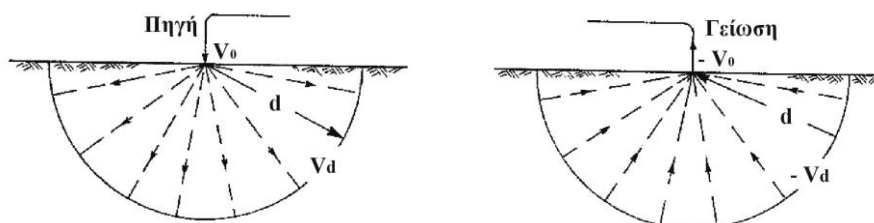
Σχήμα 2.1 : Ηλεκτρικό κύκλωμα αποτελούμενο από πηγή και αγωγό σχήματος ορθογωνίου παραλληλεπιπέδου

Στο διεθνές σύστημα μονάδων (SI) μονάδα ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι το $1 \Omega\text{m}$. Πολλές φορές όμως χρησιμοποιείται και η μονάδα $1 \Omega\text{cm}$ και είναι $1 \Omega\text{m} = 100 \Omega\text{cm}$. Το αντίστροφο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ($\sigma = 1/\rho$) ονομάζεται ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα και μονάδα της είναι το $1/\Omega\text{m}$ ή mho/m ή πιο συχνά Siemens/m. Μία πιο πρακτική μονάδα είναι το millisiemens/m.

2.2.1 Ροή Ηλεκτρικού Ρεύματος σε Ομογενή Γη

Έστω ότι η Γη συνδέεται με το θετικό και τον αρνητικό πόλο μιας μπαταρίας. Επειδή εφαρμόζεται διαφορά δυναμικού μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων, ρεύμα εμφανίζεται στο υπέδαφος με κατεύθυνση από το θετικό (source) προς το αρνητικό ηλεκτρόδιο (sink) σύμφωνα με τη συμβατική φορά του ρεύματος. Εξετάζεται ξεχωριστά η ροή ρεύματος για τα δύο ηλεκτρόδια.

Είναι αυτονόητο ότι το ηλεκτρόδιο που συνδέθηκε με το θετικό πόλο απέκτησε θετικό φορτίο και διοχετεύει ρεύμα στη Γη. Για ευκολία, η Γη θεωρείται ομογενές μέσο με αποτέλεσμα την ομοιόμορφη ροή ηλεκτρικών φορτίων προς όλες τις κατευθύνσεις (Σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.2 : Ομοιόμορφη ροή ηλεκτρικών φορτίων προς όλες τις κατευθύνσεις σε ομογενές μέσο (Γκανιάτσος, 2000)

Τώρα εξετάζεται τι συμβαίνει σε απόσταση d από το θετικό ηλεκτρόδιο. Τα ηλεκτρικά φορτία κινούνται από το ηλεκτρόδιο και κατανέμονται σε ημισφαίριο ακτίνας d . Το εμβαδόν του είναι $S=2\pi d^2$. Αν στην (2.2) αντικαταστήσουμε το εμβαδόν έχουμε:

$$R = \rho \frac{l}{S} = \frac{\rho d}{2\pi d^2} = \frac{\rho}{2\pi d} \quad (2.4)$$

Από τις 2.2 και 2.4 προκύπτει

$$V = IR = \frac{I\rho}{2\pi d} = V_0 - V_d \quad (2.5)$$

Η (2.5) εκφράζει τη διαφορά μεταξύ του δυναμικού V_0 στο θετικό ηλεκτρόδιο και του δυναμικού V_d σε οποιοδήποτε σημείο που βρίσκεται στο υπέδαφος και σε απόσταση d από το ηλεκτρόδιο. Ισοδυναμική επιφάνεια ονομάζεται η επιφάνεια όπου το δυναμικό παραμένει σταθερό. Στην περίπτωση ομογενούς μέσου σύμφωνα με την (2.5), οι ισοδυναμικές επιφάνειες είναι σφαιρικές.

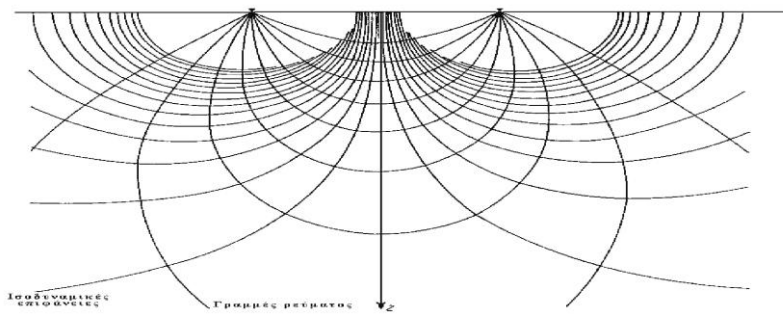
Στο αρνητικό ηλεκτρόδιο ισχύουν αντίστοιχα φαινόμενα μόνο που το ρεύμα έχει φορά προς το ηλεκτρόδιο (Σχήμα 2.2). Έτσι ισχύει η σχέση:

$$-V = IR = \frac{I\rho}{2\pi d} = V_d - V_0 \quad (2.6)$$

Το δυναμικό είναι μονόμετρο μέγεθος. Το δυναμικό σε σημείο M του ηλεκτρικού πεδίου που οφείλεται στα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος ισούται με το αλγεβρικό άθροισμα των δυναμικών κάθε ηλεκτρόδιου. Για τη διάταξη του Σχήματος 2.2 το δυναμικό V σε σημείο που απέχει d_2 και d_1 από το θετικό και το αρνητικό ηλεκτρόδιο αντίστοιχα, είναι:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{d_1} - \frac{1}{d_2} \right) \quad (2.7)$$

Η (2.7) περιγράφει το δυναμικό σε κάθε σημείο του υπεδάφους. Με ένωση των σημείων ίδιου δυναμικού λαμβάνονται οι ισοδυναμικές επιφάνειες (Σχήμα 2.3). Το ηλεκτρικό ρεύμα ρέει πάντα κάθετα προς τις ισοδυναμικές επιφάνειες.



Σχήμα 2.3 :
Απεικόνιση του
δυναμικού πεδίου με
δυναμικές γραμμές
(Reynolds, 1997).

2.3 Ειδική Ηλεκτρική Αντίσταση Ορυκτών και Πετρωμάτων

Οι ηλεκτρικές ιδιότητες των ορυκτών και πετρωμάτων αποτελούν αντικείμενο μελέτης για σχεδόν δύο αιώνες. Τα περισσότερα ορυκτά και πετρώματα δεν είναι καλοί αγωγοί του ηλεκτρισμού. Μόνο τα μεταλλικά ορυκτά και τα πετρώματα με σημαντική συγκέντρωση σε αυτά τα ορυκτά παρουσιάζουν αυξημένη ηλεκτρική αγωγιμότητα λόγω της αγωγής του ηλεκτρισμού από τα ελεύθερα ηλεκτρόνια των μετάλλων (ηλεκτρονική αγωγή).

Τα πυριγενή και τα μεταμορφωμένα πετρώματα συνήθως παρουσιάζουν μεγαλύτερες τιμές του ρ σε σχέση με τα ιζηματογενή. Αυτό οφείλεται στο ότι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των ιζηματογενών κυρίως πετρωμάτων επηρεάζεται από το πορώδες και τη περιεκτικότητα σε διαλυμένα άλατα (ηλεκτρολυτική αγωγή). Η ακόλουθη εμπειρική σχέση συνδέει την ειδική αντίσταση ρ των ιζηματογενών πετρωμάτων και το πορώδες ϕ :

$$\rho = a \rho_u \phi^{-m} \quad (2.8)$$

όπου ρ_u η ειδική αντίσταση του νερού που περιέχεται στους πόρους του πετρώματος, ϕ ο λόγος του όγκου των πόρων προς τον ολικό όγκο του πετρώματος (πορώδες) και a, m σταθερές (με τιμές κατά προσέγγιση 0,5-2,5 για το a και 1,3-2,5 για το m) (Telford et al 1976, Grant and West 1965, Παπαζάχος 1986). Η σχέση αυτή γνωστή και ως νόμος του Archie, δείχνει ότι η ειδική αντίσταση αυξάνει όταν ελαττώνεται το πορώδες του πετρώματος.

Η λιθολογία και η γεωλογική ηλικία των πετρωμάτων παίζουν επίσης σημαντικό ρόλο. Με το πέρασμα του χρόνου, το συνολικό πάχος των υπερκείμενων στρωμάτων μεγαλώνει με αποτέλεσμα την αύξηση της πίεσης που ασκούν τα στρώματα αυτά στα υποκείμενα. Άρα τα μεγαλύτερης ηλικίας

υποκείμενα στρώματα παρουσιάζουν αυξημένη συνοχή, μικρό πορώδες και μεγάλη ειδική ηλεκτρική αντίσταση.

Ο γενικός αυτός κανόνας δεν ισχύει πάντα και ιδιαίτερα για τα τριτογενή ιζήματα τα οποία έχοντας σχηματιστεί σε γλυκό νερό, κατά κύριο λόγο, έχουν μεγαλύτερες ειδικές αντιστάσεις από τα μεσοζωικά ιζήματα τα οποία σχηματίστηκαν σε αλμυρό νερό, αφού η περιεκτικότητα σε ιόντα παίζει ως γνωστό αποφασιστικό ρόλο στη διέλευση του ρεύματος.

Για τα πετρώματα που είναι διαποτισμένα με νερό υπάρχει έμμεση σχέση μεταξύ της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της λιθολογίας ή της γεωλογικής ηλικίας καθώς οι δύο παράγοντες αυτοί καθορίζουν το πορώδες. Στα κρυσταλλικά πετρώματα των οποίων το πορώδες είναι εξαιρετικά χαμηλό, η ηλεκτρική αγωγιμότητα οφείλεται αποκλειστικά σχεδόν, στις ρωγμές που υπάρχουν στα πετρώματα αυτά.

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των ηλεκτρολυτών είναι αντιστρόφως ανάλογη της θερμοκρασίας:

$$\rho_{\theta} = \frac{\rho_{18}}{1 + \alpha_{\theta}(\theta - 18^{\circ})} \quad (2.9)$$

όπου ρ_{θ} : η ειδική ηλεκτρική αντίσταση σε θερμοκρασία $\theta^{\circ}\text{C}$

ρ_{18} : η ειδική ηλεκτρική αντίσταση σε θερμοκρασία 18°C

α_{θ} : ο θερμικός συντελεστής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (για τους περισσότερους ηλεκτρολύτες $\alpha_{\theta} = 0,025/^{\circ}\text{C}$).

Συνοψίζοντας, η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των υδροφόρων και μη σχηματισμών ελαττώνεται με την αύξηση:

- της εδαφικής υγρασίας
- της περιεκτικότητας σε χλωριόντα ή ελεύθερα ιόντα υπογείων υδάτων
- της θερμοκρασίας (αύξηση της ευκινησίας των ιόντων)
- της περιεκτικότητας σε αργίλους
- του βαθμού κορεσμού του διαλυμάτων αλάτων στους πόρους του πετρώματος
- της καρστικοποίησης
- της εξαλλοίωσης.

Στον Πίνακα 2.1 παρουσιάζονται χαρακτηριστικές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που προέκυψαν από γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις αναφοράς σε θέσεις όπου τα πετρώματα εμφανίζονται επιφανειακά στην Κρήτη.

Πίνακας 2.1 : Τιμές ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων πετρωμάτων.

ΕΙΔΟΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΟΣ	ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ (Ωm)
ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΠΡΟΣΧΩΣΕΙΣ	80-250
ΝΕΟΓΕΝΗ ΙΖΗΜΑΤΑ	
Μάργες	2-20
Άμμοι και Χαλίκια κορεσμένα	20-60
Εβαπορίτες (Γύψοι)	50-500
Μαργαϊκοί Ασβεστόλιθοι	200
Κροκαλοπαγή βάσεως	150-500
Ψαμμίτες	200-300
Συμπαγής δολομίτης	50-70
Πορώδης δολομίτης	>104
	100-1000
ΑΛΠΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ	
Φλύσχης	70-80
Σχιστόλιθοι-Οφιόλιθοι	100-300
Ασβεστόλιθοι	>500
ΠΥΡΙΓΕΝΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	102 -106

Στις διασκοπήσεις μικρού βάθους, η αγωγή του ηλεκτρικού ρεύματος στο έδαφος επιτυγχάνεται κυρίως από διαλυμένα άλατα όπως το ανθρακικό ασβέστιο και ανθρακικό νάτριο που υπάρχουν στο ίδιο το έδαφος – κυρίως για αργιλώδη εδάφη – ή προέρχονται από τα υποκείμενα γεωλογικά στρώματα, βροχοπτώσεις, σύγχρονα γεωργικά λιπάσματα ή άλλες ανθρωπογενείς διαδικασίες. Επίσης συγκεντρώσεις ριζών και κολλοειδών στο νερό επηρεάζουν την αγωγιμότητα.

Εδώ θα πρέπει να διευκρινισθεί ότι σε περίπτωση κορεσμού του εδάφους σε νερό η ειδική ηλεκτρική αντίσταση επηρεάζεται από τη σύνδεση μεταξύ των πόρων. Όταν πρόκειται για ξηρά εδάφη ακόμα και οι ελάχιστες ποσότητες νερού που συγκρατούνται σε πολύ μικρούς πόρους είναι σημαντική.

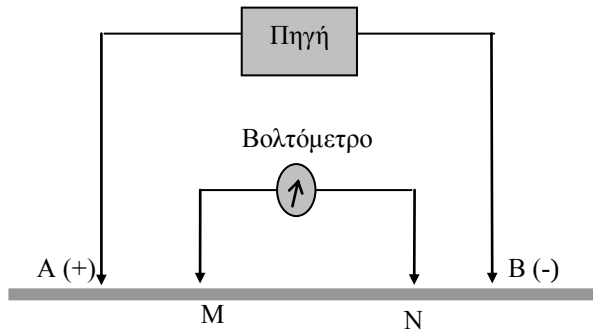
Συνήθως το μέγεθος των ανωμαλιών είναι μεγαλύτερο μετά από μία μακρά περίοδο ξηρού και θερμού καιρού, με την παρατήρηση ότι σημαντικό ρόλο παίζει η συγκεκριμένη περιοχή μελέτης (Al Chalabi και Rees, 1962). Διακρίνοντας τα εδάφη σε κοκκώδη, και συμπαγή (Carr, 1982) παρατηρήθηκε διαφορετική μεταβολή στις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης μεταξύ περιόδων διαφορετικής υγρασίας. Κατά τη διάρκεια λοιπόν της υγρής περιόδου, το επίπεδο της υγρασίας είναι μέγιστο και γι' αυτό η ειδική ηλεκτρική αντίσταση γίνεται ελάχιστη στα κοκκώδη εδάφη, ενώ στα συμπαγή εδάφη η υγρασία παραμένει μικρή και η ειδική ηλεκτρική αντίσταση μεγάλη. Αντίθετα την ξηρή περίοδο μόνο οι μικροί πόροι είναι πληρωμένοι με νερό με αποτέλεσμα τα αργιλώδη να είναι πιο αγώγιμα από τα κοκκώδη εδάφη. Είναι φανερό ότι συμπαγή πετρώματα όπως ο γρανίτης είναι ελάχιστα αγώγιμα, οι πιο πορώδεις δολομίτες είναι πολύ περισσότερο, ενώ ακόμη καλύτεροι αγωγοί είναι η άμμος και η άργιλος.

2.4 Μέθοδος Ηλεκτρικής Αντίστασης

Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι η ευρύτερα εφαρμοζόμενη μέθοδος ηλεκτρικής διασκόπησης. Ηλεκτρικό ρεύμα διαβιβάζεται στο υπέδαφος. Το προκύπτον ηλεκτρικό πεδίο εξαρτάται από τη δομή του υπεδάφους. Από μετρήσεις της έντασης του ηλεκτρικού πεδίου καθορίζεται η γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους. Γεωηλεκτρική δομή ονομάζεται η κατανομή της ειδικής αντίστασης στο υπέδαφος. Ο άμεσος στόχος αυτής της μεθόδου είναι ο καθορισμός της γεωηλεκτρικής δομής, ενώ απώτερος σκοπός είναι η γεωλογική δομή.

Ηλεκτρικό ρεύμα γνωστής έντασης I , διαβιβάζεται στο έδαφος από δύο ηλεκτρόδια A, B (ηλεκτρόδια ρεύματος). Σε δύο άλλα ηλεκτρόδια M, N (ηλεκτρόδια δυναμικού), μετράται η διαφορά δυναμικού ΔV (Σχήμα 2.4). Από την (2.7) προκύπτει

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (2.10)$$



Σχήμα 2.4 : Ηλεκτρόδια ρεύματος (AB) και δυναμικού (MN) (Σούρλας, 2000)

Λύνοντας ως προς ρ προκύπτει η σχέση που δίνει την ειδική ηλεκτρική αντίσταση:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (2.11)$$

Μετρώντας λοιπόν την τάση και γνωρίζοντας την ένταση του ρεύματος και τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων υπολογίζεται η ειδική ηλεκτρική αντίσταση του υπεδάφους. Η τιμή της παραμένει σταθερή ανεξάρτητα από τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων, δηλαδή αν η ένταση του ρεύματος διατηρηθεί σταθερή και η θέση των ηλεκτροδίων μεταβληθεί τότε θα μεταβληθεί και η τάση ΔV , ώστε η τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης να παραμείνει σταθερή. Στην περίπτωση όμως που το υπέδαφος είναι ανομοιογενές, όπως στην πραγματικότητα συμβαίνει, η τιμή του δεύτερου μέλους της σχέσης (2.11) μπορεί να υπολογιστεί μετρώντας τις ποσότητες που περιλαμβάνει το μέλος αυτό, αλλά δε θα είναι σταθερή. Η τιμή αυτή θα εξαρτάται όχι μόνο από τη δομή του υπεδάφους, αλλά και από τη διάταξη των ηλεκτροδίων, επομένως δε θα εκφράζει πια την πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση, αλλά μία φυσικώς ανύπαρκτη ποσότητα, η οποία ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση και συμβολίζεται ρ_α . Η φαινόμενη αντίσταση αν και είναι ενδεικτική των πραγματικών ειδικών αντιστάσεων περιοχής του υπεδάφους που είναι κοντά στη διάταξη των ηλεκτροδίων, δεν μπορεί να θεωρηθεί ότι αντιπροσωπεύει τη μέση τιμή των αντιστάσεων αυτών.

Η σχέση που δίνει την φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι:

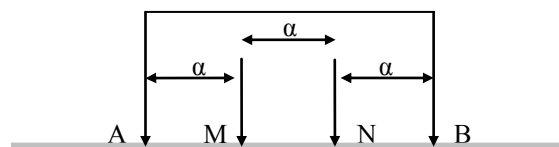
$$\rho_\alpha = G \frac{\Delta V}{I} \quad (2.12)$$

όπου $G = 2\pi\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)^{-1}$ είναι ο γεωμετρικός συντελεστής.

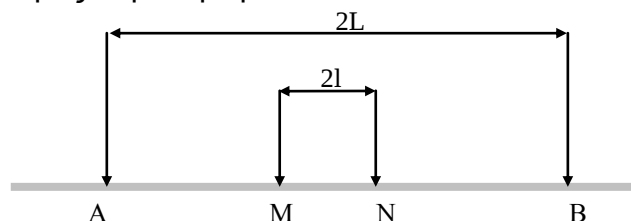
2.4.1 Διατάξεις Ηλεκτροδίων

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι διάταξης των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού για τη μέτρηση της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Οι πιο γνωστές από τις διατάξεις είναι η διάταξη Wenner, η διάταξη Schlumberger, η διάταξη διπόλου – διπόλου, η τετραγωνική διάταξη και η διάταξη διδύμου ηλεκτροδίου.

α) **Διάταξη Wenner.** Η διάταξη αυτή που είναι από τις πιο διαδεδομένες, πήρε το όνομά της από τον Frank Wenner που πρώτος την εφάρμοσε (Wenner, 1916). Η διάταξη των ηλεκτροδίων φαίνεται προφανής. Δύο ηλεκτρόδια ρεύματος για να δημιουργούν το πεδίο και δύο ηλεκτρόδια δυναμικού ανάμεσά τους, για να μετρούν τη διαφορά δυναμικού, τοποθετημένα σε ευθεία γραμμή, ώστε $AM=MN=NB=\alpha$.

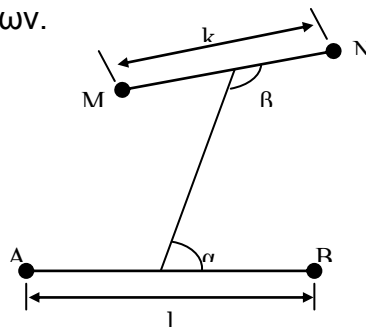


β) **Διάταξη Schlumberger.** Στη διάταξη αυτή η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού, $MN=2l$, είναι πολύ μικρότερη από την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, $AB=2L$, γιατί με τον τρόπο αυτόν θεώρησε ο Schlumberger, από τον οποίο ονομάστηκε και η διάταξη, ότι θα γινόταν πιο εύκολος ο εντοπισμός δομών μικρών διαστάσεων.



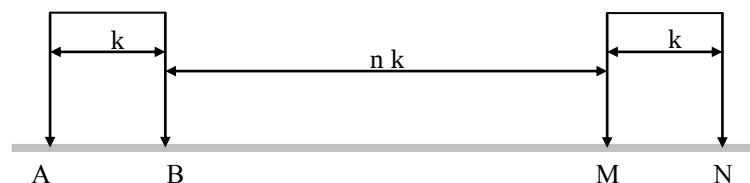
γ) **Διάταξη διπόλου – διπόλου.** Αν και έχει επικρατήσει η ονομασία αυτή να αναφέρεται σε μία ορισμένη διάταξη, κανονικά ο όρος «διπόλου –

διπόλου» αποτελεί μία κατηγορία διατάξεων, στις οποίες τα ηλεκτρόδια δυναμικού δεν τοποθετούνται αναμεσα στα ηλεκτρόδια ρεύματος ούτε είναι απαραίτητο τα τέσσερα ηλεκτρόδια να βρίσκονται στην ίδια ευθεία. Σε όλες τις περιπτώσεις τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους και απέχουν σημαντική απόσταση από τα ηλεκτρόδια δυναμικού, ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού απέχουν και αυτά μεταξύ τους μικρή απόσταση. Τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος αποτελούν το δίπολο ρεύματος, ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού αποτελούν το δίπολο δυναμικού. Υπάρχουν διάφοροι τρόποι διάταξης των δύο διπόλων.

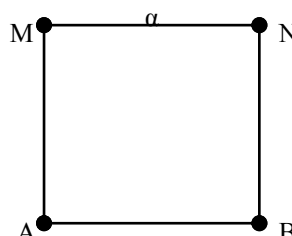


Ανάλογα με τις τιμές των γωνιών α και β προκύπτουν διαφορετικές διατάξεις.

1. $\alpha=\beta=90^\circ$ (equatorial dipole).
2. $0<\alpha<90^\circ$ και $\beta=180^\circ$ (radial dipole).
3. $\alpha=0$ και $\beta=180^\circ$ (polar dipole).
4. $\alpha=\beta$ (parallel dipole)
5. $\alpha=0$, $\beta=180^\circ$ και $k=l$. Η διάταξη αυτή έχει επικρατήσει με την ονομασία διάταξη διπόλου –διπόλου.



δ) **Τετραγωνική διάταξη.** Στη διάταξη αυτή τα τέσσερα ηλεκτρόδια βρίσκονται στις κορυφές τετραγώνου και αποτελούν τη βάση, πάνω στην οποία βρίσκεται το όργανο μέτρησης.

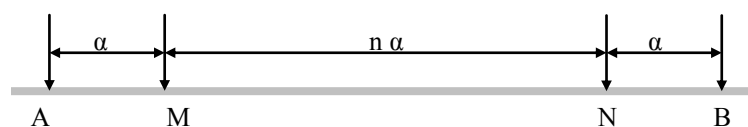


ε) **Διάταξη διδύμου ηλεκτροδίου.** Αναπτύχθηκε ειδικά για έρευνα σε αρχαιολογικούς χώρους και μπορεί να θεωρηθεί ότι προέρχεται από την διπόλου-διπόλου. Τα A και B είναι ηλεκτρόδια του ηλεκτρικού ρευματος και τα M και N του δυναμικού. Το ένα ζευγάρι ηλεκτροδίων, τα A και M, παραμένει σταθερό και το άλλο, τα N και B, μετακινείται στην περιοχή μελέτης. Κρατώντας το ένα ζευγάρι σταθερό και έχοντας το άλλο σε σημαντική απόσταση μπορεί να θεωρηθεί ότι το ηλεκτρικό πεδίο που δημιουργείται, παραμένει αδιατάραχτο από τη μετακίνηση του δεύτερου ζευγαριού. Η απόσταση των δύο ζευγαριών πρέπει να είναι τουλάχιστον 30 φορές μεγαλύτερη από την απόσταση που χωρίζει τα δύο ηλεκτρόδια κάθε ζευγαριού, ώστε το σφάλμα στις μετρήσεις από τη μετακίνηση των ηλεκτροδίων να είναι μικρότερο από 3%. Θεωρώντας σταθερό το ηλεκτρικό πεδίο μεγάλες μεταβολές στη μετρούμενη τάση οφείλονται σε δομές που παρουσιάζουν αντίθεση ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με τα περιβάλλοντα πετρώματα, βρίσκονται κοντά στο κινούμενο ζευγάρι και ο εντοπισμός τους αποτελεί τον στόχο της μεθόδου.

Για τη διάταξη αυτή η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι:

$$\rho_{\alpha} = \pi \alpha \frac{\Delta V}{I} \quad (2.13)$$

θεωρώντας ότι $\pi \alpha \gg \alpha$.

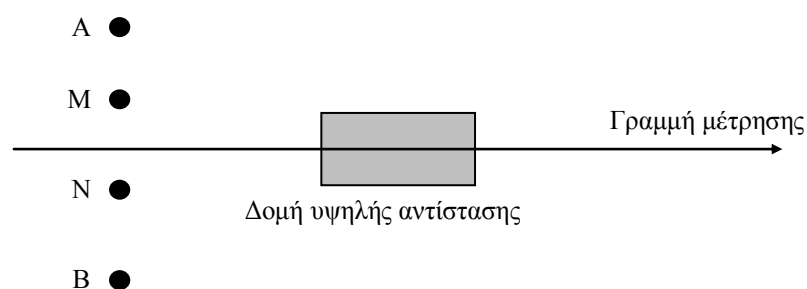


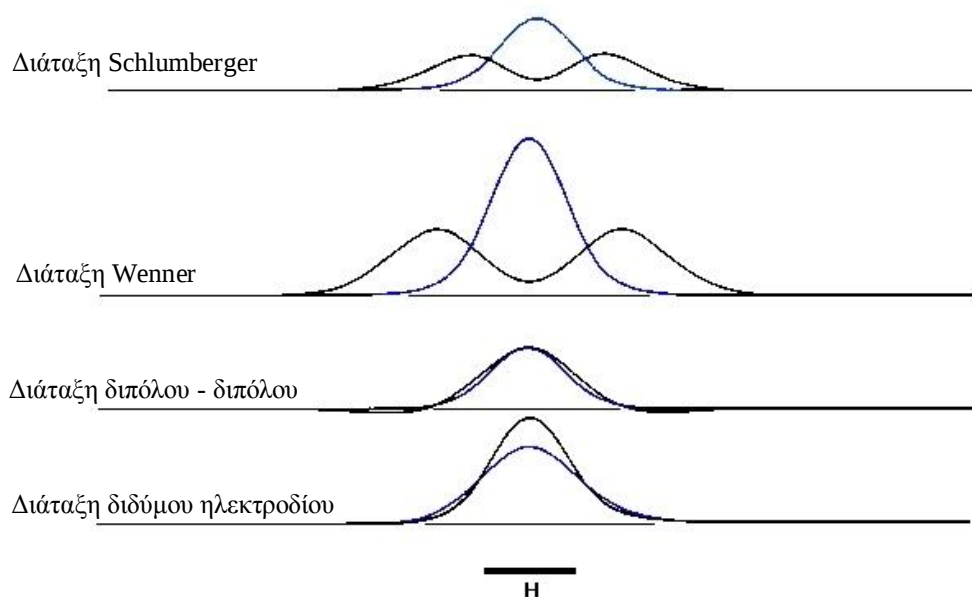
Κάθε διάταξη παρουσιάζει πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα ανάλογα με τη θέση και τον σκοπό, για τον οποίο εφαρμόζεται. Η διάταξη Wenner δίνει την πιο έντονη μεταβολή της φαινόμενης αντίστασης, αλλά παρουσιάζει το φαινόμενο της διπλής κορυφής, δηλαδή μεγάλη τιμή πριν και μετά τη δομή, η οποία έχει μεγαλύτερη αντίσταση από τα περιβάλλοντα πετρώματα, ενώ δίνει μικρή τιμή ακριβώς πάνω από τη δομή (Clark, 1974). Το αντίθετο συμβαίνει στην περίπτωση που η δομή έχει μικρότερη αντίσταση. Το ίδιο πρόβλημα παρουσιάζει και η διάταξη Schlumberger με το επιπλέον πρόβλημα του

μικρού σήματος, δηλαδή δε δίνει έντονα τη μεταβολή της φαινόμενης αντίστασης. Το πρόβλημα της διπλής κορυφής δεν εμφανίζεται στις διατάξεις διπόλου – διπόλου και διδύμου ηλεκτροδίου. Η διάταξη διπόλου – διπόλου δίνει καθαρά τη μεταβολή της φαινόμενης αντίστασης, αλλά έχει το μειονέκτημα ότι, επειδή η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος είναι μικρή περιορίζεται το βάθος διεξόδου του ηλεκτρικού ρεύματος και επομένως και η ευαισθησία της μεθόδου με την αύξηση του βάθους. Η διάταξη διδύμου ηλεκτροδίου έχει πλευρική διακριτική ικανότητα α , δηλαδή για να ξεχωρίσει δύο δομές πρέπει να απέχουν μεταξύ τους κατά την οριζόντια διεύθυνση απόσταση α , με α να είναι η απόσταση των ηλεκτροδίων κάθε ζευγαριού και απαιτεί τη μετακίνηση μόνο των δύο ηλεκτροδίων για κάθε μέτρηση. Η εύκολη και γρήγορη εφαρμογή της και η έντονη μεταβολή της φαινόμενης αντίστασης που δίνει, την έχουν κάνει την πιο διαδεδομένη διάταξη στην Αρχαιομετρία.

Η μεταβολή της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης πάνω από μη αγώγιμη δομή, όπως προκύπτει από την εφαρμογή των παραπάνω διατάξεων, φαίνεται στο σχήμα (2.5). Για τις μαύρες καμπύλες, και τα τέσσερα ηλεκτρόδια κάθε διάταξης βρίσκονται πάνω στην ευθεία, κατά μήκος της οποίας γίνονται μετρήσεις μετακινώντας τη διάταξη.

Για τις μπλέ καμπύλες ο προσανατολισμός των διατάξεων είναι τέτοιος, ώστε μόνο το κέντρο τους να βρίσκεται πάνω στη γραμμή μέτρησης. Στην περίπτωση αυτή δεν παρατηρείται το φαινόμενο της διπλής κορυφής στις διατάξεις Wenner και Schlumberger, γιατί καθώς η διάταξη μετακινείται προς τη δομή και τα τέσσερα ηλεκτρόδια θα βρεθούν πάνω από τη δομή ταυτόχρονα.





Σχήμα 2.5 : Μεταβολή της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης πάνω από μη αγώγιμη δομή που βρίσκεται σε βάθος ίσο με το μισό της απόστασης των ηλεκτροδίων, για διαφορετικές διατάξεις ηλεκτροδίων (Clark, 1974).

Όταν η δομή βρίσκεται σε μεγαλύτερο βάθος από την επιφάνεια του εδάφους οι καμπύλες που απεικονίζουν τη μεταβολή της φαινόμενης αντίστασης, πλαταίνουν, όπως φαίνεται στο σχήμα (2.6). Το ίδιο αποτέλεσμα παρατηρείται και όταν αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, γιατί το ρεύμα διεισδύει σε μεγαλύτερο βάθος, με αποτέλεσμα μεγαλύτερος όγκος του υπεδάφους να επηρεάζει τη μέτρηση, ενώ η δομή καταλαμβάνει ένα μικρό τμήμα του όγκου αυτού.

Διάταξη Schlumberger

Διάταξη Wenner

Διάταξη διπόλου - διπόλου

Διάταξη διδύμου ηλεκτροδίου

H

Σχήμα 2.6 : Μεταβολή της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης πάνω από μη αγώγιμη δομή που βρίσκεται σε βάθος ίσο με την απόσταση των ηλεκτροδίων, για διαφορετικές διατάξεις ηλεκτροδίων (Clark, 1974).

2.4.2 Όργανα Στη Γεωηλεκτρική Διασκόπηση

Στη γεωηλεκτρική διασκόπηση ο βασικός εξοπλισμός αποτελείται από όργανο μέτρησης της ηλεκτρικής αντίστασης, καλώδια και ηλεκτρόδια. Τυπικό όργανο μέτρησης της ηλεκτρικής αντίστασης είναι το ABEM TERRAMETER SAS 300 (σχήμα 2.7) με ενισχυτή που αποτελείται από την ηλεκτρική πηγή εναλλασσόμενου ρεύματος, το δέκτη και το μικροεπεξεργαστή. Ο δέκτης απαλλάσσει την μέτρηση από το φυσικό δυναμικό και από άλλες πηγές θορύβου. Οι παραπάνω υπολογισμοί πραγματοποιούνται από το μικροεπεξεργαστή.

Περιλαμβάνει διακόπτες κατάλληλους για τη ρύθμιση των λειτουργιών του. Ένας εξ' αυτών (on/off) επιτρέπει το άνοιγμα ή το κλείσιμο του οργάνου. Με ένα άλλο (cycles) γίνεται προεπιλογή του αριθμού των επαναλαμβανόμενων μετρήσεων σε κάθε στάση του οργάνου. Στη συνέχεια με τον τρίτο διακόπτη (range) επιλέγεται το μετρούμενο μέγεθος μεταξύ των: ηλεκτρική αντίσταση, δυναμικό ή τάση της μπαταρίας. Με τον τέταρτο διακόπτη (current) επιλέγεται η ένταση του ρεύματος από 0,2 έως 20 mA σε επτά βήματα ή από 50 έως 500 mA σε τέσσερα βήματα χωρίς ή με ενισχυτή αντίστοιχα. Τέλος, το πλήκτρο μέτρησης ενεργοποιεί το μικροεπεξεργαστή και αρχίζει η διαδικασία μέτρησης. Με την ολοκλήρωση των μετρήσεων και έπειτα

από ένα χαρακτηριστικό ήχο, το όργανο επανέρχεται σε κατάσταση ετοιμότητας, εμφανίζοντας τη μέτρηση σε ψηφιακή μορφή.

Διακρίνονται επίσης, οι υποδοχές των ηλεκτροδίων ρεύματος (πάνω δεξιά), οι υποδοχές των ηλεκτροδίων δυναμικού (πάνω αριστερά), ο μετρητής υγρασίας (κάτω δεξιά) του οποίου ο δείκτης αλλάζει χρώμα με τη μεταβολή της υγρασίας, η υποδοχή της μπαταρίας (κάτω αριστερά) και η οθόνη υγρών κρυστάλλων, LCD, (μέση) στην οποία εμφανίζονται οι μετρήσεις και οι οδηγίες στο χειριστή. Το βάθος διείσδυσης εξαρτάται από την ειδική ηλεκτρική αντίσταση του υπεδάφους και την παρεχόμενη ένταση ρεύματος κατά τη διεξαγωγή βυθοσκόπησης.



Σχήμα 2.7 : Όργανο ABEM TERRAMETER SAS 300 με Booster κατάλληλο για τη μέτρηση της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της τάσης

Το όργανο ABEM TERRAMETER χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και για τη μέτρηση του φυσικού δυναμικού. Στην πρώτη περίπτωση, χρησιμοποιείται η μπαταρία και το ωμόμετρο. Επιτρέπει ανάπτυξη ηλεκτροδίων ρεύματος έως και 2.000 μέτρα. Η τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης, $R = \Delta V / I$, κυμαίνεται από 0.05 mΩ έως 1999 kΩ. Υπολογίζεται αυτόματα και εμφανίζεται σε ψηφιακή μορφή σε μονάδες kΩ, Ω ή mΩ. Η ισχύς της πηγής είναι 400 Watt και η ένταση του ρεύματος κυμαίνεται από 0.2 έως 500 mA. Όταν ο πομπός τροφοδοτείται με ρεύμα έντασης 20 mA η ακρίβεια του οργάνου είναι της τάξης των 0.05 mΩ. Ο ενισχυτής Booster SAS 300 είναι απαραίτητος για τροφοδοσία ρεύματος έντασης πάνω από 50 mA. Η χρήση του ενισχυτή επιτρέπει τη διερεύνηση μεγαλύτερων βαθών διαμέσου στρωμάτων υψηλής ηλεκτρικής αγωγιμότητας. Στη δεύτερη περίπτωση, το βολτόμετρο μετράει το φυσικό δυναμικό με τη χρήση μη πολωμένων ηλεκτροδίων, σε V ή mV και εύρος τιμών από 1 μV έως 500 V.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Μαγνητικές Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης.

3.1. Εξέλιξη των Μαγνητικών Μεθόδων.

Τον 16ο αιώνα ο William Gilbert μελέτησε το μαγνητικό πεδίο της γης και ισχυρίστηκε ότι η μορφή του μοιάζει με τη μορφή του πεδίου ενός ισχυρού ραβδόμορφου μαγνήτη τοποθετημένου κοντά στο κέντρο της γης. Έκτοτε οι ιδιότητες του γεωμαγνητικού πεδίου μελετήθηκαν εντατικά και το 1843 ο Wrede χρησιμοποίησε τοπικές μεταβολές του πεδίου, για να εντοπίσει μετάλλευμα σιδήρου ξεκινώντας την εφαρμογή των μαγνητικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης (Telford et al., 1976).

Αρχικά οι μέθοδοι αυτές χρησιμοποιήθηκαν για τον εντοπισμό μεταλλευμάτων και κυρίως μεταλλευμάτων σιδήρου. Στη διασκόπηση πετρελαίου εφαρμόστηκαν μετά το 1920. Για αρχαιολογικούς σκοπούς η μαγνητική διασκόπηση εφαρμόστηκε για πρώτη φορά το 1958 σε τοποθεσίες της Αγγλίας (Aitken, 1974) και κυρίως χρησιμοποιήθηκε για ανίχνευση καμινιών, φούρνων κεραμοποιίας και εστιών πυρός, γιατί οι δομές αυτές προκαλούν μεγάλες μαγνητικές ανωμαλίες λόγω της έντονης επαγόμενης και παραμένουσας μαγνήτισής τους. Η συνεχής βελτίωση της ακρίβειας των μαγνητομέτρων κατέστησε τη μέθοδο ικανή να μπορεί να εντοπίσει και δομές με πιο ασθενή μαγνήτιση. Τα τελευταία μάλιστα χρόνια χρησιμοποιούνται περισσότερο τα διαφορικά μαγνητόμετρα, γιατί δεν απαιτείται διόρθωση των μετρήσεων για την ημερήσια μεταβολή του μαγνητικού πεδίου της γης.

Στη γρήγορη και εύκολη πραγματοποίηση των μετρήσεων οφείλεται το γεγονός ότι οι μαγνητικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης είναι από τις περισσότερο χρησιμοποιούμενες στην εξερεύνηση των αρχαιολογικών χώρων.

3.2. Θεμελιώδη Μαγνητικά Μεγέθη.

Πριν από 2000 χρόνια οι αρχαίοι Έλληνες ανακάλυψαν ότι ορισμένες πέτρες έχουν την ασυνήθιστη ιδιότητα να έλκουν κομμάτια σιδήρου. Αυτή η ιδιότητα ονομάζεται μαγνητισμός.

Κρεμώντας με νήμα ένα μόνιμο μαγνήτη έτσι, ώστε να μπορεί να στρέφεται γύρω από κατακόρυφο άξονα, το ένα του άκρο κατευθύνεται προς τον Βορρά και το άλλο προς τον Νότο. Το άκρο που κατευθύνεται προς τον Βορρά ονομάζεται βόρειος πόλος (N), ενώ το κατευθυνόμενο προς τον Νότο λέγεται νότιος πόλος (S). Οι φυσικοί διατύπωσαν τη θεωρία ότι είναι δυνατό να υπάρχουν διακριτά «μαγνητικά φορτία», τα λεγόμενα μαγνητικά μονόπολα. Αυτά τα στοιχειώδη σωμάτια θα μπορούσαν να φέρουν έναν μοναδικό βόρειο ή έναν μοναδικό νότιο πόλο, όντας τα αντίστοιχα του θετικού και αρνητικού φορτίου του ηλεκτρισμού. Έχουν γίνει διάφορες προσπάθειες να βρεθούν τα μονόπολα, αλλά καμία δεν καρποφόρησε. Οι δύο μαγνητικοί πόλοι, ο βόρειος και ο νότιος, εμφανίζονται πάντοτε στις δύο άκρες ενός μαγνήτη δικαιολογώντας τον όρο δίπολο που αποδίδεται στον μαγνήτη.

Οι μαγνήτες ασκούν και ελκτικές και απωστικές δυνάμεις. Εύκολα διαπιστώνεται ότι οι όμοιοι πόλοι απωθούνται, ενώ οι ανόμοιοι έλκονται. Η δύναμη που αναπτύσσεται μεταξύ δύο μαγνητικών πόλων, καθώς και άλλα μαγνητικά φαινόμενα ερμηνεύονται εύκολα, αν υποτεθεί ότι σε κάθε μαγνητικό πόλο υπάρχει ένα ιδιαίτερο φυσικό μέγεθος που ονομάζεται ποσότητα μαγνητισμού (m) και θεωρείται ως θετική ($+m$) ή αρνητική ($-m$) για έναν βόρειο ή νότιο μαγνητικό πόλο αντίστοιχα. Ο Άγγλος John Michell βρήκε το 1750 ότι η δύναμη αυτή υπακούει στον νόμο του αντίστροφου τετραγώνου. Τα συμπεράσματά του τα επιβεβαίωσε στη συνέχεια ο Coulomb (Hewitt, 1985).

Σύμφωνα με τον νόμο του Coulomb η δύναμη F που αναπτύσσεται μεταξύ δύο ποσοτήτων μαγνητισμού m_1 και m_2 , είναι ανάλογη με το γινόμενο των ποσοτήτων αυτών και αντιστρόφως ανάλογη με το τετράγωνο της μεταξύ τους απόστασης r .

$$F = \frac{1}{\mu_0 \mu} \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (3.1)$$

όπου μ είναι σταθερά, η οποία ονομάζεται μαγνητική διαπερατότητα και εξαρτάται από το υλικό που υπάρχει μεταξύ των δύο ποσοτήτων μαγνητισμού και μ_0 είναι σταθερά, η οποία εξαρτάται από το σύστημα μονάδων και έχει τιμή ίση με τη μονάδα στο ηλεκτρομαγνητικό σύστημα μονάδων (emu) και τιμή $4\pi \cdot 10^{-7} \frac{\text{Vsec}}{\text{Am}}$ στο διεθνές σύστημα μονάδων (SI). Η μαγνητική δύναμη F είναι θετική (άπωση), αν οι δύο ποσότητες μαγνητισμού είναι ομώνυμες και αρνητική (έλξη) αν οι δύο ποσότητες μαγνητισμού είναι ετερόνυμες.

Η μαγνητική διαπερατότητα είναι ίση με τη μονάδα στο κενό και σχεδόν ίση με τη μονάδα στον αέρα.

Ο χώρος γύρω από κάθε ποσότητα μαγνητισμού ονομάζεται μαγνητικό πεδίο και έχει την ιδιότητα να ασκεί δύναμη σε κάθε άλλη ποσότητα μαγνητισμού που έρχεται μέσα σε αυτόν. Ο λόγος της δύναμης F που ασκείται στην ποσότητα μαγνητισμού m , προς την ποσότητα αυτή ονομάζεται ένταση H του μαγνητικού πεδίου.

$$H = \frac{F}{m} \quad (3.2)$$

Η ένταση του μαγνητικού πεδίου είναι διανυσματικό μέγεθος που έχει τη διεύθυνση και τη φορά της δύναμης που ασκείται σε θετική ποσότητα μαγνητισμού. Από τις σχέσεις (3.1) και (3.2) προκύπτει ότι η ένταση του μαγνητικού πεδίου σε απόσταση r από την ποσότητα m , στην οποία οφείλεται το μαγνητικό πεδίο, είναι:

$$H = \frac{1}{\mu_0 \mu} \frac{m}{r^2} \quad (3.3)$$

Η μονάδα μέτρησης της έντασης είναι το Oe (Oesterd) στο emu και το $\frac{\text{Ampere}}{\text{m}}$ στο SI. Είναι $1 \frac{\text{A}}{\text{m}} = \frac{4\pi}{1000} \text{Oe}$.

Το δυναμικό W του μαγνητικού πεδίου είναι μονόμετρο μέγεθος και ορίζεται από τη σχέση:

$$W = \int_r^\infty H dr \Rightarrow W = \frac{1}{\mu_0 \mu} \frac{m}{r} \quad (3.4)$$

Οι δύο ετερώνυμοι πόλοι ενός μαγνήτη έχουν κατά απόλυτη τιμή την ίδια ποσότητα μαγνητισμού και βρίσκόμενοι σε σταθερή απόσταση μεταξύ τους αποτελούν μαγνητικό δίπολο. Η μαγνητική ροπή M^* ενός μαγνητικού διπόλου, του οποίου οι ποσότητες μαγνητισμού m και $-m$ απέχουν απόσταση l , είναι ένα διανυσματικό μέγεθος που έχει διεύθυνση τον κατά μήκος άξονα του μαγνήτη, φορά από τον αρνητικό προς τον θετικό πόλο και μέτρο $M^* = m l$.

Το μαγνητικό πεδίο προκαλείται από την κίνηση ηλεκτρικών φορτίων. Αν και κάθε μαγνητικό σώμα ως σύνολο είναι ακίνητο, τα ηλεκτρόνια των ατόμων που το αποτελούν, βρίσκονται σε διαρκή κίνηση. Τα ηλεκτρόνια εκτός από την τροχιακή τους κίνηση γύρω από τους πυρήνες των ατόμων περιστρέφονται και γύρω από τον άξονά τους. Ένα περιστρεφόμενο ηλεκτρόνιο είναι κινούμενο φορτίο και επομένως δημιουργεί μαγνητικό πεδίο. Κάθε ηλεκτρόνιο δημιουργεί δύο μαγνητικά πεδία, ένα από την τροχιακή κίνησή του και ένα από την περιστροφή. Συνήθως επικρατέστερο είναι το πεδίο που οφείλεται στην περιστροφή.

Τα περισσότερα υλικά δεν είναι μαγνήτες, γιατί τα διάφορα μαγνητικά πεδία αλληλοεξουδετερώνονται, επειδή τα ηλεκτρόνια περιστρέφονται αντίστροφα. Όμως στα στοιχεία σίδηρος, νικέλιο και κοβάλτιο τα πεδία δεν εξουδετερώνονται πλήρως. Έτσι κάθε άτομο του σιδήρου είναι ένας μικρός μαγνήτης. Το ίδιο ισχύει, σε κάποιο μικρότερο βαθμό, για τα άτομα του νικελίου και κοβαλτίου. Για τον λόγο αυτόν οι περισσότεροι κοινοί μαγνήτες αποτελούνται από κράματα που περιέχουν σίδηρο, νικέλιο ή κοβάλτιο.

Η αλληλεπίδραση των μαγνητικών πεδίων γειτονικών ατόμων αναγκάζει μεγάλες ομάδες τους να τοποθετούνται σε σειρές. Αυτές οι ομάδες των ευθυγραμμισμένων ατόμων ονομάζονται μαγνητικές περιοχές. Ένα σώμα, στο οποίο οι μαγνητικές περιοχές είναι τυχαία προσανατολισμένες, μπορεί να μην είναι μαγνήτης, γιατί οι γειτονικές μαγνητικές περιοχές αλληλοεξουδετερώνονται. Όταν όμως το σώμα αυτό βρεθεί σε ένα ασθενές μαγνητικό πεδίο έντασης H , αποκτάει μαγνήτιση J , γιατί οι περιοχές ευθυγραμμίζονται στη διεύθυνση της έντασης του μαγνητικού πεδίου. Η μαγνήτιση του σώματος που εκφράζει τη συνολική μαγνητική ροπή του ανά μονάδα όγκου, $J = \frac{M^*}{V}$, συνδέεται με την ένταση του μαγνητικού πεδίου με τη

σχέση: $J = \kappa H$ (3.5)

όπου κ η μαγνητική επιδεκτικότητα. Η μαγνήτιση ενός σώματος είναι διανυσματικό μέγεθος, έχει τη διεύθυνση και τη φορά της συνολικής μαγνητικής ροπής του σώματος και ίδιες μονάδες με την ένταση του μαγνητικού πεδίου.

Η μαγνητική επιδεκτικότητα κ εξαρτάται από το υλικό του σώματος, είναι αδιάστατο μέγεθος και συνδέεται με τη μαγνητική διαπερατότητα με τη σχέση:

$$\mu = 1 + 4\pi\kappa$$

Όταν ένα μαγνητικό σώμα τοποθετηθεί μέσα σε μαγνητικό πεδίο έντασης H , θα αποκτήσει μαγνήτιση J και θα δημιουργήσει πρόσθετο πεδίο έντασης $H' = 4\pi J$. Η ένταση του συνολικού μαγνητικού πεδίου ονομάζεται μαγνητική επαγωγή B και είναι:

$$B = H + H' = H + 4\pi J = H + 4\pi \kappa H = (1 + 4\pi\kappa) H = \begin{cases} \mu H & \text{στο emu.} \\ \mu_0 \mu H & \text{στο SI.} \end{cases} \quad (3.6)$$

Μονάδα μέτρησης της μαγνητικής επαγωγής στο SI είναι το Tesla (T), ενώ στο emu είναι το Gauss.

$$1T = 10^4 \text{ Gauss}$$

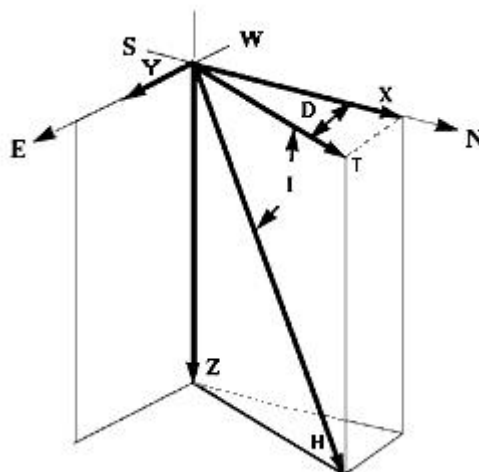
Η μαγνητική επαγωγή είναι η ποσότητα που μετρείται κατά τη μαγνητική διασκόπηση.

3.3. Μαγνητικό Πεδίο Γης.

Ένας κρεμασμένος μαγνήτης ή μία πυξίδα κατευθύνεται πάντα προς τον Βορρά, επειδή η ίδια η γη είναι ένας πελώριος μαγνήτης. Το μαγνητικό πεδίο της γης μεταβάλλεται τοπικά και χρονικά.

Για τον προσδιορισμό του διανύσματος της έντασης του γήινου μαγνητικού πεδίου σε ένα σημείο O ορίζεται ένα τρισσορθογώνιο σύστημα αξόνων που έχει αρχή το σημείο O , ως άξονα x τη διεύθυνση Βορρά – Νότου, ως άξονα y τη διεύθυνση ανατολής – δύσης και ως άξονα z την κατακόρυφη διεύθυνση. Η ολική ένταση H αναλύεται στην οριζόντια συνιστώσα T και στην κατακόρυφη Z . Η οριζόντια συνιστώσα αναλύεται στη μεσημβρινή συνιστώσα X και στη συνιστώσα Y . Το επίπεδο HOZ λέγεται μαγνητικός μεσημβρινός, ενώ το επίπεδο XOZ είναι ο γεωγραφικός μεσημβρινός. Η γωνία D που

σχηματίζει ο μαγνητικός με τον γεωγραφικό μεσημβρινό, ονομάζεται μαγνητική απόκλιση. Η γωνία I που σχηματίζει η ένταση H του μαγνητικού πεδίου με την οριζόντια συνιστώσα T , ονομάζεται μαγνητική έγκλιση. Οι ποσότητες αυτές λέγονται γεωμαγνητικά στοιχεία και απεικονίζονται στο σχήμα (3.1).

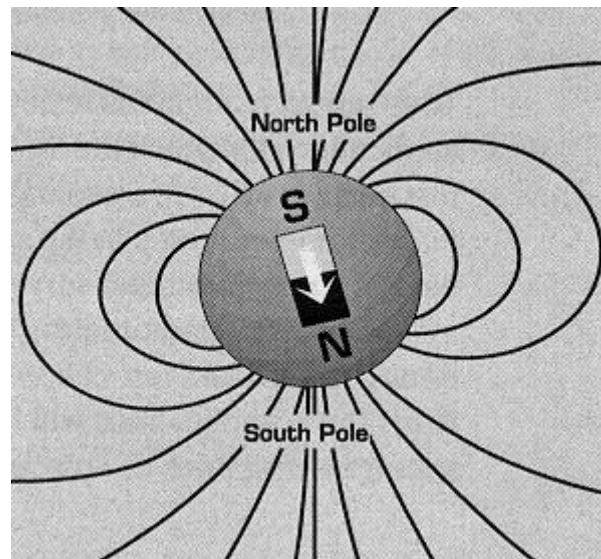


Σχήμα 3.1 : Στοιχεία του γήινου μαγνητικού πεδίου της γης.

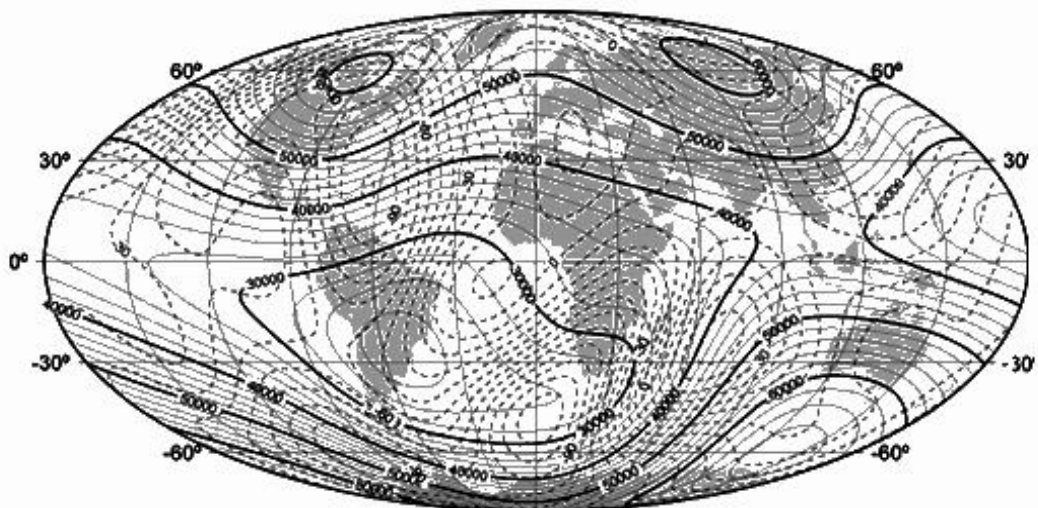
Η ένταση του μαγνητικού πεδίου της γης (Σχήμα 3.2) μεταβάλλεται τόσο κατά διεύθυνση όσο και κατά μέτρο από τόπο σε τόπο. Σε ορισμένη κλειστή καμπύλη που περιβάλλει τη γη κοντά στον γεωγραφικό ισημερινό και λέγεται μαγνητικός ισημερινός, η έγκλιση έχει τιμή ίση με μηδέν, δηλαδή το διάνυσμα της έντασης του πεδίου είναι οριζόντιο. Προς τον Βορρά η έγκλιση συνεχώς αυξάνεται και σε ένα σημείο γίνεται ίση με 90° . Το σημείο αυτό είναι ο νότιος μαγνητικός πόλος του πεδίου και βρίσκεται κάπου στον Βόρειο Καναδά, αρκετά μακριά από τον βόρειο γεωγραφικό πόλο. Ο βόρειος μαγνητικός πόλος του πεδίου βρίσκεται σε σημείο στο νότιο ημισφαίριο νότια της Αυστραλίας, στο οποίο η έγκλιση είναι 90° . Οι δυναμικές γραμμές του πεδίου βγαίνουν από τον βόρειο μαγνητικό πόλο, διαγράφουν στον χώρο μεγάλες καμπύλες γραμμές και καταλήγουν στον νότιο μαγνητικό πόλο. Έτσι η γη συμπεριφέρεται ως μαγνητικό δίπολο που ο άξονάς του σχηματίζει με τον γεωγραφικό άξονα της γης γωνία περίπου ίση με 11.5° .

Για λεπτομερέστερη περιγραφή της γεωγραφικής μεταβολής της έντασης του γεωμαγνητικού πεδίου κατασκευάζονται χάρτες, στους οποίους χαράζονται γραμμές, και πάνω σε κάθε μία από τις γραμμές αυτές ένα

μαγνητικό στοιχείο παραμένει σταθερό. Οι γραμμές λέγονται ισομαγνητικές και οι χάρτες ισομαγνητικοί. Το σχήμα (3.3) παριστάνει ισομαγνητικό χάρτη της ολικής έντασης του πεδίου. Οι τιμές της έντασης κυμαίνονται από 25000 nT μέχρι 70000 nT.



Σχήμα 3.2 : Το μαγνητικό πεδίο της γης.(Σούρλας,2000)



Σχήμα 3.3 : Ισομαγνητικός χάρτης του γήινου μαγνητικού πεδίου. Οι συνεχείς ισομαγνητικές γραμμές απεικονίζουν την ολική ένταση του πεδίου (σε nT) και οι διακεκομμένες τον ρυθμό μεταβολής του πεδίου (σε nT / year) (International Geomagnetic Reference Field).(Σούρλας,2000)

Το 95% του μαγνητικού πεδίου της γης έχει την προέλευσή του από τον πυρήνα της, ενώ το υπόλοιπο οφείλεται στα κινούμενα ιόντα της ατμόσφαιρας. Στο συνολικό πεδίο συνεισφέρουν και τα μαγνητικά πετρώματα και ορυκτά του φλοιού με τα δικά τους μαγνητικά πεδία.

Οι περισσότεροι επιστήμονες πιστεύουν πως το γεωμαγνητικό πεδίο το δημιουργεί η κίνηση ηλεκτρικών φορτίων στον εξωτερικό πυρήνα. Είναι πιθανό η κίνηση αυτή να σχετίζεται με την περιστροφή της γης. Ο Δίας που κάνει μία πλήρη περιστροφή σε 10 ώρες, έχει πολύ ισχυρότερο μαγνητικό πεδίο από τη γη, ενώ το μαγνητικό πεδίο της Αφροδίτης, η οποία περιστρέφεται ακόμη πιο αργά από τη γη, δεν μπορεί καν να μετρηθεί, όπως απέδειξαν σχετικές προσπάθειες που έγιναν στο Διάστημα.

Μία άλλη πιθανή πηγή του μαγνητισμού της γης μπορεί να είναι η θερμότητα που προέρχεται από τον εσωτερικό πυρήνα και από τη διάσπαση των ραδιενεργών στοιχείων. Αυτή η θερμότητα προκαλεί ρεύματα μεταφοράς στο τηγμένο υλικό του εξωτερικού πυρήνα. Η κίνηση των ιόντων και των ηλεκτρονίων μέσα στο τηγμένο υλικό δημιουργεί το μαγνητικό πεδίο. Ίσως ο συνδυασμός των ρευμάτων μεταφοράς με τα φαινόμενα περιστροφής να παράγει το γήινο μαγνητικό πεδίο.

Το μαγνητικό πεδίο της γης, όποια και αν είναι η αιτία του, υφίσταται εκτός από την τοπική και χρονική μεταβολή.

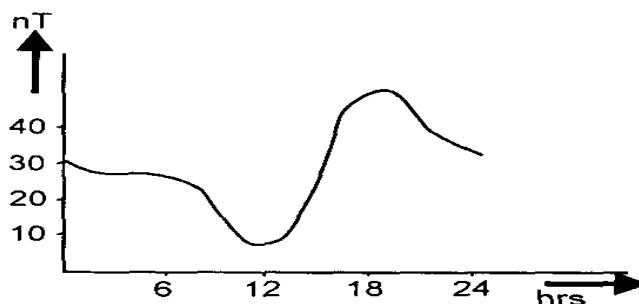
Στη γεωλογική ιστορία της γης μία ασταθής ροή θερμότητας μπορεί να προκάλεσε καθίζηση και στιγμιαία διακοπή των ρευμάτων μεταφοράς, με συνέπεια την κατάρρευση του γήινου μαγνητικού πεδίου. Η αναγέννηση της θερμότητας μπορεί να δημιούργησε και πάλι τα ρεύματα μεταφοράς, αλλά όχι αναγκαστικά στην ίδια κατεύθυνση. Και αυτό ακριβώς μπορεί να εξηγήσει την ύπαρξη προηγούμενων πεδίων αναστραμμένων ως προς τα σημερινά.

Αν και δεν έχει αποσαφηνιστεί ακόμα η αιτία των αναστροφών του πεδίου, γεγονός είναι ότι στα τελευταία πέντε εκατομμύρια χρόνια έχουν σημειωθεί πάνω από είκοσι αναστροφές με την πιο πρόσφατη να έγινε πριν από 700000 χρόνια και οι αμέσως προηγούμενες πριν από 870000 και 950000 χρόνια. Δεν μπορεί να προβλεφθεί πότε θα συμβεί η επόμενη αναστροφή, επειδή η σειρά τους δεν έχει καμία κανονικότητα. Πρόσφατες μετρήσεις πάντως έδωσαν την ένδειξη πως τα τελευταία εκατό χρόνια η ένταση του πεδίου μειώθηκε περισσότερο από 5%. Αν διατηρηθεί η μεταβολή αυτή, μπορεί να σημειωθεί ακόμα μία αναστροφή μέσα στα επόμενα 20000 χρόνια. Η μεταβολή αυτή του πεδίου ονομάζεται αιώνια και δεν επηρεάζει τη μαγνητική διασκόπηση.

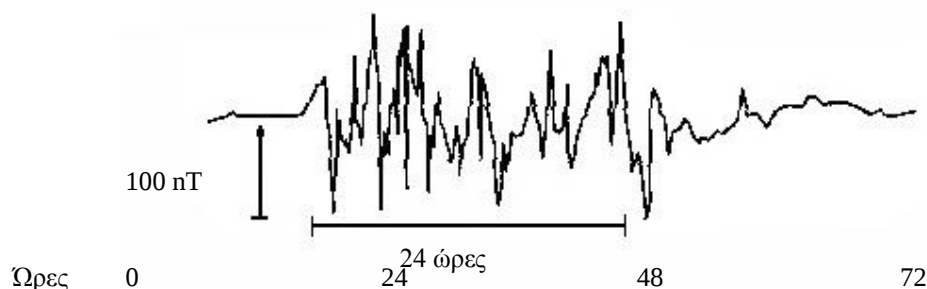
Ταχύτερες, αλλά πολύ μικρότερες, διακυμάνσεις στο μαγνητικό πεδίο της γης ονομάζονται παροδικές μεταβολές. Η ηλιακή υπεριώδης ακτινοβολία και οι ακτίνες X αλληλεπιδρούν με τα άτομα της ατμόσφαιρας και παράγουν τα ιόντα της ιονόσφαιρας. Η ιονόσφαιρα, όπως και τα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, διαταράσσεται από ανέμους, οι μεταβολές των οποίων ευθύνονται για τις παροδικές μεταβολές του γήινου μαγνητικού πεδίου. Επιπρόσθετα το μαγνητικό πεδίο των κινούμενων ιόντων της ατμόσφαιρας επάγει ηλεκτρικό ρεύμα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της γης. Το ρεύμα αυτό δημιουργεί με τη σειρά του μαγνητικό πεδίο, το οποίο συμβάλλει στις παροδικές μεταβολές του γήινου μαγνητικού πεδίου.

Οι παροδικές μεταβολές που διαρκούν λίγες ώρες μέχρι και μία ημέρα, ονομάζονται κανονικές ή ημερήσιες (Σχήμα 3.4) και προκαλούν διακυμάνσεις στην ένταση της τάξης των 50 nT ανά ώρα. Η επίδραση των ημερήσιων μεταβολών στη μαγνητική διασκόπηση μπορεί εύκολα να υπολογιστεί και να πραγματοποιηθούν οι σχετικές διορθώσεις. Μεταβολές πολύ μικρότερης διάρκειας, αλλά μεγαλύτερης έντασης, ονομάζονται μη κανονικές. Πολλές φορές οι μη κανονικές μεταβολές είναι εξαιρετικά έντονες και μπορεί να διαρκέσουν για ολόκληρες ημέρες. Στην περίπτωση αυτή ονομάζονται μαγνητικές καταιγίδες (Σχήμα 3.5) και παρατηρούνται, όταν μεγάλος αριθμός φορτισμένων σωματιδίων εκπέμπονται από τον Ήλιο και φτάνουν στην επιφάνεια της γης. Οι διακυμάνσεις στην ένταση που προκαλούν, κυμαίνονται από 100 μέχρι 1000 nT. Οι μαγνητικές καταιγίδες παρουσιάζουν ανώμαλη

εξέλιξη και για τον λόγο αυτόν πρέπει να αποφεύγεται η πραγματοποίηση μαγνητικών διασκοπήσεων, όταν αυτές εμφανίζονται.



Σχήμα 3.4 : Συνήθης ημερήσια διακύμανση μαγνητικό πεδίου Γης
(Milsom, 1992)



Σχήμα 3.5: Τυπική μαγνητική καταιγίδα. (Σούρλας, 2000)

3.4. Μαγνήτιση και Μαγνητική Επιδεκτικότητα των Υλικών.

Στα περισσότερα σώματα τα άτομα δε σχηματίζουν μαγνητικές περιοχές. Κάποια άτομα τους όμως έχουν μαγνητική ροπή εξαιτίας της κίνησης και της περιστροφής των ηλεκτρονίων τους. Όταν τα άτομα αυτά βρεθούν σε ένα μαγνητικό πεδίο, η μαγνητική ροπή κάθε ατόμου προσανατολίζεται σταδιακά προς τη διεύθυνση της έντασης του πεδίου.

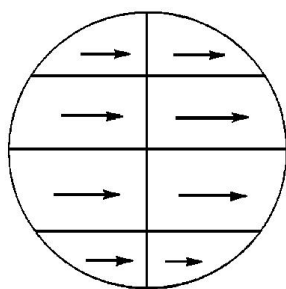
Υλικά, στα οποία επικρατούν οι μαγνητικές ροπές με ίδια διεύθυνση και φορά με την ένταση του πεδίου, ονομάζονται παραμαγνητικά. Η μαγνητική

επιδεκτικότητα των παραμαγνητικών υλικών έχει μικρή θετική τιμή. Σημαντικά παραμαγνητικά ορυκτά είναι ο ολιβίνης, ο αμφίβολος και ο βιοτίτης.

Σε κάποια άλλα υλικά που ονομάζονται διαμαγνητικά, επικρατούν οι μαγνητικές ροπές με την ίδια διεύθυνση, αλλά αντίθετη φορά από την ένταση του μαγνητικού πεδίου. Επομένως η μαγνητική επιδεκτικότητα των διαμαγνητικών ορυκτών είναι αρνητική. Τα πιο σημαντικά ορυκτά της κατηγορίας αυτής είναι ο χαλαζίας, ο ασβεστίτης, ο γαληνίτης και ο σφαλερίτης.

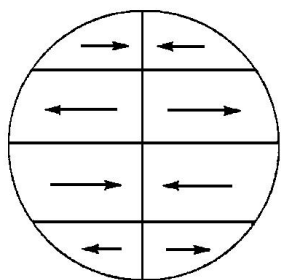
Η τιμή της μαγνητικής επιδεκτικότητας των παραμαγνητικών και των διαμαγνητικών ορυκτών είναι τόσο μικρή, ώστε είναι σχεδόν αδύνατο να εντοπιστούν με τη μαγνητική διασκόπηση.

Τα υλικά, στα οποία τα άτομα σχηματίζουν μαγνητικές περιοχές ονομάζονται σιδηρομαγνητικά. Κάθε μαγνητική περιοχή αποτελείται από εκατομμύρια άτομα. Στα πραγματικά σιδηρομαγνητικά υλικά όλες οι μαγνητικές περιοχές υπό την επίδραση ασθενούς μαγνητικού πεδίου αποκτούν εύκολα τη διεύθυνση και τη φορά της έντασης του πεδίου, με αποτέλεσμα το υλικό να παρουσιάζει πολύ μεγάλη μαγνητική επιδεκτικότητα. Τα στοιχεία σίδηρος, νικέλιο και κοβάλτιο είναι πραγματικά σιδηρομαγνητικά, αλλά δεν απαντούν σε καθαρή μορφή στη φύση. Συνήθως σχηματίζουν ενώσεις με άλλα στοιχεία.



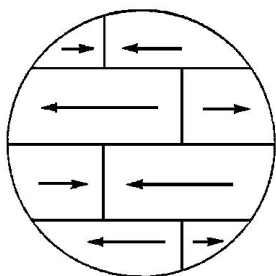
Σχήμα 3.6 : Διάταξη των μαγνητικών περιοχών σε πραγματικό σιδηρομαγνητικό υλικό υπό την επίδραση ασθενούς μαγνητικού πεδίου.

Όταν οι μαγνητικές περιοχές ενός υλικού υπό την επίδραση του πεδίου αποκτήσουν δύο αντίθετες κατευθύνσεις με αποτέλεσμα να αλληλοαναιρούνται, το υλικό ονομάζεται αντισιδηρομαγνητικό. Το πιο γνωστό αντισιδηρομαγνητικό ορυκτό είναι ο αιματίτης (Fe_2O_3).



Σχήμα 3.7 : Διάταξη των μαγνητικών περιοχών σε αντισιδηρομαγνητικό υλικό υπό την επίδραση ασθενούς μαγνητικού πεδίου.

Στις μαγνητικές ανωμαλίες συνεισφέρουν κυρίως τα σιδηριμαγνητικά υλικά. Στην κατηγορία αυτή οι μαγνητικές περιοχές υπό την επίδραση του ασθενούς πεδίου διατάσσονται έτσι, ώστε να έχουν δύο διαφορετικές διευθύνσεις με αντίθετη φορά. Η μία από τις δύο αντίθετες κατευθύνσεις υπερισχύει, επειδή οι περισσότερες μαγνητικές περιοχές έχουν την κατεύθυνση αυτή ή επειδή το συνολικό μέτρο των ροπών των περιοχών της κατεύθυνσης αυτής είναι μεγαλύτερο από το αντίστοιχο της άλλης κατεύθυνσης, με αποτέλεσμα το υλικό να έχει μεγάλη μαγνητική επιδεκτικότητα. Το πιο διαδεδομένο σιδηριμαγνητικό ορυκτό είναι ο μαγνητίτης (Fe_3O_4). Άλλα σημαντικά ορυκτά της κατηγορίας αυτής είναι ο ιλμενίτης, ο τιτανομαγνητίτης και άλλα οξειδία του σιδήρου.



Σχήμα 3.8 : Διάταξη των μαγνητικών περιοχών σε σιδηριμαγνητικό υλικό υπό την επίδραση ασθενούς μαγνητικού πεδίου.

Επομένως τα πραγματικά σιδηρομαγνητικά και τα σιδηριμαγνητικά υλικά, όταν βρεθούν σε ένα μαγνητικό πεδίο αποκτούν μαγνήτιση. Όταν το πεδίο είναι ασθενές, όπως είναι το πεδίο της γης, η μαγνήτιση αυτή είναι προσωρινή, επειδή όταν μηδενίζεται το μαγνητικό πεδίο, οι περισσότερες περιοχές ή και όλες θα ξαναπάρουν τον τυχαίο προσανατολισμό τους και η μαγνήτιση του σώματος θα μηδενιστεί. Όταν όμως το πεδίο είναι πολύ ισχυρό, η μαγνήτιση που αποκτάει το σώμα δεν είναι γραμμική συνάρτηση της έντασης του πεδίου, δηλαδή δεν ισχύει η σχέση $J = \kappa H$, και το σώμα διατηρεί

κάποια δίκιά του μαγνήτιση με την απομάκρυνση του μαγνητικού πεδίου ($H=0$), όπως φαίνεται και στο σχήμα (3.9). Η μαγνήτιση αυτή ονομάζεται παραμένουσα.

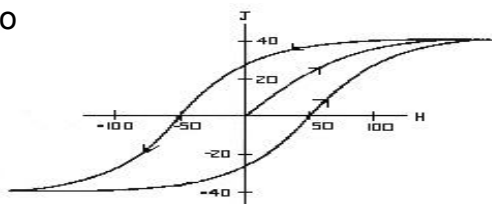
Η μαγνήτιση του σώματος αυξάνεται με την αύξηση της έντασης του πεδίου. Για μία ορισμένη τιμή της έντασης η μαγνήτιση αποκτάει τη μέγιστη τιμή της, οπότε το σώμα θεωρείται μαγνητικά κορεσμένο. Επιπλέον αύξηση της έντασης του πεδίου δεν αυξάνει την τιμή της μαγνήτισης, επειδή όλες οι μαγνητικές περιοχές έχουν αποκτήσει τη διεύθυνση της έντασης του πεδίου.

Εκτός από την ένταση του πεδίου η μαγνήτιση του σώματος εξαρτάται και από το σχήμα του και τον προσανατολισμό του σε σχέση με τη διεύθυνση της έντασης. Η εξάρτηση αυτή εκφράζεται από τον συντελεστή απομαγνήτισης n . Ονομάζεται συντελεστής απομαγνήτισης, γιατί μειώνει τη μαγνήτιση του σώματος. Η σχέση που δίνει τη μαγνήτιση J σε συνάρτηση με την ένταση του πεδίου H και τον συντελεστή n είναι:

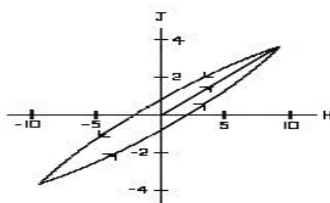
$$J = \frac{\kappa H}{1 + \kappa n} \quad (3.7)$$

Ο συντελεστής απομαγνήτισης έχει τιμή 0 για σώμα σχήματος βελόνας και παράλληλο προς τη διεύθυνση του πεδίου και τιμή $\frac{4\pi}{3}$ για σφαιρικό σώμα.

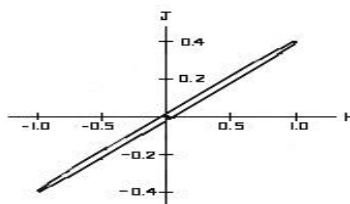
α) Ισχυρό πεδίο



β) Ενδιάμεσο πεδίο



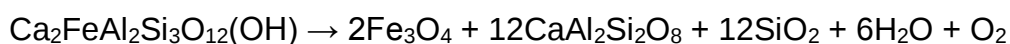
γ) Ασθενές πεδίο



Σχήμα 3.9 : Γραφική παράσταση της μαγνήτισης J σε συνάρτηση με την ένταση H του μαγνητικού πεδίου (Σούρλας, 2000).

Υπάρχουν και άλλοι τρόποι για να αποκτήσει ένα σιδηρομαγνητικό υλικό παραμένουσα μαγνήτιση. Ένας τρόπος είναι να θερμανθεί το υλικό αυτό σε θερμοκρασία μεγαλύτερη της θερμοκρασίας Curie που αντιστοιχεί σε αυτό, οπότε η θερμότητα θα καταστρέψει τις μαγνητικές περιοχές του, δηλαδή οι μαγνητικές ροπές των ατόμων θα αποκτήσουν τυχαίο προσανατολισμό. Στη συνέχεια, με ψύξη του υλικού μέσα σε μαγνητικό πεδίο- έστω και αν το πεδίο είναι ασθενές- η πλειοψηφία των μαγνητικών ροπών των μαγνητικών περιοχών που θα δημιουργηθούν, θα έχουν τη διεύθυνση του πεδίου. Η μαγνήτιση που αποκτιέται με τον τρόπο αυτόν, ονομάζεται θερμομόνιμη μαγνήτιση. Το είδος αυτό της μαγνήτισης συναντιέται κυρίως σε πυριγενή πετρώματα.

Η δημιουργία ενός ορυκτού σε ένα μαγνητικό πεδίο μπορεί να προκαλέσει μόνιμη μαγνήτιση στο ορυκτό αυτό. Το ορυκτό μπορεί να είναι το αποτέλεσμα χημικής αντίδρασης που γίνεται κατά τη μεταμόρφωση ή την ιζηματογένεση των πετρωμάτων. Για παράδειγμα η αποσύνθεση του επιδότου, πυριτικού ορυκτού πλούσιου σε σίδηρο, δίνει τον μαγνητίτη σύμφωνα με την αντίδραση:



Το ορυκτό υπό την επίδραση του πεδίου αποκτάει μαγνήτιση που ονομάζεται χημική μόνιμη μαγνήτιση. Η μαγνήτιση αυτή είναι σημαντική σε ιζηματογενή και μεταμορφωμένα πετρώματα.

Η μακροχρόνια παραμονή ενός σιδηριμαγνητικού υλικού σε ένα ασθενές μαγνητικό πεδίο μπορεί επίσης να προκαλέσει μόνιμη μαγνήτιση στη διεύθυνση της έντασης του πεδίου. Στην περίπτωση αυτή η μόνιμη μαγνήτιση είναι λογαριθμική συνάρτηση του χρόνου παραμονής του υλικού στο πεδίο και παρατηρείται κυρίως σε λεπτόκοκκα πετρώματα .

Στον πίνακα της επόμενης σελίδας (Πίνακας 2.1) δίνονται οι τιμές της μαγνητικής επιδεκτικότητας διαφόρων ιζηματογενών, μεταμορφωμένων και εκρηξιγενών πετρωμάτων και ορισμένων ορυκτών.

Η μικρότερη μαγνητική επιδεκτικότητα παρουσιάζεται στα ιζηματογενή πετρώματα ($75 \cdot 10^{-6}$), ακολουθούν τα μεταμορφωμένα ($350 \cdot 10^{-6}$), τα όξινα πυριγενή ($650 \cdot 10^{-6}$), ενώ τη μεγαλύτερη τιμή έχουν τα βασικά πυριγενή

($2600 \cdot 10^{-6}$). Για ορισμένα πυριγενή πετρώματα βρέθηκαν πολύ μεγάλες τιμές. Για τους διορίτες για παράδειγμα βρέθηκαν τιμές μαγνητικής επιδεκτικότητας της τάξης του 1500.

Πίνακας 2.1 : Μέση μαγνητική επιδεκτικότητα (πολλαπλασιασμένη επί 10^6) διαφόρων πετρωμάτων και ορυκτών (Παπαζάχος, 1986).

Ιζηματογενή	Μεταμορφωμένα	Πυριγενή	Ορυκτά
Δολομίτης 10	Αμφιβολίτης 60	Γρανίτης 200	Γραφίτης -8
Ασβεστόλιθος 25	Σχιστόλιθος 120	Βασάλτης 6000	Αιματίτης 550
Ψαμμίτης 30	Σερπεντινίτης 800	Περιδοίτης 13500	Χρωμίτης 600
Σχιστόλιθος 50	Γνεύσιος 1000	Ανδεσίτης 13500	Μαγνητίτης $5 \cdot 10^5$

3.5. Μαγνητικές Ανωμαλίες.

Η μαγνητική διασκόπηση βασίζεται στον εντοπισμό μεταβολών της μαγνήτισης μεταξύ μίας δομής και των πετρωμάτων που την περιβάλλουν, με μετρήσεις της έντασης του μαγνητικού πεδίου στην επιφάνεια της γης. Τοπικές μεταβολές της έντασης ονομάζονται μαγνητικές ανωμαλίες και η ερμηνεία των ανωμαλιών αποτελεί τον τελικό στόχο της διασκόπησης. Η πλέον συνηθισμένη μέθοδος ερμηνείας είναι η αντιπαραβολή της μαγνητικής ανωμαλίας με το μαγνητικό πεδίο που δημιουργούν απλά γεωμετρικά σώματα.

Στη συνέχεια δίνονται οι αναλυτικές σχέσεις της κατακόρυφης συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου μαγνητισμένων σωμάτων με σκοπό την αναγνώριση του σχήματος ή ακόμη και άλλων παραμέτρων, (π.χ. του βάθους) του σώματος που προκαλεί την αντίστοιχη μαγνητική ανωμαλία. Αυτές χρησιμοποιούνται για τις επίγειες μετρήσεις, όπου το μετρούμενο μέγεθος είναι κυρίως η κατακόρυφη συνιστώσα. Σε ορισμένες περιπτώσεις όμως, πραγματοποιούνται παράλληλα μετρήσεις της οριζόντιας συνιστώσας. Για το λόγο αυτό, στην ανάλυση που θα ακολουθήσει δίνονται και οι καμπύλες ανωμαλιών της οριζόντιας συνιστώσας.

3.5.1. Μαγνητικός Πόλος

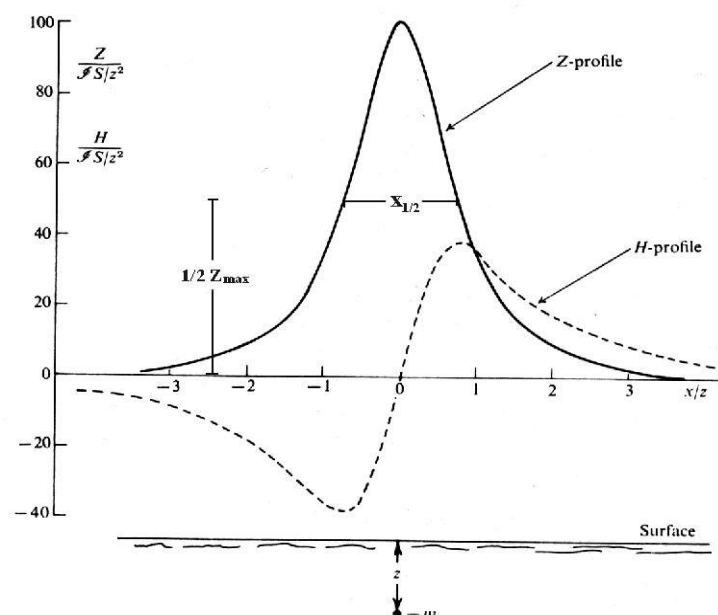
Θεωρείται μεμονωμένος μαγνητικός πόλος, ο πόλος ραβδόμορφου μαγνήτη μεγάλου μήκους, όταν η απόστασή του από τον παρατηρητή είναι πολύ μικρότερη από ότι η απόσταση του άλλου πόλου. Στην περίπτωση αυτή η επίδραση του άλλου πόλου είναι αμελητέα στο σημείο παρατήρησης, ώστε να θεωρηθεί ότι πρακτικά δεν υπάρχει.

Αν μεμονωμένος πόλος μαγνητικής επιδεκτικότητας κ , βρίσκεται σε βάθος z (μικρό) από την επιφάνεια και απέχει απόσταση r από την αρχή τρισσορθογώνιου συστήματος συντεταγμένων, τότε το μαγνητικό δυναμικό σε σημείο P δίνεται από τη σχέση $A = P/r$. Αν η μαγνήτιση του σώματος οφείλεται μόνο σε επαγωγή τότε ισχύει $P = J S$, όπου S η κάθετη τομή. Έτσι η κατακόρυφη Z (κεφαλαίο) και η οριζόντια συνιστώσα H του πεδίου του πόλου είναι

$$Z = \frac{\partial A}{\partial z} = \frac{\kappa \cdot H_0 \cdot S \cdot z}{\sqrt{(x^2 + z^2)^3}} \quad (3.8)$$

$$H = \frac{\kappa \cdot H_0 \cdot S \cdot x}{\sqrt{(x^2 + z^2)^3}} \quad (3.9)$$

Στο Σχήμα 3.10 φαίνονται οι καμπύλες για την κατακόρυφη και την οριζόντια συνιστώσα του πεδίου.



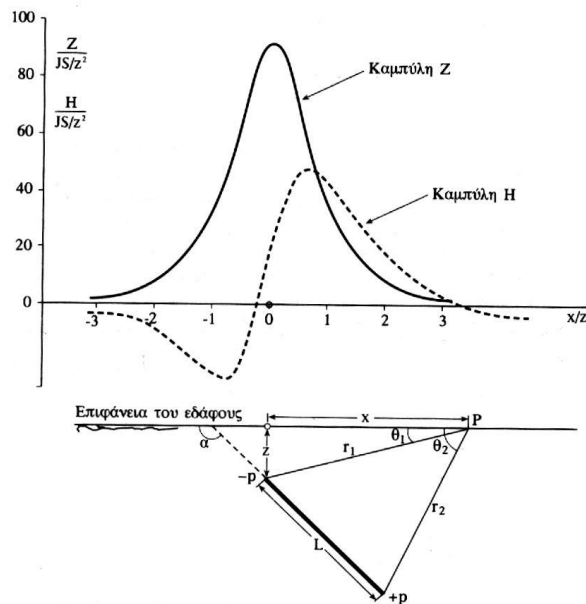
Σχήμα 3.10 : Μαγνητικό πεδίο ενός πόλου. Τομή των συνιστωσών Z και H (Telford et al., 1976)

Όπως και στην περίπτωση του προβλήματος εύρεσης του πεδίου βαρύτητας απλών γεωμετρικών σωμάτων, υπάρχουν διάφορες σχέσεις ανάμεσα σε χαρακτηριστικά σημεία των καμπύλων αυτών και στο βάθος του πόλου. Παρατηρείται ότι το μέγιστο $Z_{\max}$ της έντασης της κατακόρυφης συνιστώσας συμβαίνει ακριβώς πάνω από τον πόλο, (ίδια ανωμαλία που δίνει η σφαίρα στη βαρυτική μέθοδο). Η οριζόντια απόσταση $2x_{1/2}$ μεταξύ σταθμών κατά μήκος της γραμμής μελέτης, στους οποίους η ένταση είναι ίση με $Z_{\max}/2$, χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του βάθους του πόλου, δηλαδή $x_{1/2} = 0.75z$.

Η καμπύλη που παριστάνει την οριζόντια συνιστώσα (διακεκομμένη καμπύλη στο Σχήμα 3.10) τέμνει την καμπύλη που παριστάνει την κατακόρυφη συνιστώσα (συνεχής καμπύλη) κατά προσέγγιση στο σημείο x_t . Η οριζόντια απόσταση ανάμεσα στα σημεία στα οποία η καμπύλη αυτή (H) παρουσιάζει ελάχιστη και μέγιστη τιμή είναι κατά προσέγγιση $3/2 z$.

3.5.2 Μαγνητικό Δίπολο

Το δευτερεύον πεδίο επαγωγής που είναι παρόμοιο μ' αυτό της γης, αλλά μικρότερης έντασης είναι γνωστό σαν διπολικό πεδίο (dipole field). Αν πραγματοποιηθούν μετρήσεις, η μορφή του διαγράμματος που θα προκύψει είναι αυτή που φαίνεται στο Σχήμα 3.11. Αυτή η ανωμαλία που προκύπτει είναι η λεγόμενη κανονική ανωμαλία δίπολου.



Σχήμα 3.11 : Το μαγνητικό πεδίο (κατακόρυφη Z (ή B_z) και οριζόντια H συνιστώσα) διπόλου του οποίου ο άξονας σχηματίζει γωνία $\alpha=135^\circ$ με το οριζόντιο επίπεδο (Αραμπέλος, 1991).

Γράφοντας την μαγνητική ποσότητα του πόλου P με τη μορφή $P = J S = \kappa F_0 S$, όπου F_0 η ολική ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου, τότε η κατακόρυφη συνιστώσα του πεδίου του διπόλου στην επιφάνεια θα είναι ίση με τη διαφορά της κατακόρυφης συνιστώσας που οφείλεται στον πόλο $-P$ και της κατακόρυφης συνιστώσας που οφείλεται στον πόλο $+P$, δηλαδή

$$\delta Z = \kappa \cdot F_0 \cdot S \cdot \left(\frac{1}{r_1^2} \cdot \frac{z}{r_1} - \frac{1}{r_2^2} \cdot \frac{z + L \sin \alpha}{r_2} \right) = \kappa \cdot F_0 \cdot S \cdot \left(\frac{z}{r_1^3} - \frac{z + L \sin \alpha}{r_2^3} \right) \quad (3.10)$$

όπου L είναι η απόσταση των πόλων και α η γωνία που σχηματίζει η διεύθυνση του διπόλου με το οριζόντιο επίπεδο. Όμοια θα ισχύει για την οριζόντια συνιστώσα

$$\delta H = \kappa \cdot F_0 \cdot S \cdot \left(\frac{x}{r_1^3} - \frac{x + L \cos \alpha}{r_2^2} \right) \quad (3.11)$$

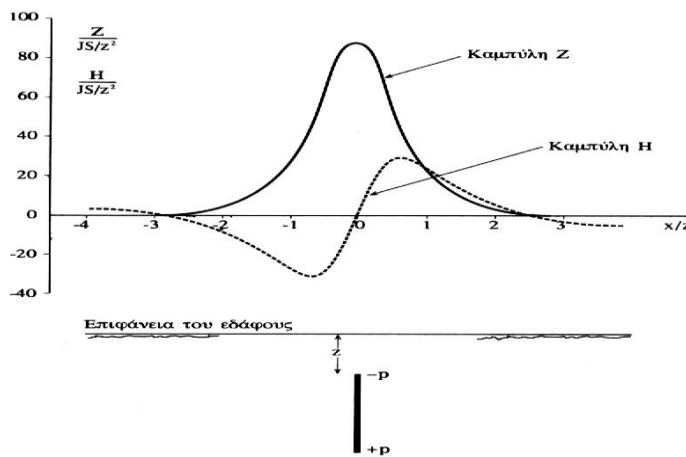
Επειδή η ράβδος είναι μαγνητισμένη κατά μήκος του άξονά της, οι προηγούμενες σχέσεις (3.10) και (3.11) ισχύουν μόνο όταν (α) το πεδίο της ράβδου είναι πολύ ισχυρότερο σε σχέση με το εξωτερικό πεδίο, ή (β) η ράβδος είναι προσανατολισμένη κατά τη διεύθυνση του εξωτερικού πεδίου. Η περίπτωση (α) είναι πιο συνηθισμένη, ενώ η δεύτερη σπάνια.

Ειδικές περιπτώσεις προκύπτουν όταν $\alpha = \pi/2$, δηλαδή η ράβδος είναι κάθετη στο οριζόντιο επίπεδο (Σχήμα 3.9), οπότε $F_0 = Z_0$ και οι (3.10) και (3.11) γίνονται αντίστοιχα

$$Z = \kappa \cdot Z_0 \cdot S \left(\frac{z}{r_1^3} - \frac{z+L}{r_2^3} \right) = \kappa \cdot Z_0 \cdot S \left(\frac{z}{\sqrt{(x^2+z^2)^3}} - \frac{z+L}{\sqrt{(x^2+(z+L)^2)^3}} \right) \quad (3.12)$$

$$H = \kappa \cdot Z_0 \cdot S \cdot x \cdot \left(\frac{1}{r_1^3} - \frac{1}{r_2^3} \right) \quad (3.13)$$

και $\alpha = \pi$, οπότε και $T_0 = H_0$, δηλαδή η ράβδος είναι σε οριζόντια θέση (Σχήμα 3.10), οπότε οι (3.10) και (3.11) γίνονται αντίστοιχα

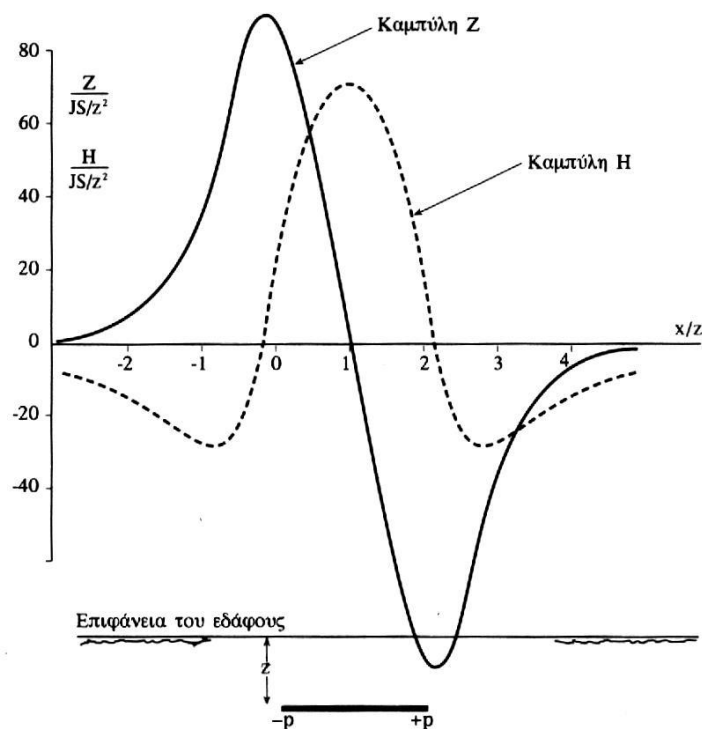


$$Z = \kappa \cdot H_0 \cdot S \cdot z \cdot \left(\frac{1}{r_1^3} - \frac{1}{r_2^3} \right) \quad (3.14)$$

$$H = \kappa \cdot H_0 \cdot S \cdot \left(\frac{x}{r_1^3} - \frac{x-L}{r_2^3} \right) \quad (3.15)$$

Σχήμα 3.12 : Το μαγνητικό πεδίο (κατακόρυφη Z και οριζόντια H συνιστώσα) διπόλου του οποίου ο άξονας είναι κατακόρυφος (Αραμπέλος, 1991)

Σχήμα 3.13:
Το μαγνητικό πεδίο
(κατακόρυφη Z και
οριζόντια H
συνιστώσα)
διπόλου του
οποίου ο άξονας
είναι οριζόντιος
(Αραμπέλος, 1991).



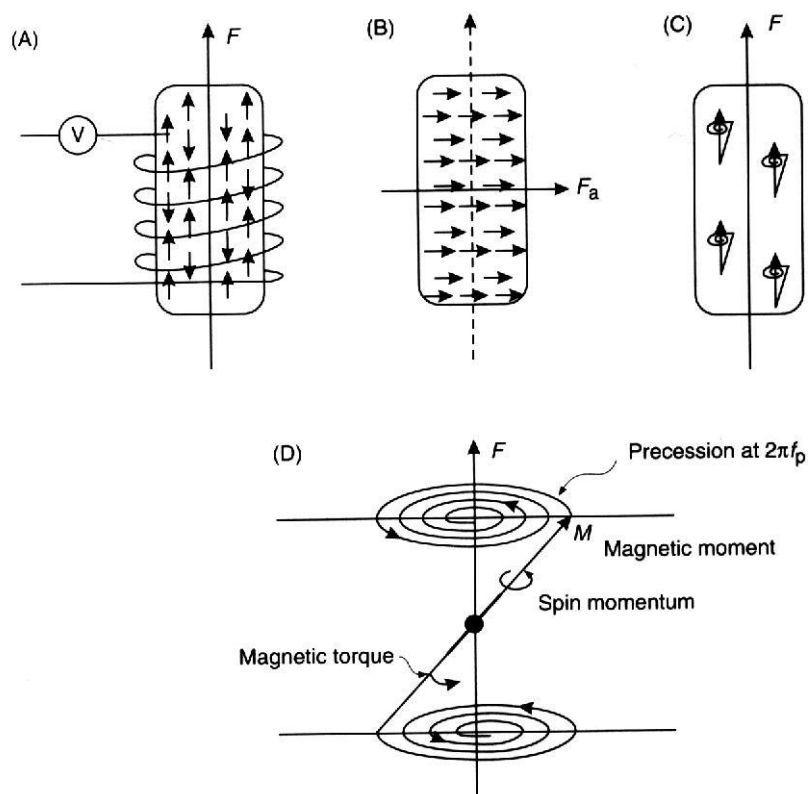
Σε σύγκριση με το πεδίο του μεμονωμένου πόλου (Σχήμα 3.10), η καμπύλη που παριστάνει την κατακόρυφη συνιστώσα εμφανίζεται οξύτερη με ελαφρά μειωμένο μέγιστο που οφείλεται στο πεδίο του άλλου πόλου. Αποδεικνύεται ότι το βάθος του πλησιέστερου στην επιφάνεια πόλου είναι η τετμημένη του σημείου στο οποίο έχουμε $Z(x) = 0.23Z_{\max}$ όταν η απόσταση των πόλων είναι πολύ μικρή, και περίπου $Z(x) = 0.35Z_{\max}$ όταν η απόσταση των πόλων είναι πολύ μεγάλη. Στο Σχήμα 3.13 όπου $z/L \ll 2$ η συνάρτηση Z παρουσιάζει ακρότατα πάνω από τους πόλους. Αν $z/L > 1$, τα ακρότατα είναι μετατοπισμένα.

Για δίπολο με τυχαίο προσανατολισμό μαγνητισμένο από επαγωγή, η μαγνητική ανωμαλία προκύπτει σαν ειδική περίπτωση της αναλυτικής σχέσης για λεπτό φύλλο πεπερασμένου μήκους.

3.6 Μαγνητόμετρα

3.6.1 Μαγνητόμετρο Πρωτονίου

Το μαγνητόμετρο πρωτονίου (Σχήμα 3.14) βασίζεται στο φαινόμενο της μετάπτωσης του άξονα στροφορμής (spin) των πρωτονίων, κάτω από την επίδραση



ση

Σχήμα 3.14 : Μαγνητόμετρο πρωτονίου (Reynolds, 1997)

του μαγνητικού πεδίου. Το πρωτόνιο συμπεριφέρεται ως στοιχειώδες μαγνητικό δίπολο που περιστρέφεται με μεγάλη ταχύτητα γύρω από τον επιμήκη άξονά του. Αν λοιπόν ποσότητα υγρού βρεθεί μέσα σε ισχυρό ομογενές μαγνητικό πεδίο ενός σωληνοειδούς, οι μαγνητικές ροπές των πυρήνων υδρογόνου (πρωτόνια) θα προσανατολιστούν μετά από ορισμένο χρόνο κατά τη διεύθυνση του πεδίου αυτού. Αν διακοπεί το ρεύμα του σωληνοειδούς, οι μαγνητικές ροπές των πρωτονίων τείνουν να προσανατολισθούν στη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου της γης. Στην

κίνηση αυτή αντιστέκεται η στροφορμή των πρωτονίων (γυροσκοπικό φαινόμενο), με αποτέλεσμα οι άξονές τους να παθαίνουν μετάπτωση, της οποίας η γωνιακή ταχύτητα ω ή η συχνότητα f είναι ανάλογη της έντασης του πεδίου F , σύμφωνα με τη σχέση

$$\omega = 2\pi f = \gamma_p F \quad (3.16)$$

Ο συντελεστής αναλογίας γ_p καλείται γυροσκοπικός λόγος και είναι μια από τις ατομικές σταθερές με τιμή (γνωστή με σχετική ακρίβεια 0.25×10^{-4})

$$\gamma_p = 26751.3 \text{ Oe}^{-1} \text{ s}^{-1}$$

ώστε η συχνότητα μετάπτωσης του πρωτονίου που προκαλείται από το μαγνητικό πεδίο της γης ($F \approx 0.5 \text{ oe}$) είναι $f = 2.130 \text{ Hz}$. Λόγω της μετάπτωσης που ακολουθούν τα πρωτόνια, στο σωληνοειδές αναπτύσσεται επαγωγική ηλεκτρεγερτική δύναμη και εναλλασσόμενο ρεύμα, συχνότητας ίσης με τη συχνότητα μετάπτωσης. Επομένως η τιμή της ολικής έντασης του μαγνητικού πεδίου της γης μπορεί να προσδιορισθεί με μέτρηση της συχνότητας του ηλεκτρικού ρεύματος που αναπτύσσεται επαγωγικά στο σωληνοειδές.

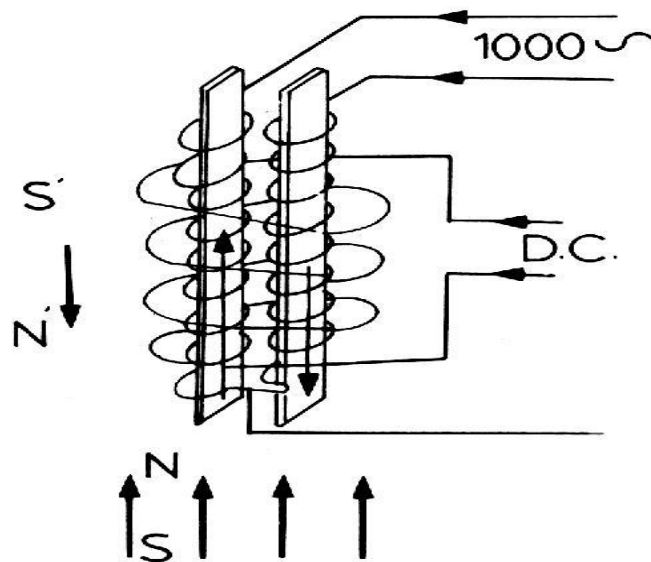
Το μαγνητόμετρο πρωτονίου αποτελείται από τον αισθητήρα, ο οποίος είναι κύλινδρος με περίπου 200 cm^3 υγρού (νερό ή κάποιο οργανικό υγρό πλούσιο σε υδρογόνο, όπως μεθανόλη, αιθυλική αλκοόλη, βενζίνη κ.λ.π.) και περιβάλλεται από σωληνοειδές, και από την ηλεκτρονική διάταξη για τη μέτρηση της συχνότητας.

Το πεδίο πόλωσης ($50 \dots 100 \text{ oe}$) δημιουργείται όταν στο σωληνοειδές διοχετεύεται συνεχές ρεύμα. Με τη διακοπή του συνεχούς ρεύματος, το σωληνοειδές συνδέεται με τη διάταξη μέτρησης της συχνότητας με αυτόματο διακόπτη. Οι ενδείξεις δίνονται σε μονάδες γ και στα σύγχρονα όργανα υπάρχει δυνατότητα αποθήκευσης μεγάλου αριθμού μετρήσεων σε ειδική μνήμη ενσωματωμένη στο όργανο. Τα πλεονεκτήματα του μαγνητομέτρου πρωτονίου απέναντι στα υπόλοιπα μαγνητόμετρα είναι ότι δεν περιέχει κινητά μέρη, δεν χρειάζεται οριζοντίωση ή προσανατολισμό και μετρά την απόλυτη τιμή της έντασης με πολύ μεγάλη ακρίβεια ($\approx 1 \gamma$) και ταχύτητα. Για τους παραπάνω λόγους το μαγνητόμετρο πρωτονίου χρησιμοποιείται ευρύτατα τόσο για επίγειες μετρήσεις όσο και για μετρήσεις στη θάλασσα και από αέρος.

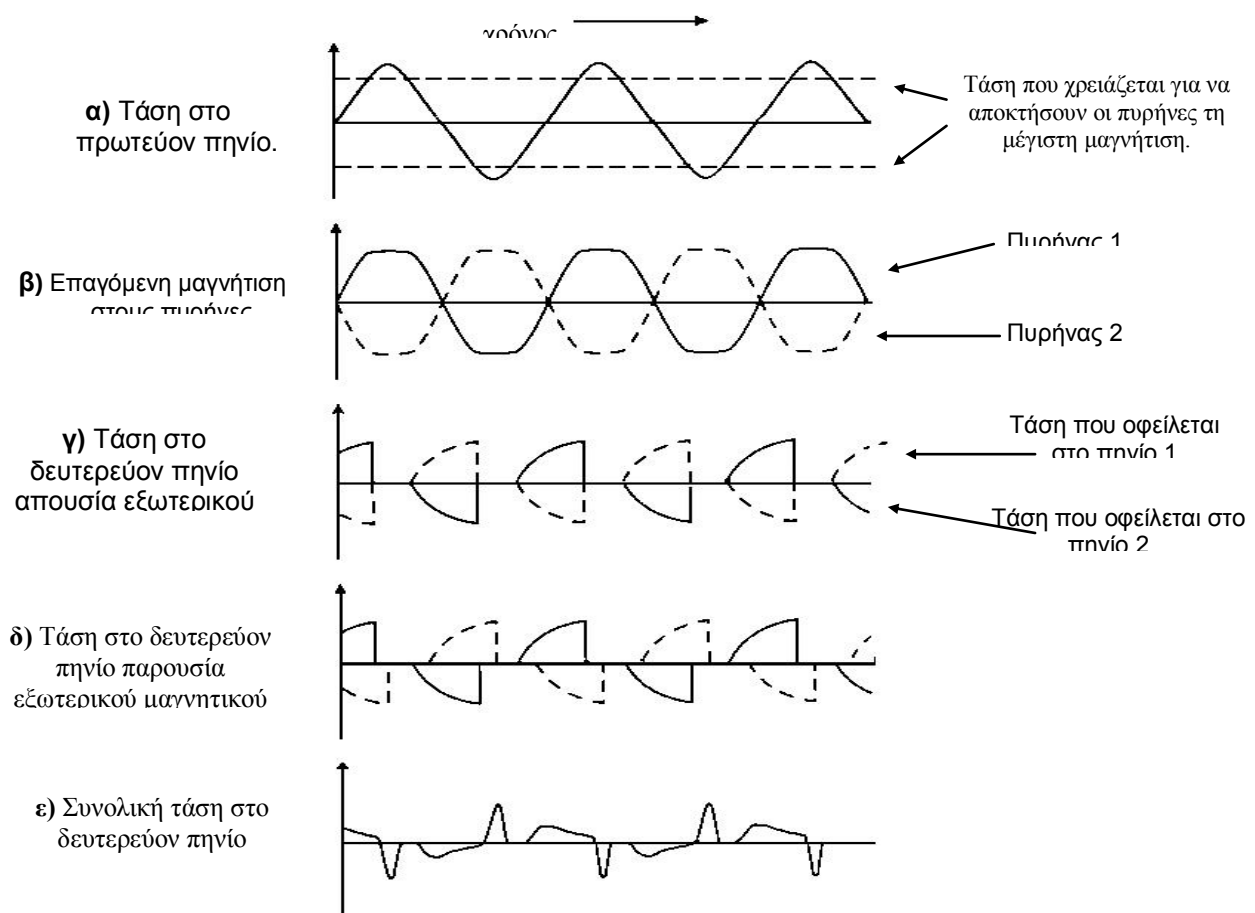
3.6.2 Μαγνητόμετρο Ρυθμιζόμενης Ροής

Τα μαγνητόμετρα ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής σχεδιάσθηκαν κατά τη διάρκεια του δεύτερου παγκόσμιου πολέμου και χρησιμοποιήθηκαν αρχικά για την ανίχνευση υποβρυχίων από αεροπλάνο που πετούσε σε χαμηλό ύψος. Σήμερα χρησιμοποιούνται κυρίως για τη μέτρηση της έντασης μαγνητικών πεδίων.

Το μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής αποτελείται από δύο όμοιες μαγνητικές ράβδους κατασκευασμένες από υλικό μεγάλης μαγνητικής επιδεκτικότητας. Κάθε ράβδος περιβάλλεται από ένα πηνίο (Σχήμα 3.15). Τα δύο αυτά πηνία αποτελούν το πρωτεύον πηνίο. Ένα δευτερεύον πηνίο που τα άκρα του συνδέονται με γαλβανόμετρο, περιβάλλει το πρωτεύον πηνίο. Στους ακροδέκτες του πρωτεύοντος πηνίου εφαρμόζεται τάση με τέτοια συχνότητα και πλάτος, ώστε κατά τους χρόνους των μεγίστων και ελαχίστων της τάσης το παραγόμενο μέσα σε κάθε πηνίο πεδίο να είναι ισχυρότερο από το πεδίο που χρειάζεται για να αποκτήσουν οι πυρήνες μέγιστη μαγνήτιση (Σχήμα 3.16α,β). Τα δύο πηνία του πρωτεύοντος είναι συνδεδεμένα κατά τέτοιον τρόπο, ώστε σε κάθε χρονική στιγμή να διαρρέονται από αντίθετα ρεύματα, με αποτέλεσμα τα μαγνητικά πεδία που παράγονται να αλληλοεξουδετερώνονται. Συνεπώς όταν δεν υπάρχει εξωτερικό πεδίο, οι τάσεις που επάγονται στο δευτερεύον πηνίο αλληλοαναιρούνται (Σχήμα 3.16γ). Όταν όμως υπάρχει εξωτερικό πεδίο, η συνιστώσα του πεδίου που είναι παράλληλη στους δύο πυρήνες, ενισχύει το πεδίο του ενός πηνίου και εξασθενεί το πεδίο του άλλου. Ο πυρήνας, το πεδίο του οποίου ενισχύεται, θα φτάσει τη μέγιστη τιμή της μαγνήτισης πιο γρήγορα από τον άλλο πυρήνα, με αποτέλεσμα την ανάπτυξη επαγωγικής τάσης στα άκρα του δευτερεύοντος πηνίου (Σχήμα 3.16δ,ε). Το πλάτος της τάσης αυτής είναι ανάλογο της συνιστώσας της έντασης του εξωτερικού πεδίου που προκαλεί την τάση. Το μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής μπορεί να μετράει την ολική ένταση του μαγνητικού πεδίου ή κάποια από τις συνιστώσες της. Η μέγιστη ακρίβεια που μπορεί να επιτύχει είναι ± 1 nT.



Σχήμα 3.15 : Σχηματική παράσταση μαγνητόμετρου ρυθμιζόμενης ροής
(Παπαζάχος, 1986)



Σχήμα 3.16: Αρχή λειτουργίας του μαγνητόμετρου ρυθμιζόμενης ροής
(Reynolds, 1997)

3.6.3 Διαφορικό Μαγνητόμετρο

Το διαφορικό μαγνητόμετρο (Σχήμα 3.17) μετρά τη διαφορά της έντασης του μαγνητικού πεδίου σε δύο σημεία που βρίσκονται σε διαφορετικό ύψος (διαφορά υψομέτρου γύρω στο μισό μέτρο). Η απαίτηση για παράλληλη ευθυγράμμιση των μονάδων ανίχνευσης αυξάνει σημαντικά το κόστος του διαφορικού μαγνητόμετρου.

Τα μαγνητόμετρα ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής και τα διαφορικά μαγνητόμετρα έχουν υψηλή ευαισθησία και προσφέρουν συνεχείς μετρήσεις.



Σχήμα 3.17 : Εικόνα διαφορικού μαγνητόμετρου

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Ηλεκτρομαγνητικές Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης.

4.1. Εξέλιξη Ηλεκτρομαγνητικών Μεθόδων

Οι αρχαίοι Έλληνες ανακάλυψαν πως αν έτριβαν ένα κομμάτι ήλεκτρο (φυσικό ορυκτό που μοιάζει με πλαστικό, το κεχριμπάρι), τότε τραβούσε μικρά κομμάτια παπύρου. Ανακάλυψαν επίσης παράξενες πέτρες στη Μαγνησία που τραβούσαν τον σίδηρο, χωρίς όμως να έχουν ούτε μία υποψία ότι το φαινόμενο αυτό είχε οποιαδήποτε σχέση με το προηγούμενο, δηλαδή με τον ηλεκτρισμό. Η σύνδεση του μαγνητισμού με τον ηλεκτρισμό έγινε πολλά χρόνια αργότερα, όταν τον δέκατο ένατο αιώνα ο Ampere, ο Faraday και στη συνέχεια ο Maxwell ανακάλυψαν τους νόμους του ηλεκτρομαγνητισμού. Όσο περισσότερα μάθαινε ο άνθρωπος για τον ηλεκτρομαγνητισμό, τόσο ο κόσμος μίκραινε. Έγινε δυνατή η εκπομπή σημάτων σε μεγάλες αποστάσεις με τον τηλέγραφο, κατόπιν έγινε δυνατό να μιλάει κάποιος με έναν άλλο πολλά χιλιόμετρα μακριά και τέλος όχι μόνο να μιλάει, αλλά και να στέλνει εικόνες σε μεγάλες αποστάσεις χωρίς καμία υλική σύνδεση (Feynman et al., 1965). Αυτές είναι μερικές μόνο από τις εφαρμογές των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων που δεν άργησαν να χρησιμοποιηθούν και στη γεωφυσική διασκόπηση.

Η μέθοδος της αντιστάθμισης, η πρώτη ηλεκτρομαγνητική μέθοδος, αναπτύχθηκε από τον Sundberg το 1925 (Reynolds, 1997). Από τη δεκαετία του 1960 άρχισε η εφαρμογή και άλλων ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων. Οι μέθοδοι αυτές χρησιμοποιούνται κυρίως στην αναζήτηση μεταλλευμάτων, στην Υδρογεωλογία, στην Αρχαιολογία και τα τελευταία χρόνια και για την επίλυση περιβαλλοντικών προβλημάτων. Η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος συνεχούς κυματομορφής άρχισε να χρησιμοποιείται στην αρχαιολογική έρευνα από το 1960.

Με τις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους καθορίζεται η γεωηλεκτρική δομή (κατανομή της ειδικής αγωγιμότητας) στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της γης με βάση τις ιδιότητες του δευτερογενούς ηλεκτρομαγνητικού πεδίου που παράγεται μέσα στα στρώματα αυτά, σε σχέση με τις ιδιότητες του αρχικού (πρωτογενούς) πεδίου, οι οποίες είναι γνωστές. Τα σύγχρονα όργανα

έχουν τη δυνατότητα μέτρησης τόσο της πραγματικής όσο και της φανταστικής συνιστώσας του δευτερογενούς πεδίου, με αποτέλεσμα να καταγράφουν ταυτόχρονα διαφοροποιήσεις της μαγνητικής επιδεκτικότητας και της αγωγιμότητας του υπεδάφους.

Οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι έχουν το πλεονέκτημα ότι δε χρειάζεται επαφή με το έδαφος για να πραγματοποιηθούν οι μετρήσεις, γεγονός που δίνει ευελιξία και ταχύτητα στην εφαρμογή τους σε σχέση με τις ηλεκτρικές μεθόδους. Παρουσιάζουν όμως το μειονέκτημα ότι δεν μπορούν να εφαρμοστούν για την ανίχνευση αγωγίμων σωμάτων σε σημαντικά βάθη, όταν το επιφανειακό τμήμα του υπεδάφους είναι εξαιρετικά αγωγίμο. (Σούρλας, 2000)

4.2. Στοιχεία της Ηλεκτρομαγνητικής Θεωρίας.

Η σύνδεση του ηλεκτρισμού με τον μαγνητισμό έγινε για πρώτη φορά, όταν ο Γάλλος φυσικός Andre Marie Ampere απέδειξε ότι το ρεύμα, το οποίο διαρρέει έναν κυκλικό βρόχο παράγει μαγνητική δύναμη ίδια με αυτή που θα παρήγαγε μία ισοδύναμη ποσότητα μαγνητικού υλικού. Το επόμενο βήμα έγινε από τον Άγγλο φυσικό Michael Faraday. Αυτό που ο Faraday απέδειξε ήταν ότι υπό ορισμένες συνθήκες και οι μαγνήτες μπορούν να προκαλέσουν ηλεκτρικά ρεύματα. Σύμφωνα με τον νόμο του Faraday ηλεκτρικό πεδίο επάγεται σε οποιαδήποτε περιοχή του χώρου συμβαίνει χρονική μεταβολή ενός μαγνητικού πεδίου. Το μέγεθος του επαγόμενου ηλεκτρικού πεδίου είναι ανάλογο με τον ρυθμό μεταβολής του μαγνητικού και η φορά του τέτοια, ώστε να αντιδρά στην αιτία που προκαλεί τη μεταβολή του μαγνητικού πεδίου.

Ο Faraday όμως δεν είχε τη μαθηματική παιδεία να μετατρέψει τις ιδέες του σε μία ποσοτική θεωρία. Αυτό έγινε λίγο αργότερα από τον Σκωτσέζο φυσικό James Maxwell. Κατά την έναρξη της σταδιοδρομίας του ο Maxwell άρχισε τη διατύπωση των εξισώσεων που φέρουν το όνομά του και αποτελούν το σημείο εκκίνησης κάθε σύγχρονης πραγματείας για τον ηλεκτρομαγνητισμό. Ο νόμος του Faraday εκφράζεται με την ακόλουθη σχέση του Maxwell:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (4.1)$$

όπου B είναι η μαγνητική επαγωγή, t ο χρόνος και E η ένταση του επαγόμενου ηλεκτρικού πεδίου.

Ακριβώς όπως ένα μεταβαλλόμενο μαγνητικό πεδίο επάγει ένα ηλεκτρικό, έτσι και ένα μεταβαλλόμενο ηλεκτρικό πεδίο επάγει ένα μαγνητικό πεδίο σύμφωνα με τη δεύτερη εξίσωση του Maxwell.

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 J + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (4.2) \quad (4.2)$$

όπου J η πυκνότητα του ρεύματος και μ_0, ϵ_0 σταθερές εξαρτημένες από το σύστημα μονάδων.

Οι άλλες δύο εξισώσεις του Maxwell είναι:

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{1}{\epsilon_0} \rho \quad \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (4.3) \quad (4.3) \text{ και } (4.4)$$

όπου ρ η πυκνότητα φορτίου.

Ο Maxwell στην ηλεκτρομαγνητική θεωρία του απέδειξε ότι κάθε παλλόμενο ηλεκτρικό φορτίο αποβάλλει ενέργεια με τη μορφή ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων. Το παλλόμενο φορτίο αποτελεί ηλεκτρικό ρεύμα που αλλάζει φορά με τη συχνότητα που πάλλεται το φορτίο. Γύρω από το εναλλασσόμενο ηλεκτρικό ρεύμα υπάρχει ένα μαγνητικό πεδίο που και αυτό αλλάζει φορά σε κάθε δόνηση του παλλόμενου φορτίου. Κατά τον νόμο της επαγωγής το μεταβαλλόμενο μαγνητικό πεδίο επάγει ηλεκτρικό πεδίο. Αυτά τα πεδία επάγονται αμοιβαία, δηλαδή το μεταβαλλόμενο μαγνητικό επάγει ένα μεταβαλλόμενο ηλεκτρικό που και αυτό με τη σειρά του επάγει ένα μεταβαλλόμενο μαγνητικό πεδίο κ.ο.κ. Υπάρχουν επομένως επαγόμενα μαγνητικά και ηλεκτρικά πεδία γύρω από το παλλόμενο φορτίο, τα οποία είναι αλληλένδετα και αποτελούν το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο. Το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο εκπέμπεται προς τα έξω από το παλλόμενο φορτίο. Αυτή η διάδοση του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου αποτελεί το ηλεκτρομαγνητικό κύμα, το οποίο μεταφέρει ενέργεια. Οι σύγχρονοι του Maxwell ήταν δύσπιστοι προς όλα αυτά, αλλά η ύπαρξη τέτοιων διαδιδόμενων ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων επιβεβαιώθηκε πειραματικά το 1888 από τον Γερμανό φυσικό Heinrich Hertz,

ο οποίος εφεύρε ταλαντωτές που παρήγαγαν τα κύματα αυτά και δέκτες που τα ανίχνευαν.

Σε περιοχές του χώρου, όπου δεν υπάρχουν φορτία ή ρεύματα οι εξισώσεις του Maxwell γράφονται:

$$\begin{aligned} \text{(i)} \quad \nabla \cdot \vec{E} &= 0 & \text{(iii)} \quad \nabla \times \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \\ \text{(ii)} \quad \nabla \cdot \vec{B} &= 0 & \text{(iv)} \quad \nabla \times \vec{B} &= \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \end{aligned} \quad (4.5 - 4.8)$$

Με εφαρμογή του στροβιλισμού στις (iii) και (iv) προκύπτει:

$$\begin{aligned} \nabla \times (\nabla \times \vec{E}) &= \nabla (\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = \nabla \times \left(-\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \right) = -\frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{B}) = -\mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \\ \nabla \times (\nabla \times \vec{B}) &= \nabla (\nabla \cdot \vec{B}) - \nabla^2 \vec{B} = \nabla \times \left(\mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right) = \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{E}) = -\mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2} \end{aligned} \quad (4.9)$$

Δεδομένου ότι $\nabla \cdot \vec{E} = 0$ και $\nabla \cdot \vec{B} = 0$ οι παραπάνω σχέσεις γίνονται:

$$\begin{aligned} \nabla^2 \vec{E} &= \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \\ \nabla^2 \vec{B} &= \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2} \end{aligned} \quad (4.10)$$

Στο κενό λοιπόν η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου και η ένταση του μαγνητικού πεδίου ικανοποιούν μία εξίσωση της μορφής:

$$\nabla^2 f = \frac{1}{U^2} \frac{\partial^2 f}{\partial t^2} \quad (4.11)$$

Η εξίσωση αυτή είναι η κλασική κυματική εξίσωση που περιγράφει κύματα που κινούνται με ταχύτητα U . Συνεπώς η διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων στο κενό περιγράφεται από τις εξισώσεις (4.10) και γίνεται με ταχύτητα:

$$U = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \epsilon_0}} = 3 \cdot 10^8 \frac{\text{m}}{\text{sec}} \quad (4.12)$$

δηλαδή με την ταχύτητα του φωτός. Οι τιμές των σταθερών μ_0 και ϵ_0 στο SI είναι:

$$\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \frac{\text{N}}{\text{A}^2} \quad \text{και} \quad \epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12} \frac{\text{Cb}^2}{\text{Nm}^2}.$$

Στο εσωτερικό της ύλης, αλλά σε περιοχές όπου δεν υπάρχουν ελεύθερα φορτία ή ρεύματα, ισχύουν οι ίδιες εξισώσεις όπως και στο κενό με τη διαφορά ότι το γινόμενο $\mu_0 \epsilon_0$ έχει αντικατασταθεί από το γινόμενο $\mu \cdot \epsilon$, με μ να είναι η μαγνητική διαπερατότητα και ϵ η ηλεκτρική διαπερατότητα του υλικού. Στην περίπτωση αυτή η ταχύτητα των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων είναι:

$$U = \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}} \quad (4.13)$$

Στην περίπτωση των αγωγών οι εξισώσεις του Maxwell είναι:

$$\begin{aligned} \text{(i)} \quad \nabla \cdot \vec{E} &= 0 & \text{(iii)} \quad \nabla \times \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \\ \text{(ii)} \quad \nabla \cdot \vec{B} &= 0 & \text{(iv)} \quad \nabla \times \vec{B} &= \mu\epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu\sigma \vec{E} \end{aligned} \quad (4.14 - 4.17)$$

όπου σ είναι η ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα του μέσου. Χρησιμοποιώντας τη σχέση $B=\mu H$ οι σχέσεις (iii) και (iv) γίνονται:

$$\begin{aligned} \text{(iii)} \quad \nabla \times \vec{E} &= -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \\ \text{(iv)} \quad \nabla \times \vec{H} &= \sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \end{aligned} \quad (4.18 - 4.19)$$

Εφαρμόζοντας όπως και πριν τον στροβιλισμό στις (iii) και (iv) προκύπτει:

$$\begin{aligned} \nabla^2 \vec{E} &= \mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{H}) = \mu\sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \epsilon\mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \\ \nabla^2 \vec{H} &= -\sigma (\nabla \times \vec{E}) - \epsilon \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{E}) = \mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} + \epsilon\mu \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \end{aligned} \quad (4.20)$$

Αν θεωρηθεί ότι η ένταση E του ηλεκτρικού πεδίου είναι ημιτονοειδής συνάρτηση του χρόνου με κυκλική συχνότητα ω , $E(t) = E_0 e^{j\omega t}$ και ομοίως η ένταση H του μαγνητικού πεδίου είναι $H(t) = H_0 e^{j\omega t}$, τότε οι παραπάνω εξισώσεις γίνονται:

$$\begin{aligned} \nabla^2 \vec{E} &= j\omega\mu\sigma \vec{E} - \omega^2\epsilon\mu \vec{E} \\ \nabla^2 \vec{H} &= j\omega\mu\sigma \vec{H} - \omega^2\epsilon\mu \vec{H} \end{aligned} \quad (4.21)$$

Το πραγματικό μέρος στο δεξιό σκέλος των εξισώσεων αυτών είναι πάρα πολύ μικρό για τις κυκλικές συχνότητες των κυμάτων που

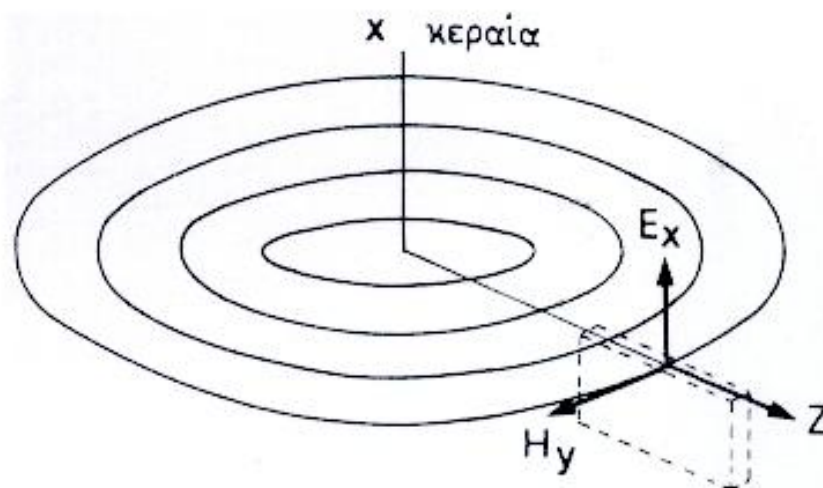
χρησιμοποιούνται στις γεωφυσικές διασκοπήσεις, και μπορεί να παραληφθεί, οπότε είναι:

$$\begin{aligned}\nabla^2 \vec{E} &= j\omega\mu\sigma\vec{E} \\ \nabla^2 \vec{H} &= j\omega\mu\sigma\vec{H}\end{aligned}\quad (4.22)$$

Οι εξισώσεις της σχέσης (4.22) λύνονται σχετικά εύκολα, γιατί τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα είναι πολωμένα σε επίπεδο, δηλαδή τα διανύσματα $\vec{H}$ και $\vec{E}$ βρίσκονται συνεχώς σε επίπεδο κάθετο προς τη διεύθυνση της διάδοσης του κύματος. Αν η διάδοση γίνεται κατά τη διεύθυνση του άξονα z επίπεδο πόλωσης είναι το xy (Σχ. 4.1). Αν η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου έχει τη διεύθυνση του άξονα x ($E=E_x$), η ένταση του μαγνητικού πεδίου θα έχει τη διεύθυνση του άξονα y ($H=H_y$) και τα μέτρα της έντασης του μαγνητικού πεδίου και της πυκνότητας του ρεύματος, ($J=\sigma E$), θα δίνονται από τις σχέσεις (Telford et. al., 1976):

$$\begin{aligned}H_y &= H_0 e^{-\alpha z} \sin(\omega t - \alpha z) \\ J_x &= \sqrt{\omega\mu\sigma} H_0 e^{-\alpha z} \sin(\omega t - \alpha z + \frac{\pi}{4})\end{aligned}\quad (4.23)$$

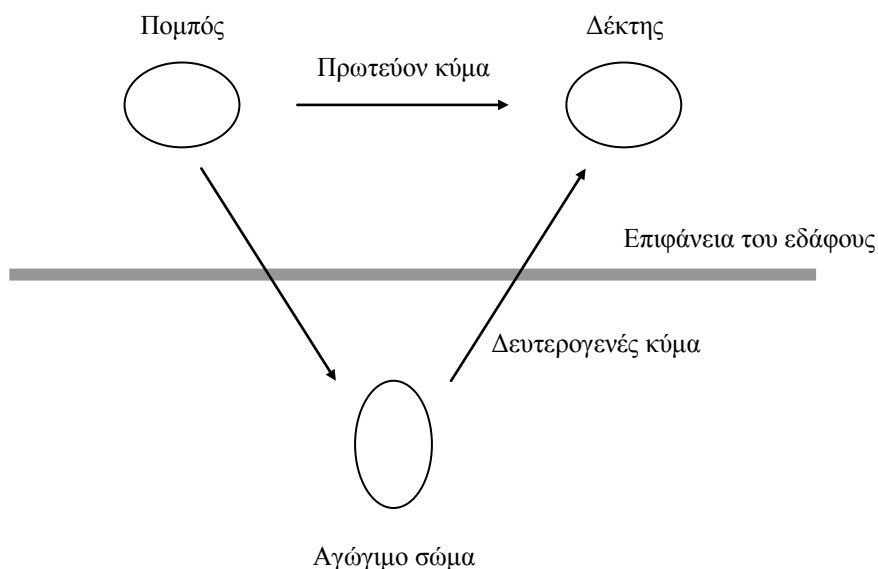
όπου $\alpha = \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$.



Σχήμα 4.1 : Διάδοση πολωμένου ηλεκτρομαγνητικού κύματος κατά τη διεύθυνση του άξονα z . Το επίπεδο πόλωσης είναι το xy (Kearey and Brooks, 1984).

4.3. Θεμελιώδεις Αρχές των Ηλεκτρομαγνητικών Μεθόδων Γεωφυσικής Διασκόπησης.

Για την εφαρμογή των ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων χρησιμοποιούνται ένας πομπός και ένας δέκτης ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων τοποθετημένοι στην επιφάνεια της γης. Το ηλεκτρομαγνητικό κύμα που παράγεται στον πομπό, ονομάζεται πρωτεύον και όχι μόνο φθάνει απευθείας και σχεδόν αμετάβλητο στον δέκτη, αλλά διαδίδεται και στο υπέδαφος, όπου αν υπάρχει ένα αγώγιμο σώμα, αναγκάζει τα ηλεκτρικά φορτία του σώματος να πάλλονται, με αποτέλεσμα τη γένεση ενός δευτερογενούς ηλεκτρομαγνητικού κύματος. Το δευτερογενές αυτό κύμα έχει την ίδια συχνότητα με το πρωτεύον, αλλά διαφορετικό πλάτος και φάση και συμβάλλει με το πρωτεύον, όταν φθάνει στον δέκτη. Ο δέκτης λοιπόν καταγράφει το συνολικό ηλεκτρομαγνητικό κύμα που προκύπτει από τη συμβολή του πρωτεύοντος με το δευτερογενές κύμα. Συνεπώς το συνιστάμενο κύμα στον δέκτη θα διαφέρει από το γνωστό πρωτεύον κύμα. Η διαφορά αυτή αποκαλύπτει σημαντικές πληροφορίες για τη γεωμετρία, τις διαστάσεις και την αγωγιμότητα του σώματος που βρίσκεται στο υπέδαφος.



Σχήμα 4.2 : Αρχή λειτουργίας των ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης.

Η σχέση (4.23) που εκφράζει τη διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων σε αγωγίμο μέσο, φανερώνει ότι το κύμα παρουσιάζει απόσβεση (το πλάτος μειώνεται καθώς αυξάνεται το z). Αν το z θεωρηθεί ως το βάθος διείσδυσης του κύματος στο υπέδαφος, τότε το πλάτος της έντασης του μαγνητικού πεδίου στο βάθος z είναι:

$$H_y = H_0 e^{-\alpha z} \Rightarrow z = \frac{\kappa}{\sqrt{\pi\mu}} \frac{1}{\sqrt{f\sigma}} \quad (4.24)$$

όπου $\kappa = -\ln \frac{H_y}{H_0}$ και H_0 το μέτρο της έντασης του μαγνητικού πεδίου στην επιφάνεια του εδάφους.

Συνεπώς το βάθος διείσδυσης του ηλεκτρομαγνητικού κύματος είναι αντιστρόφως ανάλογο της τετραγωνικής ρίζας του γινομένου της συχνότητας f του κύματος επί την ειδική αγωγιμότητα σ του υπεδάφους. Όταν η συχνότητα είναι μεγάλη ή το υπέδαφος είναι καλός αγωγός του ηλεκτρισμού, το βάθος διείσδυσης είναι μικρό, γιατί η ενέργεια του κύματος απορροφάται για να παράγει τα δευτερογενή κύματα.

Η απόσταση, στην οποία το πλάτος μειώνεται κατά έναν παράγοντα $\frac{1}{e}$,

δηλαδή $H_y = \frac{1}{e} H_0$, ονομάζεται επιδερμικό βάθος δ και είναι:

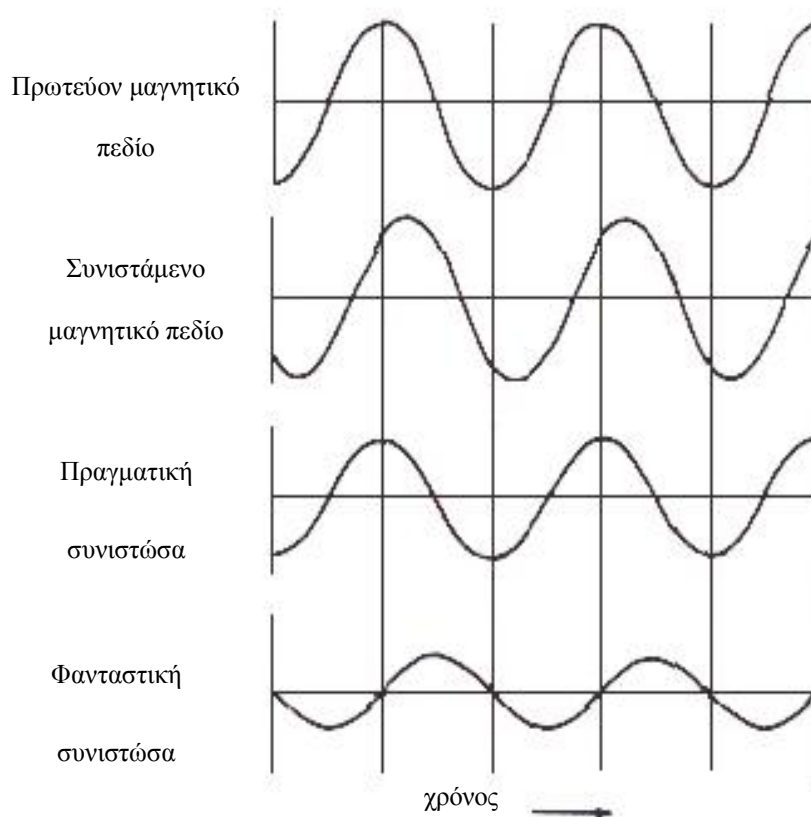
$$\delta = \frac{-\ln(e^{-1})}{\sqrt{\pi\mu}} \frac{1}{\sqrt{f\sigma}} \Rightarrow \delta = 503 \frac{1}{\sqrt{f\sigma}} \quad (4.25)$$

θεωρώντας $\mu \approx 1$. Εμπειρικά έχει υπολογιστεί ότι το μέγιστο βάθος που μπορεί να βρίσκεται ένας αγωγός και να εξακολουθεί να προκαλεί αναγνωρίσιμη ηλεκτρομαγνητική ανωμαλία είναι περίπου $\frac{\delta}{5}$ (Reynolds, 1997).

Η τάση που επάγεται στο αγωγίμο σώμα του υπεδάφους από το πρωτεύον ηλεκτρομαγνητικό κύμα έχει διαφορά φάσης $\frac{\pi}{2}$ με το κύμα αυτό. Το εναλλασσόμενο ρεύμα που διαρρέει το αγωγίμο σώμα καθυστερεί της τάσης κατά γωνία ϕ που δίνεται από τη σχέση:

$$\varphi = \tan^{-1} 2\pi f \frac{L}{R} \quad (4.26)$$

όπου f η συχνότητα του κύματος, R η ωμική αντίσταση και L η επαγωγική αντίσταση του αγωγίμου σώματος. Η γωνία φ εξαρτάται από τις ηλεκτρικές ιδιότητες του σώματος. Όταν η γωνία φ παίρνει μεγάλες τιμές, το σώμα είναι καλός αγωγός, ενώ το αντίθετο συμβαίνει για μικρές τιμές της γωνίας.



Σχήμα 4.3 : Μεταβολή με τον χρόνο των εντάσεων των μαγνητικών πεδίων.

Το δευτερογενές μαγνητικό πεδίο δεν παρουσιάζει διαφορά φάσης με το μεταβαλλόμενο ηλεκτρικό πεδίο που το δημιουργεί. Αν η ένταση H_p του πρωτεύοντος μαγνητικού πεδίου είναι συνάρτηση του χρόνου

$$H_p = A \eta \mu \omega t \quad (4.27)$$

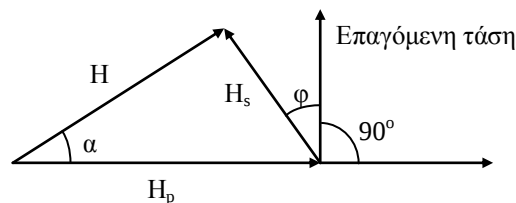
τότε και η ένταση H_s του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου θα είναι

$$H_s = B\eta\mu(\omega t - \Phi) \quad (4.28)$$

όπου Φ η διαφορά φάσης μεταξύ των δύο εντάσεων με $\Phi = \frac{\pi}{2} + \varphi$.

Η ένταση του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου μπορεί να αναλυθεί σε δύο συνιστώσες. Η μία συνιστώσα που έχει διαφορά φάσης $\frac{\pi}{2}$ με την ένταση του πρωτεύοντος μαγνητικού πεδίου, ονομάζεται φανταστική συνιστώσα (out of phase ή quadrature), ενώ η άλλη που δεν παρουσιάζει διαφορά φάσης με την ένταση του πρωτεύοντος μαγνητικού πεδίου, ονομάζεται πραγματική συνιστώσα (inphase).

Το δευτερογενές μαγνητικό πεδίο συμβάλλει στον δέκτη με το πρωτεύον και το συνολικό μαγνητικό πεδίο που προκύπτει, παρουσιάζει διαφορά φάσης α με το πρωτεύον.

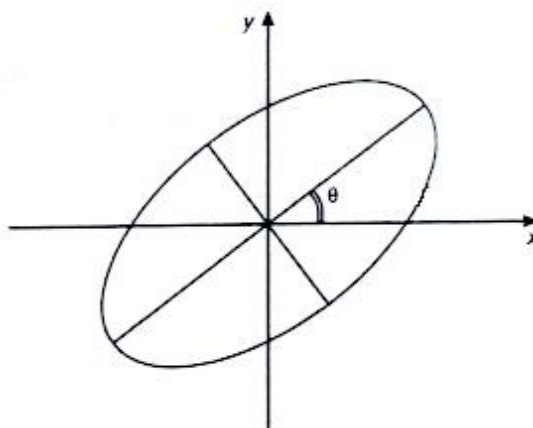


Σχήμα 4.4 : Διάγραμμα στον χρόνο που δείχνει τη διαφορά φάσης των εντάσεων των μαγνητικών πεδίων.

Επειδή τα δύο διανύσματα H_p και H_s μεταβάλλονται αρμονικά με τον χρόνο, το άκρο της συνισταμένης τους H θα διαγράψει έλλειψη (ελλειπτικά πολωμένο κύμα), η εξίσωση της οποίας είναι:

$$\frac{H_s^2}{B^2} + \frac{H_p^2}{A^2} - \frac{2H_p H_s}{AB} \eta \mu \varphi = \sigma \nu^2 \varphi \quad (4.29)$$

Ο μέγιστος άξονας της έλλειψης σχηματίζει γωνία θ με το δiάνυσμα H_p που ονομάζεται γωνία κλίσης. Το επίπεδο που διαγράφει η συνισταμένη H , ονομάζεται επίπεδο ελλειπτικής πόλωσης και μπορεί να έχει οποιοδήποτε προσανατολισμό στον χώρο, αλλά συνήθως αποκλίνει ελαφρώς από το οριζόντιο ή το κατακόρυφο επίπεδο. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η συνιστώσα H_p είναι συνήθως οριζόντια ή κατακόρυφη και πολύ μεγαλύτερη από τη συνιστώσα H_s .



Σχήμα 4.5 : Η έλλειψη πόλωσης και η γωνία κλίσης θ .

4.4. Κατηγορίες Ηλεκτρομαγνητικών Μεθόδων.

Όσο περισσότερα στοιχεία του δευτερογενούς ηλεκτρομαγνητικού πεδίου μπορούν να μετρηθούν, τόσο καλύτερα μπορεί να καθοριστεί η γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους. Συνήθως όμως υπολογίζονται μερικά μόνο από τα στοιχεία αυτά, για οικονομικούς κυρίως λόγους. Η ταξινόμηση των ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων σε κατηγορίες γίνεται ανάλογα με το ποια στοιχεία του δευτερογενούς πεδίου μετράει η κάθε μέθοδος και με ποιον τρόπο.

Οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι διακρίνονται στις μεθόδους συνεχών κυμάτων, στις μεθόδους ασυνεχών κυμάτων και στη μαγνητοτελλουρική μέθοδο.

Οι μέθοδοι των συνεχών κυμάτων διακρίνονται στις μεθόδους μέτρησης της γωνίας κλίσης (μέθοδος τοπικού πομπού, VLF, AFMAG) και στις μεθόδους μέτρησης της φάσης (μέθοδος αντιστάθμισης, Turam, κινούμενου πομπού – δέκτη).

Στις μεθόδους ασυνεχών κυμάτων χρησιμοποιούνται πομποί, οι οποίοι εκπέμπουν όχι συνεχές κύμα, αλλά παλμούς ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα, ώστε τα δευτερογενή κύματα που οφείλονται στα αγωγιμα σώματα του υπεδάφους, να εμφανίζονται μόνα τους στα χρονικά διαστήματα μεταξύ των παλμών, για να μπορούν να μελετηθούν με μεγαλύτερη ακρίβεια.

Στη μαγνητοτελλουρική μέθοδο χρησιμοποιούνται τα μαγνητοτελλουρικά κύματα, τα οποία οφείλονται στη ροή φορτισμένων σωματιδίων στην ιονόσφαιρα. Τα κύματα αυτά διεισδύουν σε μεγάλα βάθη μέσα στη γη και επηρεάζονται έντονα από τα αγωγιμα σώματα που συναντούν.

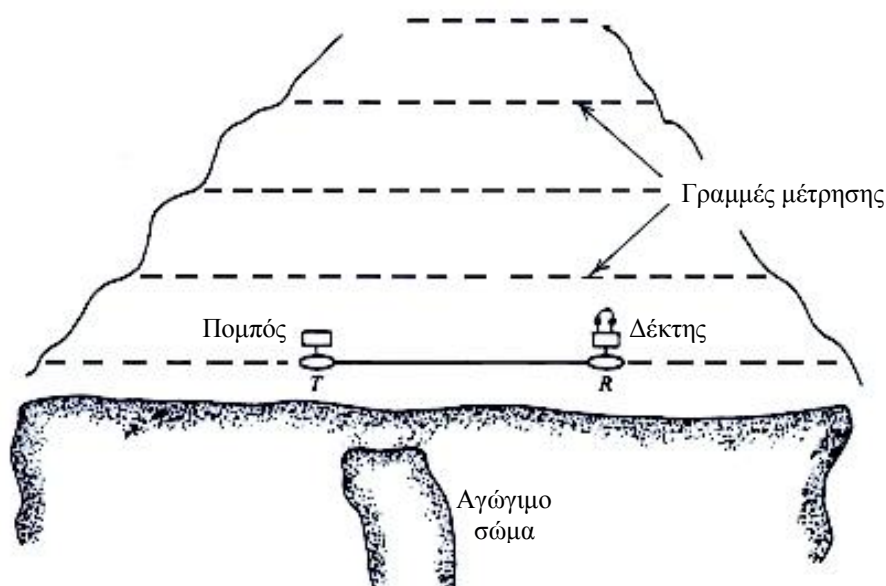
Η μαγνητοτελλουρική μέθοδος και η μέθοδος AFMAC βασίζονται σε ηλεκτρομαγνητικά κύματα που παράγονται μόνα τους στη φύση. Στη μέθοδο AFMAC χρησιμοποιούνται κύματα παραγόμενα από καταιγίδες. Σε όλες τις άλλες μεθόδους χρησιμοποιούνται τεχνητά παραγόμενα ηλεκτρομαγνητικά κύματα.

4.4.1. Μέθοδος Κινούμενου Πομπού – Δέκτη.

Η μέθοδος αυτή, γνωστή και ως μέθοδος Slingram, αναπτύχθηκε στη Σουηδία και είναι από τις πιο διαδεδομένες ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης. Δύο πηνία αποτελούν τη βάση της μεθόδου. Το ένα πηνίο που αποτελεί τον πομπό, διαρρέεται από εναλλασσόμενο ηλεκτρικό ρεύμα και παράγει το πρωτεύον ηλεκτρομαγνητικό κύμα, ενώ το άλλο αποτελεί τον δέκτη των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων. Τα δύο πηνία συνδέονται μεταξύ τους με καλώδιο, το οποίο ονομάζεται καλώδιο αναφοράς. Για τη λήψη των μετρήσεων όλη η μονάδα μετακινείται κατά μήκος της γραμμής μέτρησης διατηρώντας πάντα σταθερή την απόσταση μεταξύ του πομπού και του δέκτη. Οι μετρήσεις χαρτογραφούνται στο μέσο της απόστασης μεταξύ πομπού και δέκτη.

Σε κάθε μέτρηση υπολογίζεται το πλάτος της πραγματικής και το πλάτος της φανταστικής συνιστώσας του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου. Το πλάτος της φανταστικής συνιστώσας μπορεί να μετατραπεί σε φαινόμενη αγωγιμότητα του υπεδάφους.

. Κατά συνέπεια είναι δυνατή η ταυτόχρονη καταγραφή της διαφοροποίησης της μαγνητικής επιδεκτικότητας και της αγωγιμότητας του υπεδάφους.



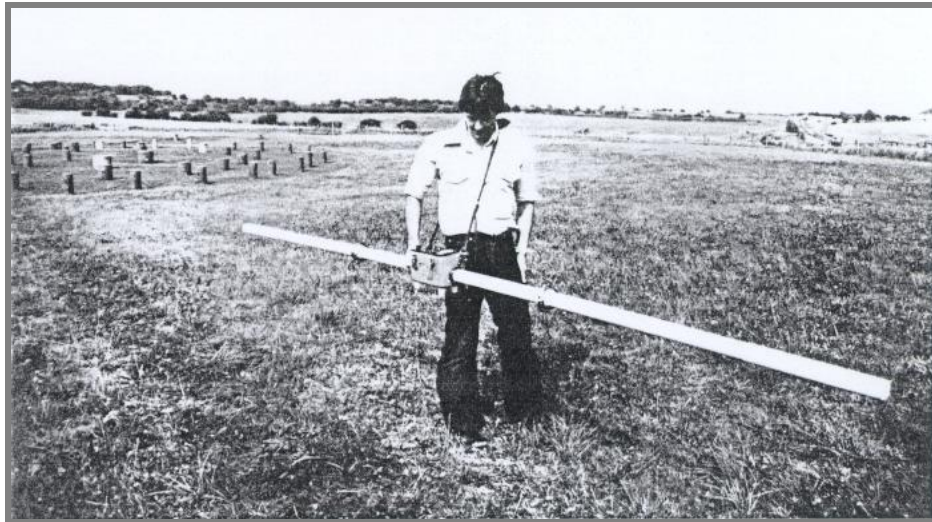
Σχήμα 4.6 : Εφαρμογή της μεθόδου κινούμενου πομπού – δέκτη
(Telford et al., 1976).

Ένα όργανο που χρησιμοποιείται για τη μέθοδο κινούμενου πομπού-δέκτη είναι το EM31. Στο όργανο αυτό η απόσταση μεταξύ πομπού και δέκτη είναι 3.66 m. Η συχνότητα λειτουργίας του είναι 9.8 kHz. Το βάθος διασκόπησης με βάση την απόσταση πομπού - δέκτη και τη συχνότητα του κύματος είναι 4 με 6 m.

Το όργανο υπολογίζει το πλάτος της πραγματικής συνιστώσας του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου σε ppt (parts per thousand) του πλάτους της έντασης του πρωτεύοντος μαγνητικού πεδίου και το πλάτος της φανταστικής συνιστώσας του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου, το οποίο το μετατρέπει σε φαινόμενη αγωγιμότητα ($\frac{mS}{m}$) του υπεδάφους. Για τη μετατροπή χρησιμοποιείται ο τύπος:

$$\sigma_{\varphi} = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \left(\frac{H_q}{H_p} \right) \quad (4.30)$$

όπου σ η φαινόμενη αγωγιμότητα, ω η κυκλική συχνότητα του κύματος, s η απόσταση πομπού – δέκτη, H_q το πλάτος της φανταστικής συνιστώσας του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου και H_p το πλάτος της έντασης του πρωτεύοντος μαγνητικού πεδίου.



Σχήμα 4.8 : Το όργανο EM31

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

Άλλες Μέθοδοι Γεωφυσικής Διασκόπησης

Άλλες γεωφυσικές μέθοδοι που χρησιμοποιούνται στην αρχαιολογία είναι η ηλεκτρική τομογραφία, για την οποία θα γίνει περιορισμένη αναφορά, και η σεισμική διασκόπηση για την οποία δε θα γίνει αναφορά στην παρούσα εργασία.

5.1. Ηλεκτρική Τομογραφία

5.1.1. Εισαγωγή

Η ηλεκτρική τομογραφία ανήκει στις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης και συμβάλλει στη λεπτομερή απεικόνιση του υπεδάφους καθώς είναι μέθοδος υψηλής διακριτικής ικανότητας. Στην ηλεκτρική τομογραφία απεικονίζεται η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος.

Η ηλεκτρική τομογραφία μπορεί να χρησιμοποιηθεί για υδρογεωλογικούς και περιβαλλοντικούς σκοπούς, για τεχνητά έργα, για τον εντοπισμό κοιτασμάτων και σε άλλες εφαρμογές τοπικής κλίμακας. Η μέθοδος δεν είναι κατάλληλη για αποτύπωση μεγάλων εκτάσεων, γιατί είναι χρονοβόρα η συλλογή των δεδομένων.

5.1.2. Θεωρία.

Σκοπός της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι ο καθορισμός της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους, δηλαδή η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος σε δύο ή τρεις διαστάσεις. Στην παρούσα εργασία θα αναφερθεί η διδιάστατη ηλεκτρική τομογραφία.

Επειδή δεν είναι εύκολος ο άμεσος υπολογισμός της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος από μετρήσεις στην επιφάνεια της γης, υπολογίζεται αρχικά η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ_a , η οποία χρησιμοποιείται για τον καθορισμό της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής

αντίστασης στο υπέδαφος. Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ , σε αντίθεση με τη φαινόμενη που είναι φυσικώς ανύπαρκτη ποσότητα, είναι ιδιότητα των πετρωμάτων και των ορυκτών

5.1.3. Διατάξεις Ηλεκτροδίων.

Διάφοροι τρόποι διάταξης των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού στην επιφάνεια της γης έχουν προταθεί για την πραγματοποίηση των μετρήσεων όπως οι διατάξεις διπόλου – διπόλου και Wenner.

Στη διάταξη διπόλου– διπόλου τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος αποτελούν το ένα δίπολο και απέχουν μεταξύ τους απόσταση a . Τα ηλεκτρόδια δυναμικού αποτελούν το άλλο δίπολο και απέχουν μεταξύ τους την ίδια απόσταση a , ενώ τα δύο δίπολα απέχουν απόσταση na , όπου n ακέραιος. Στη διάταξη αυτή η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_a = \pi a n(n+1)(n+2) \frac{\Delta V}{I} \quad (5.1)$$

όπου ΔV είναι η τάση και I η ένταση του ρεύματος.

Για τη συλλογή των δεδομένων, δηλαδή των τιμών της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης τα ηλεκτρόδια τοποθετούνται κατά μήκος ευθείας γραμμής, διατηρώντας σταθερή απόσταση a μεταξύ τους. Κάθε ηλεκτρόδιο έχει έναν αριθμό για να είναι δυνατή η τοποθέτηση των ηλεκτροδίων με αριθμητική σειρά. Για την πρώτη μέτρηση τα 1 και 2 ηλεκτρόδια αποτελούν το δίπολο ρεύματος, ενώ τα 3 και 4 αποτελούν το δίπολο δυναμικού. Στη συνέχεια τα ηλεκτρόδια 2 και 3 αποτελούν το δίπολο ρεύματος, ενώ το δίπολο δυναμικού αποτελείται από τα ηλεκτρόδια 4 και 5 και ούτω καθεξής μέχρι να χρησιμοποιηθούν όλα τα ηλεκτρόδια. Όλες οι τιμές της φαινόμενης αντίστασης που υπολογίστηκαν μέχρι τώρα, τοποθετούνται στο ίδιο επίπεδο από την επιφάνεια του εδάφους που ονομάζεται επίπεδο δεδομένων.

Με αύξηση της απόστασης που χωρίζει τα δύο δίπολα, οι τιμές της φαινόμενης αντίστασης τοποθετούνται σε επίπεδο που βρίσκεται βαθύτερα από το προηγούμενο. Στην περίπτωση αυτή το δίπολο ρεύματος αποτελούν τα ηλεκτρόδια 1, 2 και το δίπολο δυναμικού τα ηλεκτρόδια 4, 5. Η

προηγούμενη διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι να χρησιμοποιηθούν όλα τα ηλεκτρόδια, οπότε και αυξάνεται η απόσταση που χωρίζει τα δύο δίπολα. Η απόσταση που χωρίζει τα δύο δίπολα είναι πάντα ακέραιο πολλαπλάσιο της απόστασης των ηλεκτροδίων του διπόλου.

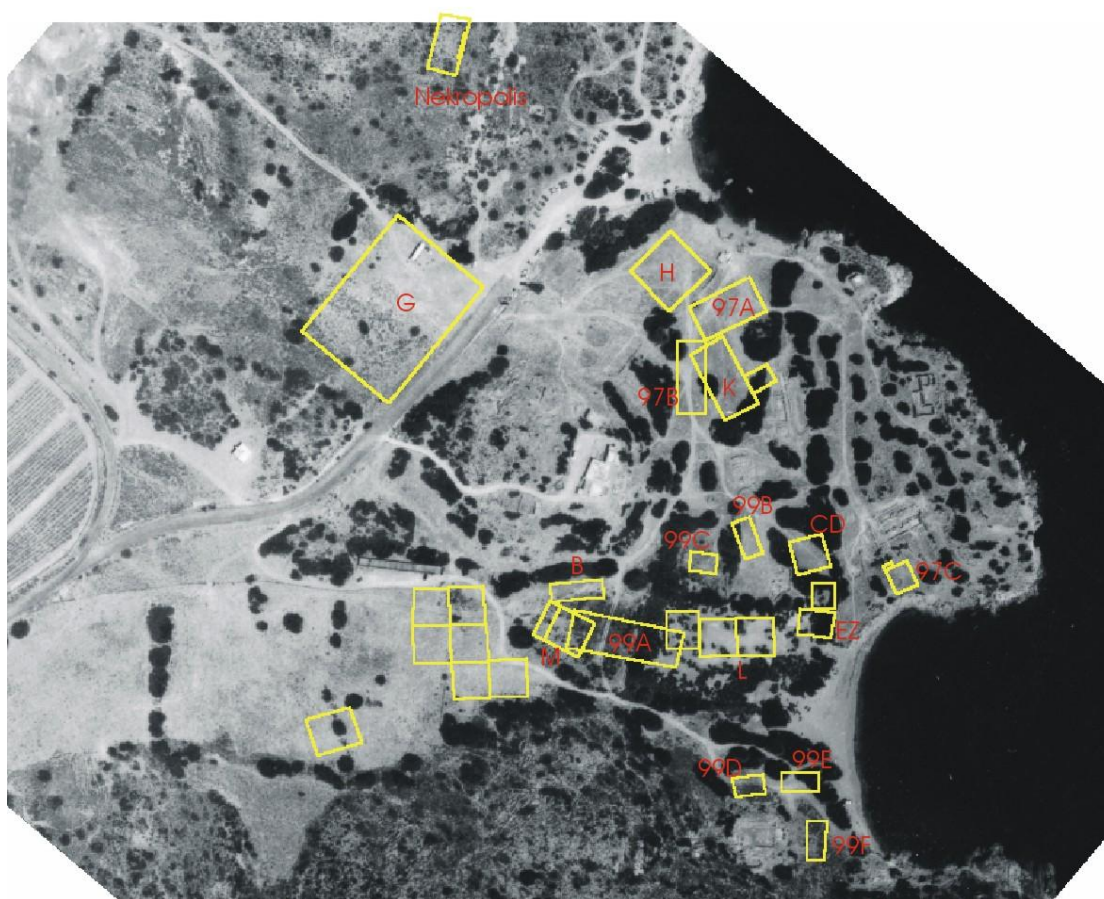
Όσο αυξάνεται η απόσταση που χωρίζει τα δύο δίπολα, το ρεύμα τείνει να εισχωρεί βαθύτερα στο υπέδαφος και η τιμή της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης επηρεάζεται από βαθύτερα τμήματα του υπεδάφους. Αλλά επειδή το δίπολο δυναμικού σταδιακά απομακρύνεται από το δίπολο ρεύματος, οι μετρήσεις αρχίζουν να περιέχουν όλο και περισσότερο θόρυβο. Για αξιόπιστα αποτελέσματα η μέγιστη επιτρεπτή τιμή του n είναι 8. Για να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα αυτό αυξάνεται και η απόσταση των ηλεκτροδίων που αποτελούν τα δίπολα, δηλαδή το μήκος του διπόλου γίνεται 2α, 3α, 4α ... και η προηγούμενη διαδικασία επαναλαμβάνεται. (Γκανιάτσος, 2000)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

Ηλεκτρική Διασκόπηση στην Ίτανο

6.1. Συλλογή των Μετρήσεων.

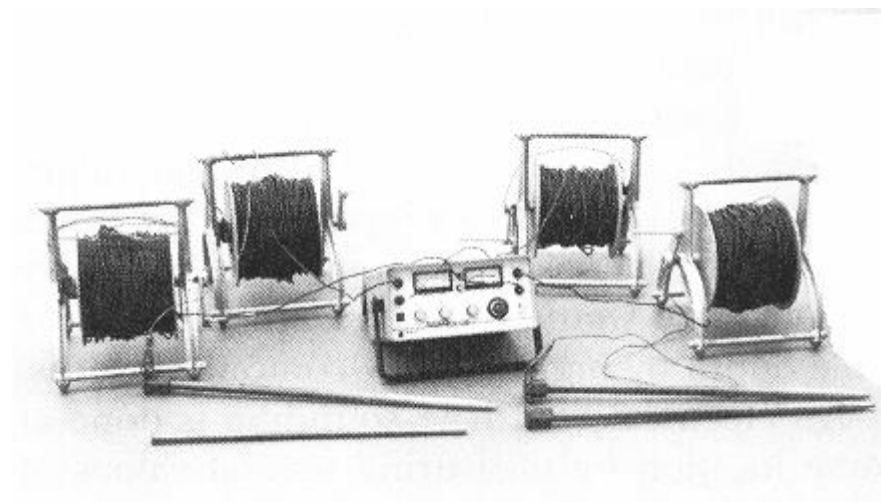
Στη διάρκεια των γεωφυσικών διασκοπήσεων που πραγματοποίησε το Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου, εφαρμόστηκε η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε δεκαεπτά διαφορετικές περιοχές (Σχήμα 6.1). Σκοπός ήταν ο εντοπισμός δομών αρχαιολογικού ενδιαφέροντος, όπως τοίχοι, υπολείμματα κτιρίων, δρόμοι και τάφοι, που παρουσιάζουν αντίθεση ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.



Σχήμα 6.1 : Θέσεις και ονομασίες των περιοχών που πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις με τη μέθοδο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Το όργανο μέτρησης για όλες τις θέσεις ήταν το RM15 Resistance Meter. Το όργανο αυτό μετράει τόσο την ένταση του ρεύματος που στέλνεται στη γη, όσο και την τάση στα ηλεκτρόδια δυναμικού και η ένδειξή του είναι ο λόγος της τάσης προς την ένταση. Εκτός από το όργανο μέτρησης για την εφαρμογή της μεθόδου χρησιμοποιούνται ηλεκτρόδια και καλώδια τυλιγμένα σε κυλίνδρους (σχ.6.2).

Για τις μετρήσεις χρησιμοποιήθηκε εναλλασσόμενο ρεύμα με ένταση πλάτους 1mA και συχνότητας 137 Hz, για να αποφευχθεί η πόλωση των ηλεκτροδίων με το έδαφος (συγκέντρωση ανιόντων γύρω από το θετικό ηλεκτρόδιο και κατιόντων γύρω από το αρνητικό).



Σχήμα 6.2 : Εξοπλισμός για την πραγματοποίηση της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Για την εφαρμογή της διάταξης διδύμου ηλεκτροδίου τα δύο ηλεκτρόδια που αποτελούν το ακίνητο ζευγάρι, τοποθετούνται 30 m τουλάχιστον από το πλέγμα και με μεταξύ τους απόσταση ίση με την ισαπόσταση των μετρήσεων, ενώ τα δύο κινούμενα ηλεκτρόδια με μεταξύ τους απόσταση 1 ή 2 m τοποθετούνται στην αρχή του οριοθετημένου κανάβου. Για κάθε νέα μέτρηση η απόσταση των δύο κινούμενων ηλεκτροδίων παραμένει σταθερή, αλλά τα ηλεκτρόδια μετακινούνται κατά 1m κατά μήκος οριζόντιας γραμμής, με προσανατολισμό A→Δ, που ονομάζεται γραμμή μέτρησης. Δηλαδή το βήμα

δειγματοληψίας είναι 1m. Κατόπιν τα ηλεκτρόδια μετακινούνται κατά μήκος της επόμενης γραμμής, μέχρι να καλυφθούν όλες οι γραμμές μέτρησης του κανάβου. Η απόσταση μεταξύ των γραμμών είναι 1m.

6.2. Παρουσίαση των Αρχικών Μετρήσεων.

Η ποσότητα που μετριέται, είναι ο λόγος της τάσης προς την ένταση του ρεύματος $\frac{\Delta V}{I}$. Στην παρούσα εργασία δεν κρίθηκε απαραίτητο να γίνει μετατροπή του λόγου αυτού σε φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση, γιατί στόχος ήταν ο εντοπισμός θέσεων που ενδέχεται να φιλοξενούν δομές με αντίθεση ειδικής αντίστασης και όχι ο καθορισμός του βάθους και των διαστάσεων των δομών. Κάθε μέτρηση θεωρείται ότι αντιστοιχεί στη θέση του κινούμενου ηλεκτροδίου δυναμικού.

Η παρουσίαση των μετρήσεων (δεδομένων) γίνεται με τη μορφή χαρτών, για την κατασκευή των οποίων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Transform 3 .

Επειδή, όπως είναι φυσικό μεταξύ των διασκοπήσεων πολλών κανάβων υπάρχει ένα μικρό ή μεγάλο διάστημα ανάπαυλας (π.χ. συνέχιση των διασκοπήσεων την επόμενη μέρα), οι κοινές γραμμές μεταξύ των κανάβων μπορεί να παρουσιάζουν εντελώς διαφορετικές τιμές. Αυτό συμβαίνει λόγω αλλαγής κάποιας παραμέτρου (π.χ. της θέσης των σταθερών ηλεκτροδίων). (Βροντάκη, 1998)

6.2.1. Σύνδεση Κανάβων.

Η διαδικασία που ακολουθείται για τη σύνδεση των κανάβων είναι η εξής : Υπολογίζεται η μέση τιμή σε κάθε κοινή γραμμή μεταξύ των κανάβων. Στην περίπτωση σύνδεσης δυο κανάβων η σύνδεση είναι πολύ απλή αφού απαιτείται μόνο μια πράξη πρόσθεσης ή αφαίρεσης ώστε η μέση τιμή της κοινής γραμμής να αποκτήσει και για τους δυο κανάβους την ίδια τιμή. Η τιμή βέβαια που θα προστεθεί ή θα αφαιρεθεί κάθε φορά εφαρμόζεται για όλο τον κανάβο και όχι μόνο για την κοινή γραμμή.

Όταν όμως πρόκειται για σύνδεση πολλών κανάβων όπου κάθε ένας απ' αυτούς μπορεί να έχει κοινή γραμμή σε κάθε πλευρά του, η διαδικασία

γίνεται πιο σύνθετη. Απαιτείται η δοκιμή πολλών συνδυασμών προσθαφαιρέσεων ώστε να επιλεχθεί εκείνος που καθιστά τη διαφορά στις κοινές γραμμές – στο σύνολο – ελάχιστη.

Με τη διαδικασία αυτή δημιουργήθηκαν οι χάρτες των κανάβων που παρουσιάζονται παρακάτω. Αυτοί είναι χάρτες αρχικών δεδομένων, δηλαδή απλώς απεικονίζουν τις τιμές του λόγου $\frac{\Delta V}{I}$ χωρίς καμία επιπλέον επεξεργασία.

Ακολουθεί χάρτης των αρχικών μετρήσεων όλων των κανάβων όπως αυτοί διατάσσονται στο χώρο (Σχ.6.3)

6.3. Επεξεργασία των Μετρήσεων

Η επεξεργασία των δεδομένων, περιλαμβάνει τη δημιουργία χαρτών της κατανομής της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και την επεξεργασία των χαρτών αυτών. Η δημιουργία και η επεξεργασία των χαρτών έγινε με τη χρήση του προγράμματος Transform 3 το οποίο δημιουργεί χάρτη, αν λάβει τα δεδομένα σε μορφή πίνακα.

6.3.1. Βελτίωση του Έγχρωμου Χάρτη.

Η απεικόνιση των μετρήσεων σε έγχρωμους χάρτες βοηθά στην ερμηνεία των ηλεκτρικών δεδομένων. Μικρές μεταβολές που σχετίζονται με το στόχο της διασκόπησης τονίζονται με την κατάλληλη επιλογή χρωματικής κλίμακας. Τιμές εκτός προκαθορισμένου εύρους απεικονίζονται με κόκκινο αν είναι μεγαλύτερες και με μπλε αν είναι μικρότερες. Με αυτό το τρόπο βελτιώνεται η παρουσίαση του χάρτη ιδίως όταν περιέχει τοπικού χαρακτήρα ανωμαλίες. Υπάρχει η δυνατότητα της αλλαγής του εύρους των τιμών που χαρτογραφούνται σε πραγματικό χρόνο, δηλαδή συγχρόνως με την παρατήρηση της αλλαγής των χρωμάτων της εικόνας. Η εικόνα βελτιώνεται όταν η κλίμακα των χρωμάτων αντιστοιχεί σε μικρό εύρος τιμών. Αποδίδοντας με χρώματα μόνο τις μεγάλες, τις ενδιάμεσες ή τις μικρές τιμές παρουσιάζονται οι μεταβολές στα διαφορετικά επίπεδα τιμών.

6.3.2. Εξομάλυνση Χαρτών.

Είναι ίσως η πιο απλή μέθοδος επεξεργασίας, η οποία απαλλάσσει το χάρτη από λεπτομέρειες που πιθανόν να σχετίζονται με θόρυβο. Εφαρμόζοντας φίλτρο κινητού μέσου όρου στον αρχικό χάρτη προκύπτει ένας εξομαλυσμένος του οποίου οι τιμές υπολογίζονται από την παρακάτω σχέση:

$$\rho_a(i,j) = \sum_{k,\ell} \alpha(k,\ell) \cdot \rho(k-i, \ell-j) \quad (6.1)$$

όπου i,j είναι δείκτης της θέσης της μέτρησης της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ_a και $\alpha(k,\ell)$ είναι συντελεστές βαρύτητας. Οι συντελεστές βαρύτητας είναι αντιστρόφως ανάλογοι της απόστασης των σημείων από το κέντρο.

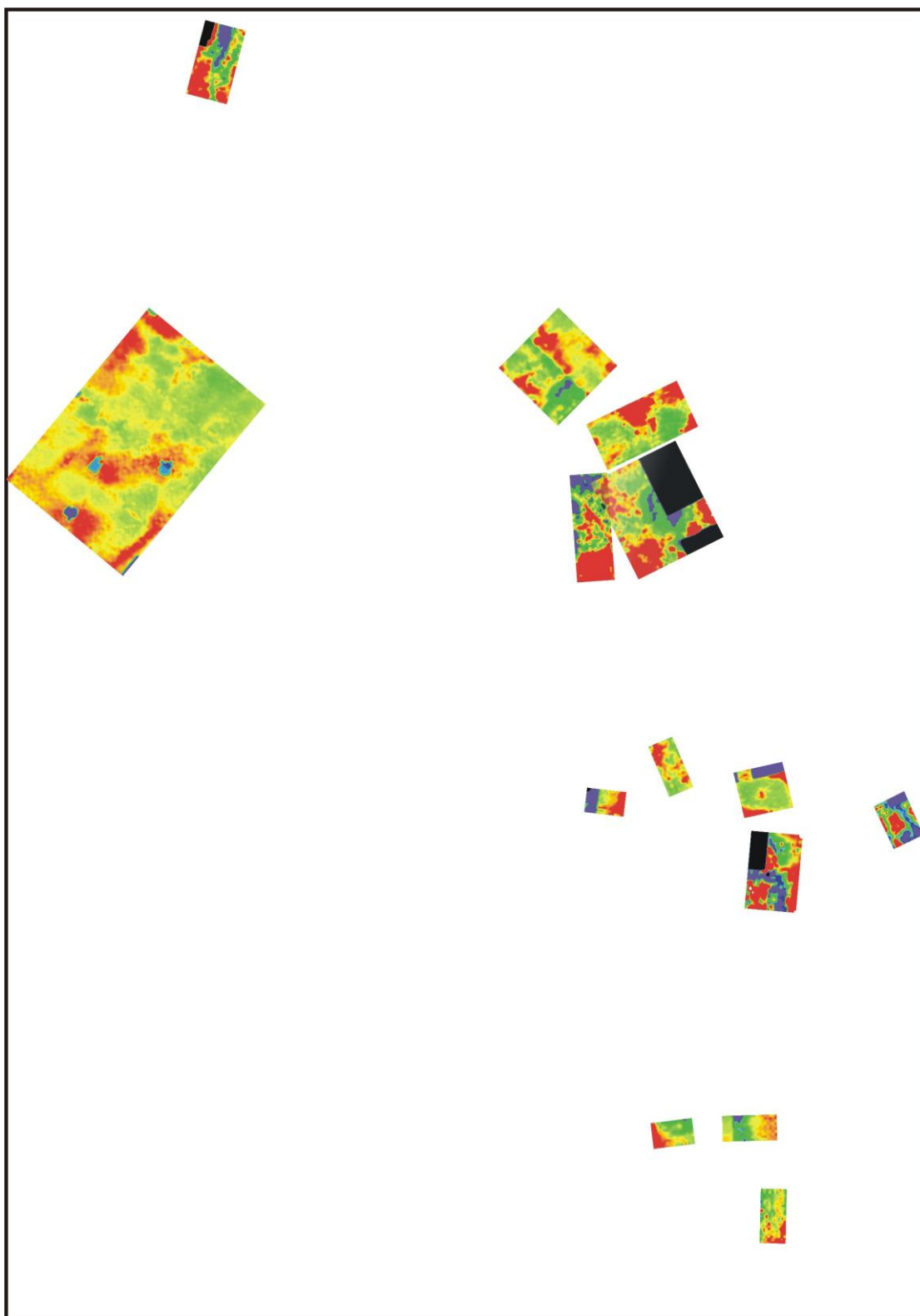
Εναλλακτικά εφαρμόζονται φίλτρα εξομάλυνσης όπως το φίλτρο Hanning το οποίο υπό μορφή 3x3 πίνακα είναι το ακόλουθο

$$\begin{array}{ccc} 0.06 & 0.10 & 0.06 \\ 0.10 & 0.36 & 0.10 \\ 0.06 & 0.10 & 0.06 \end{array}$$

Στη συγκεκριμένη εργασία εφαρμόστηκε το φίλτρο του κινητού μέσου με τη χρήση του προγράμματος Transform 3. Σε κάθε χάρτη εφαρμόστηκε το φίλτρο 5 φορές. Αν ο εξομαλυσμένος χάρτης αφαιρεθεί από το χάρτη των αρχικών δεδομένων θα προκύψει το υπολειμματικό πεδίο (residual).

6.3.3. Μέθοδος της Δεύτερης Παραγώγου .

Οι παράγωγοι των δυναμικών πεδίων ορίζονται, είτε στην κατακόρυφη, είτε στην οριζόντια διεύθυνση. Η πρώτη κατακόρυφη παράγωγος εκφράζει τον ρυθμό μεταβολής του πεδίου στην κατακόρυφη διεύθυνση. Η δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος εκφράζει την καμπυλότητα του πεδίου. Μεγάλη καμπυλότητα του πεδίου σχετίζεται με επιφανειακή ανωμαλία.



Σχήμα 6.3 : Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής μεθόδου

Στην παρούσα εργασία υπολογίστηκε η δεύτερη παράγωγος των δεδομένων ως προς την κατακόρυφη διεύθυνση, που προκύπτει από το άθροισμα των δευτέρων παραγώγων των δεδομένων ως προς τις οριζόντιες διευθύνσεις,

$$\text{δηλαδή: } \frac{\partial^2 A}{\partial Z^2} = -\left(\frac{\partial^2 A}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial Y^2}\right) \quad (6.2)$$

όπου : A τα δεδομένα

Η δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος χρησιμοποιείται, για την ενίσχυση των τοπικών ανωμαλιών.

6.3.4. Μέθοδος της Οριζόντιας Βαθμίδας .

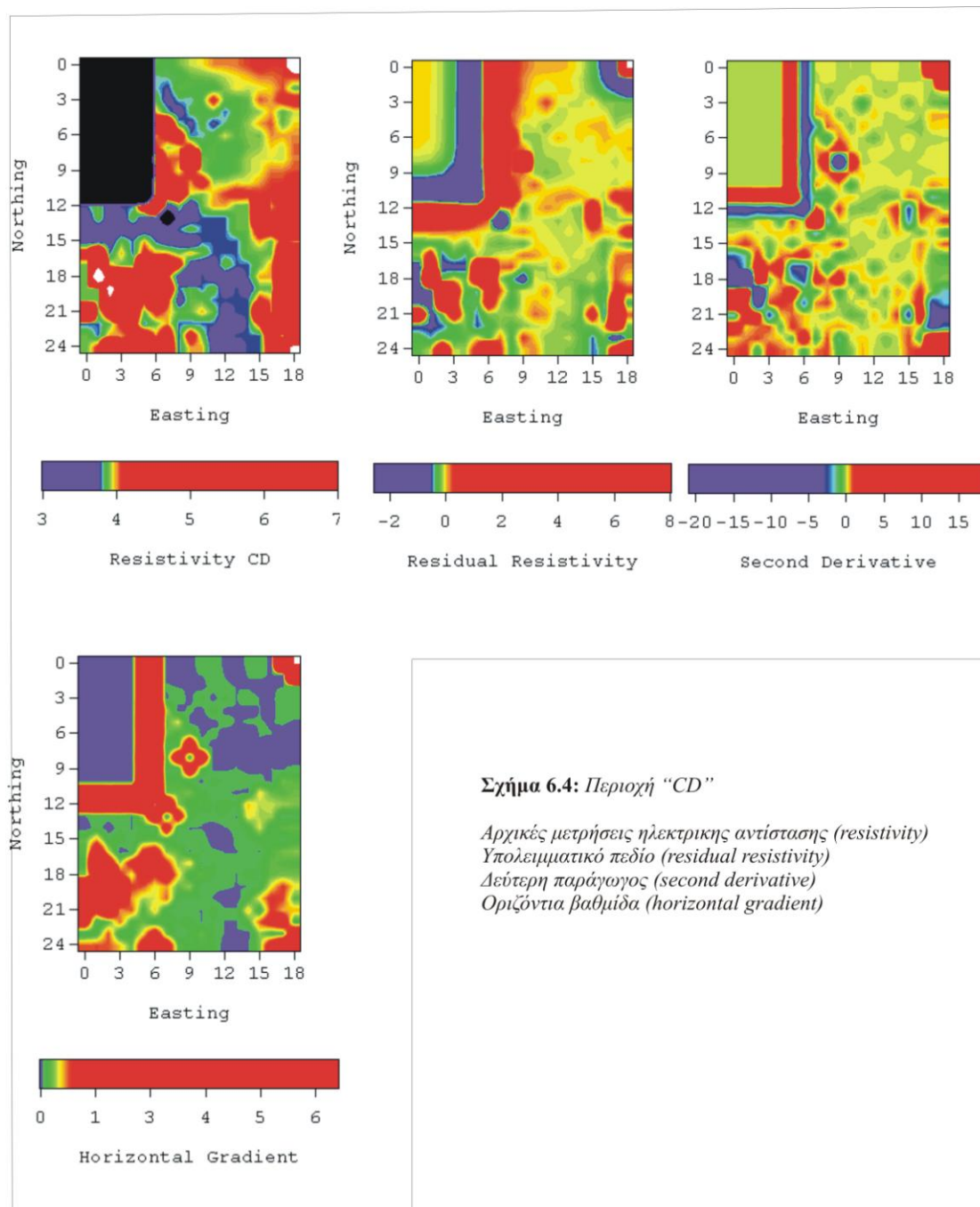
Η οριζόντια βαθμίδα των δεδομένων A δείχνει την κατεύθυνση της μέγιστης αύξησης των δεδομένων. Το μέτρο της οριζόντιας βαθμίδας δίνει τον ρυθμό αύξησης κατά μήκος της κατεύθυνσης, στην οποία η αύξηση των δεδομένων είναι μέγιστη.

$$\text{Είναι : } \left| \frac{\partial A}{\partial Z} \right| = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial X} \right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial Y} \right)^2} \quad (6.3)$$

Υπολογίζοντας την οριζόντια βαθμίδα των μετρήσεων είναι δυνατός ο εντοπισμός δομών ενδιαφέροντος, επειδή μεγάλες τιμές της οριζόντιας βαθμίδας σχετίζονται με απότομες αλλαγές στις φυσικές ιδιότητες του υπεδάφους.

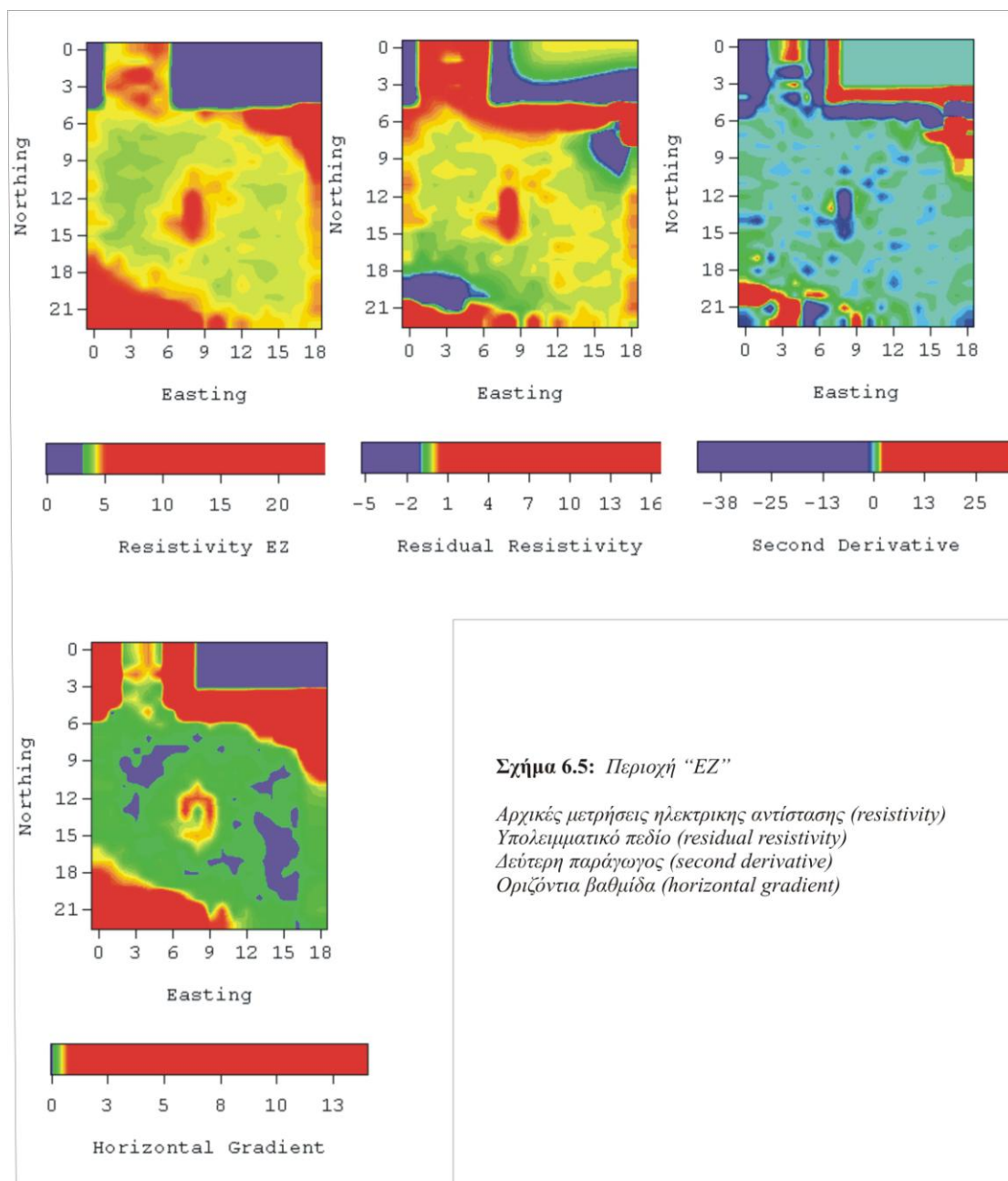
6.4.Επεξεργασμένοι Χάρτες

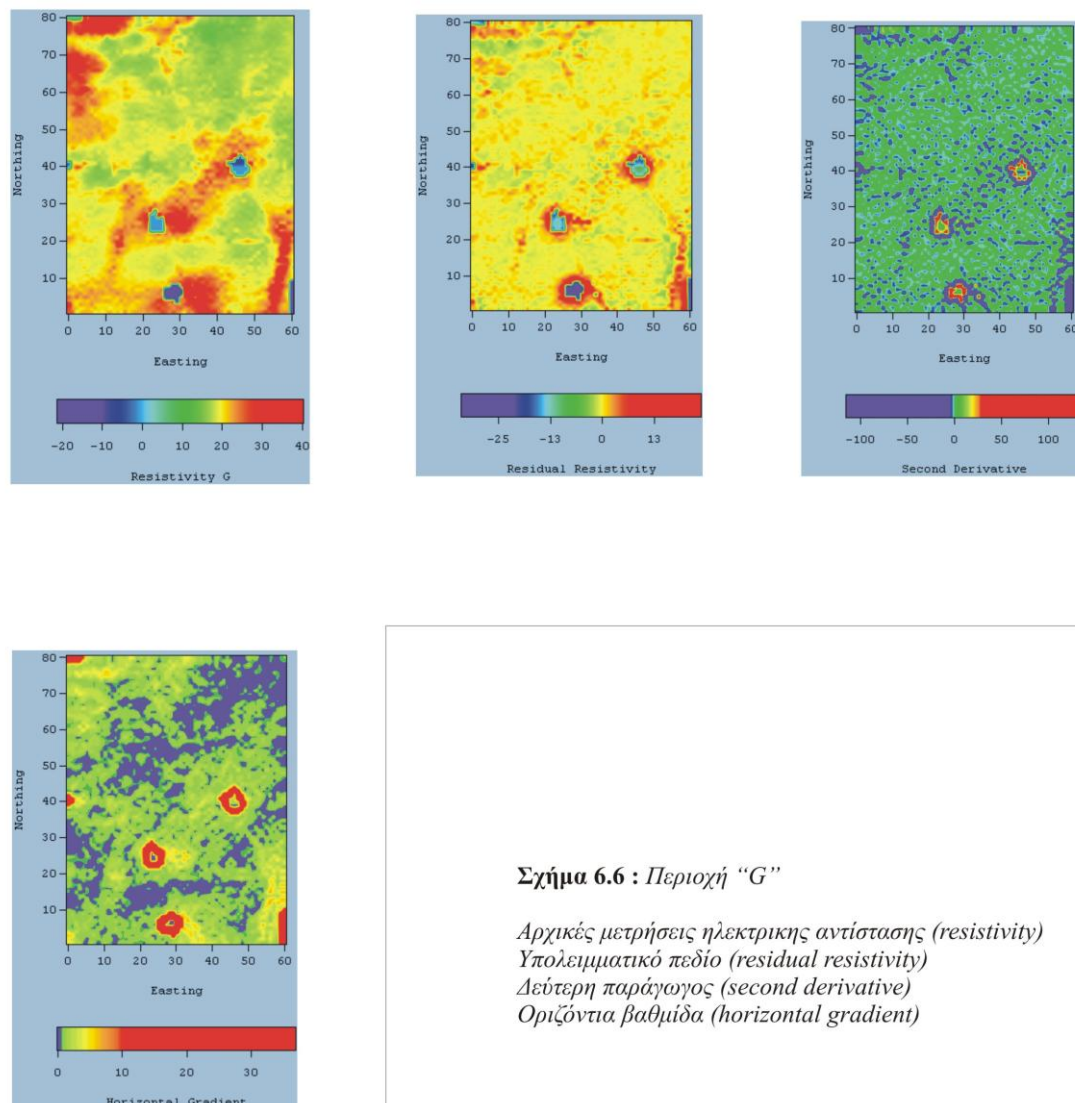
Στη συνέχεια παρατίθενται, για κάθε περιοχή, οι χάρτες των αρχικών δεδομένων καθώς και οι χάρτες που προέκυψαν από την επεξεργασία τους (Σχήματα 6.4-6.17). Να σημειωθεί ότι οι περιοχές 97B, 97A, Η, και Κ βρίσκονται σε κοντινή απόσταση μεταξύ τους και είναι προτιμότερο οι χάρτες που προκύπτουν να παρουσιάζονται σε κοινές εικόνες.



Σχήμα 6.4: Περιοχή "CD"

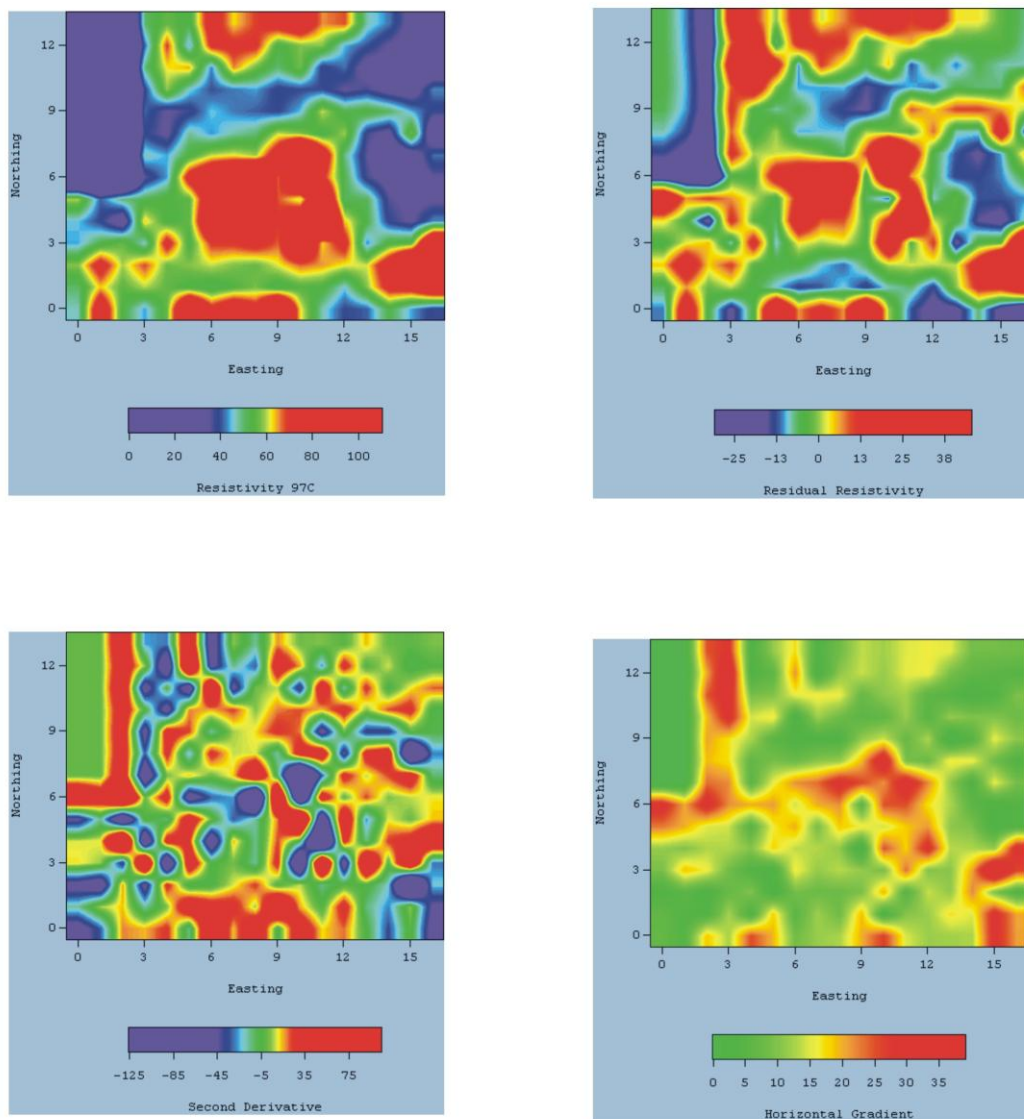
Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης (resistivity)
Υπολειμματικό πεδίο (residual resistivity)
Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)





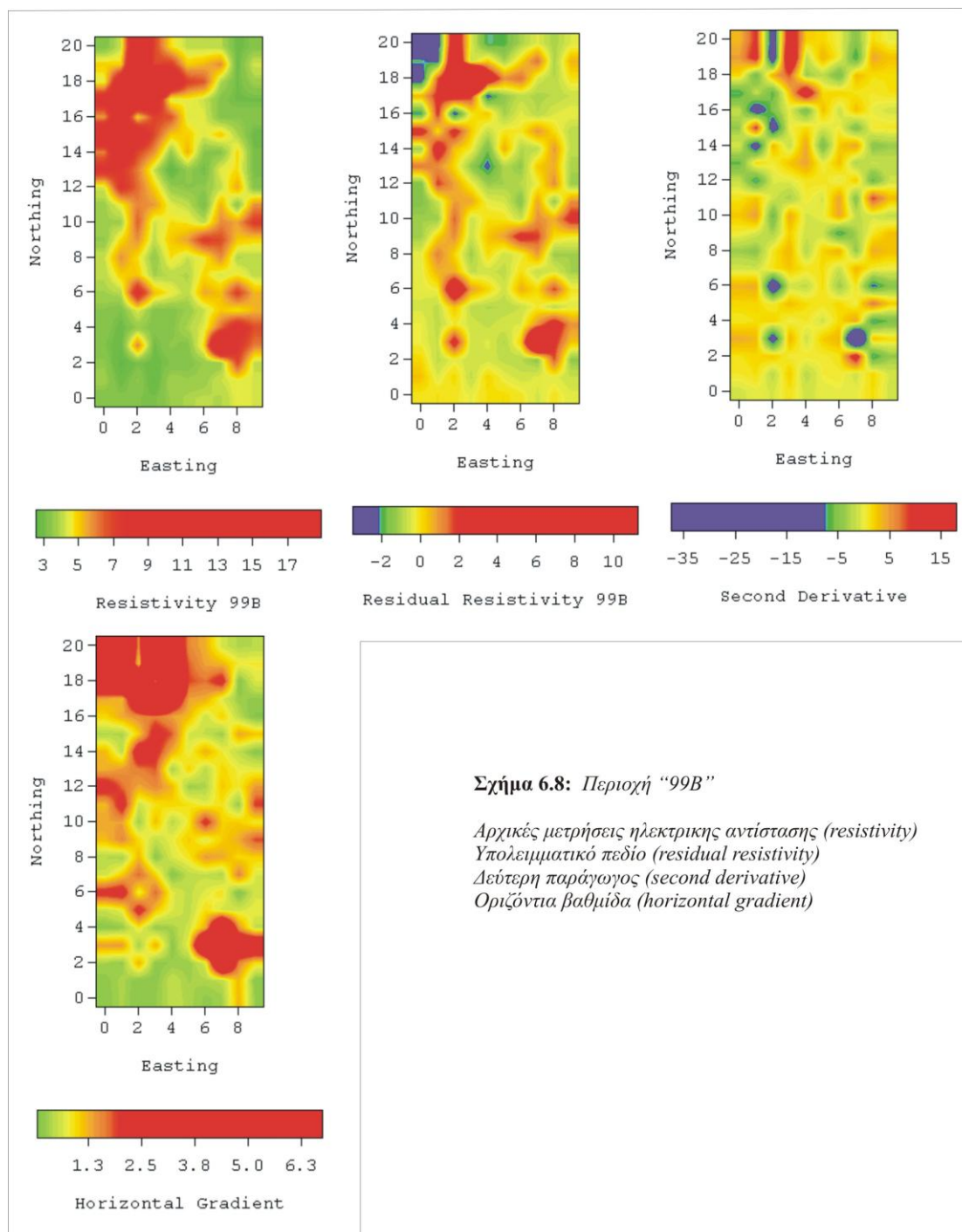
Σχήμα 6.6 : Περιοχή "G"

Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης (resistivity)
 Υπολειμματικό πεδίο (residual resistivity)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



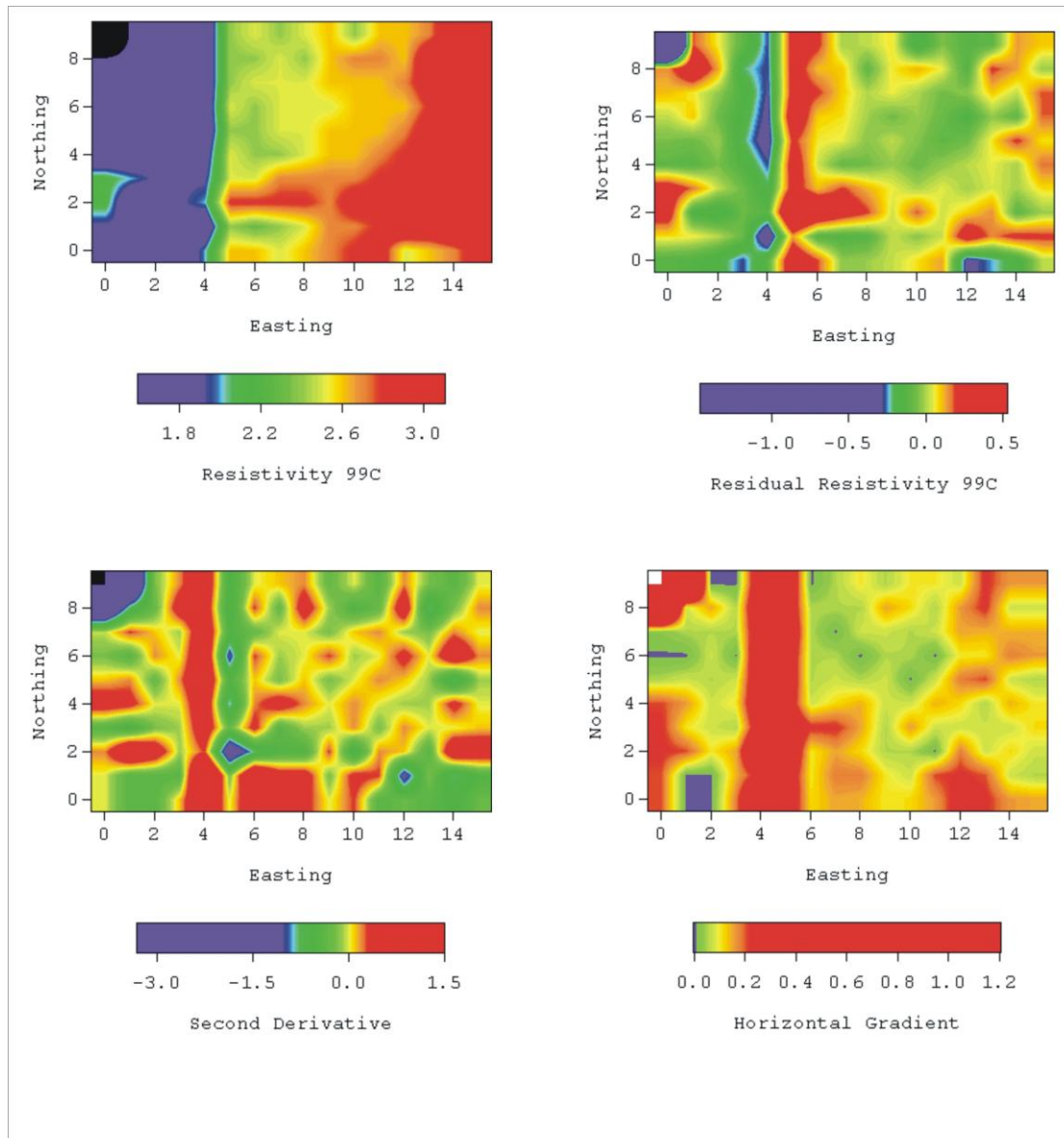
Σχήμα 6.7 : Περιοχή "97C"

Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης (resistivity)
Υπολειμματικό πεδίο (residual resistivity)
Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



Σχήμα 6.8: Περιοχή "99B"

Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης (resistivity)
 Υπολειμματικό πεδίο (residual resistivity)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



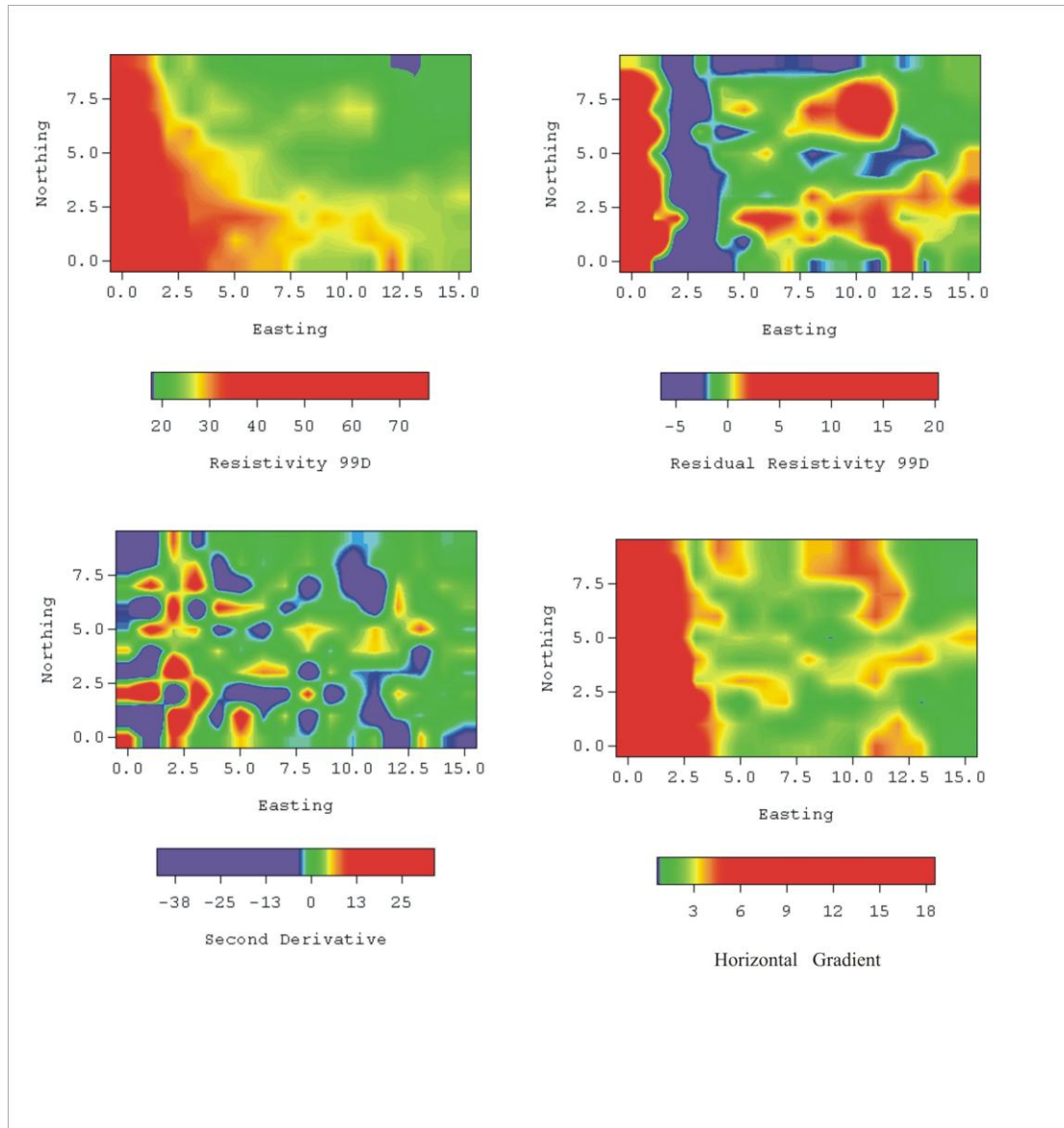
Σχήμα 6.9: Περιοχή "99C"

Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης (resistivity)

Υπολειμματικό πεδίο (residual resistivity)

Δεύτερη παράγωγος (second derivative)

Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



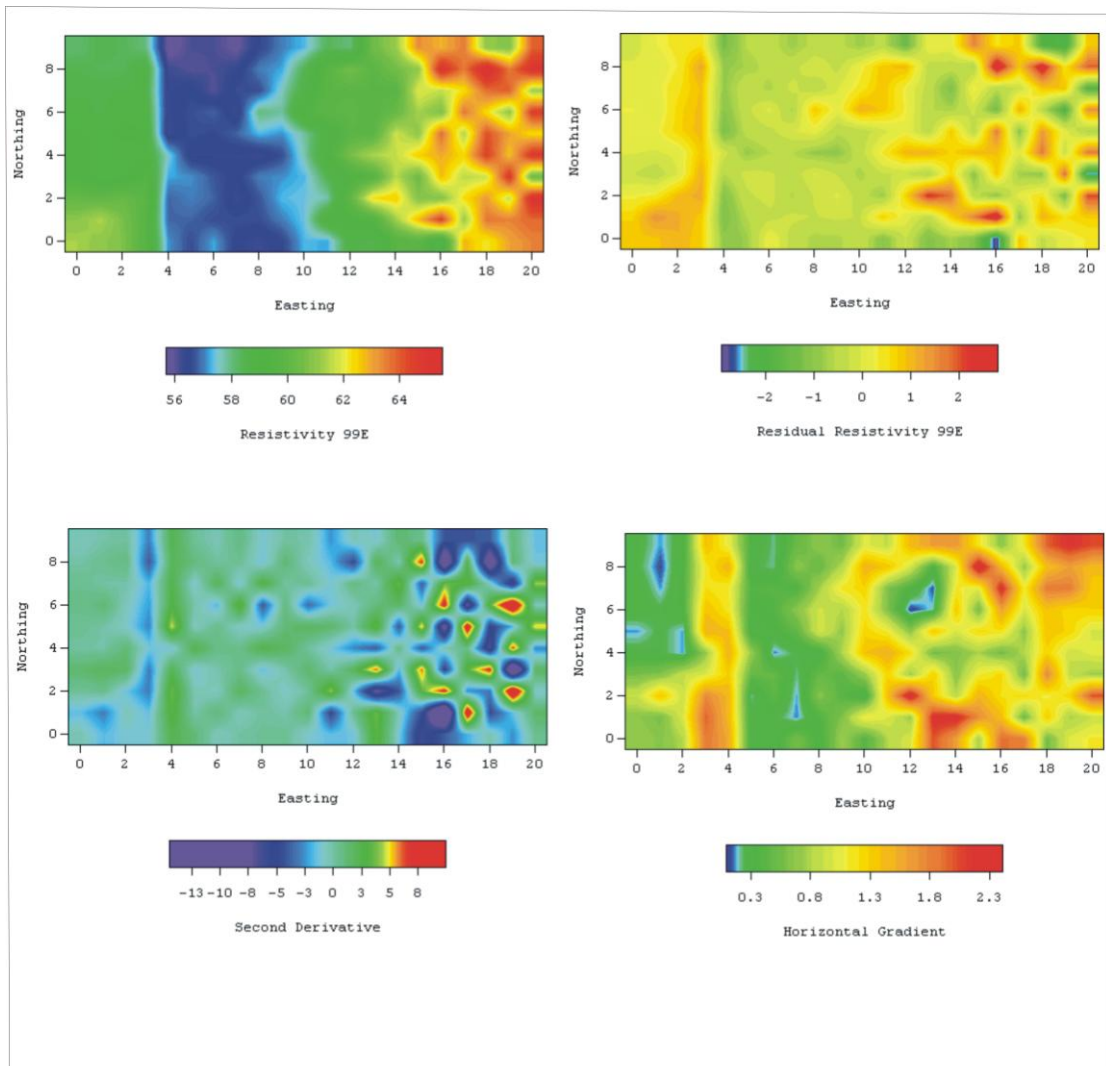
Σχήμα 6.10 : Περιοχή "99D"

Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης (resistivity)

Υπολειμματικό πεδίο (residual resistivity)

Δεύτερη παράγωγος (second derivative)

Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



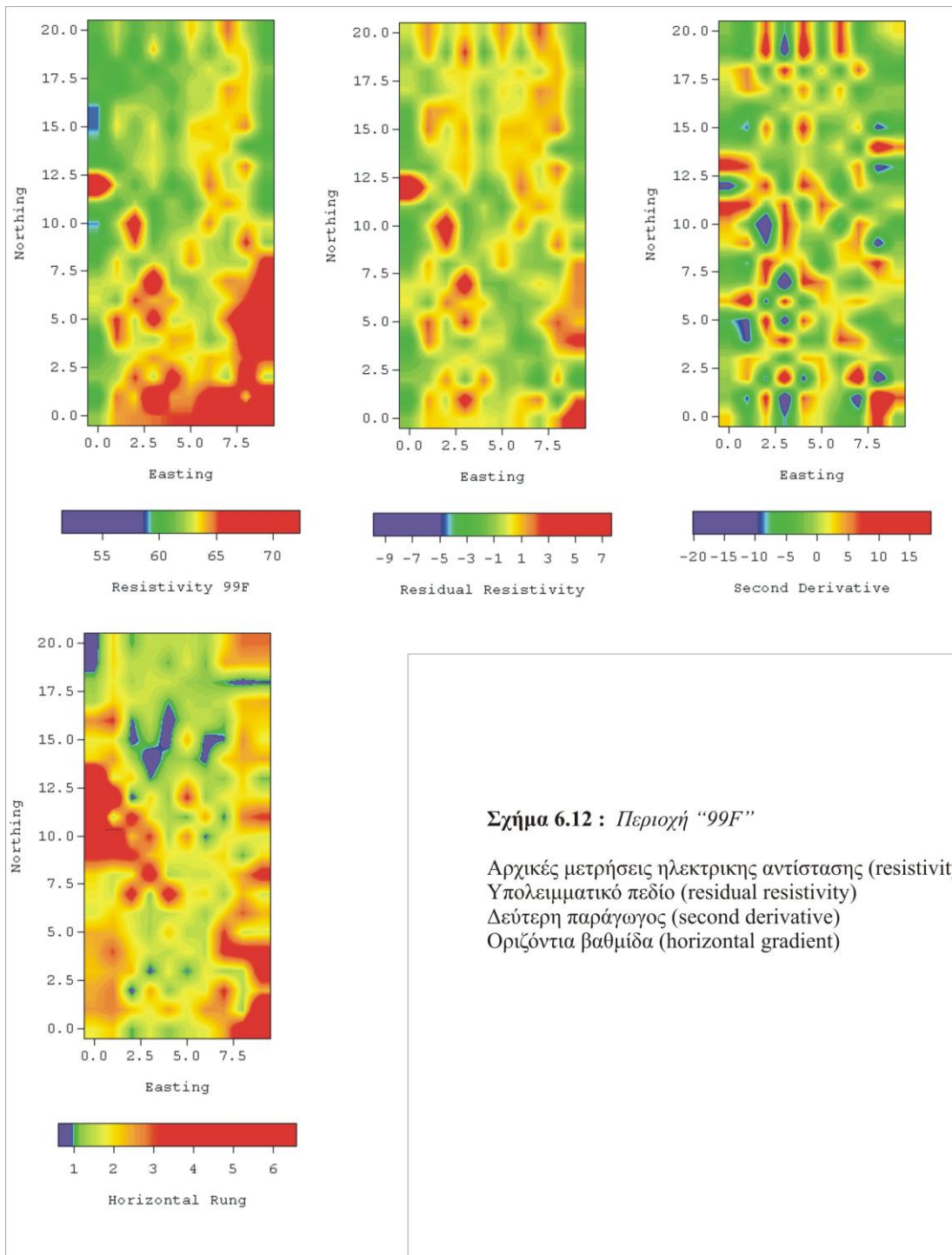
Σχήμα 6.11: Περιοχή "99E"

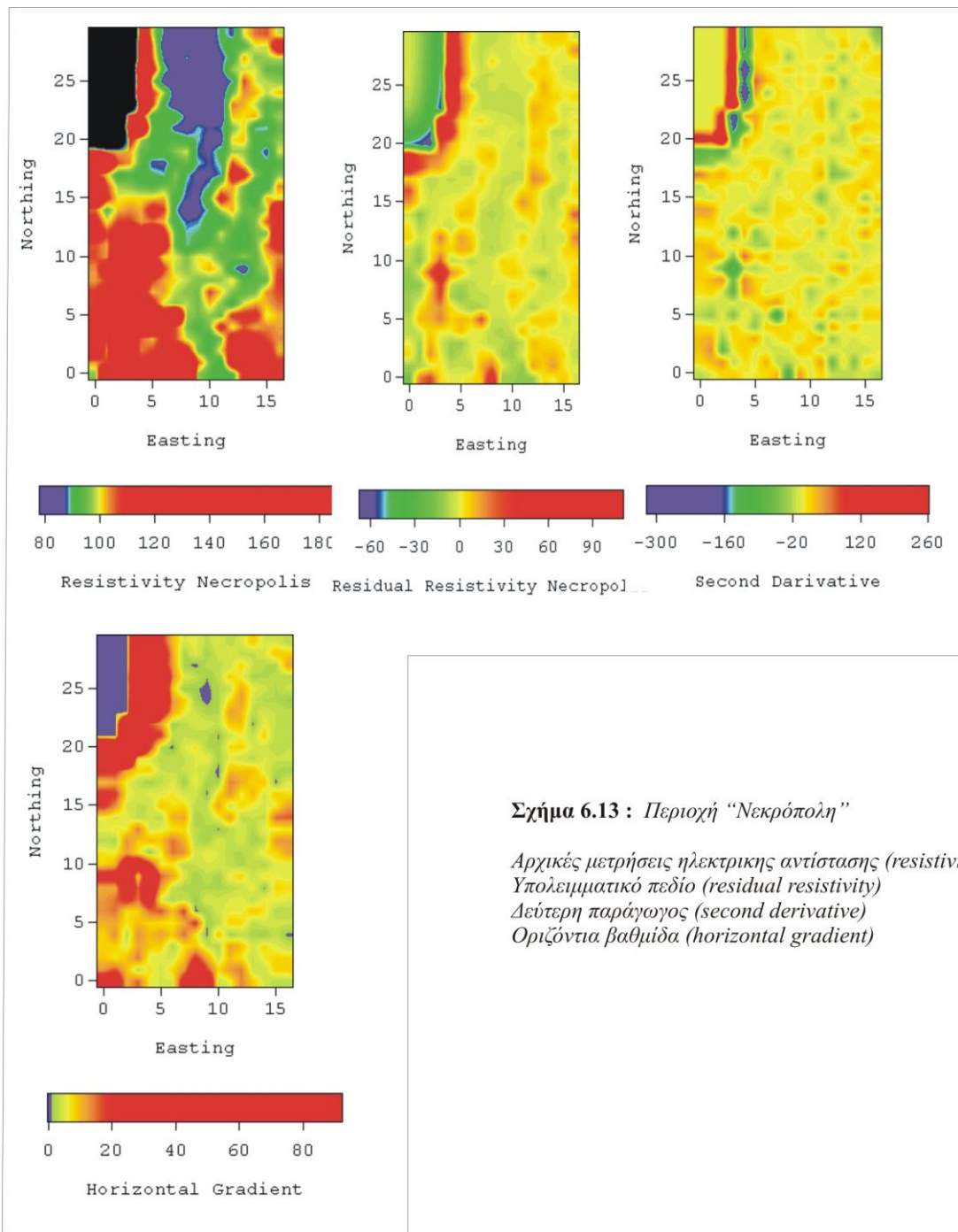
Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης (resistivity)

Υπολειμματικό πεδίο (residual resistivity)

Δεύτερη παράγωγος (second derivative)

Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)





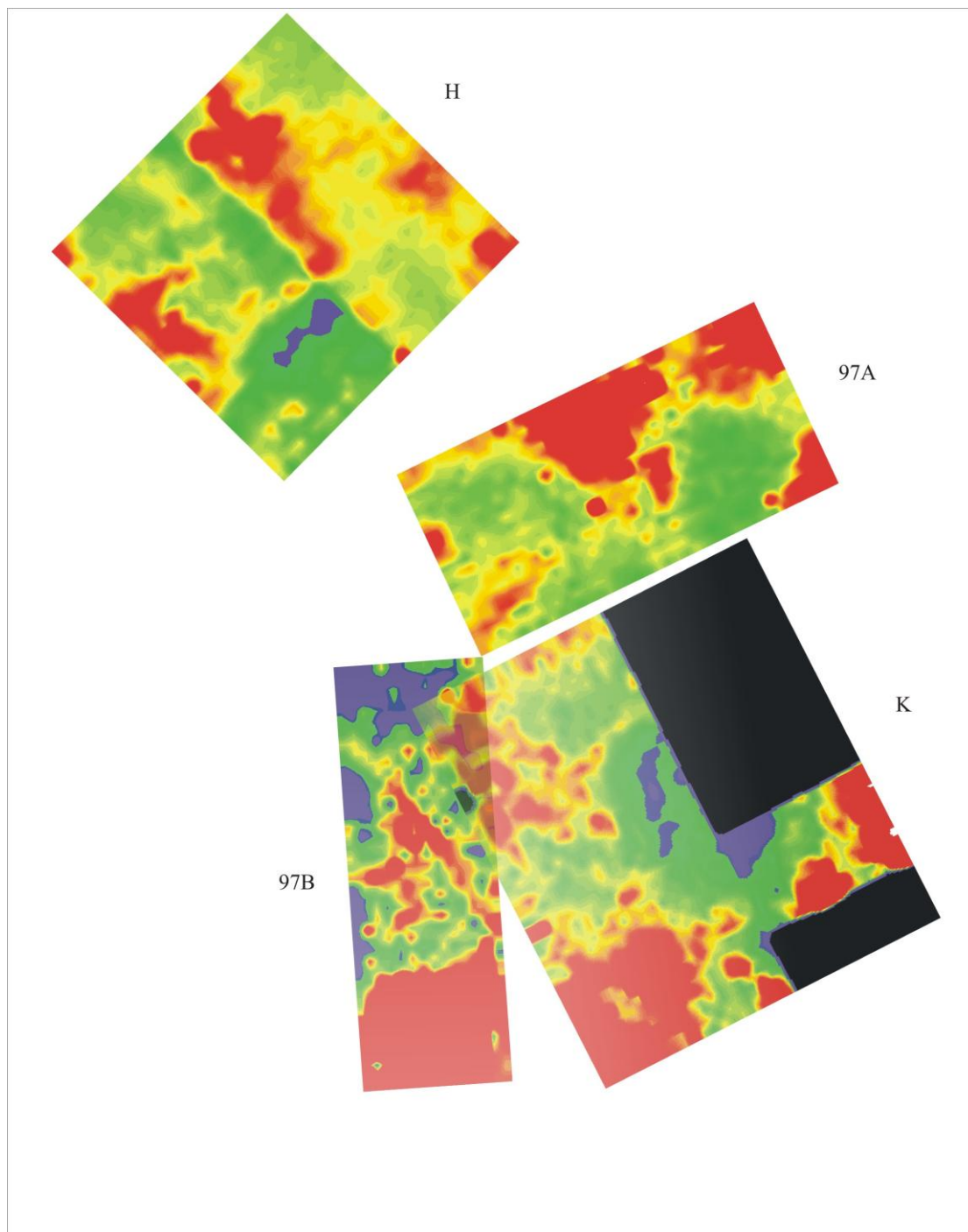
Σχήμα 6.13 : Περιοχή “Νεκρόπολη”

Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης (resistivity)

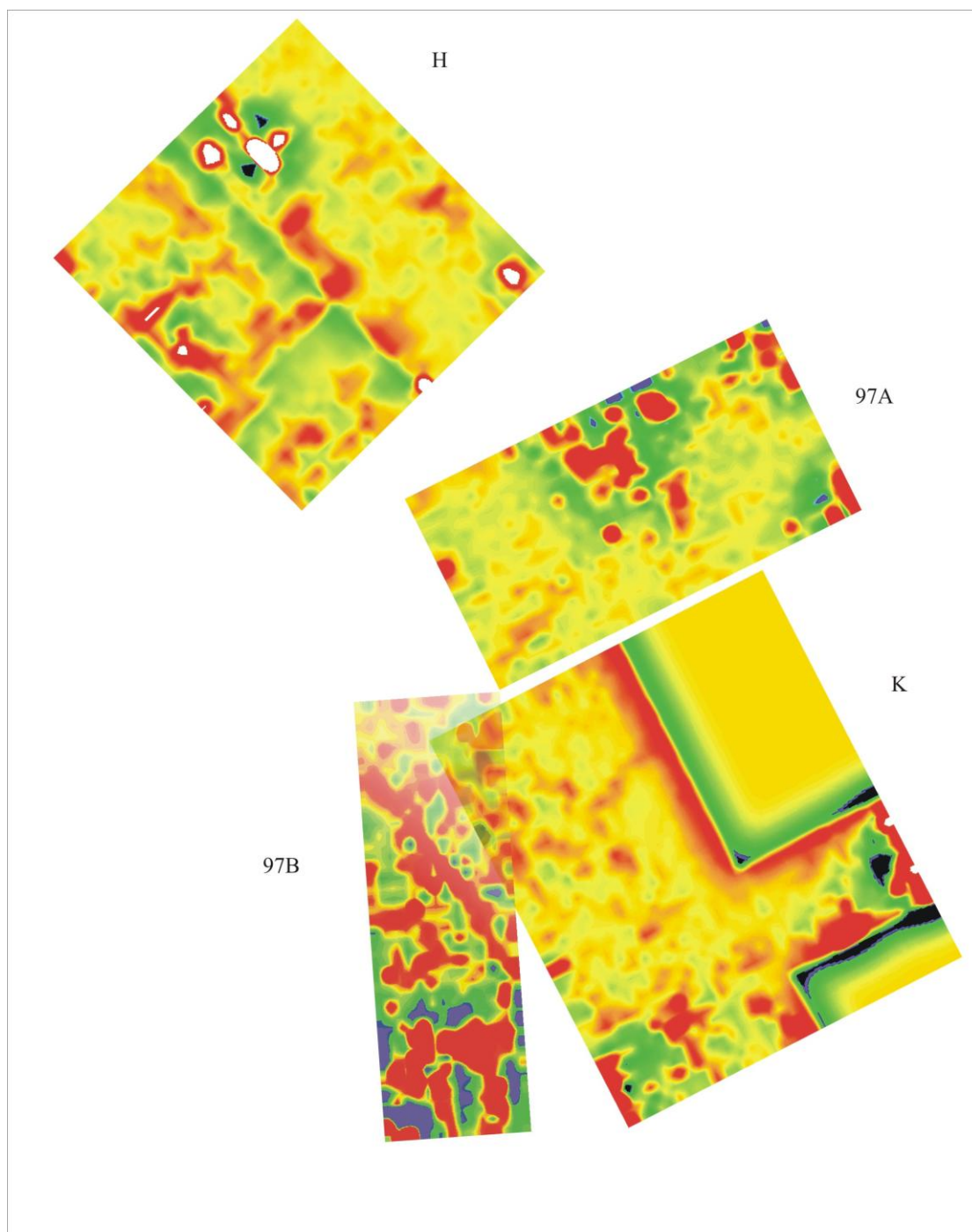
Υπολειμματικό πεδίο (residual resistivity)

Δεύτερη παράγωγος (second derivative)

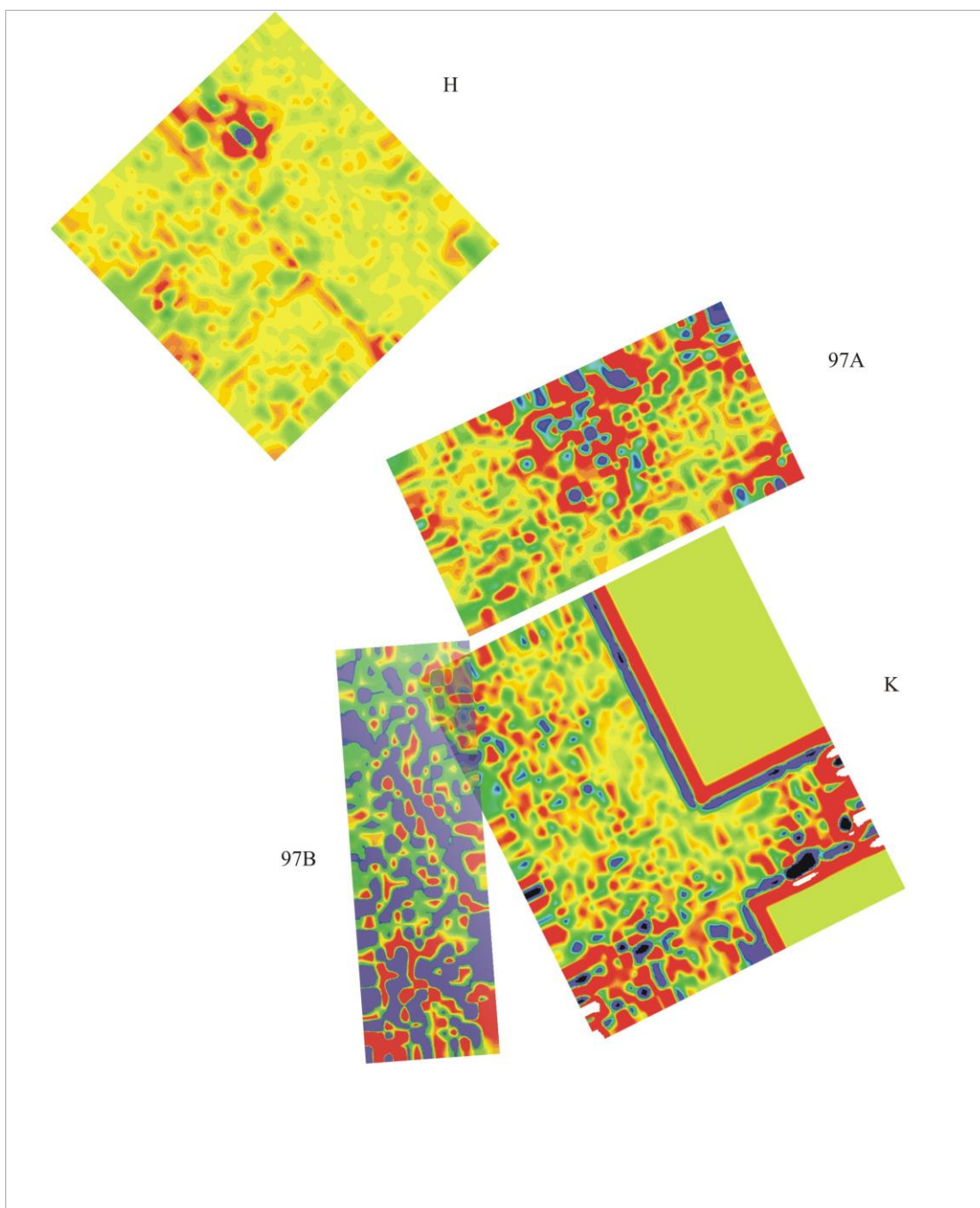
Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



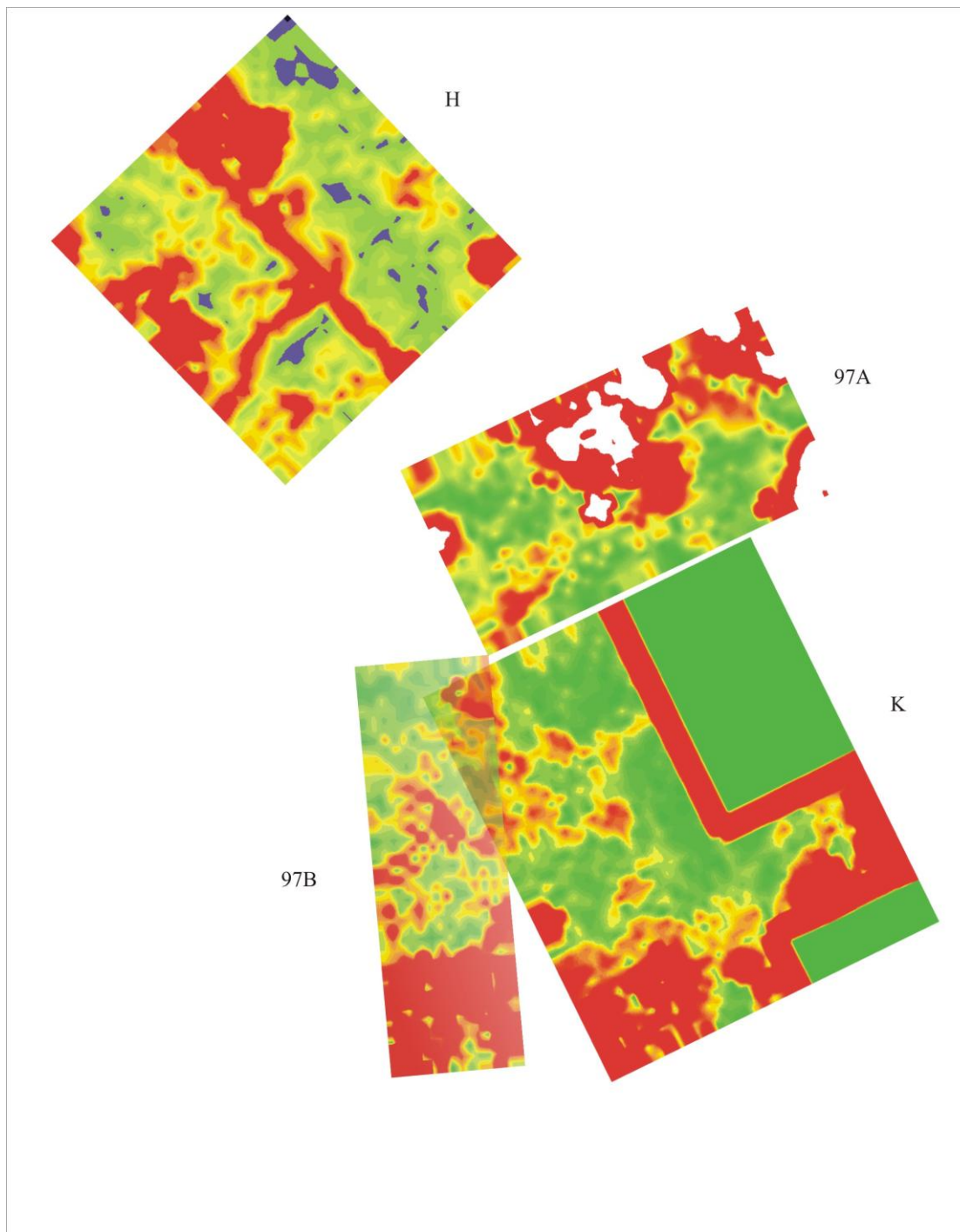
Σχήμα 6.14 : Αρχικές μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης περιοχής “2”



Σχήμα 6.15 : Υπολειμματικό πεδίο περιοχής "2"



Σχήμα 6.16 : Δεύτερη παράγωγος περιοχής “2”



Σχήμα 6.17 : Οριζόντια βαθμίδα περιοχής “2”

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

Μαγνητική Διασκόπηση στην Ίτανο

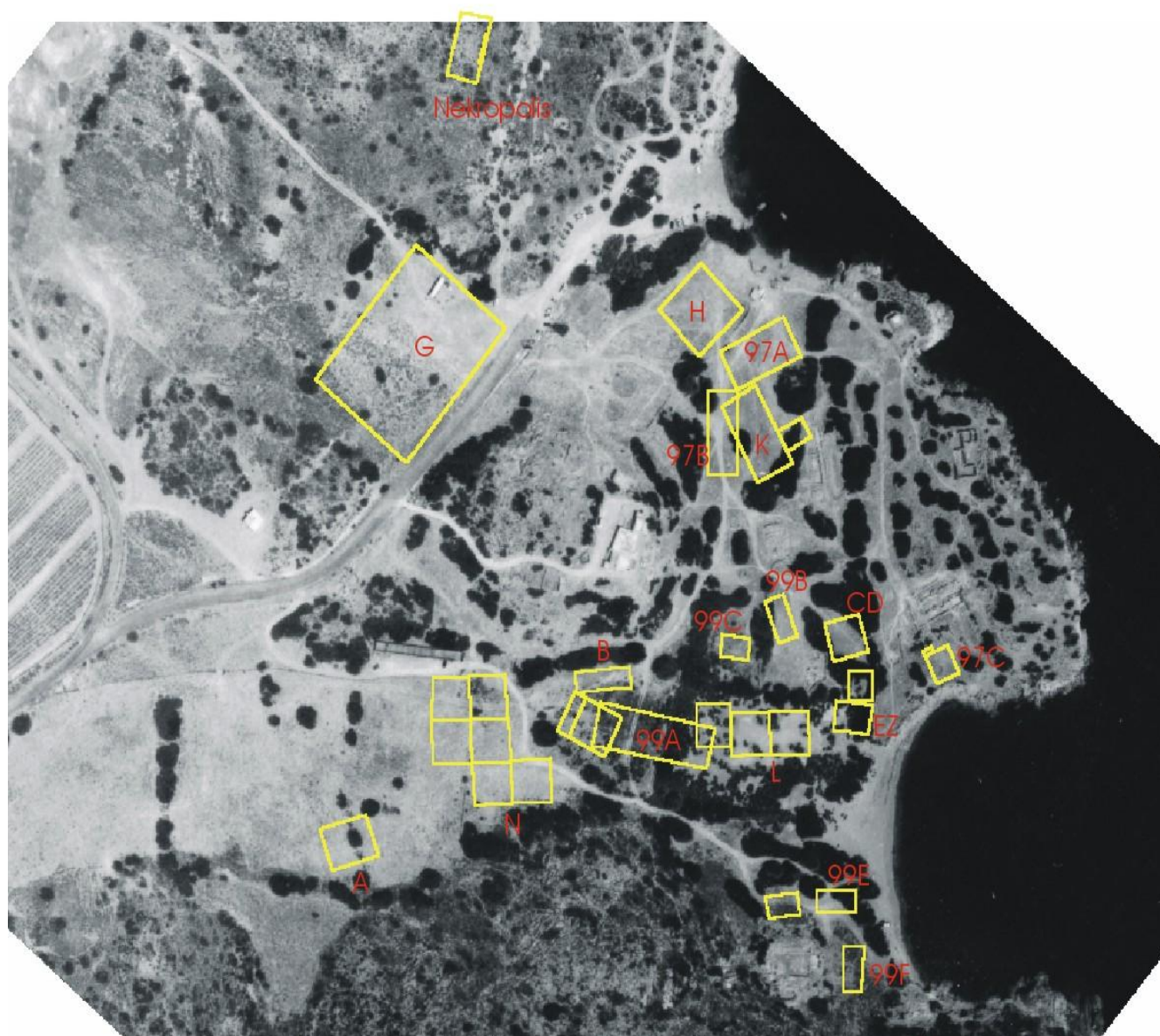
7.1. Συλλογή των Μετρήσεων.

Σκοπός των μαγνητικών διασκοπήσεων κατά την εφαρμογή τους στα τρία πλέγματα στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου ήταν ο εντοπισμός δομών αρχαιολογικού ενδιαφέροντος που παρουσιάζουν αντίθεση μαγνήτισης με τα γειτονικά πετρώματα. Τέτοιες δομές είναι οι φούρνοι κεραμοποιίας, οι εστίες πυρός, καμένα σπίτια και τούβλα λόγω της έντονης θερμομόνιμης μαγνήτισης που παρουσιάζουν. Μπορεί επίσης να εντοπιστούν τοίχοι, θεμέλια και υπολείμματα σπιτιών. Η μαγνητική διασκόπηση έγινε στους ίδιους κανάβους που έγινε και η ηλεκτρική διασκόπηση αλλά και σε δύο ακόμα, τον 'Α' και τον 'Ν' (Σχ.7.1).

Το βήμα δειγματοληψίας είναι 1m κατά μήκος οριζόντιας γραμμής, με προσανατολισμό $A \rightarrow \Delta$, που ονομάζεται γραμμή μέτρησης. Η απόσταση μεταξύ των γραμμών μέτρησης είναι 1 m. Κατόπιν το όργανο μετακινείται κατά μήκος της επόμενης γραμμής, με προσανατολισμό $A \rightarrow \Delta$. Οι αποστάσεις μεταξύ των γραμμών είναι 1m.

Για τις μετρήσεις χρησιμοποιήθηκε το διαφορικό μαγνητόμετρο ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής FM36. Αυτό περιλαμβάνει δύο αισθητήρες με κατακόρυφη απόσταση 0.5 m. Κάθε αισθητήρας μετράει την κατακόρυφη συνιστώσα της έντασης του ολικού μαγνητικού πεδίου. Στη συνέχεια οι δύο τιμές αφαιρούνται και η ένδειξη του οργάνου είναι η κατακόρυφη βαθμίδα της κατακόρυφης συνιστώσας σε nT/m. Οι μετρήσεις που πραγματοποιούνται με διαφορικό μαγνητόμετρο δε χρειάζονται διόρθωση για την ημερήσια μεταβολή του γεωμαγνητικού πεδίου. Επιπλέον είναι πιο ευαίσθητες στις τοπικές ανωμαλίες, δηλαδή στις δομές που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια της γης. Οι δύο αισθητήρες βρίσκονται σε διαφορετική απόσταση από την επιφάνεια του εδάφους και επομένως και από τη δομή, ο εντοπισμός της οποίας επιδιώκεται. Αν δεν υπάρχει ρηχή

δομή με διαφορετική μαγνητική επιδεκτικότητα από τα γύρω πετρώματα και οι δύο μετρήσεις των δύο αισθητήρων θα είναι παρόμοιες, οπότε η αφαίρεσή τους θα δώσει αποτέλεσμα κοντά στο μηδέν. Όταν όμως υπάρχει ρηχή και μικρών διαστάσεων δομή, ο αισθητήρας που βρίσκεται πιο κοντά στο έδαφος επηρεάζεται από τις δομές μεγάλης κλίμακας, αλλά και από τη ρηχή δομή. Αντίθετα ο απομακρυσμένος αισθητήρας δεν επηρεάζεται τόσο



Σχήμα 7.1 : Θέσεις και ονομασίες των περιοχών που πραγματοποιήθηκε η μαγνητική διασκόπηση.

από τη ρηχή δομή όσο από τις δομές μεγάλης κλίμακας. Η αφαίρεση των δύο μετρήσεων εξασθενεί την επίδραση των δομών μεγάλης κλίμακας και ενισχύει την επίδραση της ρηχής δομής

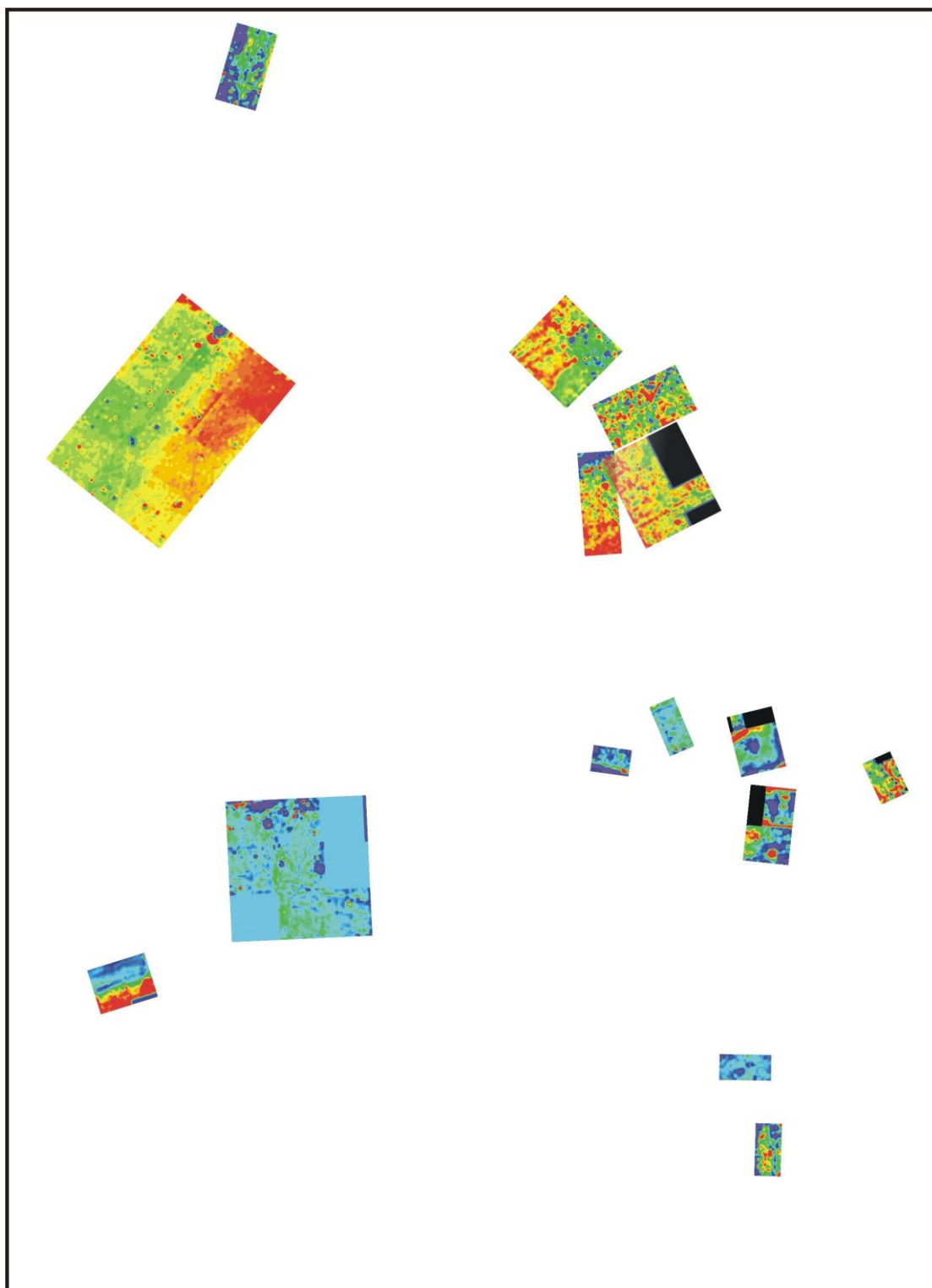
Πριν ξεκινήσουν οι μετρήσεις σε κάθε περιοχή γινόταν ρύθμιση του οργάνου ώστε οι αισθητήρες να είναι παράλληλοι και με κατακόρυφο τον άξονά τους. Υπάρχουν δύο διαφορετικές θέσεις ρύθμισης, η μία για ρύθμιση ως προς βορρά-νότο και η άλλη ως προς ανατολή-δύση. Ανά δύο- τρεις ώρες γινόταν έλεγχος για τυχόν απορρύθμιση του οργάνου.

7.2. Παρουσίαση των Αρχικών Μετρήσεων.

Η ποσότητα που μετριέται, είναι η κατακόρυφη βαθμίδα της κατακόρυφης συνιστώσας της έντασης του μαγνητικού πεδίου σε nT/m. Η παρουσίαση των μετρήσεων (δεδομένων) γίνεται με τη μορφή χαρτών, για την κατασκευή των οποίων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Transform 3 . Σε αρκετές περιπτώσεις έγινε σύνδεση κανάβων όπως περιγράφηκε στην § 6.2.1. Ακολουθεί χάρτης των αρχικών μετρήσεων όλων των κανάβων όπως αυτοί διατάσσονται στο χώρο (Σχήμα7.2).

7.3. Επεξεργασία των Μετρήσεων

Για την κατασκευή των χαρτών των μαγνητικών μετρήσεων ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία, όπως με τις μετρήσεις της ηλεκτρικής διασκόπησης (βλέπε § 6.3.) Επιπλέον εφαρμόστηκε το φίλτρο της προς τα πάνω συνέχειας του πεδίου. Το φίλτρο αυτό απαιτεί ευθύ και αντίστροφο διδιάστατο μετασχηματισμό Fourier.



Σχήμα 7.2: Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου

7.3.1 Φιλτράρισμα Εικόνας πριν από τον Μετασχηματισμό Fourier.

Ο διδιάστατος διακριτός μετασχηματισμός Fourier (2D Fourier Transform) θεωρεί ότι ο κάθε χάρτης επαναλαμβάνεται περιοδικά και στις δύο διαστάσεις. Τα απέναντι άκρα κάθε εικόνας λοιπόν πρέπει να είναι παρόμοια ώστε να μην υπάρχει απότομη μεταβολή στην περιοδική επανάληψη. Αν δε συμβαίνει αυτό τότε η απότομη μεταβολή εισάγει σφάλματα στην εικόνα.

Το φίλτρο που χρησιμοποιήθηκε για εξομάλυνση στα άκρα αποτελείται από 2 μέρη ημιτονοειδούς καμπύλης στο θετικό άξονα y , το ένα αύξων από 0 έως 1 και το άλλο φθίνων από 1 έως 0.

Δημιουργήθηκε δηλαδή κάθε φορά ένας πίνακας ίσων διαστάσεων με τον πίνακα της συγκεκριμένης περιοχής με το εξωτερικό πλαίσιο μηδενικές τιμές, το αμέσως επόμενο 0,5, το πιο εσωτερικό 0,866 και τις υπόλοιπες θέσεις με μοναδιαία τιμή (1). Αν $f(x)$ η συνάρτηση των δεδομένων, $\bar{f}$ ο μέσος όρος αυτών και $g(x)$ το φίλτρο που περιγράφηκε παραπάνω, το επόμενο βήμα ήταν ο υπολογισμός της παράστασης $(f(x) - \bar{f}) \cdot g(x) + \bar{f}$

Έτσι προκύπτει ένα εξομαλυσμένο πεδίο, αποφεύγοντας ταυτόχρονα το μηδενισμό στα άκρα του. Επειδή μετασχηματισμός Fourier απαιτεί οι διαστάσεις της εικόνας να είναι δύναμη του 2, προστίθενται γραμμές (ή στήλες) ώστε να φθάσει ο πίνακας τις επιθυμητές διαστάσεις. Οι επιπλέον αυτές γραμμές (ή στήλες) αφαιρούνται μετά την επεξεργασία. (Οικονόμου, 1998)

7.3.2 Μετασχηματισμός Fourier

Ο μετασχηματισμός Fourier αποτελεί το βασικό εργαλείο ανάλυσης σημάτων εδώ και δύο αιώνες, οπότε ο Γάλλος φυσικομαθηματικός Joseph Fourier πρωτοχρησιμοποίησε τη μέθοδο αυτή που φέρει το όνομά του, για να λύσει ορισμένα προβλήματα θερμοδυναμικής. Ο μετασχηματισμός Fourier μετατρέπει τα δεδομένα από το πεδίο του χώρου στο πεδίο των

κυματαριθμών. Στο πεδίο του χώρου κάθε μέτρηση z αντιστοιχεί σε ένα σημείο με συντεταγμένες x και y . Στο πεδίο των κυματαριθμών οι υπολογισμένες τιμές Z χαρτογραφούνται σε σημεία με συντεταγμένες τους κυματαριθμούς κ_x και κ_y .

Πεδίο του χώρου		Πεδίο των κυματαριθμών
$z(x,y)$	$\rightarrow$	$Z(\kappa_x, \kappa_y)$
x	$\rightarrow$	κ_x
y	$\rightarrow$	κ_y

Ο κυματαριθμός ορίζεται όπως και η συχνότητα. Η συχνότητα ορίζεται ως ο αριθμός των κύκλων στη μονάδα του χρόνου, έτσι και ο κυματαριθμός είναι ο αριθμός των κύκλων στη μονάδα του μήκους. Ο κυματαριθμός κ είναι αντιστρόφως ανάλογος του μήκους κύματος λ , $\kappa = \frac{2\pi}{\lambda}$

Ο μετασχηματισμός Fourier της συνάρτησης $f(x,y)$ της περιοχής του χώρου ορίζεται ως εξής:

$$F(\kappa_x, \kappa_y) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x,y) e^{-i(\kappa_x x + \kappa_y y)} dx dy \quad (7.1)$$

Ο αντίστροφος μετασχηματισμός που μετατρέπει τη συνάρτηση $F(\kappa_x, \kappa_y)$ από το πεδίο των κυματαριθμών στο πεδίο του χώρου, δηλαδή στη συνάρτηση $f(x,y)$ είναι:

$$f(x,y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\kappa_x, \kappa_y) e^{i(\kappa_x x + \kappa_y y)} d\kappa_x d\kappa_y \quad (7.2)$$

όπου κ_x, κ_y οι κυματαριθμοί κατά τις διευθύνσεις x και y .

Ο γρήγορος μετασχηματισμός Fourier, ευθύς ή αντίστροφος, εκτελείται αυτόματα από το πρόγραμμα με την αντίστοιχη εντολή

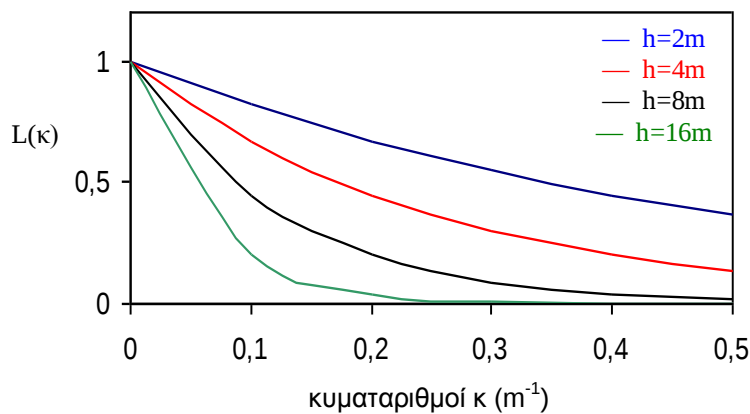
7.3.3 Φίλτρο της Προς Τα Πάνω Συνέχειας.

Το φίλτρο αυτό εφαρμόζεται μόνο σε δυναμικά πεδία. Με το φίλτρο αυτό υπολογίζονται οι τιμές που θα είχαν οι μετρήσεις, αν γινόταν σε ένα

επίπεδο με συγκεκριμένο ύψος από την επιφάνεια του εδάφους. Στο επίπεδο αυτό εξασθενούν οι τοπικές ανωμαλίες και κυριαρχούν οι ανωμαλίες μεγάλης κλίμακας, γιατί όταν το επίπεδο απομακρύνεται από την επιφάνεια της γης, απομακρύνεται και από τις πηγές των τοπικών ανωμαλιών. Επομένως οι μετρήσεις επηρεάζονται από ένα μεγαλύτερο τμήμα του φλοιού.

Αφαιρώντας στη συνέχεια τις υπολογισμένες μετρήσεις από τις πραγματικές μετρήσεις στην επιφάνεια του εδάφους, εξασθενούν οι ανωμαλίες μεγάλης κλίμακας και ενισχύονται οι τοπικές ανωμαλίες. Η γραφική παράσταση της συνάρτησης

$$L(k) = e^{-kh} \quad (7.3) \quad \text{του φίλτρου είναι}$$



Όπου h η απόσταση (σε m) του επιθυμητού επιπέδου από το επίπεδο παρατήρησης (επίπεδο εδάφους) και $k = (\kappa_x^2 + \kappa_y^2)^{1/2}$.

Αν θεωρηθεί ότι το ζητούμενο είναι η αναγωγή της επιφάνειας μετρήσεων σε ύψος h , γίνονται τα ακόλουθα βήματα:

1. Μετατροπή των δεδομένων από το πεδίο του χώρου στο πεδίο των κυματαριθμών:

$$\begin{array}{ccc}
 z(x,y,0) & \xrightarrow{2FFT} & Z(\kappa_x, \kappa_y, 0) \\
 x & \rightarrow & \kappa_x \\
 y & \rightarrow & \kappa_y
 \end{array}$$

2. Αναγωγή των μετρήσεων από μηδενικό ύψος (επιφάνεια εδάφους) σε ύψος h , πολλαπλασιάζοντας με τον παράγοντα e^{-kh} όπου $k = (\kappa_x^2 + \kappa_y^2)^{1/2}$.

$$Z(k_x, k_y, h) = Z(k_x, k_y, 0) e^{-kh}$$

3. Αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier από την περιοχή των κυματαριθμών σε αυτή του χώρου:

$$\begin{array}{ccc} Z(k_x, k_y, h) & \xrightarrow{2\text{IFFT}} & z(x, y, h) \\ k_x & \rightarrow & x \\ k_y & \rightarrow & y \end{array}$$

Το πεδίο που προκύπτει είναι το περιφερειακό που προκαλείται από μεγάλης κλίμακας ανωμαλίες (π.χ. γεωλογικές τάσεις)

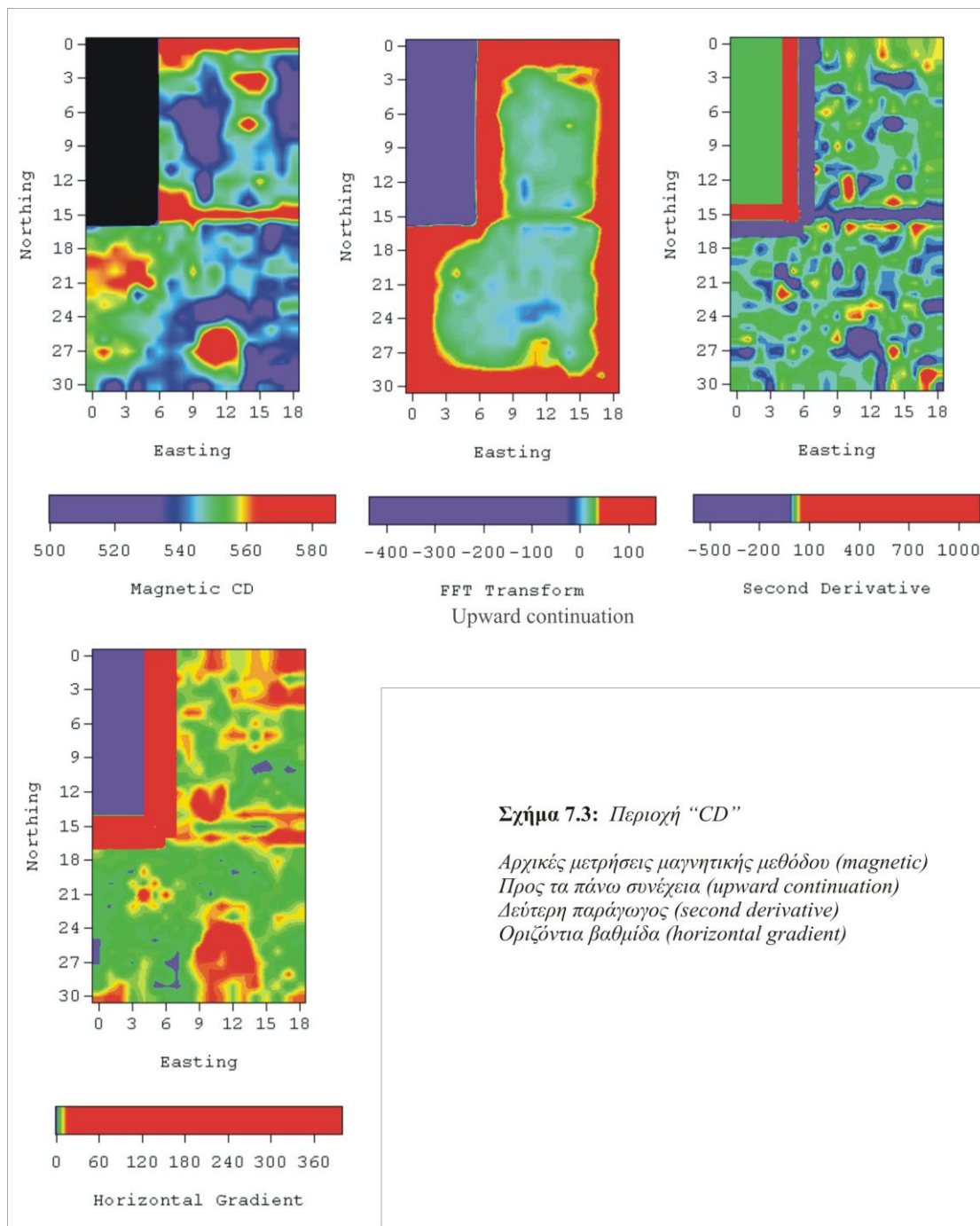
4. Το περιφερειακό πεδίο αφαιρείται από το ολικό (αρχικό) ώστε να προκύψει το τοπικό:

$$h_{\text{τοπικό}} = h_{\text{ολικό}} - h_{\text{περιφερειακό}}$$

Το φίλτρο αυτό εφαρμόστηκε στις περιοχές, μετά από δοκιμές, για τιμή $h=5$

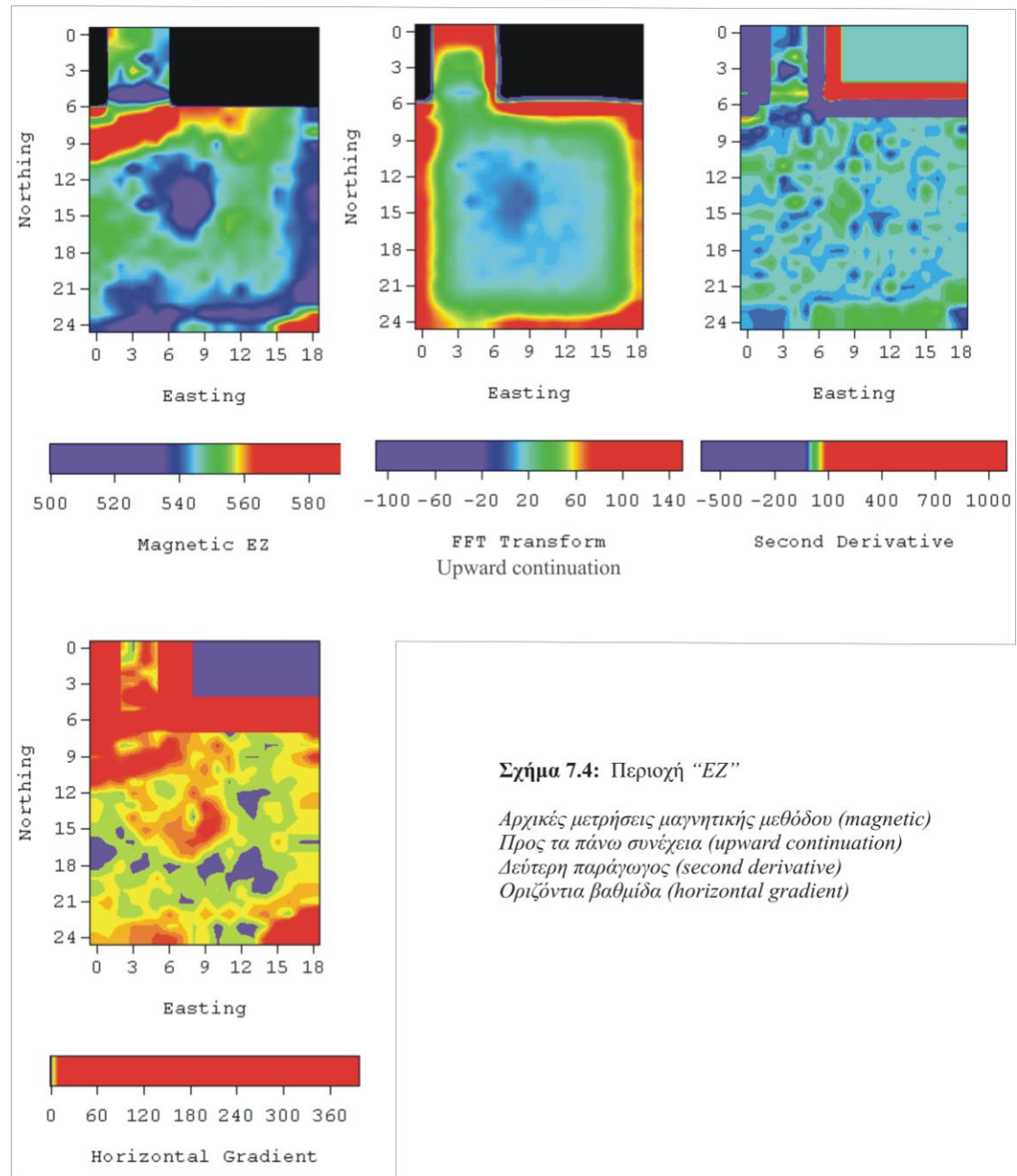
7.4. Επεξεργασμένοι Χάρτες

Στη συνέχεια παρατίθενται, για κάθε περιοχή, οι χάρτες των αρχικών δεδομένων καθώς και οι χάρτες που προέκυψαν από την επεξεργασία τους (Σχήματα 7.3-7.17). Να σημειωθεί ότι οι περιοχές 99A, L, B όπως και οι 97B, 97A, H, K βρίσκονται σε κοντινή απόσταση μεταξύ τους και είναι προτιμότερο οι χάρτες που προκύπτουν να παρουσιάζονται σε κοινές εικόνες.



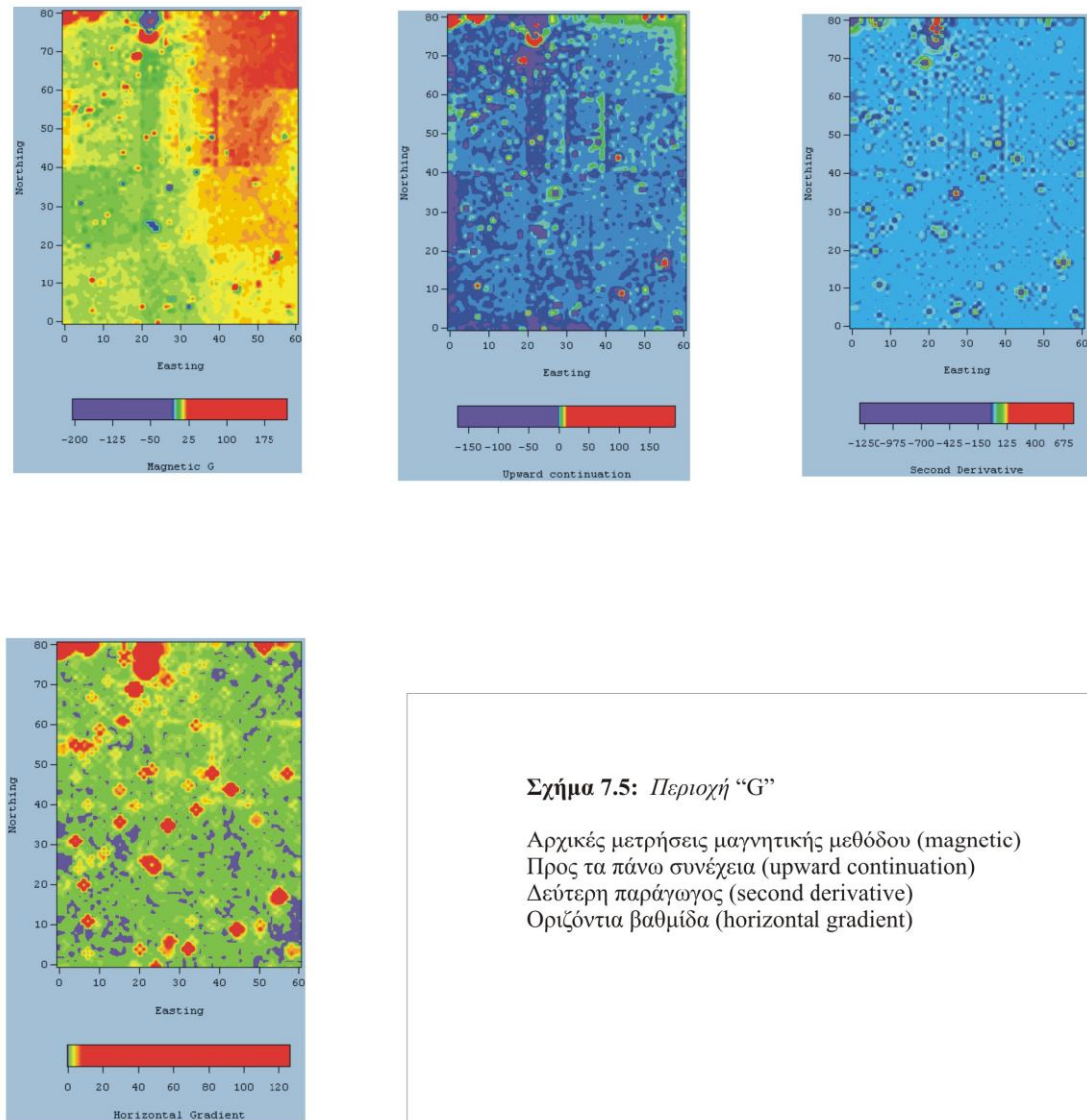
Σχήμα 7.3: Περιοχή "CD"

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
 Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



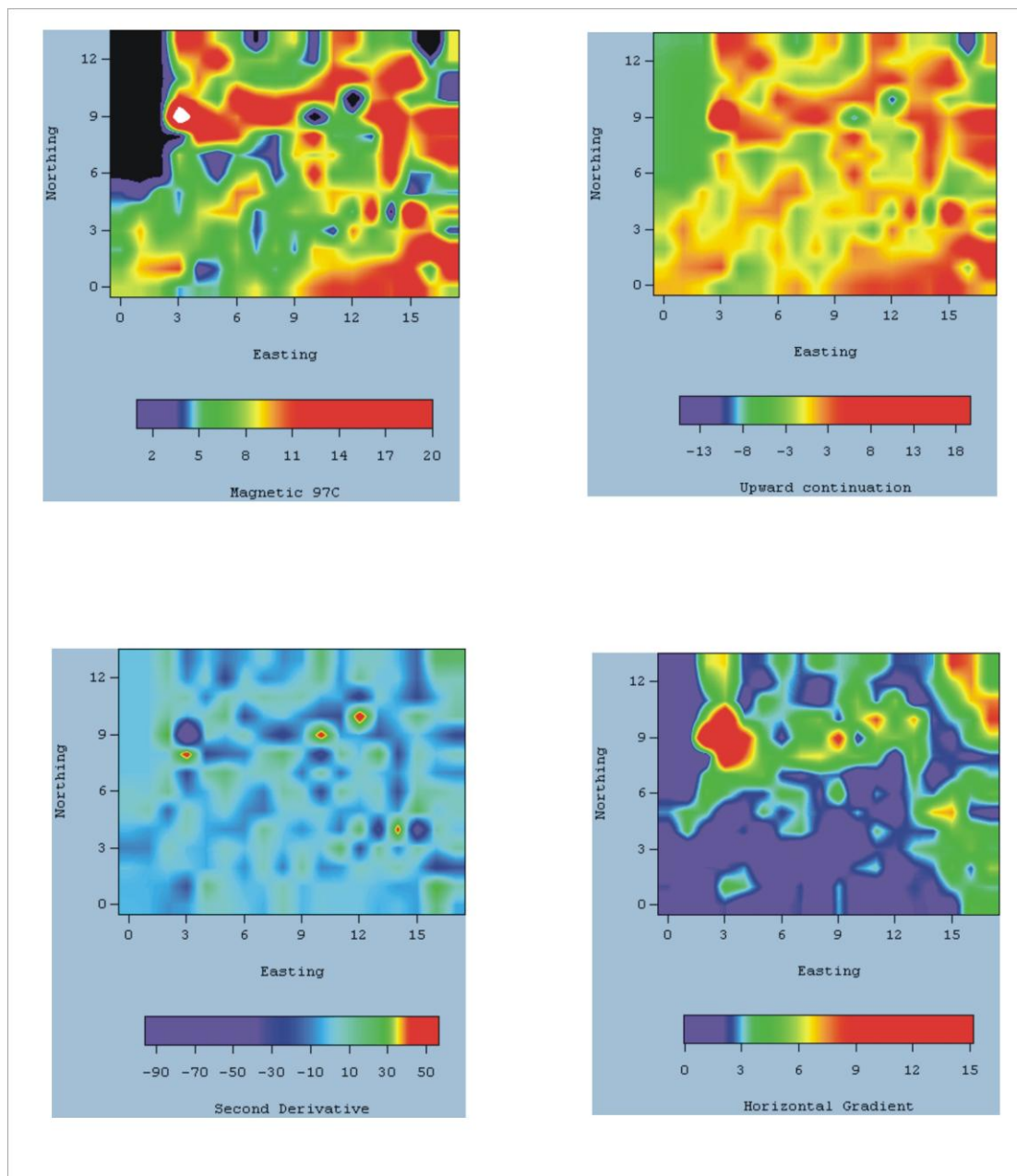
Σχήμα 7.4: Περιοχή "EZ"

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
 Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



Σχήμα 7.5: Περιοχή "G"

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
 Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



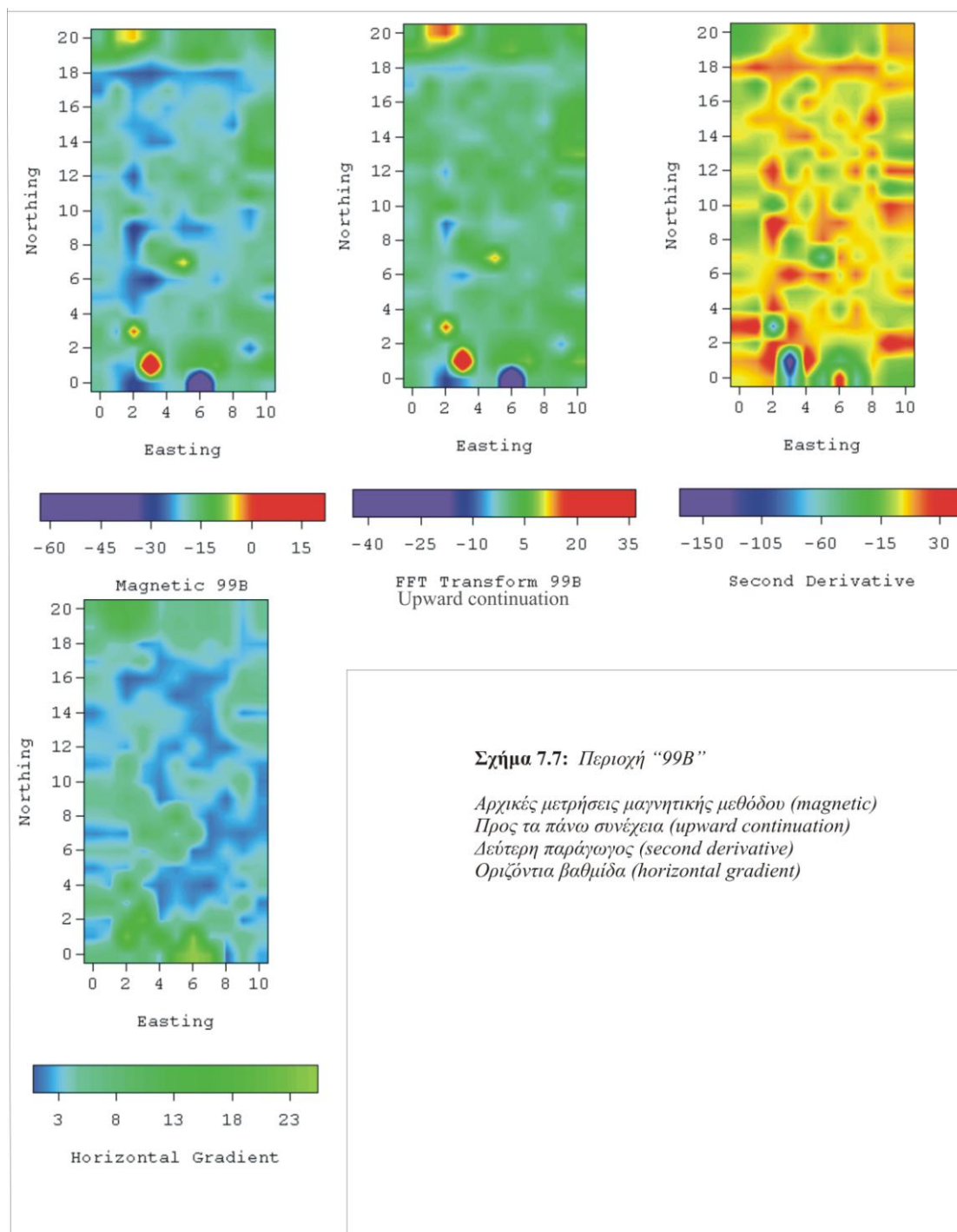
Σχήμα 7.6: Περιοχή "97C"

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)

Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)

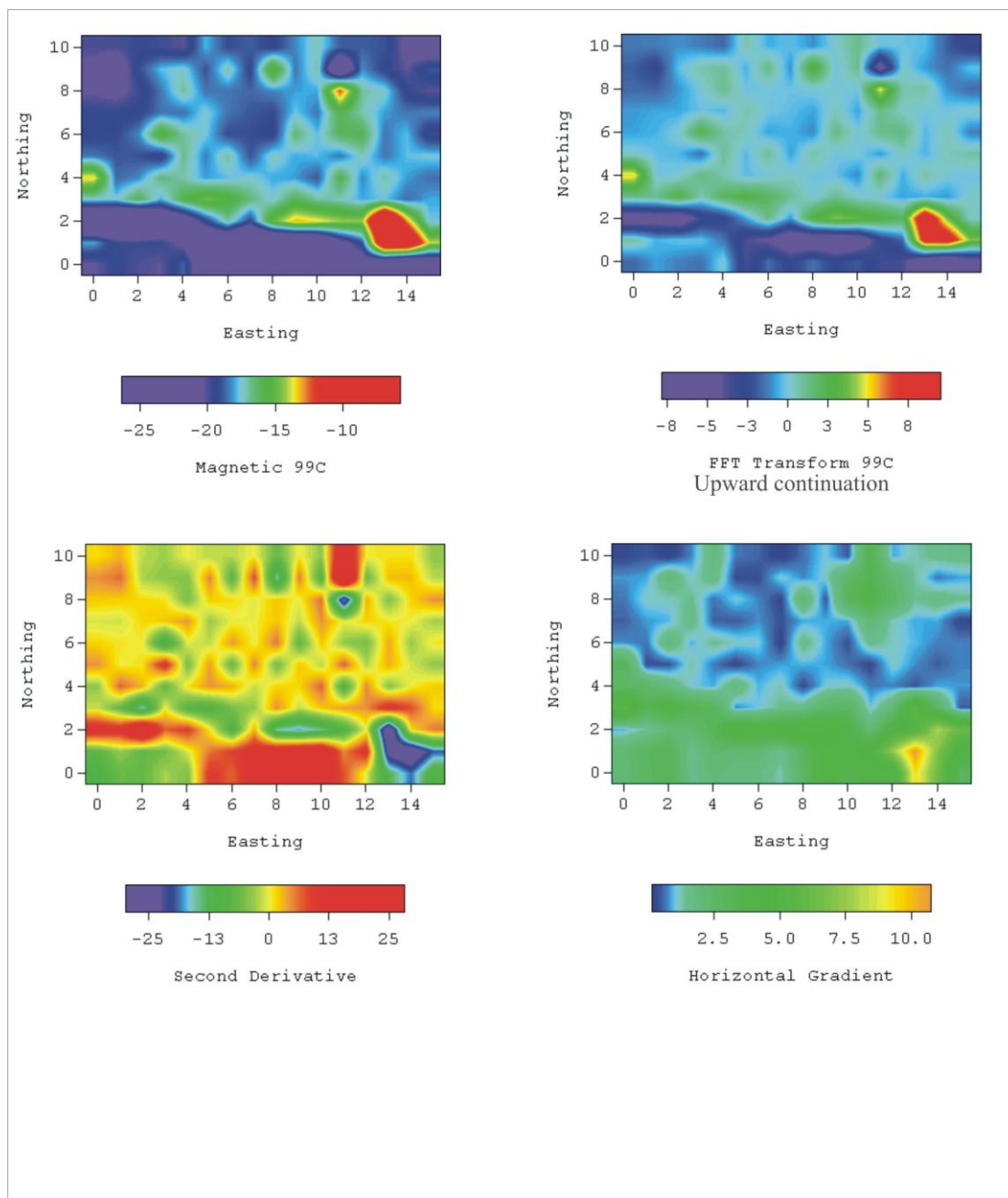
Δεύτερη παράγωγος (second derivative)

Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



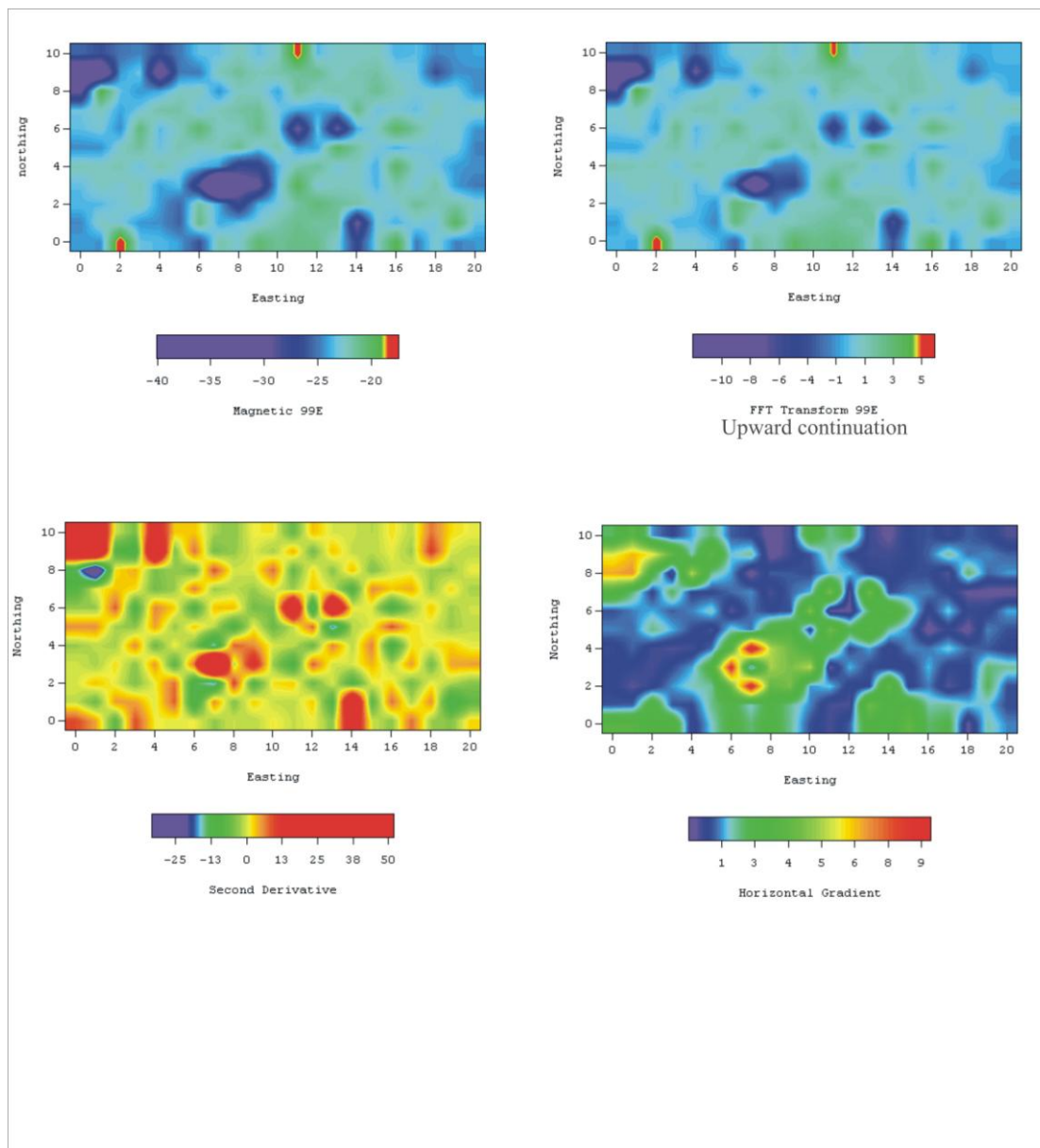
Σχήμα 7.7: Περιοχή "99B"

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
 Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



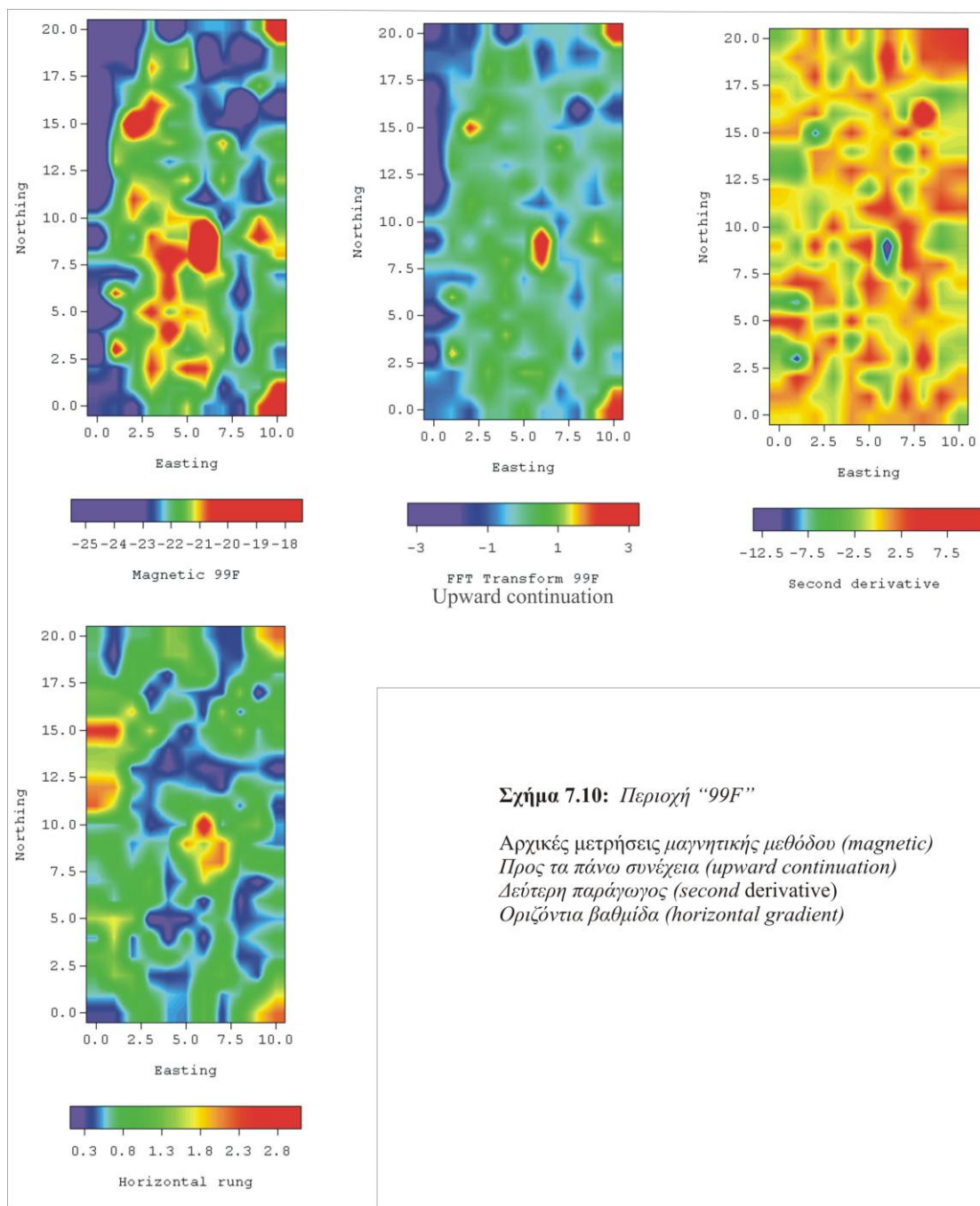
Σχήμα 7.8: Περιοχή "99C"

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



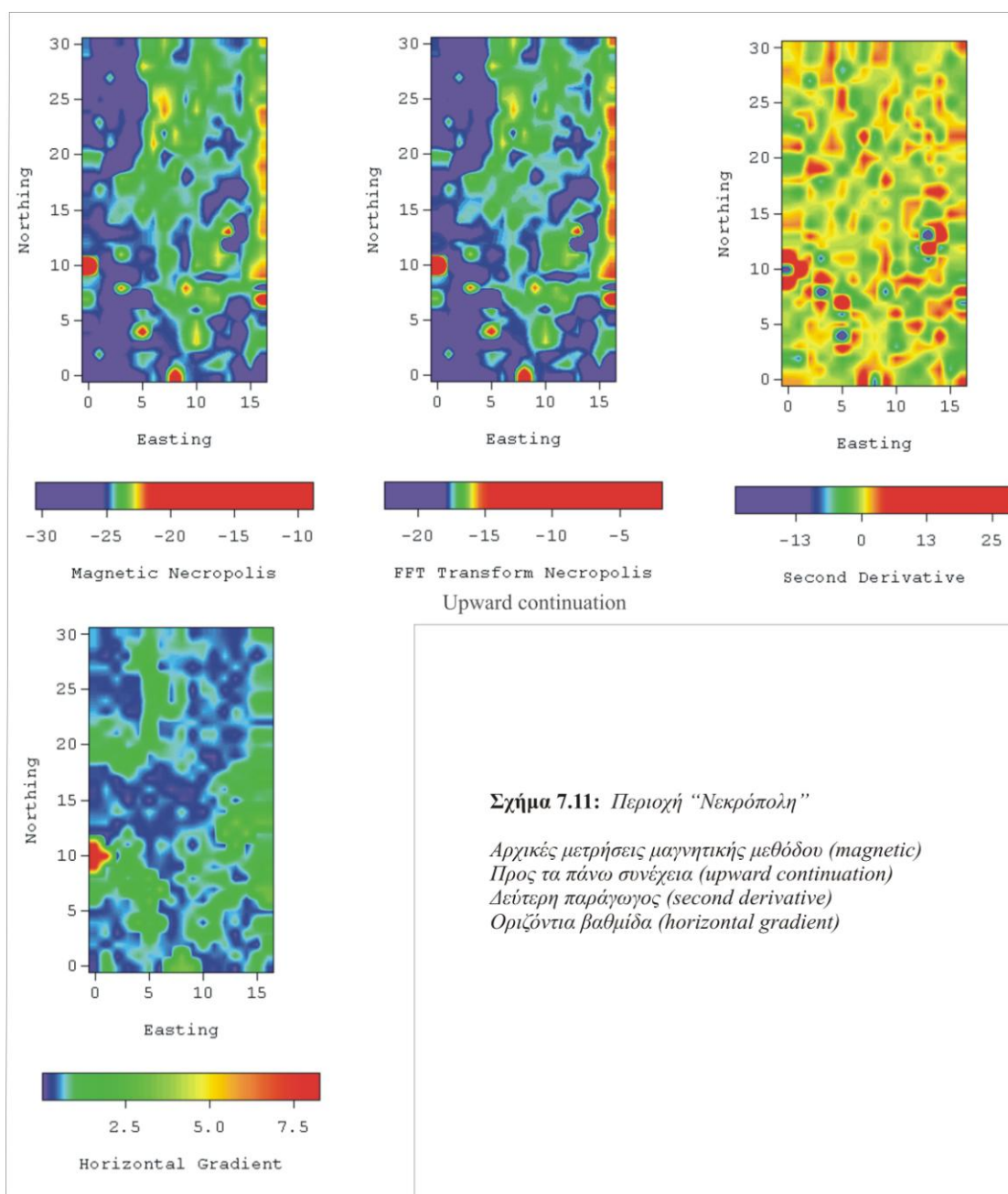
Σχήμα 7.9: Περιοχή "99Ε"

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



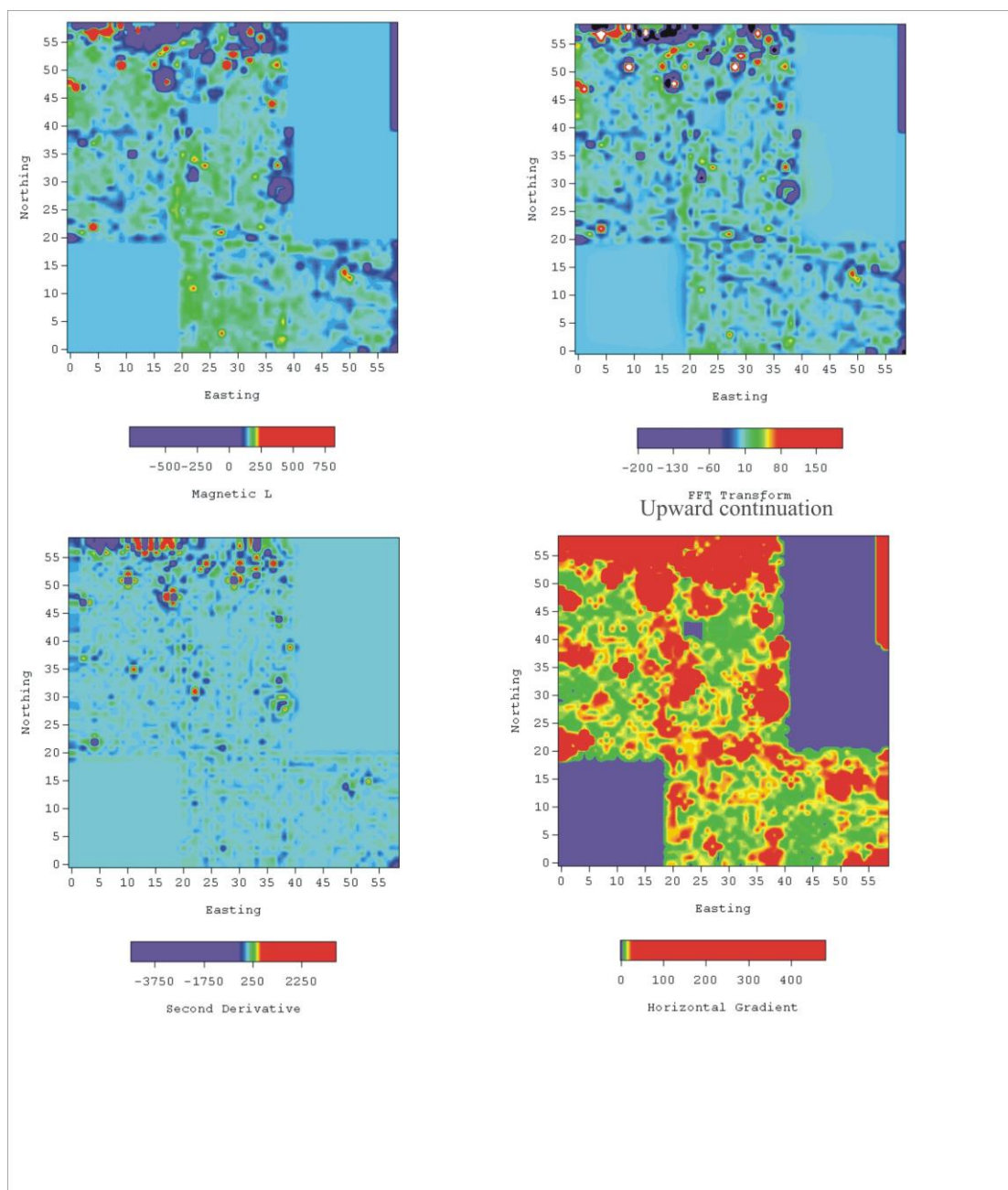
Σχήμα 7.10: Περιοχή "99F"

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
 Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



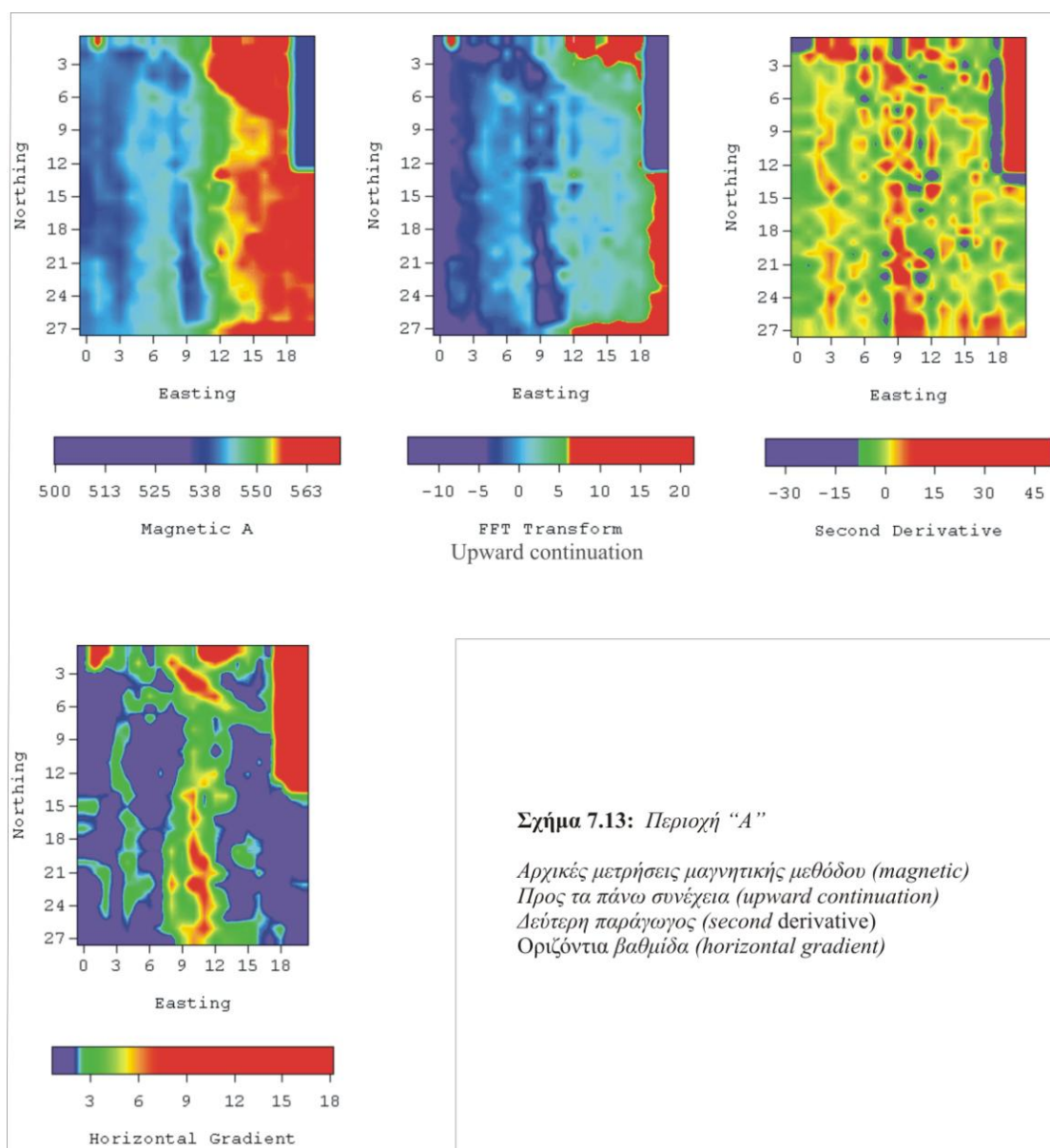
Σχήμα 7.11: Περιοχή "Νεκρόπολη"

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
 Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



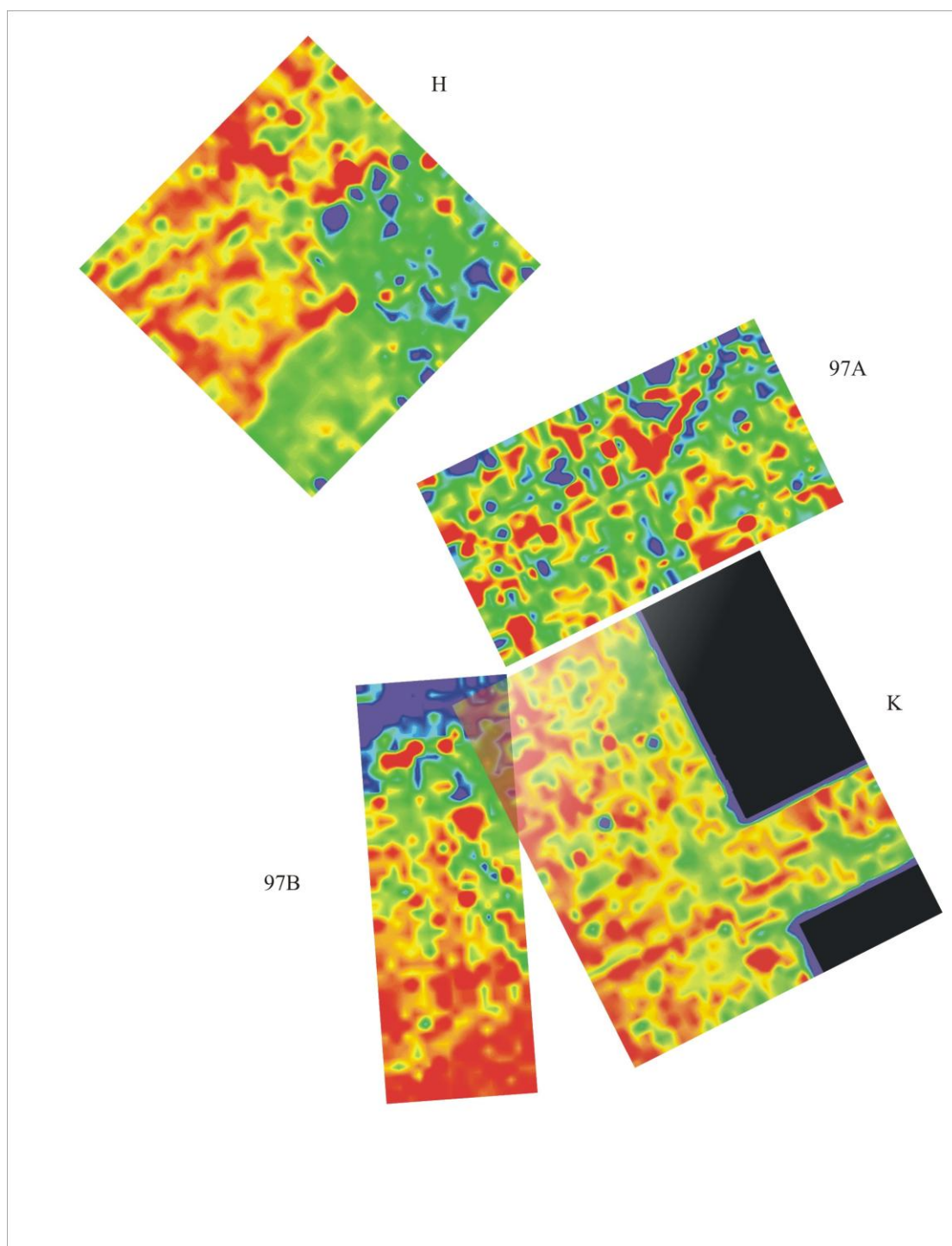
Σχήμα 7.12: Περιοχή “N”

Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)

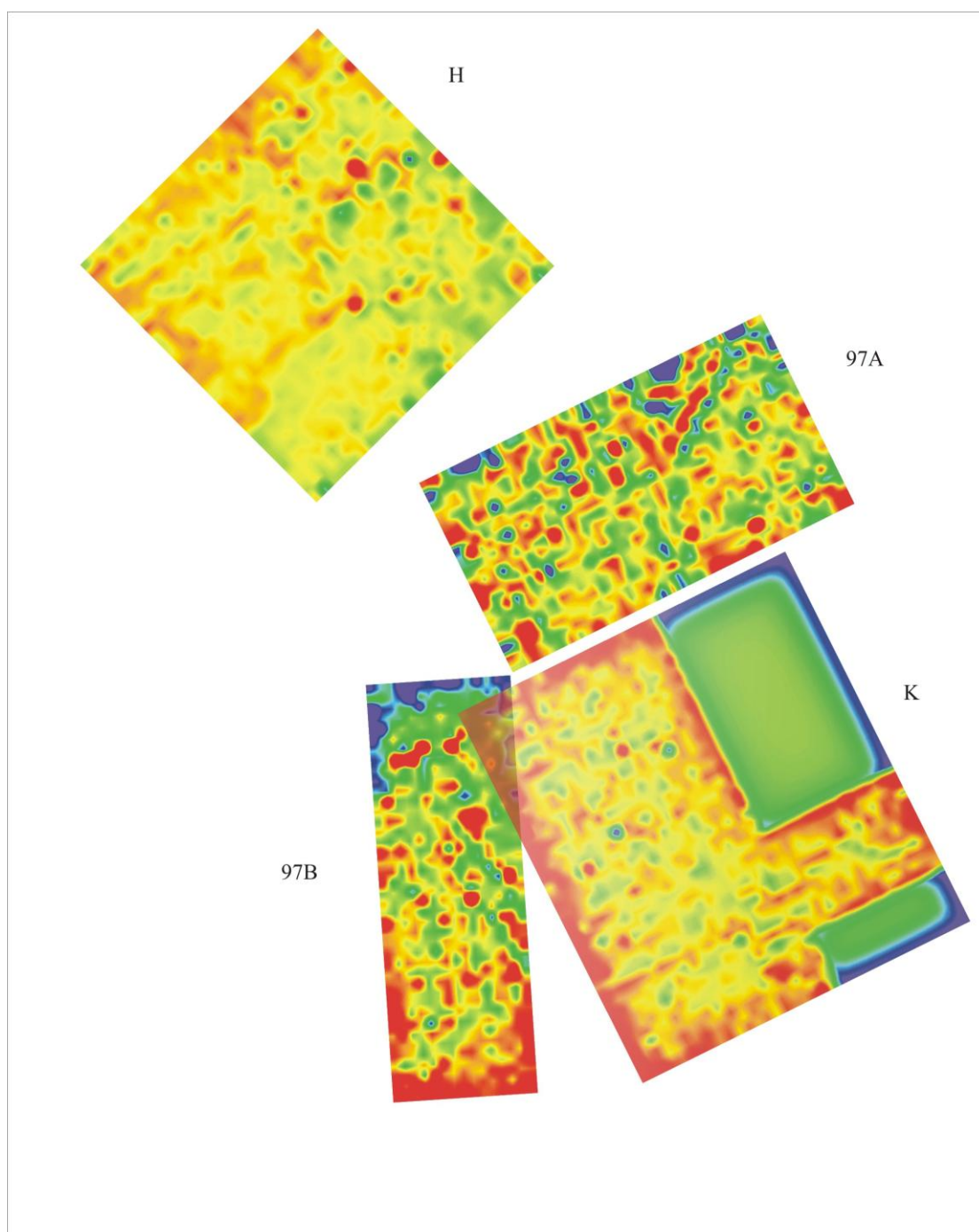


Σχήμα 7.13: Περιοχή "Α"

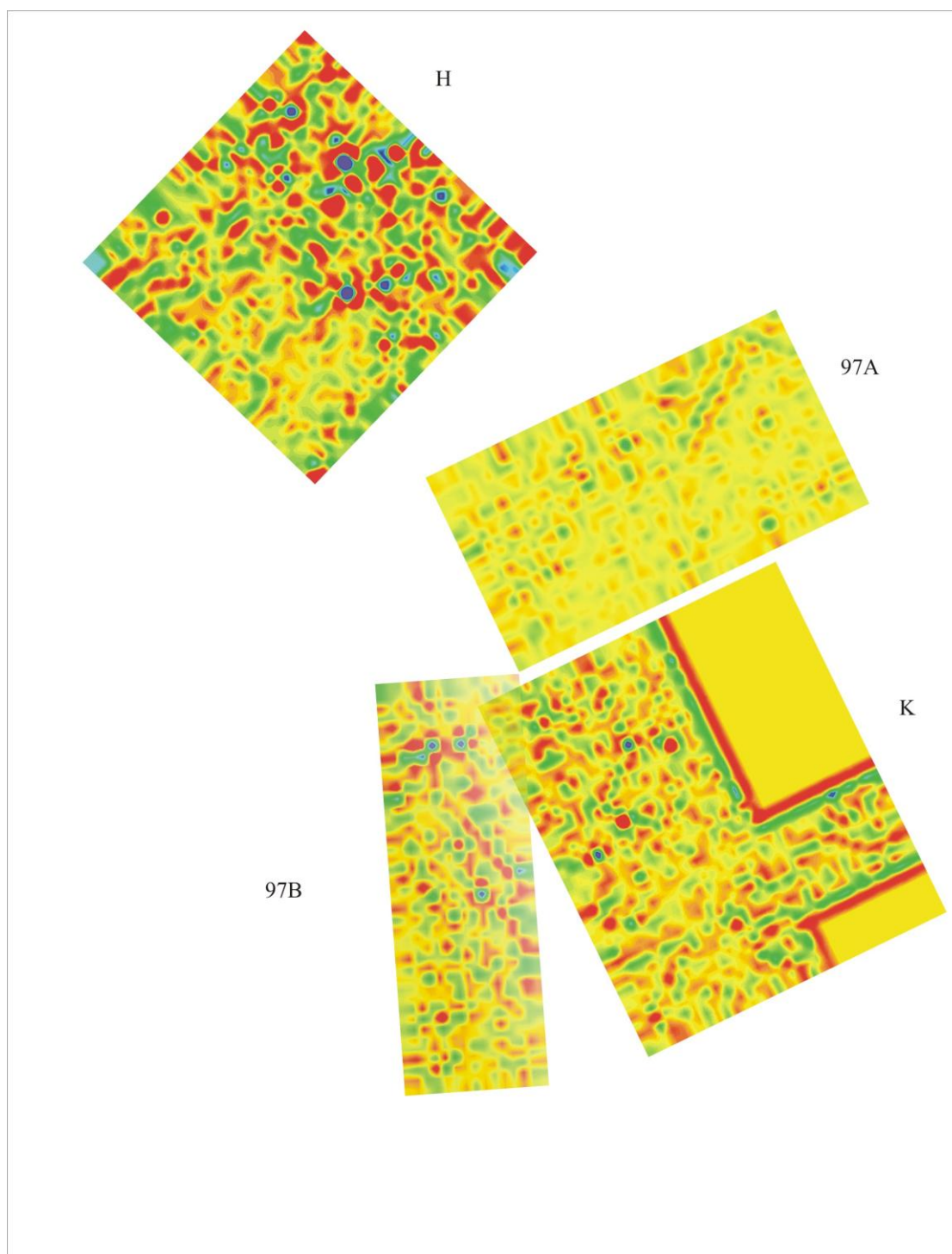
Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου (magnetic)
 Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



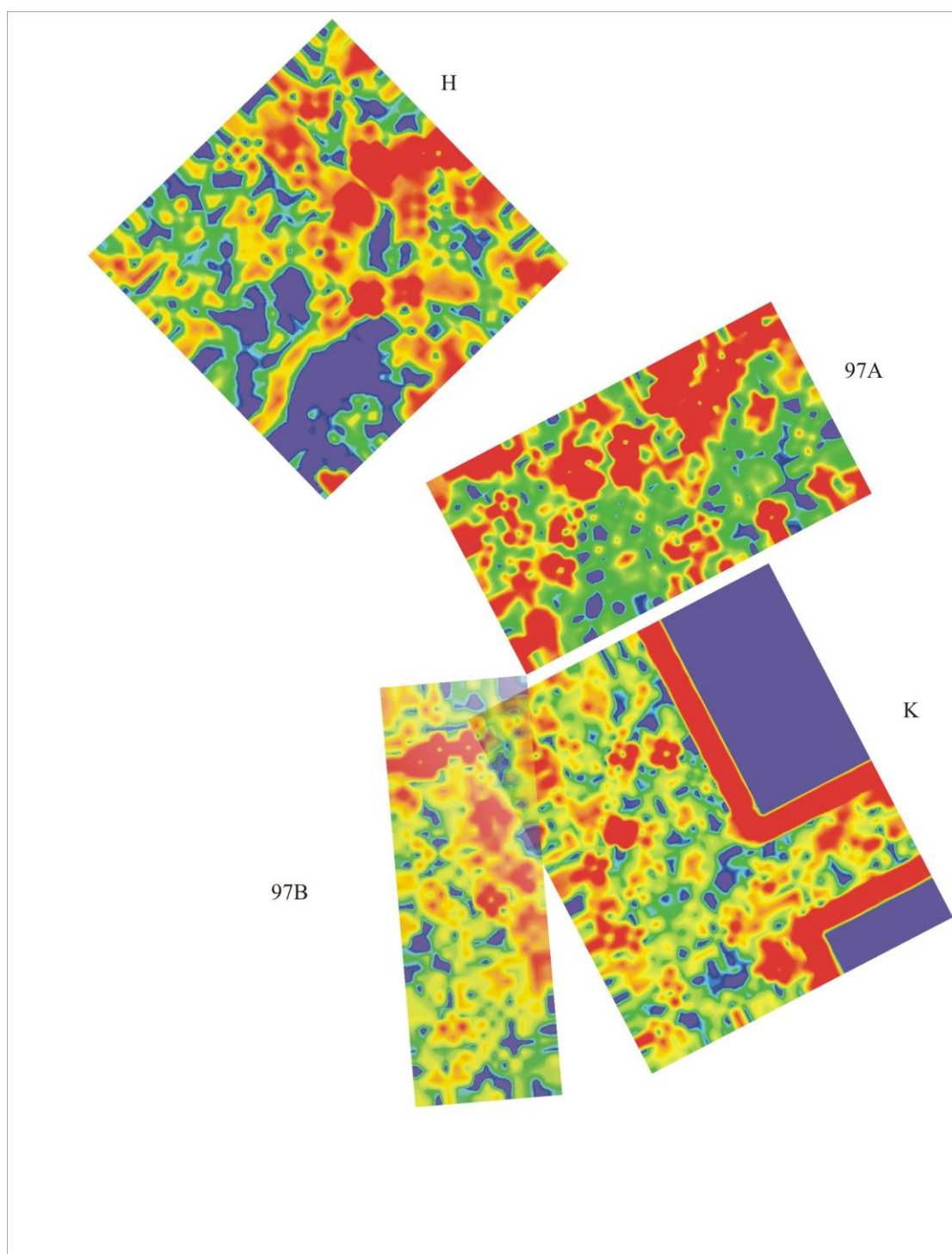
Σχήμα 7.14: Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου περιοχής "2"



Σχήμα 7.15: Προς τα πάνω συνέχεια περιοχής "2"



Σχήμα 7.16: Δεύτερη παράγωγος περιοχής “2”



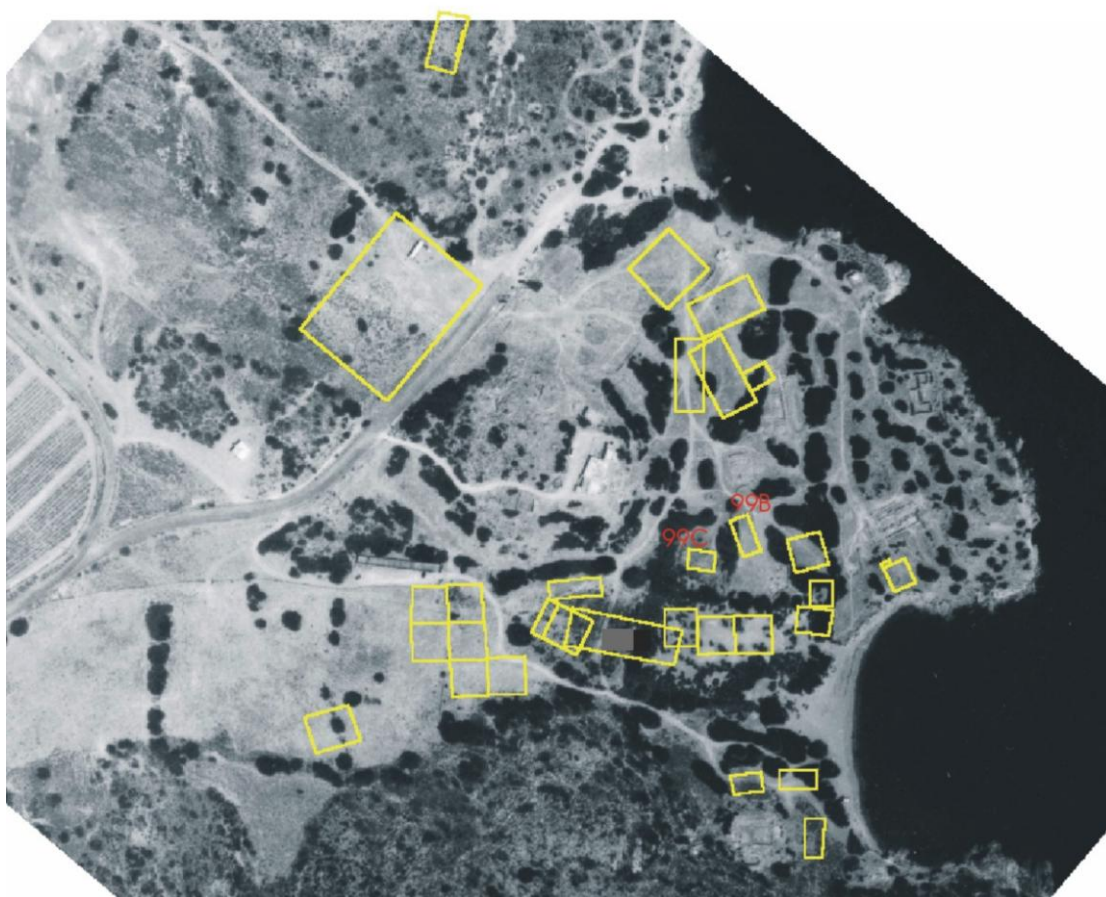
Σχήμα 7.17: Οριζόντια βαθμίδα περιοχής “2”

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

Ηλεκτρομαγνητική Διασκόπηση στην Ίτανο

8.1. Συλλογή των Μετρήσεων

Η μέθοδος κινούμενου πομπού – δέκτη εφαρμόστηκε στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου κατά τη διάρκεια της ηλεκτρομαγνητικής διασκόπησης σε δυο κανάβους: τον 99B, τον 99C (Σχήμα 8.1). Το βήμα δειγματοληψίας και στους τρεις κανάβους είναι 1m. Η απόσταση των γραμμών μέτρησης είναι επίσης 1m.



Σχήμα 8.1 : Θέσεις και ονομασίες των περιοχών που πραγματοποιήθηκε η ηλεκτρομαγνητική διασκόπηση.

Το όργανο που χρησιμοποιήθηκε ήταν το EM31 (Σχήμα 8.2.) . Στο όργανο αυτό η απόσταση μεταξύ πομπού και δέκτη είναι 3.66 m. Η συχνότητα λειτουργίας του είναι 9.8 kHz. Το βάθος διασκόπησης με βάση την απόσταση πομπού - δέκτη και τη συχνότητα του κύματος είναι 4 με 6 m.



Σχήμα 8.2 : Το όργανο EM31 που χρησιμοποιήθηκε στην ηλεκτρομαγνητική διασκόπηση.

Το όργανο υπολογίζει το πλάτος της πραγματικής συνιστώσας του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου σε ppt (parts per thousand) και το πλάτος της φανταστικής συνιστώσας του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου, το οποίο το μετατρέπει σε φαινόμενη αγωγιμότητα ($\frac{mS}{m}$) του υπεδάφους. Για τη

μετατροπή χρησιμοποιείται ο τύπος:

$$\sigma_{\varphi} = \frac{4}{\omega \mu_o s^2} \left(\frac{H_q}{H_p} \right) \quad (8.1)$$

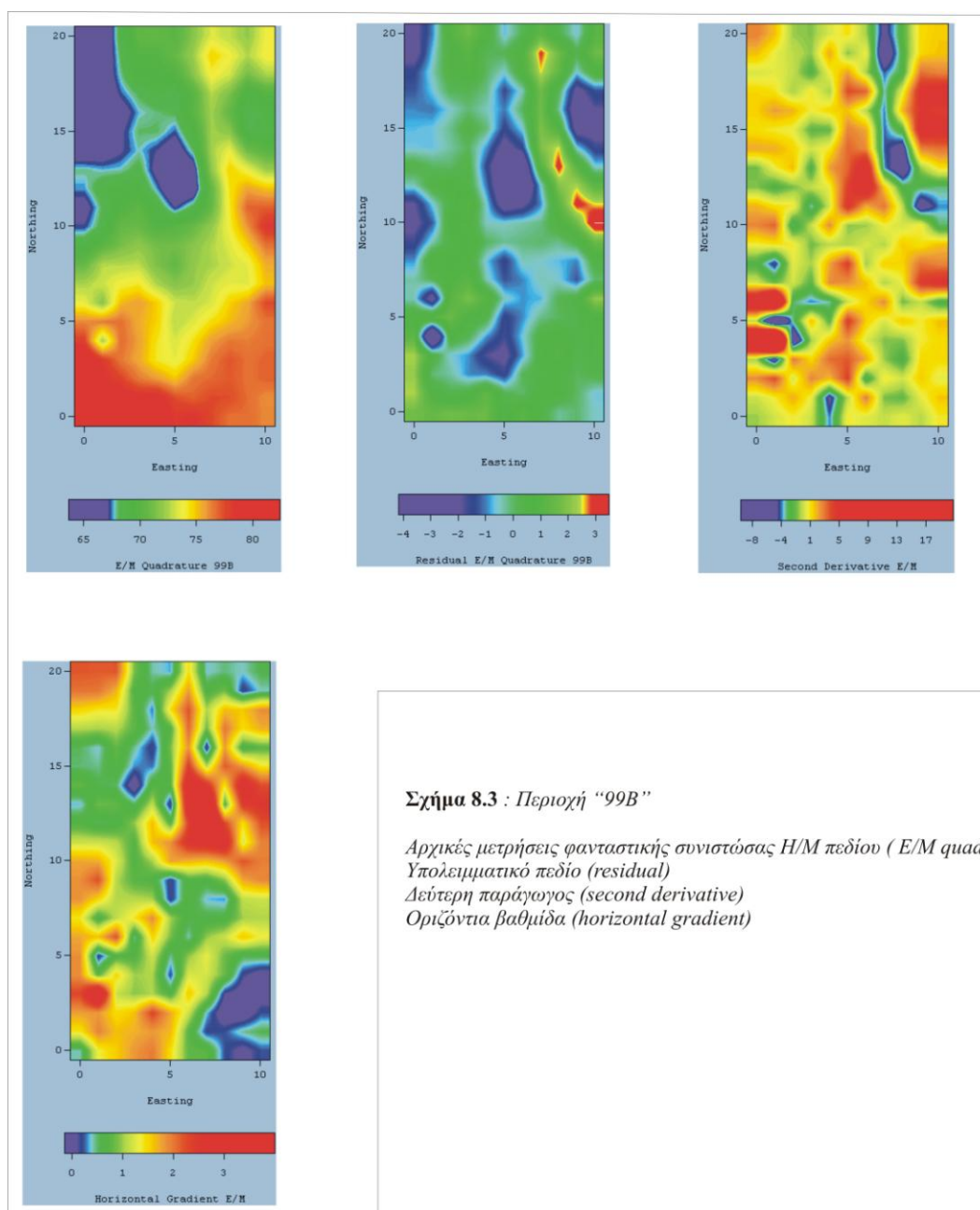
όπου σ_{φ} η φαινόμενη αγωγιμότητα, ω η κυκλική συχνότητα του κύματος, s η απόσταση πομπού – δέκτη, H_q το πλάτος της φανταστικής συνιστώσας και H_p το πλάτος της έντασης του πρωτεύοντος μαγνητικού πεδίου

8.2. Παρουσίαση των Αρχικών Μετρήσεων

Ο χάρτης των μετρήσεων της πραγματικής συνιστώσας δείχνει τη διαφοροποίηση της μαγνητικής επιδεκτικότητας και συγκρίνεται με τον αντίστοιχο της μαγνητικής διασκόπησης. Ο χάρτης των μετρήσεων της φαινόμενης αγωγιμότητας συγκρίνεται με τον αντίστοιχο της ηλεκτρικής διασκόπησης. Περιοχές που παρουσιάζουν υψηλή αντίσταση στην ηλεκτρική διασκόπηση αναμένεται να δίνουν μικρή αγωγιμότητα στην ηλεκτρομαγνητική διασκόπηση.

8.3. Επεξεργασία των Μετρήσεων - Χάρτες

Για την κατασκευή όλων των παρακάτω χαρτών (Σχήματα 8.3-8.6) ακολουθήθηκε η ίδια επεξεργασία όπως και με τις μετρήσεις της ηλεκτρικής και της μαγνητικής διασκόπησης.



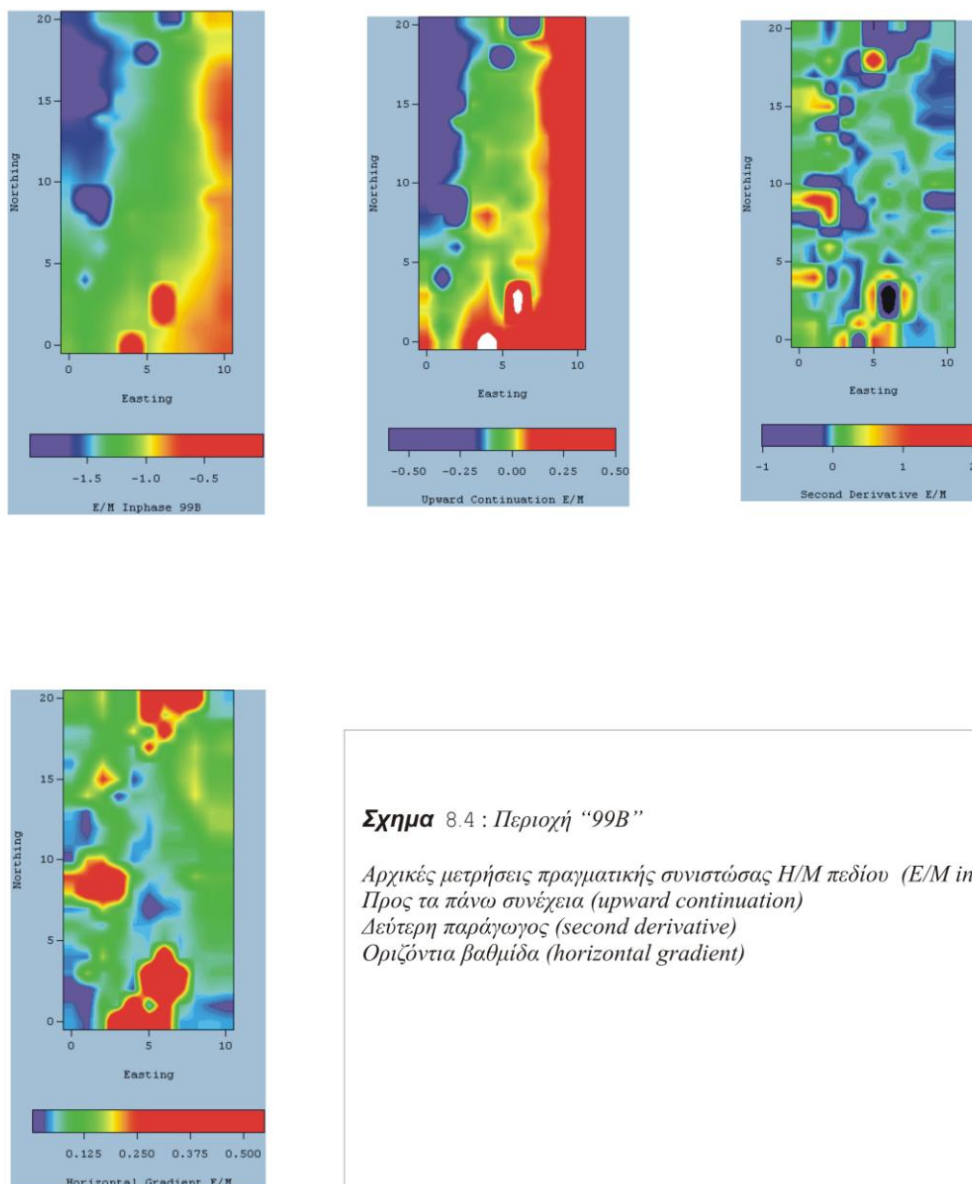
Σχήμα 8.3 : Περιοχή "99B"

Αρχικές μετρήσεις φανταστικής συνιστώσας H/M πεδίου (E/M quadrature)

Υπολειμματικό πεδίο (residual)

Δεύτερη παράγωγος (second derivative)

Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



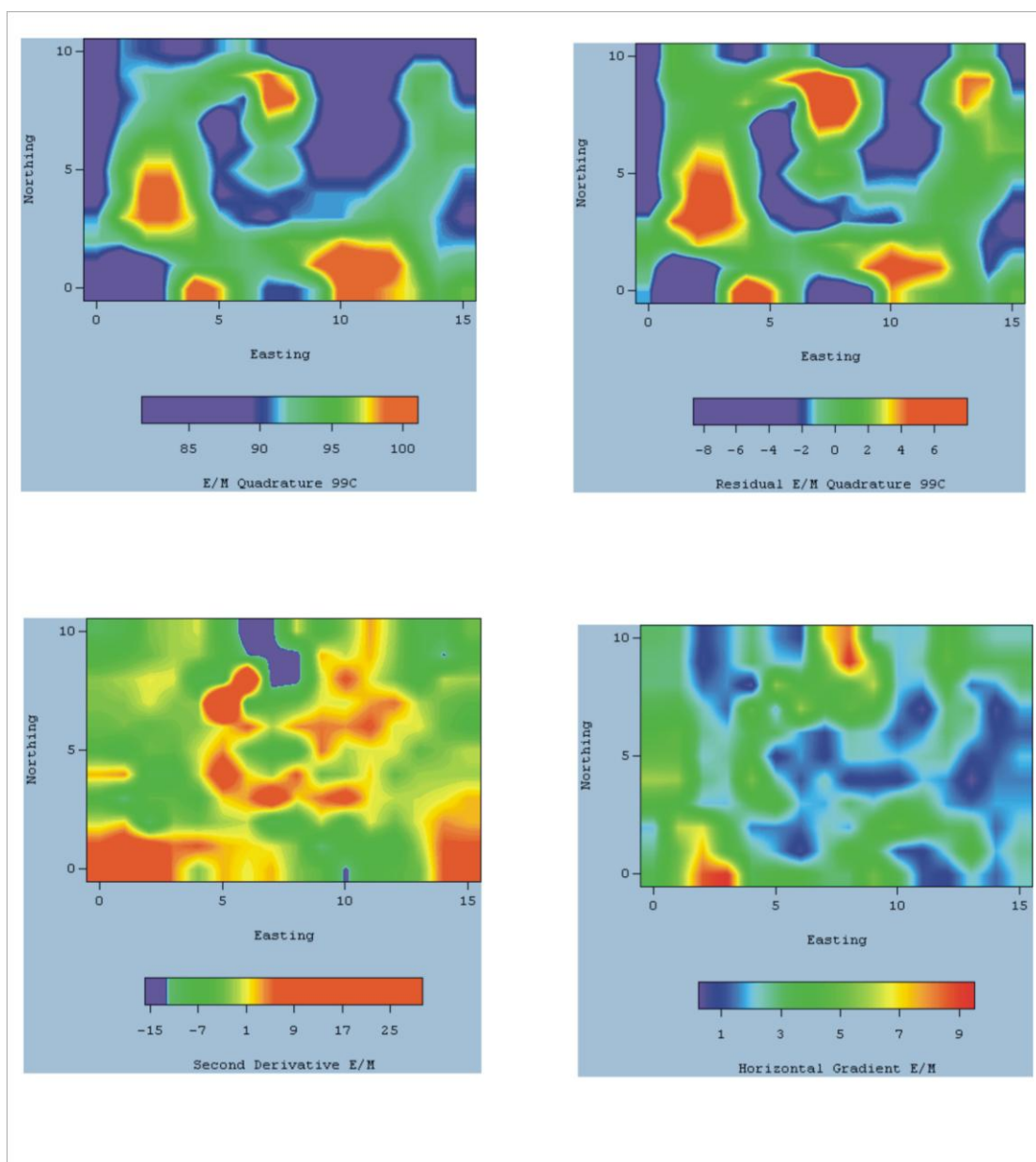
Σχημα 8.4 : Περιοχή "99B"

Αρχικές μετρήσεις πραγματικής συνιστώσας H/M πεδίου (E/M in phase)

Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)

Δεύτερη παράγωγος (second derivative)

Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



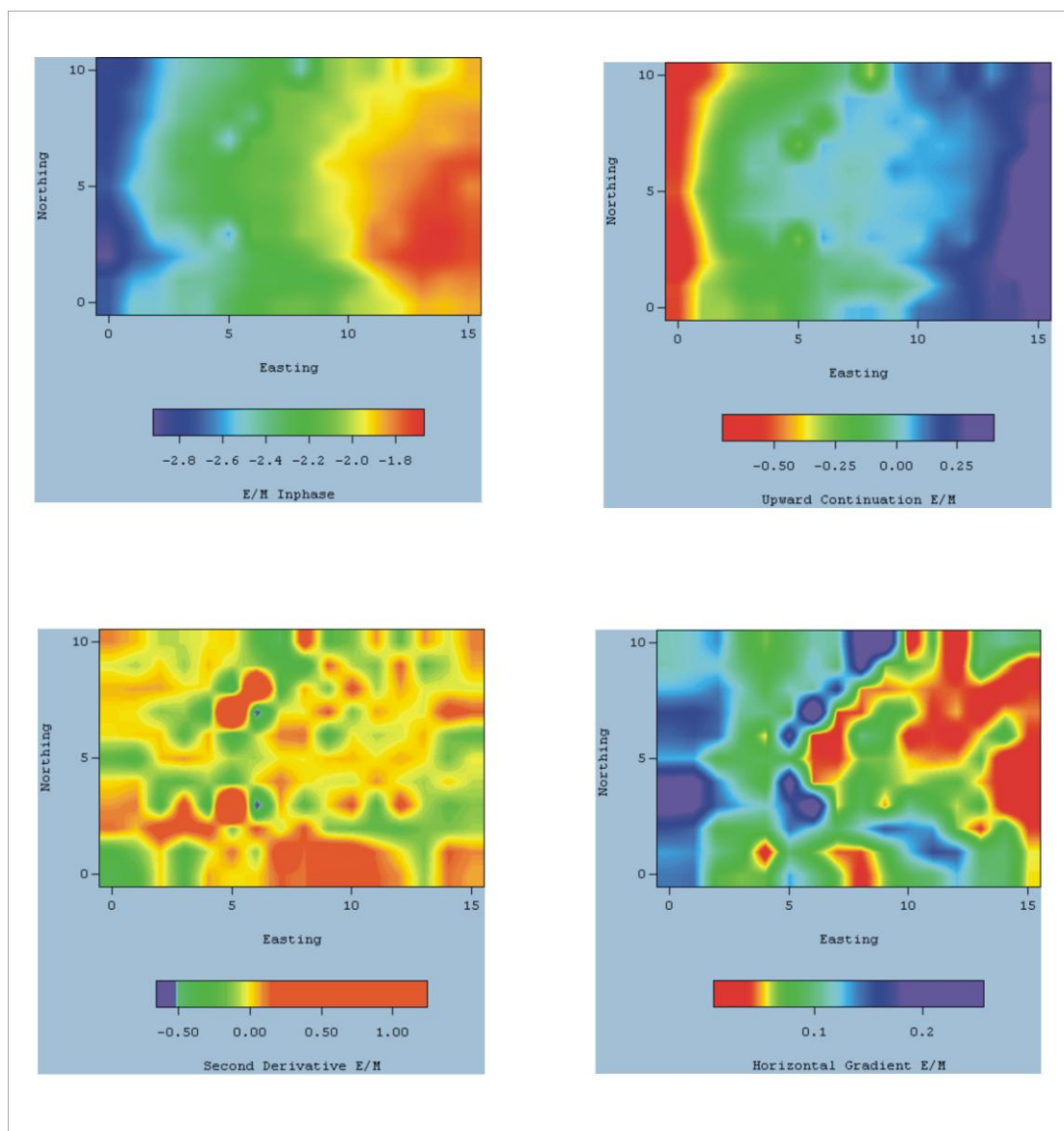
Σχήμα 8.5 : Περιοχή "99C"

Αρχικές μετρήσεις φανταστικής συνιστώσας H/M πεδίου (E/M quadrature)

Υπολειμματικό πεδίο (residual)

Δεύτερη παράγωγος (second derivative)

Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)



Σχήμα 8.6 : Περιοχή "99C"

Αρχικές μετρήσεις πραγματικής συνιστώσας H/M πεδίου (E/M in phase)
 Προς τα πάνω συνέχεια (upward continuation)
 Δεύτερη παράγωγος (second derivative)
 Οριζόντια βαθμίδα (horizontal gradient)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9

Εφαρμογή Άλλων Μεθόδων Γεωφυσικής Διασκόπησης

9.1 Ηλεκτρική Τομογραφία

9.1.1 Συλλογή των Μετρήσεων

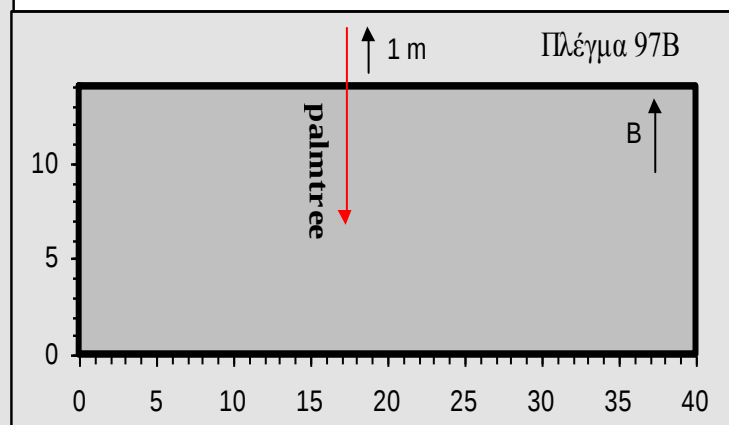
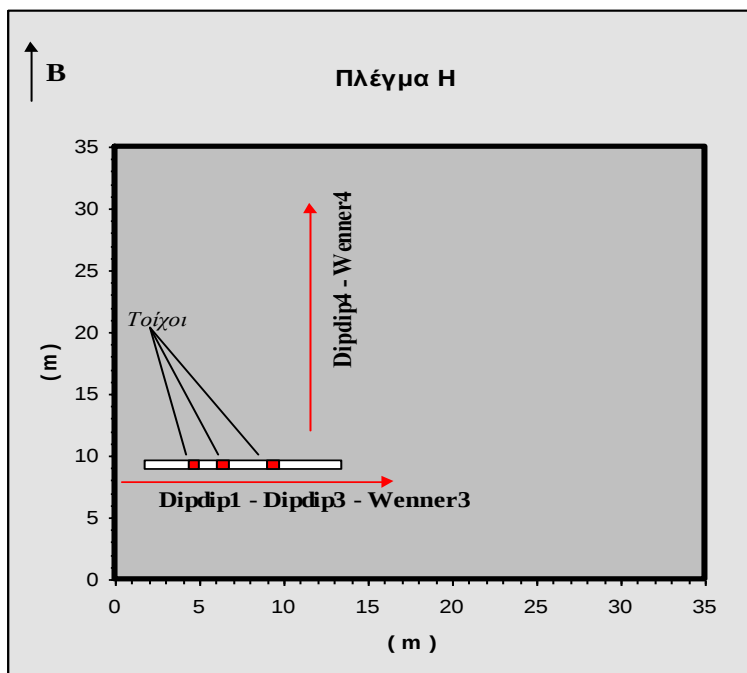
Στη διάρκεια των γεωφυσικών διασκοπήσεων στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις και με τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας.

Σε όλες τις τομογραφίες η συλλογή των μετρήσεων έγινε με το σύστημα Sting / Swift. Το Sting είναι το όργανο που μετράει τη φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση και το Swift είναι το όργανο που επιλέγει τα ενεργά ηλεκτρόδια, αυτά δηλαδή που συμμετέχουν στη μέτρηση (Σχήμα 9.1). Ο μέγιστος αριθμός ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν είναι 28.



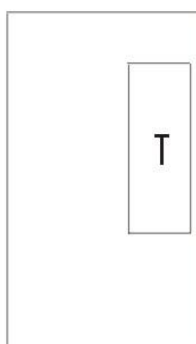
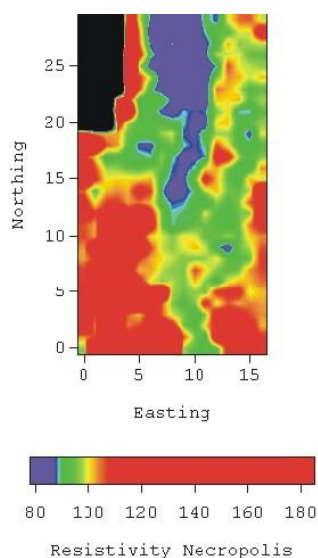
Σχήμα 9.1 : Το σύστημα Sting / Swift και τα «έζυπνα» ηλεκτρόδια. (Σούρλας, 2000)

Παρακάτω φαίνονται οι θέσεις που πραγματοποιήθηκαν οι τομογραφίες (Σχήμα 9.2 .α,β,γ,) καθώς και τα μοντέλα των τομογραφιών dipdip1 και dipdip3 και Wenner3.



(β) Η θέση της τομής palmtree στην περιοχή 97B (Σούρλας, 2000)

(α). Οι θέσεις των ηλεκτρικών τομογραφιών στην περιοχή Η (Σούρλας, 2000)

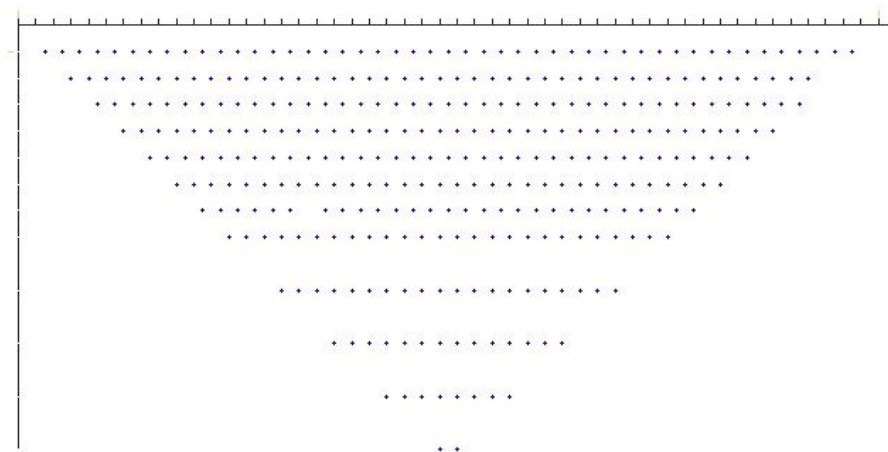


(γ) Ο χώρος T στην περιοχή της Νεκρόπολης όπου έγιναν 11 τομές ανά 0,5 μέτρα

Σχήμα 9.2(α,β,γ) Οι θέσεις των ηλεκτρικών τομογραφιών

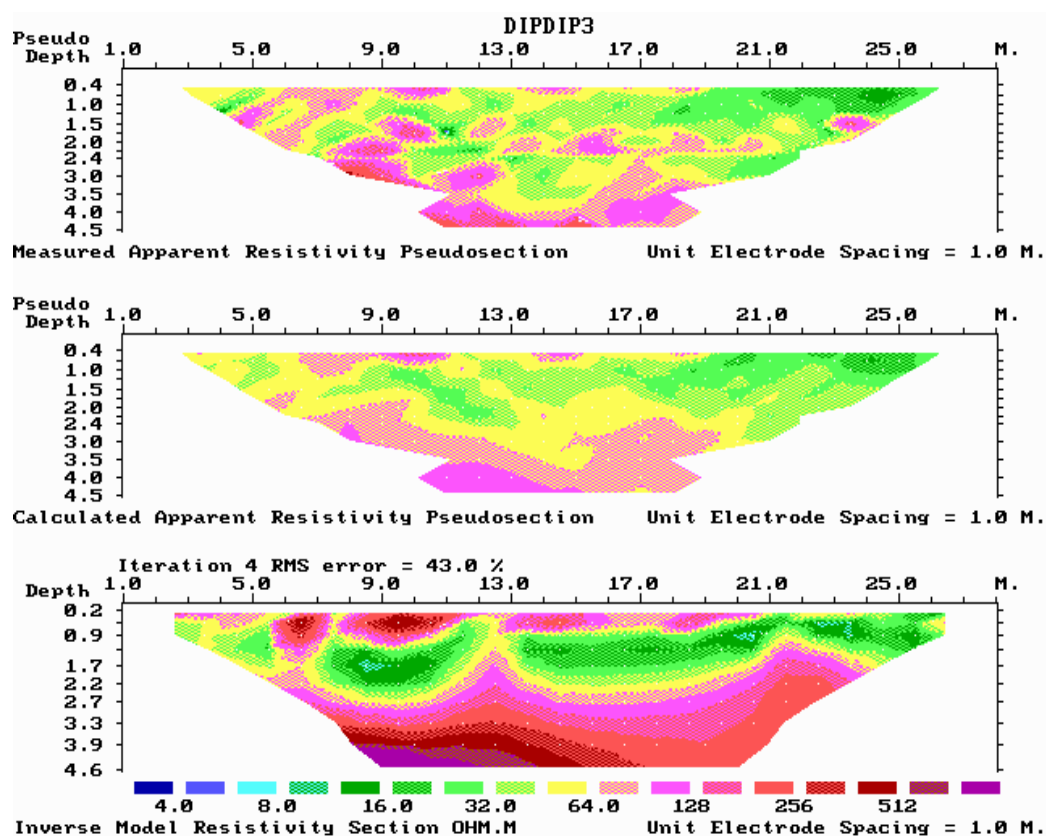
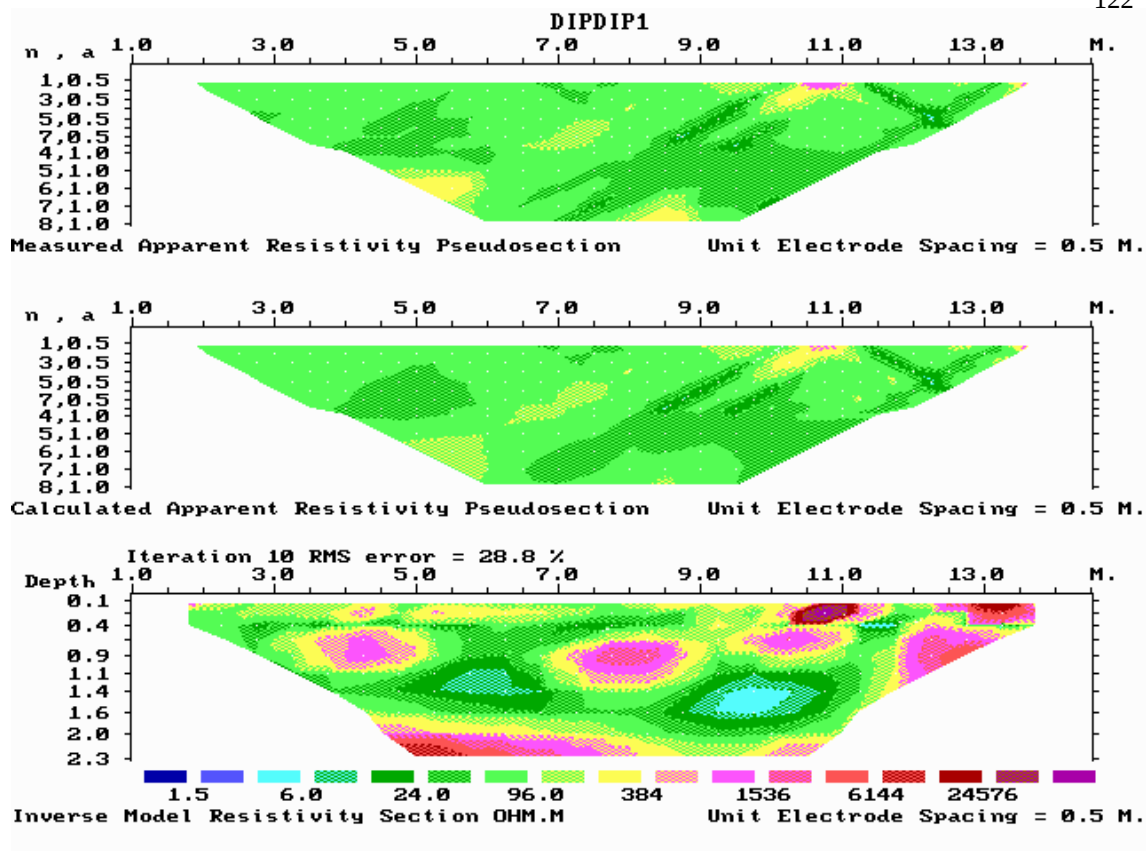
9.1.2 Επεξεργασία των Μετρήσεων

Τα δεδομένα που συλλέγονται αποτελούν την ψευδοτομή του υπεδάφους (σχ.9.3). Το επόμενο βήμα είναι η αντιστροφή των δεδομένων που δίνει τις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

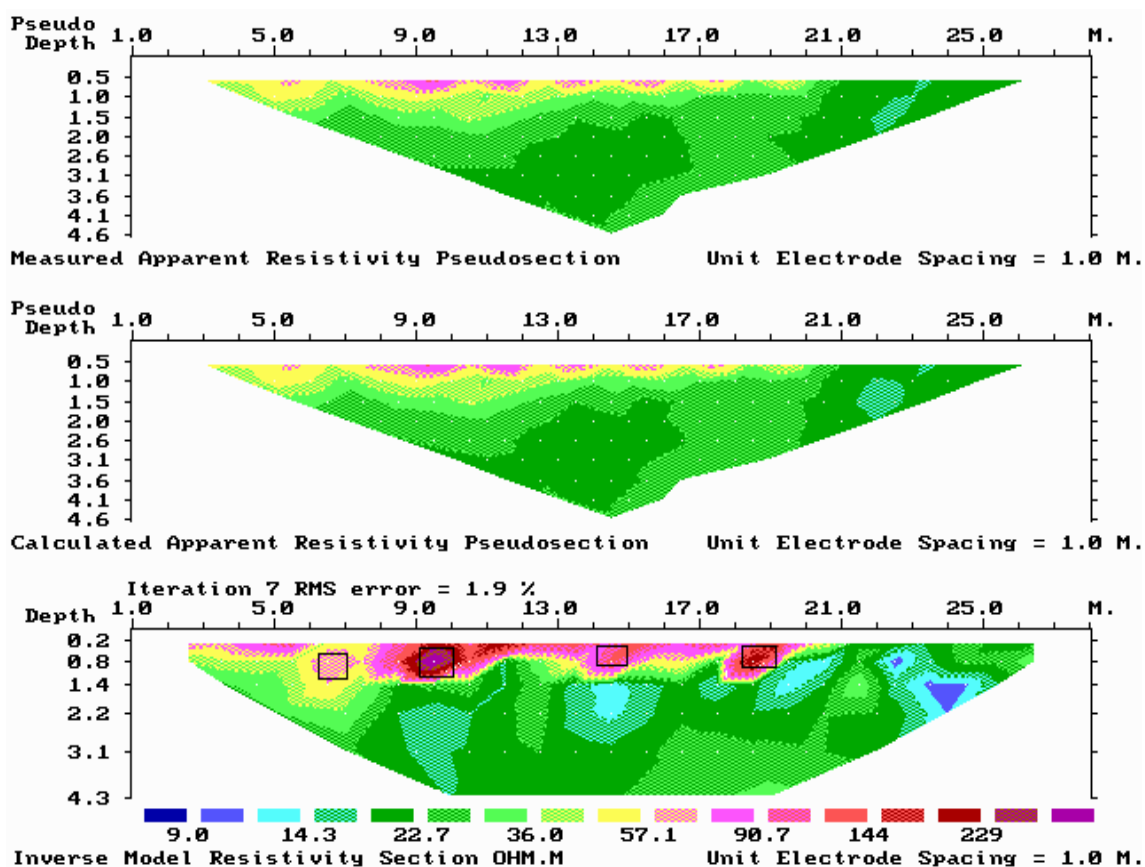


Σχήμα 9.3: Διάταξη των δεδομένων στην ψευδοτομή του υπεδάφους. (Σούρλας, 2000)

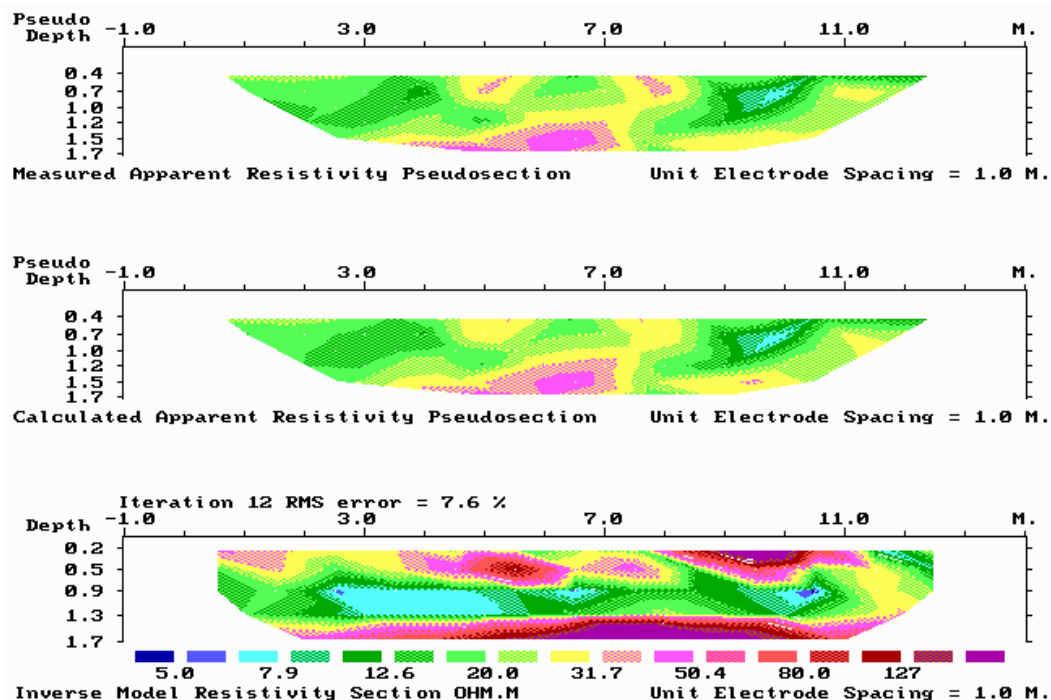
Ξεκινώντας από ένα αρχικό μοντέλο το επόμενο βήμα είναι η λύση του ευθέως προβλήματος, στο οποίο υπολογίζονται οι φαινόμενες αντιστάσεις που αντιστοιχούν στο μοντέλο αυτό. Οι θεωρητικές αυτές τιμές, μαζί με τις πραγματικές μετρήσεις και τις παραμέτρους του μοντέλου καθορίζουν ένα σύστημα εξισώσεων. Ακολουθεί η διαδικασία της αντιστροφής, όπου επιλύεται το σύστημα των εξισώσεων με αγνώστους τις παραμέτρους του μοντέλου. Υπολογίζεται με τη διαδικασία αυτή ένα νέο βελτιωμένο μοντέλο. Η διαδικασία συνεχίζεται υπολογίζοντας για το βελτιωμένο μοντέλο τις φαινόμενες αντιστάσεις, οι οποίες συγκρίνονται με τη σειρά τους με τις πραγματικές μετρήσεις. Σκοπός της αντιστροφής είναι να βρεθεί ένα μοντέλο που να δίνει φαινόμενες αντιστάσεις όσο το δυνατό πιο κοντά στις μετρήσεις. Στα σχήματα που ακολουθούν (9.4, 9.5) φαίνονται η ψευδοτομή του υπεδάφους, οι θεωρητικές τιμές που αντιστοιχούν στο μοντέλο και το μοντέλο που έδωσε η αντιστροφή όλων των δεδομένων για τις τομογραφίες `dipdip1`, `dipdip3`



Σχήμα 9.4: Η ψευδοτομή του υπεδάφους, οι θεωρητικές τιμές που αντιστοιχούν στο μοντέλο και τα τελικά μοντέλα των τομογραφιών Dipdip1(A) και Dipdip3(B)



Σχ.9.5 Η ψευδοτομή του υπεδάφους, οι θεωρητικές μετρήσεις που αντιστοιχούν στο μοντέλο και το τελικό μοντέλο για την τομογραφία Wenner3



Σχ.9.6. Η ψευδοτομή του υπεδάφους, οι θεωρητικές τιμές και το τελικό μοντέλο της τομογραφίας Palmtree.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10

Ερμηνεία και Σύγκριση των Επεξεργασμένων Χαρτών

10.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται η ερμηνεία των γεωφυσικών εικόνων που προέκυψαν από την επεξεργασία των αρχικών δεδομένων. Η ερμηνεία επικεντρώθηκε στις περιοχές που έχουν διασκοπηθεί με περισσότερες από μία γεωφυσικές μεθόδους. Αυτό επιτρέπει την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων.

Με βάση τα παραπάνω, οι περιοχές που αναφέρονται στην ερμηνεία είναι οι: “2” και “Νεκρόπολη”. Στην περιοχή “2” έχει πραγματοποιηθεί διασκόπηση με τη μέθοδο της ηλεκτρικής αντίστασης, τη μαγνητική μέθοδο, τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας και τη μέθοδο του υπεδάφειου ραντάρ. Η περιοχή “Νεκρόπολη” διασκοπήθηκε με τη μέθοδο της ηλεκτρικής αντίστασης, τη μαγνητική μέθοδο και τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας.

Οι υπόλοιπες περιοχές δεν αναφέρονται στην ερμηνεία για δύο λόγους. Κυρίως λόγω του ότι κάναβοι είναι διάσπαρτοι. Επίσης, οι περισσότερες από αυτές τις περιοχές έχουν διασκοπηθεί με τη μέθοδο της ηλεκτρικής αντίστασης και τη μαγνητική μέθοδο. Από τη σύγκριση αυτών των γεωφυσικών χαρτών διακρίνονται κάποιες ανωμαλίες που πιθανότατα προέρχονται από δομές αρχαίων, αλλά λόγω των μικρών διαστάσεων των κανάβων δεν προκύπτουν ασφαλή συμπεράσματα.

10.2 Ερμηνεία Περιοχής “2”

Η περιοχή “2” αποτελείται από τέσσερις υποπεριοχές, τις “Κ”, “97B”, “97A”, “Η”. Σημαντικά συμπεράσματα για αυτή την περιοχή μπορούν να εξαχθούν από τις αρχικές μετρήσεις της μαγνητικής μεθόδου (Σχήμα 10.1).

Ξεκινώντας από την περιοχή “Κ”, διακρίνεται στο νοτιοδυτικό τμήμα η ανωμαλία σχήματος Π. Ανασκαφές που έγιναν πριν από μερικά χρόνια έδειξαν ότι στο σημείο αυτό υπήρχε ένα πηγάδι (Σχήμα 10.6). Άλλο σημαντικό

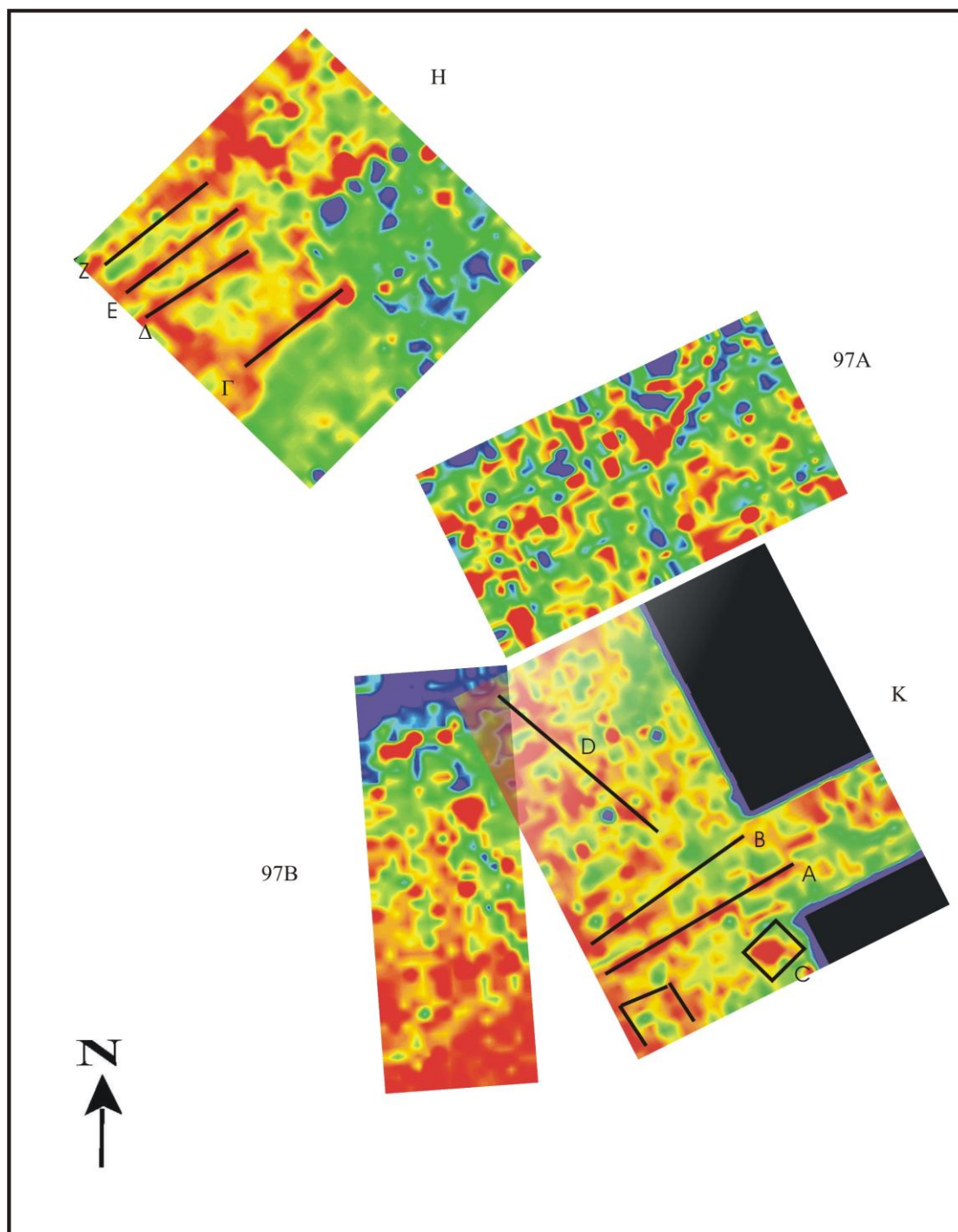
στοιχείο της περιοχής αυτής είναι οι ανωμαλίες A και B, οι οποίες πιθανότατα να οφείλονται σε τμήματα αρχαίου δρόμου και κτίσματα. Τα τμήματα αυτά βρίσκονται σε μικρή απόσταση από το πηγάδι, όπως φαίνονται και στο Σχήμα 10.7. Αρκετά πιο βόρεια, και με διεύθυνση NA-BΔ, διακρίνεται η ανωμαλία D που περιλαμβάνει πολλές μικρές ορθογώνιες και γραμμικές ανωμαλίες που μπορούν να αποδοθούν σε υπολείμματα δρόμων και κτισμάτων. Τέλος, στο κάτω δεξιά τμήμα της περιοχής διακρίνεται η ανωμαλία C, η οποία προήλθε από εστία φωτιάς, κάτι που προκύπτει και από τα υπολείμματα καμένου εδάφους που βρέθηκαν κατά την αρχαιολογική έρευνα.

Οι εικόνες των περιοχών “97B”, “97A” δεν παρουσιάζουν κάποιο ιδιαίτερο ενδιαφέρον, γιατί οι ανωμαλίες που παρατηρούνται είναι πολύ μικρών διαστάσεων και το πιθανότερο είναι να οφείλονται σε κάποιες μικρές διάσπαρτες δομές. Πάντως μια καλή παρατήρηση που μπορεί να γίνει για την περιοχή “97B” είναι ότι στο κατώτερο τμήμα αυτής φαίνεται να υπάρχει περιοχή ανωμαλιών που βρίσκονται μάλιστα στην προέκταση των ανωμαλιών A και B που παρατηρήθηκαν στην περιοχή “K”.

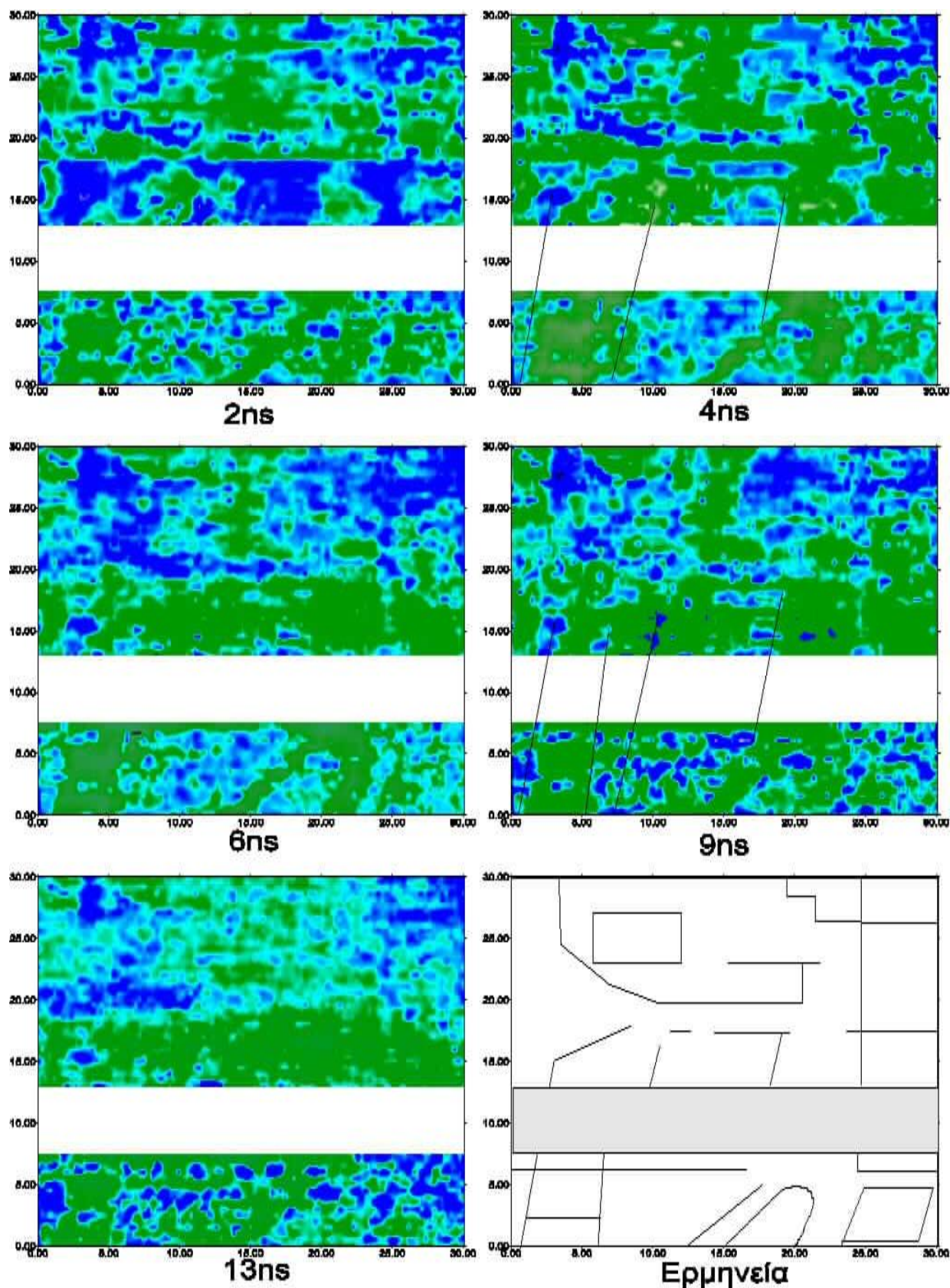
Στην περιοχή “H” διακρίνονται τέσσερις ανωμαλίες Γ, Δ, E, Z οι οποίες προέρχονται από τμήματα τοίχων ή δρόμων. Αυτές οι ανωμαλίες είναι προσανατολισμένες σε διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ. Σημαντική παρατήρηση είναι ότι οι αυτές οι ανωμαλίες είναι σχεδόν παράλληλες με τις A, B. Οι ανωμαλίες Γ, Δ, E, Z εμφανίζονται και στις εικόνες που προκύπτουν από τη εφαρμογή της μεθόδου του υπεδάφειου γεωραντάρ (Σχήμα 10.2).

Σε αυτό το σχήμα στα 4 και 9 ns εμφανίζονται τρεις διαγώνιες ανωμαλίες στις θέσεις $x=2$ (η Z), $x=5$ (η E), $x=8$ (η Δ) όταν $y=0$ και μία ακόμη που ξεκινάει από τη θέση $x=18, y=4$ (η Γ). Οι τέσσερις αυτές ανωμαλίες αναπτύσσονται μέχρι τη θέση $y=18$.

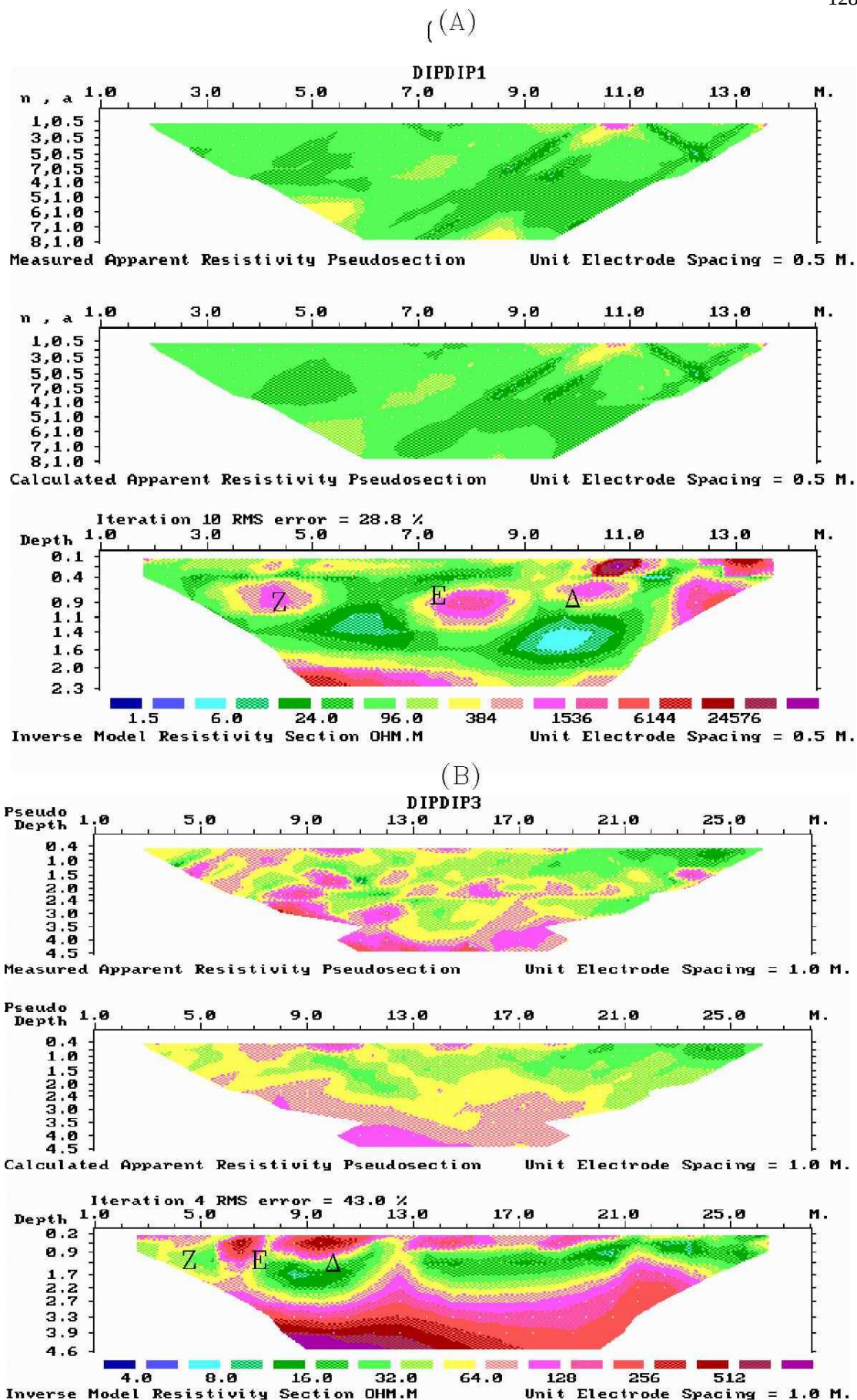
Στην περιοχή “H” πραγματοποιήθηκαν και πέντε ηλεκτρικές τομογραφίες (Σχήμα 9.2 α). Οι τρεις από αυτές Dipdip1, Dipdip3 (Σχήματα 10.3 Α,Β) και Wenner3 δείχνουν τις ανωμαλίες Δ, E, Z που παρατηρήθηκαν και παραπάνω. Πιο συγκεκριμένα στην τομογραφία Dipdip1 παρουσιάζονται ανωμαλίες στα 4 στα 7 και στα 10 μέτρα που αντιστοιχούν στις ανωμαλίες Z, E, Δ. Οι ίδιες ανωμαλίες παρατηρούνται και στην τομογραφία Dipdip3 στα 4 στα 7 και στα 10 μέτρα. Παρόμοιες ανωμαλίες διακρίνονται και στην τομογραφία Wenner3 (Σχήμα 10.3 α)



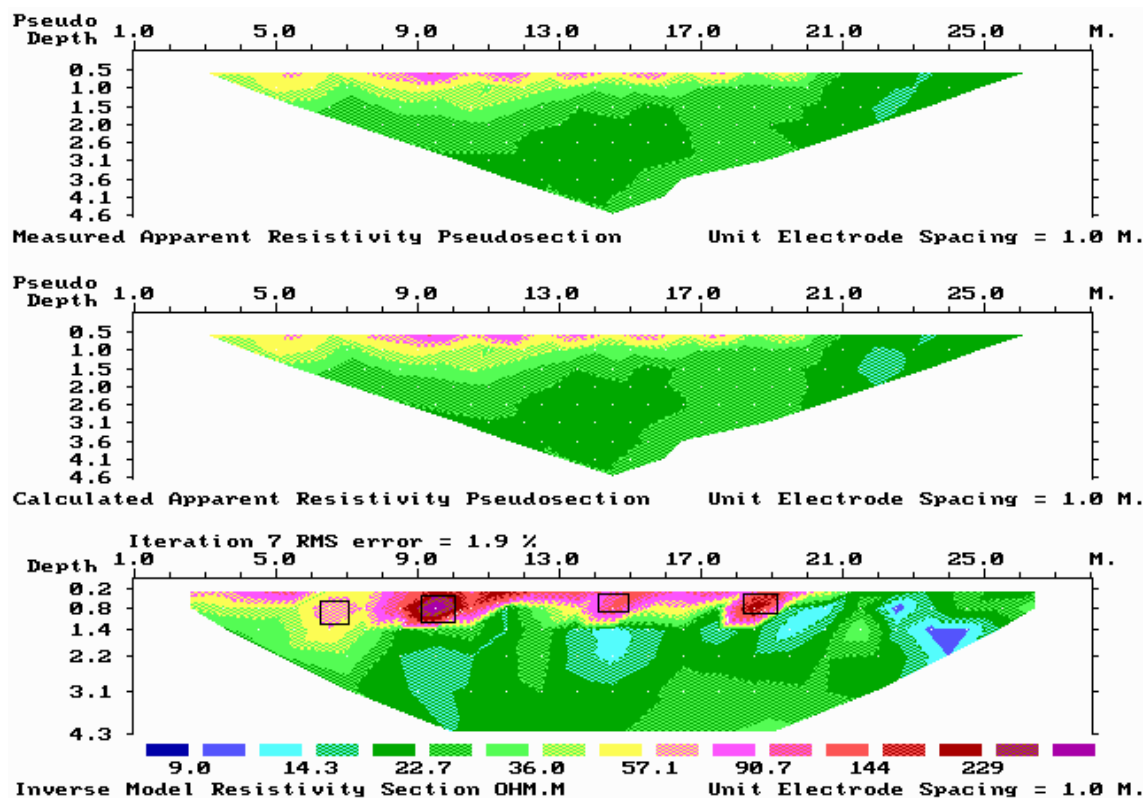
Σχήμα 10.1 Αρχικές μετρήσεις μαγνητικής μεθόδου περιοχής “2”



Σχήμα 10.2 : Οριζόντιες τομές γεωραντάρ στην περιοχή “Η”. Με το μπλέ χρώμα απεικονίζονται οι θέσεις των τοίχων (Πουλιούδης, 2001).



Σχήμα 10.3: Η ψευδοτομή του υπεδάφους, οι θεωρητικές τιμές που αντιστοιχούν στο μοντέλο και τα τελικά μοντέλα των τομογραφιών *Dipdip1*(A) και *Dipdip3*(B)



Σχημα 10.3α Η ψευδοτομή του υπεδάφους, οι θεωρητικές μετρήσεις που αντιστοιχούν στο μοντέλο και το τελικό μοντέλο της τομογραφίας Wenner3 όπου παρουσιάζονται ομοιότητες στη θέση των ανωμαλιών τόσο με την DipDip1 όσο και με την DipDip3

Συμπερασματικά, γίνεται εύκολα κατανοητό ότι η περιοχή “2”, αποτελεί μια πολύ καλή πηγή πληροφοριών για την αποτύπωση μιας εικόνας σχετικά με τμήμα του σχεδίου της πόλης της Ιάνου. Τα σημαντικότερα συμπεράσματα ασφαλώς προκύπτουν από τις περιοχές “Κ” και “Η”

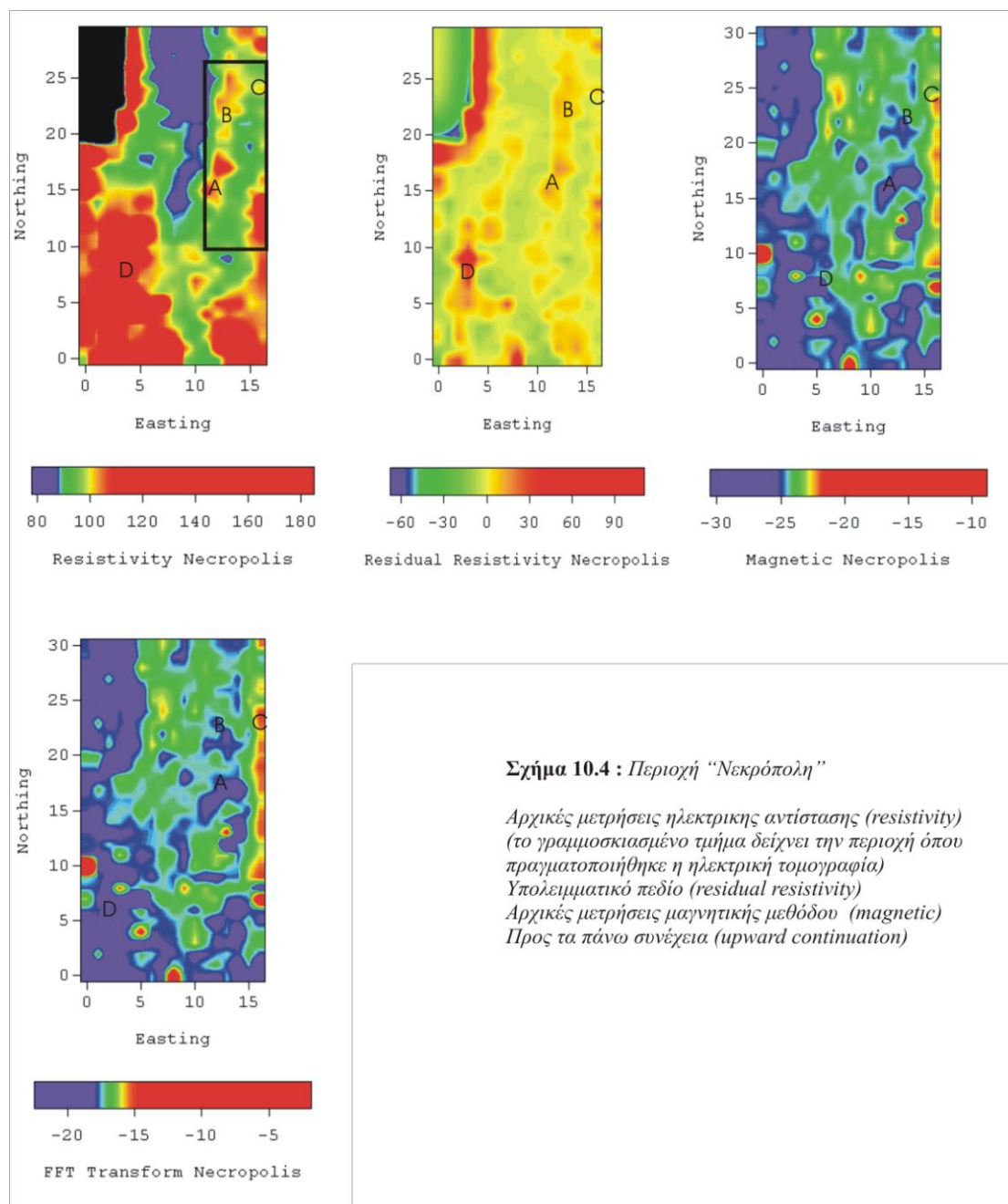
10.3 Ερμηνεία Περιοχής “Νεκρόπολη”

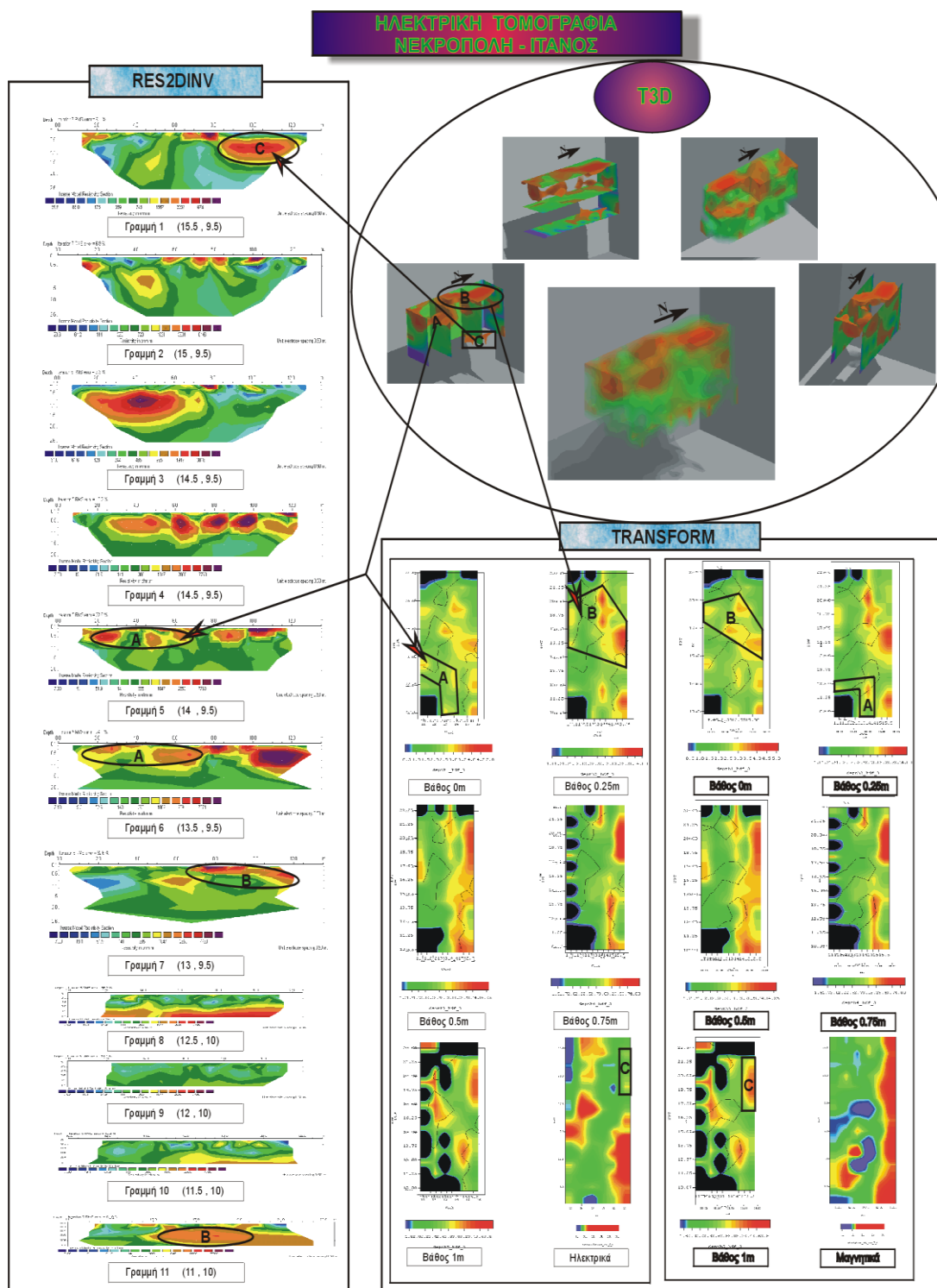
Στην περιοχή της “Νεκρόπολης” πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις με τη μέθοδο της ηλεκτρικής αντίστασης και τη μαγνητική μέθοδο. Από τις εικόνες των αρχικών μετρήσεων τόσο της ηλεκτρικής μεθόδου, όσο και της μαγνητικής, καθώς και από τις εικόνες των επεξεργασμένων μετρήσεων, παρατηρήθηκαν τέσσερις ανωμαλίες οι Α, Β, C, D (Σχήμα 10.4.), οι οποίες πιθανότατα οφείλονται σε τμήματα τοίχων.

Το γεγονός ότι τα αποτελέσματα και των δύο μεθόδων συμφωνούν, οδηγεί στο ασφαλές συμπέρασμα ότι οι ανωμαλίες οφείλονται σε υπολείμματα τοίχων.

Εκτός από τις δύο παραπάνω μεθόδους, στην περιοχή της “Νεκρόπολης” έγιναν και έντεκα ηλεκτρικές τομογραφίες (Σχήμα 9.2γ). Από τα δεδομένα των τομογραφιών αυτών, με επεξεργασία στο πρόγραμμα *Transform*, δημιουργήθηκαν οριζόντιες τομές της περιοχής. Κατόπιν μετά από επεξεργασία στο πρόγραμμα *T3D* προέκυψε ένα τρισδιάστατο μοντέλο κατανομής της ηλεκτρικής αντίστασης στην περιοχή (Σχήμα 10.5)(H.Hamdan, προσωπική επικοινωνία).

Σε κάποιες από τις τομές, καθώς και στο τρισδιάστατο μοντέλο, φαίνονται οι ανωμαλίες A, B και C που παρατηρήθηκαν και από τις άλλες δύο μεθόδους. Πανοραμική άποψη της περιοχής της “Νεκρόπολης” φαίνεται στο Σχήμα (10.8)





Σχήμα 10.5 : Γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας, οριζόντιες τομές και τρισδιάστατο μοντέλο της ηλεκτρικής αντίστασης στην περιοχή της “Νεκρόπολης”(H.Hamdan) .



Σχήμα 10.6 : Εικόνα που παρουσιάζει τα υπολείμματα από το πηγάδι που προέκυψαν κατά τις ανασκαφές.



Σχήμα 10.7 : Εικόνα που παρουσιάζει τα υπολείμματα του πηγαδιού και των γειτονικών κτισμάτων που προέκυψαν κατά τις ανασκαφές



Σχήμα 10.8 : Πανοραμική άποψη της περιοχής της Νεκρόπολης

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Al Chalabi, M. M., and Rees, A. I., 1962, *An experiment on the effect of rainfall on electrical resistivity anomalies in the near surface*, *Bonner Jahrbucher*

Αραμπέλος, Δ., 1991, *Στοιχεία γεωφυσικών διασκοπήσεων*, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Βαφείδης Αντώνιος, 2002, *Σημειώσεις Μαθήματος «Γεωφυσική 2»*. Πολυτεχνείο Κρήτης

Βογανάκης Δημήτριος , 2000, *Σεισμική Διασκόπηση στον Αρχαιολογικό Χώρο της Ιτάνου, Λασιθίου*. Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης

Βροντάκη, Ε. , 1998, *Επεξεργασία και Ερμηνεία Δεδομένων Γεωφυσική Διασκόπησης στον Αρχαιολογικό Χώρο της Ιτάνου*. Μεταπτυχιακή Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης.

Γκανιάτσος, Α.Ι., 2000, *Γεωηλεκτρική τομογραφία σε τρεις διαστάσεις*, Μεταπτυχιακή Διατριβή, Πολυτεχνείο Κρήτης.

Carr, C., 1982, *Handbook of soil resistivity surveying*, Evanston, Illinois: Center for American Archaeology Press.

Clark, A., 1974, *Seeing beneath the soil*, Prospecting methods in archaeology, B.T. Basford Ltd, London.

Kalpaxis Th., Schnapp A., Viviers D., Guy M., Licoppe C., Schnapp-Gourbeillon A., Siard H., Theodorescu D., Tsigonaki C., Vafidis A. and Xanthopoulou M., 1995, *Rapport Sur les Travaux Menes en Collaboration avec l'Ecole Francaise d' Athenes en 1994* :Bulletin de Correspondance Hellenique, 119 :713-736

Milsom John, 1992, *Field Geophysics, The Geological Field Guide Series*, University College, London U.K.

Οικονόμου, Θ. Νικόλαος , 1998, *Γεωφυσική Έρευνα στον Αρχαιολογικό Χώρο της Ιτάνου*, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης.

Παπαζάχος, Β. Κ. , 1986, *Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Πουλιούδης Γ., 1999, *Γεωφυσική Διασκόπηση στον Αρχαιολογικό Χωρο της Ιτάνου με τη Μέθοδο του Υπεδάφους Ρανταρ*, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης

Reynolds, J. M., 1997, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, John.Wiley and Sons Inc., England

Sarris. A., 1992, *Shallow Depth Geophysical Investigation Through the Application of Magnetic and Electric Techniques*. University of Nebraska

Σούρλας Ν. Γεώργιος , 2000, *Συμβολή της Γεωφυσικής Διασκόπησης στην Αναζήτηση Θαμμένων Αρχαιοτήτων Στην Ίτανο,Λασιθίου*. Μεταπτυχιακή Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., and Keys, D. A., 1976, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press

Vafidis A., Economou N., Ganiatsos Y., Poulioudis G., Manakou M., Sarris A.,Guy A.,Sourlas G., Kalpaxis, Vrontaki E., 2000, *Geological Survey on the Archaeological Site of Itanos, Crete*. Technical University of Crete
Vafidis A., Poulioudis G., Kritikakis G., Sarris A., 2002, *Integrated Geophysical studies In Ancient Itanos (Greece)*. Technical University of Crete

