

**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**

**Α.Σ.ΣΑΒΒΑΙΔΗΣ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ**

**ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΟΥ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΤΗΣ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΥ ΤΗΣ
ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 1998

Το σύγγραμμα αυτό αφιερώνεται στην οικογένεια μου

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Αντικείμενο της διατριβής αυτής είναι η γεωφυσική διασκόπηση του Βόρειο-Δυτικού τμήματος της χερσονήσου της Χαλκιδικής. Η διατριβή στηρίχθηκε κυρίως σε μαγνητοτελλουρικές (MT) μετρήσεις οι οποίες πραγματοποιήθηκαν την περίοδο Σεπτέμβριος 1995 – Νοέμβριος 1995 από το Εργαστήριο Γεωφυσικής στην Επανομή και τη Μυγδονία Λεκάνη. Η μέθοδος αυτή συνιστά μια επαγωγική ηλεκτρομαγνητική μέθοδο διασκόπησης όπου η πηγή του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου είναι το φυσικό ηλεκτρομαγνητικό πεδίο της Γης. Το γεγονός αυτό είναι πλεονέκτημα της μεθόδου εφ' όσον δεν απαιτούνται ισχυρές τεχνητές πηγές είναι όμως ταυτόχρονα και μειονέκτημα γιατί η μέθοδος είναι πολύ ευαίσθητη στον ανθρωπογενή ηλεκτρομαγνητικό θόρυβο. Λόγω του ανθρωπογενή αυτού θορύβου δεν έγινε δυνατή η επεξεργασία των MT δεδομένων της περιοχής της Επανομής. Η ανάλυση του θορύβου και προσπάθεια εύρεσης των πιθανών θέσεων των πηγών στους οποίους οφείλεται ο θόρυβος δίνονται στην διατριβή ειδίκευσης του συγγραφέα.

Στην παρούσα διατριβή έγινε χρήση των MT δεδομένων και των βαρυτικών δεδομένων της Μυγδονίας λεκάνης, καθώς και των αερομαγνητικών και βαρυτικών δεδομένων της ευρύτερης περιοχής της Επανομής. Όπου ήταν δυνατό τα παραπάνω δεδομένα εμπλουτίστηκαν με αποτελέσματα άλλων γεωφυσικών μεθόδων που εφαρμόστηκαν στην περιοχή μελέτης από διάφορους ερευνητές.

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μια παρουσίαση των μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης που χρησιμοποιήθηκαν. Παρουσιάζεται δηλαδή η μαγνητοτελλουρική μέθοδος, διασκόπησης καθώς και άλλες γεωφυσικές μέθοδοι διασκόπησης με τη χρήση των φυσικών δυναμικών πεδίων (βαρυτικό, μαγνητικό). Η MT μέθοδος περιγράφεται εκτενέστερα διότι αποτελεί τη βασική μέθοδο διασκόπησης της παρούσας διατριβής.

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζεται η ανάλυση και η ερμηνεία των MT καταγραφών της περιοχής της Μυγδονίας Λεκάνης. Περιγράφονται όλες οι παράμετροι των MT καταγραφών, όπως, ο τανυστής εμπέδησης, οι καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης, η λοξότητα, η διεύθυνση παράταξης των δομών που επικρατούν στην περιοχή, κ.α.. Γίνεται ερμηνεία των MT καταγραφών με την μορφή μονοδιάστατων αλλά και δισδιάστατου μοντέλου. Επίσης συγκρίνονται τα αποτελέσματα με αυτά άλλων γεωφυσικών μεθόδων που εφαρμόστηκαν στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης.

Στην αρχή του τρίτου κεφαλαίου γίνεται παρουσίαση των δεδομένων των φυσικών δυναμικών πεδίων. Στην συνέχεια ακολουθεί η

επεξεργασία των δεδομένων αυτών καθώς και η ερμηνεία των δεδομένων με την μορφή μοντέλων 2.5 ή 3 διαστάσεων.

Στο τέταρτο κεφάλαιο συνοψίζονται τα βασικά αποτελέσματα της διδακτορικής διατριβής. Γίνεται σύγκριση των μοντέλων διαφορετικών γεωφυσικών μεθόδων διασκόπησης καθώς και προσπάθεια εύρεσης ενός γενικότερου γεωλογικού μοντέλου για την περιοχή έρευνας.

Η παρούσα διατριβή δεν θα μπορούσε να ολοκληρωθεί αν δεν υπήρχε ένα πλήθος ανθρώπων οι οποίοι με βοήθησαν ουσιαστικά, ο καθένας με τον δικό του τρόπο. Θα ήθελα να ευχαριστήσω την συμβουλευτική επιτροπή που αποτελείται από τον επιβλέποντα, αναπληρωτή καθηγητή Γ. Τσόκα, τον καθηγητή Μ. Φυτίκα και τον αναπληρωτή καθηγητή Ε. Λάγιο. Ιδιαίτερα τον Γ. Τσόκα για την υπομονή που έδειξε ως επιβλέπων της παρούσας διατριβής, για την μεταφορά της γνώσης του ειδικά στο χώρο των φυσικών δυναμικών πεδίων, καθώς και για την ηθική στήριξη του σε όλες τις φάσεις της διατριβής. Για όλα αυτά τα χρόνια που είναι φίλος και δάσκαλος μου τον ευχαριστώ ιδιαίτερα.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τον καθηγητή Β. Παπαζάχο και τον αναπληρωτή καθηγητή Π. Χατζηδημητρίου για την οικονομική υποστήριξη της παρούσας διατριβής χωρίς την οποία θα ήταν αδύνατη η ολοκλήρωση της, καθώς και για τις πολύτιμες συμβουλές τους κατά την διάρκεια της διατριβής. Ευχαριστώ θερμά τον καθηγητή του Πανεπιστημίου της Ουψάλας L. B. Pedersen που με βοήθησε να κάνω τα πρώτα βήματα στον χώρο του ηλεκτρομαγνητισμού και κυρίως στην μαγνητοτελλουρική μέθοδο.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής, τους μεταπτυχιακούς φοιτητές, και τους συνεργάτες ερευνητές, που με την ειδίκευση τους σε διάφορα γνωστικά αντικείμενα έκαναν δυνατή την γενικότερη επιμόρφωση μου στην Γεωφυσική. Ανάμεσα στους ανθρώπους που με βοήθησαν θα ήθελα να ξεχωρίσω μερικούς όπως, την αναπληρώτρια καθηγήτρια Δ. Κοντοπούλου, τον ερευνητή Μ.Ε.Π. του Ι.Τ.Σ.Α.Κ. Κ. Παπαζάχο, τον δόκτορα Γ. Βαργεμέζη και από τους συναδέλφους μεταπτυχιακούς φοιτητές την Ε. Αηδονά, τον Ι. Κανε και τον Α. Σταμπολίδη.

Ευχαριστώ θερμά το Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών (Ι.Κ.Υ.) για την οικονομική ενίσχυση που μου παρείχε κατά την διάρκεια της διατριβής μου. Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου καθώς και όσους μου συμπαράσταθηκαν στην προσπάθεια μου αυτή.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1	Αρχές της Μαγνητοτελλουρικής μεθόδου	1
1.1.1	Φυσικές Πηγές του Ηλεκτρομαγνητικού Πεδίου της Γης	2
1.1.2	Ηλεκτρομαγνητικές Μέθοδοι Επαγωγής	6
1.1.3	Ομογενής Ημιχώρος.....	11
1.1.4	Οριζόντια Στρωματογραφία	13
1.1.5	Ανισotropία	16
1.1.6	Ανομοιογένεια	17
1.1.7	Τανυστής εμπέδησης (Impedance) και διάνυσμα διεύθυνσης (Tipper). Δισδιάστατο μοντέλο.....	22
1.1.8	Η γενική τρισδιάστατη περίπτωση.....	27
1.1.9	Στατικές, Τοπογραφικές και Τοπικές επιδράσεις.....	29
1.1.10	Σύνοψη των μορφών του τανυστή εμπέδησης	32
1.2	Αρχές της διασκόπησης με τη χρήση φυσικών δυναμικών πεδίων.	34
1.2.1	Το πεδίο.....	34
1.2.2	Το δυναμικό	34
1.2.3	Το βαρυτικό πεδίο και δυναμικό.....	35
1.2.4	Το μαγνητικό πεδίο και δυναμικό	37
1.3	Θέση της περιοχής που μελετάται	40
1.4	Γεωλογία και Τεκτονική της περιοχής μελέτης.....	40
1.5	Προηγούμενες Γεωφυσικές μελέτες στην περιοχή.....	46
2	ΜΑΓΝΗΤΟΤΕΛΛΟΥΡΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ	48
2.1	Μαγνητοτελλουρικές καταγραφές.....	48
2.1.1	Το όργανο SPAM MkIII	48
2.1.2	Διεξαγωγή MT μετρήσεων.....	53
2.2	Επεξεργασία Μαγνητοτελλουρικών καταγραφών.....	59
2.2.1	Επεξεργασία ανάλυσης των δεδομένων.....	59
2.2.2	Περιγραφή του λογισμικού MTANAL	63
2.2.3	Αποτελέσματα της ανάλυσης για συγκεκριμένες βυθοσκοπήσεις.....	66
2.2.4	Σεισμοτεκτονικά στοιχεία της περιοχής που μελετήθηκε.....	98
2.2.5	Πολικά διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή εμπέδησης.....	99
2.2.6	Στροφή του τανυστή εμπέδησης	109
2.2.7	Στατική διόρθωση – Μονοδιάστατα μοντέλα	117
2.2.8	Δισδιάστατα μοντέλα	144
2.3	Ερμηνεία	153
3	ΔΥΝΑΜΙΚΑ ΠΕΔΙΑ	157
3.1	Δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν	157
3.1.1	Βαρυτικά δεδομένα	157
3.1.2	Μαγνητικά δεδομένα.....	158
3.1.3	Μετρήσεις μαγνητικής επιδεκτικότητας και παραμέτρων μαγνήτισης ..	159
3.2	Μαγματισμός της Μυγδονίας Λεκάνης	163
3.3	Η ζώνη των οφιολίθων.....	172
3.4	Περιοχή του Μονοπήγαδου	180
4	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	186
5	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	189

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Αρχές της Μαγνητοτελλουρικής μεθόδου

Κατά τη μαγνητοτελλουρική μέθοδο (MT), το φυσικό ηλεκτρομαγνητικό πεδίο χρησιμοποιείται για την διερεύνηση της δομής της ηλεκτρικής αγωγιμότητας της Γης. Φυσικές πηγές του MT πεδίου για συχνότητες μεγαλύτερες του 1 Hz είναι οι καταιγίδες που εμφανίζονται σε ολόκληρη την γη, από τις οποίες οι αστραπές δημιουργούν πεδία τα οποία διαδίδονται σε μεγάλες αποστάσεις. Για συχνότητες μικρότερες του 1 Hz, ο μεγαλύτερος όγκος του σήματος οφείλεται σε συστήματα ρευμάτων στην μαγνητόσφαιρα που δημιουργούνται από την ηλιακή δραστηριότητα.

Και στις δύο περιπτώσεις τα ηλεκτρομαγνητικά (HM) κύματα στην επιφάνεια της Γης συμπεριφέρονται σχεδόν ως επίπεδα κύματα. Το μεγαλύτερο τμήμα της ενέργειας τους ανακλάται στην επιφάνεια της Γης, αλλά ένα μικρό κομμάτι διαδίδεται κατακόρυφα μέσα στην γη. Το πλάτος, η φάση, και η σχέση της διεύθυνσης μεταξύ του ηλεκτρικού (E) και του μαγνητικού (H ή B) πεδίου στην επιφάνεια της Γης εξαρτάται από την κατανομή της ηλεκτρικής αγωγιμότητας στην Γη. Με την χρήση υπολογιστικών μοντέλων και τον σχεδιασμό εργασιών υπαίθρου μπορούν να μελετηθούν περιοχές που παρουσιάζουν γεωλογικό ενδιαφέρον και εκτείνονται σε βάθη από μερικές δεκάδες μέτρα έως την οροφή του άνω μανδύα.

Τα όργανα που χρησιμοποιούνται για την εκτέλεση ενός τέτοιου πειράματος στο ύπαιθρο αποτελούνται από μαγνητόμετρα ευαίσθητα στις συχνότητες που ενδιαφέρουν και ζευγάρια ηλεκτροδίων που απέχουν μεταξύ τους τέτοιο μήκος ώστε να είναι δυνατή η καταγραφή των μεταβολών του ηλεκτρικού πεδίου. Ο εξοπλισμός περιλαμβάνει επίσης ενισχυτές, φίλτρα, και κατάλληλα συστήματα ψηφιακών καταγραφών και ανάλυσης των σημάτων. Πιο συγκεκριμένα τα μαγνητόμετρα πρέπει να έχουν πολύ μικρό λόγο σήματος προς θόρυβο και μεγάλη σταθερότητα διότι τα σήματα που πρέπει να καταγράψουν είναι πολύ ασθενή.

Αφού τα σήματα καταγραφούν πρέπει να υποστούν επεξεργασία και να αναλυθούν. Η επεξεργασία γίνεται στην περιοχή των συχνοτήτων γιατί οι μαθηματικές σχέσεις είναι απλούστερες από ότι στην περιοχή του χρόνου. Έτσι η επεξεργασία ξεκινά με τον μετασχηματισμό Fourier, από όπου στην συνέχεια υπολογίζεται η εμπέδηση της γης για το προσπίπτον κύμα σε σχέση με τη συχνότητα, τη διεύθυνση, και τη θέση. Η επεξεργασία σε όλα τα συστήματα γίνεται σε πραγματικό χρόνο, δηλαδή κατά τη διάρκεια καταγραφής του σήματος.

Σκοπός της ερμηνευτικής διαδικασίας είναι η εύρεση της συνάρτησης της ηλεκτρικής αγωγιμότητας σε σχέση με την θέση και το βάθος. Στο τελευταίο αυτό στάδιο χρησιμοποιούνται αριθμητικά μοντέλα για μονοδιάστατες, δισδιάστατες και τρισδιάστατες δομές. Η ερμηνεία είναι το πιο δύσκολο τμήμα της όλης διαδικασίας διότι οι πληροφορίες είναι σπάνια πλήρεις και τα μοντέλα δεν είναι ποτέ αρκετά σύνθετα για να αντιπροσωπεύουν την πραγματική Γη. Για τον λόγο αυτό, και για την όσο είναι δυνατό καλύτερη χρήση των MT δεδομένων, χρησιμοποιούνται άλλα διαθέσιμα δεδομένα για την καλύτερη ερμηνεία όπως διαγραφίες γεωτρήσεων, σεισμικά, ηλεκτρικά δεδομένα, ή οποιαδήποτε σχετική πληροφορία.

Η μεγαλύτερη αδυναμία της MT μεθόδου είναι η δυσκολία της καταγραφής καλών δεδομένων σε ηλεκτρικά θορυβώδεις περιοχές.

Η ισχύς της μεθόδου έγκειται στην ικανότητα της μεθόδου να εξερευνά από πολύ μικρά έως πολύ μεγάλα βάθη χωρίς την χρήση τεχνητών ισχυρών πηγών και χωρίς περιβαλλοντολογικές επιπτώσεις. Στις υψηλές συχνότητες, η ακουστικό-μαγνητοτελλουρική (AMT) μέθοδος χρησιμοποιείται για την χαρτογράφηση υπόγειων υδάτων και των κύριων μεταλλικών αποθεμάτων για βάθη από 50-100 μέτρα έως μερικά χιλιόμετρα. Οπωσδήποτε, η κυριότερη εφαρμογή των MT είναι η αναζήτηση υδρογονανθράκων σε περιοχές όπου τα σεισμικά ανάκλασης είναι πολύ δαπανηρά ή αναποτελεσματικά. Τέτοιες περιοχές είναι όσες παρουσιάζουν δυσμενείς γεωλογικές συνθήκες όπως π.χ. περιοχές όπου η αναζήτηση γίνεται κάτω από ηφαιστειακά ιζήματα. Ακόμη μία επιτυχής εφαρμογή αποτελεί η εξερεύνηση των γεωθερμικών πεδίων.

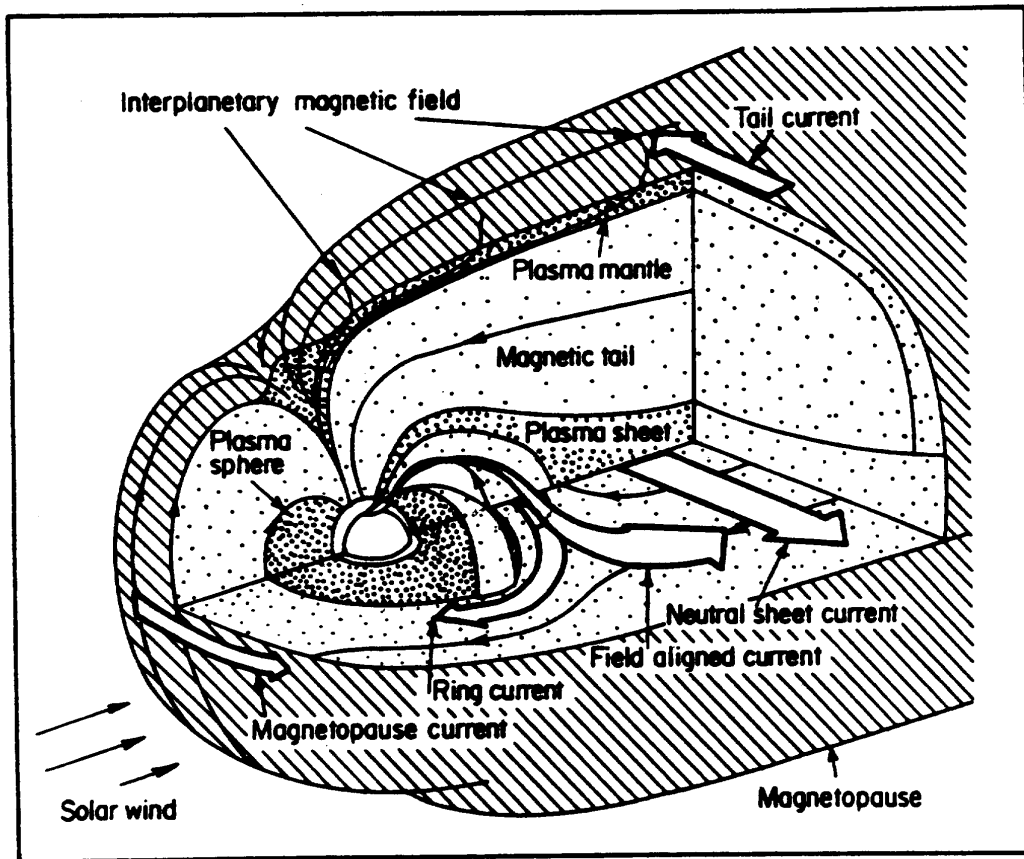
Τα κυριότερα ερευνητικά προβλήματα αφορούν την ερμηνεία σε περιοχές όπου η υπεδάφεια δομή είναι τρισδιάστατη, την ανάπτυξη αλγορίθμων επεξεργασίας του σήματος για την συμπίεση του θορύβου και την βελτίωση της ταχύτητας επεξεργασίας και ερμηνείας των δεδομένων.

1.1.1 Φυσικές Πηγές του Ηλεκτρομαγνητικού Πεδίου της Γης

Για τις συχνότητες που χρησιμοποιούνται στην εφαρμογή της μεθόδου MT ($0.001 - 10^4$ Hz) μόνο δύο κύριες φυσικές πηγές ηλεκτρομαγνητικού πεδίου είναι σημαντικές οι οποίες ευρίσκονται στην ατμόσφαιρα και τη μαγνητόσφαιρα. Οι ηλεκτρικές καταιγίδες στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας είναι η κύρια αιτία που δημιουργεί τα ηλεκτρομαγνητικά πεδία μεταξύ 1 Hz και 10 kHz. Για συχνότητες μικρότερες του 1 Hz, το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο προέρχεται βασικά από υδρομαγνητικά κύματα στην μαγνητόσφαιρα.

Η μαγνητόσφαιρα είναι η περιοχή γύρω από την Γη όπου παγιδεύεται το κύριο μαγνητικό πεδίο της γης από τον ηλιακό άνεμο (σχ. 1.1), περιλαμβάνει την ιονόσφαιρα και την ατμόσφαιρα (Rostoker 1979, in Vozoff 1993) και περιέχει αέρια, ειδικότερα οξυγόνο και άζωτο, η πυκνότητα των οποίων μειώνεται με το υψόμετρο. Αυτά τα αέρια ιονίζονται από υπεριώδεις και άλλες ηλιακές ακτινοβολίες. Στα χαμηλότερα όμως στρώματα, δηλαδή σε ύψος λιγότερο από 100 km από την επιφάνεια της Γης, η υψηλή πίεση αναγκάζει τα ιόντα να επανασυνδεθούν γρήγορα και κατά αυτόν τον τρόπο μειώνονται σε αριθμό. Σε ύψη μεγαλύτερα των 100 km, η πυκνότητα των φορτισμένων σωματιδίων αυξάνεται ταχύτατα και βαίνει αυξανόμενη μέχρι τα 250 km από όπου αρχίζει στην συνέχεια να ελαττώνεται πάλι με ταυτόχρονη μείωση της πίεσης. Αυτή η περιοχή σχετικά υψηλής αγωγιμότητας ονομάζεται ιονόσφαιρα.

Η ιονόσφαιρα είναι ένας ηλεκτρικά ανισότροπος αγωγός, γιατί το μαγνητικό πεδίο ασκεί μία δύναμη σε κάθε κινούμενο φορτίο κάθετα στην διεύθυνση του κινούμενου φορτίου και του ίδιου του μαγνητικού πεδίου. Για αυτό τον λόγο ένα ηλεκτρικό πεδίο σε μία διεύθυνση μπορεί να παράγει ρεύματα σε άλλες διεθύνσεις (Parkinson 1983 in Vozoff 1993)



Σχήμα 1.1. Κύρια χαρακτηριστικά των διαφόρων συστημάτων ρευμάτων που παρατηρούνται στην μαγνητόσφαιρα. Η Γη και η ατμόσφαιρα της παρίστανται με σφαίρες στο κέντρο του σχήματος (Potemra 1984 in Vozoff 1993).

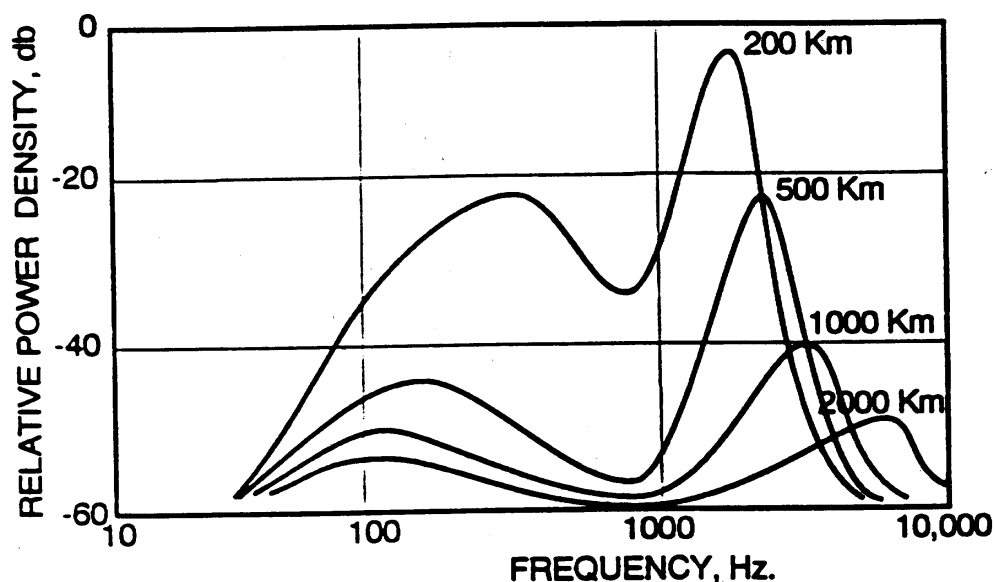
Το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο για να φτάσει στην επιφάνεια της γης από την μαγνητόσφαιρα πρέπει να ταξιδέψει μέσα από την ιονόσφαιρα και στην συνέχεια μέσα από την ατμόσφαιρα η οποία θεωρείται μονωτικό υλικό. Το κατακόρυφο ηλεκτρικό (E) και μαγνητικό (H) πεδίο δεν διεισδύουν στην ιονόσφαιρα και έτσι οι οριζόντιες συνιστώσες είναι ισχυρά τροποποιημένες (Hughes and Southwood 1976a, 1976b, Orr 1984). Επιπρόσθετα οριζόντια ιονοσφαιρικά ρεύματα δημιουργούνται από αυτήν την αλληλεπίδραση με αποτέλεσμα οι διακυμάνσεις του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου που παρατηρούνται στην επιφάνεια της γης να είναι μεγαλύτερες εξαιτίας των εν λόγω ρευμάτων.

Για συχνότητες μεγαλύτερες από 1 Hz η εκπομπή και η διάδοση ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων οφείλεται στις αστραπές. Οι αστραπές αποτελούνται από μία ακολουθία εκφορτίσεων που ονομάζονται κεραυνοί. Οι ακολουθίες αυτές λέγονται σειρές λάμψεων, και περιλαμβάνουν 3-4 κεραυνούς κατά μέσο όρο και διαρκούν 200-300 ms. Η πρώτη εκφόρτιση κάθε κεραυνού είναι ο οδηγός της διαδρομής σύννεφο-έδαφος που ιονίζει ένα κανάλι για τα ρεύματα που ακολουθούν. Στην συνέχεια έχουμε τον κεραυνό επαναφοράς του εδάφους (ground return stroke) ο οποίος είναι η κύρια πηγή ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας. Τυπικά ρεύματα επαναφοράς είναι της τάξης των 20000 A με διάρκεια 40 μ s και εκτείνονται από την επιφάνεια της γης ως το κατώτερο σημείο του σύννεφου (Ogawa 1982 in Vozoff 1993).

Μία εκτίμηση της συχνότητας εμφάνισης των αστραπών σε ολόκληρο τον κόσμο είναι 100 έως 1000 αστραπές ανά δευτερόλεπτο. Το πεδίο που καταγράφεται από τα MT συστήματα εξαρτάται από την ισχύ, το μήκος της διαδρομής (ύψος συνέφων), την συχνότητα εμφάνισης, και την απόσταση από τις ηλεκτρικές εκφορτίσεις που συμβαίνουν κατά την διάρκεια των MT καταγραφών. Τα σήματα αυτά, που ονομάζονται ατμοσφαιρικά (spherics), είναι μεγαλύτερα κατά τις απογευματινές ώρες του καλοκαιριού και στις τροπικές περιοχές.

Η ισχύς του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου που δημιουργείται από τους κεραυνούς εξαρτάται έντονα από την απόσταση του συστήματος καταγραφής από την καταιγίδα. Για μία καταιγίδα που παρατηρείται σε απόσταση μικρότερη από δεκάδες χιλιόμετρα, μεμονωμένοι κεραυνοί αναγνωρίζονται στις καταγραφές της ισχύος του ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου. Κάθε καταγραφή περιέχει συνιστώσες υψηλών συχνοτήτων που συνδέονται με την ταχεία έναρξη της ροής ρεύματος, καθώς επίσης και σχετικά χαμηλών συχνοτήτων συνιστώσες που συμπεριλαμβάνονται στο τμήμα της ουράς. Οι ενέργειες στις κεντρικές συχνότητες τείνει να μειώνεται πολύ πιο γρήγορα σε σχέση με τις υψηλές και χαμηλές συχνότητες. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την βαθμιαία μεταβολή τους σχήματος του φάσματος ισχύος του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου με την απόσταση (Σχ. 1.2).

Τα ατμοσφαιρικά που προέρχονται από καταιγίδες με κεραυνούς οι οποίες βρίσκονται σε μεγάλη απόσταση από το σταθμό καταγραφής παρέχουν ένα εντυπωσιακά ομοιόμορφο επίπεδο δραστηριότητας, λαμβάνοντας υπόψη ότι θα πρέπει σχεδόν πάντα να υπάρχει μία καταιγίδα σε εξέλιξη κάπου στην γη. Υπάρχουν τρία κύρια κέντρα καταιγίδων στη περιοχή του ισημερινού της γης τα οποία έχουν ένα μέσο όρο από 100 καταιγίδες τον χρόνο, με μικρότερα κέντρα μέσα σε αυτές που δίνουν ένα μέσο όρο 200 ημέρες καταιγίδων τον χρόνο. Τα κέντρα αυτά βρίσκονται στην Βραζιλία, Κεντρική Αφρική και Ινδονησία, κατανεμημένα με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε κάθε ώρα της ημέρας, υπάρχει μία καταιγίδα στη γη. Η μέση ημερήσια ενέργεια που απελευθερώνεται από τις καταιγίδες στην γη παρουσιάζεται στο σχήμα (1.3).

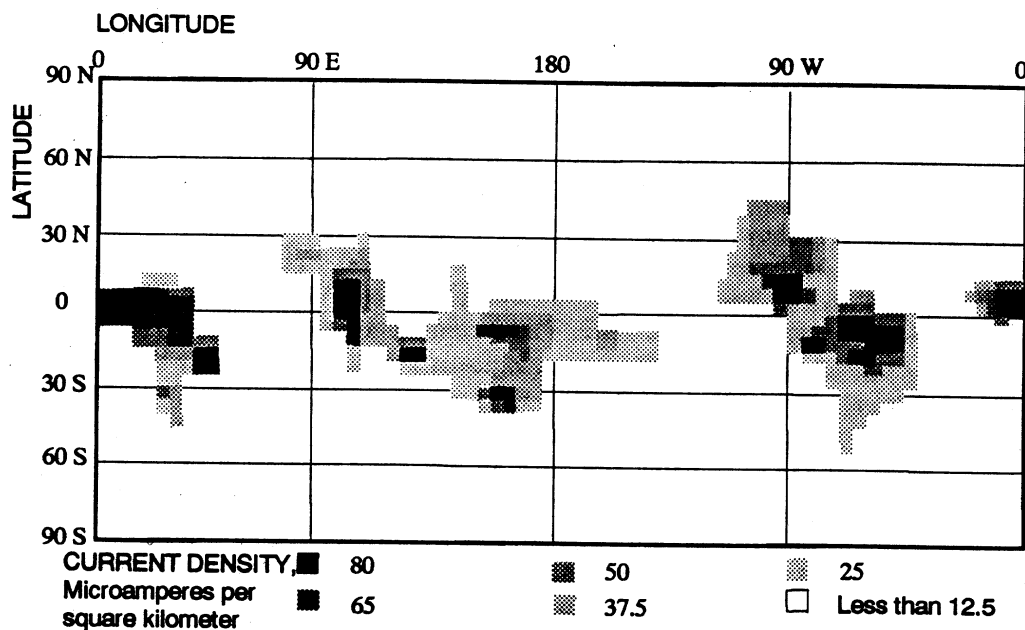


Σχήμα 1.2. Συνήθη σχήματα των φασμάτων ισχύος για μεμονωμένες αστραπές σε διάφορες αποστάσεις από την καταγραφή του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου. Η μεταβολή στο σχήμα των καμπυλών οφείλεται στην σχετικά μεγαλύτερη απώλεια ενέργειας για

συχνότητες γύρω στα 1000 Hz από ότι για μικρότερες ή μεγαλύτερες συχνότητες (Zhdanov and Keller 1994).

Τα μεγαλύτερα ατμοσφαιρικά (spherics) ταξιδεύουν παραπάνω από μία φορά γύρω από την γη. Αυτό σημαίνει ότι η ενέργεια κατά κάποιο τρόπο καθοδηγείται από την επιφάνεια της γης, εφ'όσον περιμένουμε τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα να ταξιδεύουν σε ευθείες γραμμές. Στην πραγματικότητα το μονωτικό κέλυφος του αέρα μεταξύ της αγωγίμης ιονόσφαιρας και της αγωγίμης γης δημιουργεί έναν οδηγό κυμάτων που μερικώς παγιδεύει το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο. Όπως στους περισσότερους κυματοδηγούς, η απόκριση του εξαρτάται από την συχνότητα και κατά κάποιο τρόπο καθορίζεται από το μέγεθος του, το σχήμα του, και την φύση των ορίων του.

Η ευκολία με την οποία παγιδεύεται η ενέργεια εξαρτάται από την οξύτητα και την κανονικότητα των ορίων. Στον κυματοδηγό Γη-ιονόσφαιρα η εσωτερική επιφάνεια είναι μία σφαίρα της οποίας η αντίσταση στην επιφάνεια κυμαίνεται από 0.25 Ωm στους ωκεανούς μέχρι 10000 Ωm στην εξωτερική ασπίδα της γης και στις μόνιμα παγωμένες περιοχές. Στην ιονόσφαιρα η αντίσταση βαθμιαία μειώνεται με την αύξηση του ύψους εξαρτώμενη από την τοπική ώρα και την ηλιακή δραστηριότητα. Η μείωση αυτή είναι κατά την διάρκεια της ημέρας 20 km υψηλότερα από ότι την νύχτα. Έτσι ο κυματοδηγός δεν είναι ένα εντελώς σφαιρικό κέλυφος, και για αυτό η απόκριση του είναι ανομοιογενής στον χρόνο και στον χώρο.

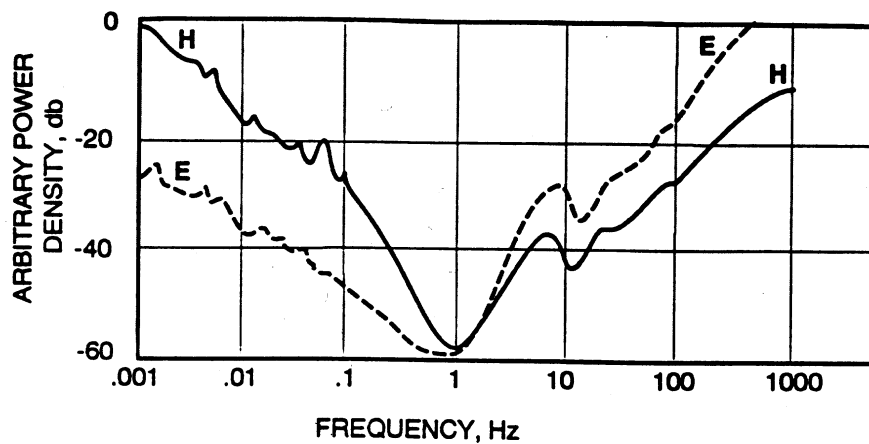


Σχήμα 1.3. Μέση ημερήσια κατανομή ηλεκτρικών ρευμάτων που απελευθερώνονται από κεραυνούς (Makino and Ogawa 1984 in Zhdanov and Keller 1994)

Η κοιλότητα μεταξύ της Γης και της ιονόσφαιρας λειτουργεί ως αντηχείο. Επομένως υπάρχει συντονισμός ο οποίος ονομάζεται συντονισμός Schumann (Schumann resonances) και η συχνότητα του είναι κοντά στα 8Hz, με υψηλότερους αρμονικούς κοντά στα 14, 20, και 26 Hz (Polk 1982 in Vozoff 1993).

Στό σχήμα (1.4), έχουμε το φάσμα ισχύος των μεταβολών του μαγνητικού και ηλεκτρικού πεδίου της Γης. Τα φάσματα ισχύος του ηλεκτρικού πεδίου διαφέρουν πάρα πολύ σε πλάτος από θέση σε θέση διότι είναι ανάλογα της τετραγωνικής ρίζας της αντίστασης του εδάφους όπου γίνεται η μέτρηση. Όπως είναι προφανές από το παραπάνω σχήμα η ισχύς τόσο του ηλεκτρικού πεδίου (E) όσο και του μαγνητικού

πεδίου (H) για συχνότητες κοντά στο 1 Hz είναι πολύ μικρή. Για τον λόγο αυτό, η συλλογή MT δεδομένων για αυτές τις συχνότητες είναι χρονοβόρα.



Σχήμα 1.4. Τυπικά φάσματα ισχύος για χρονικά μεταβαλλόμενο ηλεκτρικό και μαγνητικό πεδίο της γης. Η ένταση και η μορφή των φασμάτων μεταβάλλεται με το χρόνο και τον τόπο.

1.1.2 Ηλεκτρομαγνητικές Μέθοδοι Επαγωγής

Σε ισότροπο και ομογενές μέσο οι εξισώσεις του Maxwell μπορούν να γραφούν με την παρακάτω μορφή

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t},$$

(Εξισώσεις Τηλέγραφου) (1.1)

$$\nabla^2 \mathbf{H} = \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} + \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t},$$

όπου $\mathbf{E}$, ένταση ηλεκτρικού πεδίου [Vm^{-1}],

μ , μαγνητική διαπερατότητα [Hm^{-1}],

ϵ , ηλεκτρική διαπερατότητα [Fm^{-1}],

σ , ειδική αγωγιμότητα [Sm^{-1}],

$\mathbf{H}$, ένταση μαγνητικού πεδίου, [Am^{-1}],

Θεωρώντας αρμονική ($\propto e^{i\omega t}$) μεταβολή των πεδίων (Ηλεκτρικού - $\mathbf{E}$, και μαγνητικού - $\mathbf{H}$) με τον χρόνο έχουμε

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{i\omega t},$$

$$\frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = i\omega \mathbf{E}_0 e^{i\omega t} = i\omega \mathbf{E}, \quad \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} = -\omega^2 \mathbf{E}_0 e^{i\omega t} = -\omega^2 \mathbf{E}, \quad (1.2)$$

όπου ω , γωνιακή συχνότητα.

Από τα παραπάνω εύκολα συμπεραίνουμε,

$$\nabla^2 \mathbf{E} = -\omega^2 \mu\epsilon \mathbf{E} + i\omega\mu\sigma \mathbf{E} \quad \nabla^2 \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = 0$$

(Εξισώσεις Helmholtz) (1.3)

$$\nabla^2 H = -\omega^2 \mu \epsilon H + i\omega \mu \sigma H \quad \nabla^2 H + k^2 H = 0$$

όπου, $k^2 = \omega^2 \mu \epsilon - i\omega \mu \sigma$, μιγαδικός κυματάρθμος.

Στις υψηλές συχνότητες ο όρος ω^2 παίρνει πολύ μεγάλη τιμή, και επομένως η εξίσωση τηλεγράφου δίνει

$$\nabla^2 E \approx \mu \epsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2}. \quad (1.4)$$

Η σχέση αυτή είναι η εξίσωση κύματος που ισχύει στη μέθοδο Γεωραντάρ.

Στις χαμηλές συχνότητες η μεταβολή της πρώτης παραγώγου των πεδίων με το χρόνο είναι παρα πολύ μικρή, οπότε $\frac{\partial^2}{\partial t^2} E, H (\approx 0)$ και οι εξισώσεις τηλεγράφου δίνουν

$$\nabla^2 E \approx \mu \sigma \frac{\partial E}{\partial t}. \quad (1.5)$$

Η παραπάνω σχέση περιγράφει το φαινόμενο διάχυσης και είναι η εξίσωση που κυριαρχεί στις επαγόμενες ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους.

Εάν δεν υπάρχει μεταβολή με το χρόνο, ή είναι πολύ μικρή έχουμε $\frac{\partial}{\partial t} E, H (\approx 0)$ και οι εξισώσεις τηλεγράφου δίνουν την εξίσωση Laplace

$$\nabla^2 E \approx 0 \quad (1.6)$$

η οποία διαίπει της ηλεκτρικές, γαλβανικές (DC) μεθόδους.

Αναλυτικότερα για τις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους επαγωγής (σχ. 1.5), οι εξισώσεις του ηλεκτρομαγνητικού κύματος είναι

$$\nabla^2 E = \mu \sigma \frac{\partial E}{\partial t} \quad \text{και} \quad \nabla^2 H = \mu \sigma \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (1.7)$$

Θεωρώντας ότι $E = E_0 e^{i\omega t}$, $H = H_0 e^{i\omega t}$, μονοδιάστατο μοντέλο για το μέσο διάδοσης και καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων (όπου, z είναι η κατακόρυφη διεύθυνση και λαμβάνεται θετική προς το κέντρο της γης), οι σχέσεις (1.7) δίνουν

$$E = E_0 e^{-\alpha z + i(\omega t - \beta z)} \Leftrightarrow E = E_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \beta z)} \quad (1.8)$$

$$\text{όπου} \quad \alpha = \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}} = \delta^{-1},$$

ω , η γωνιακή συχνότητα,

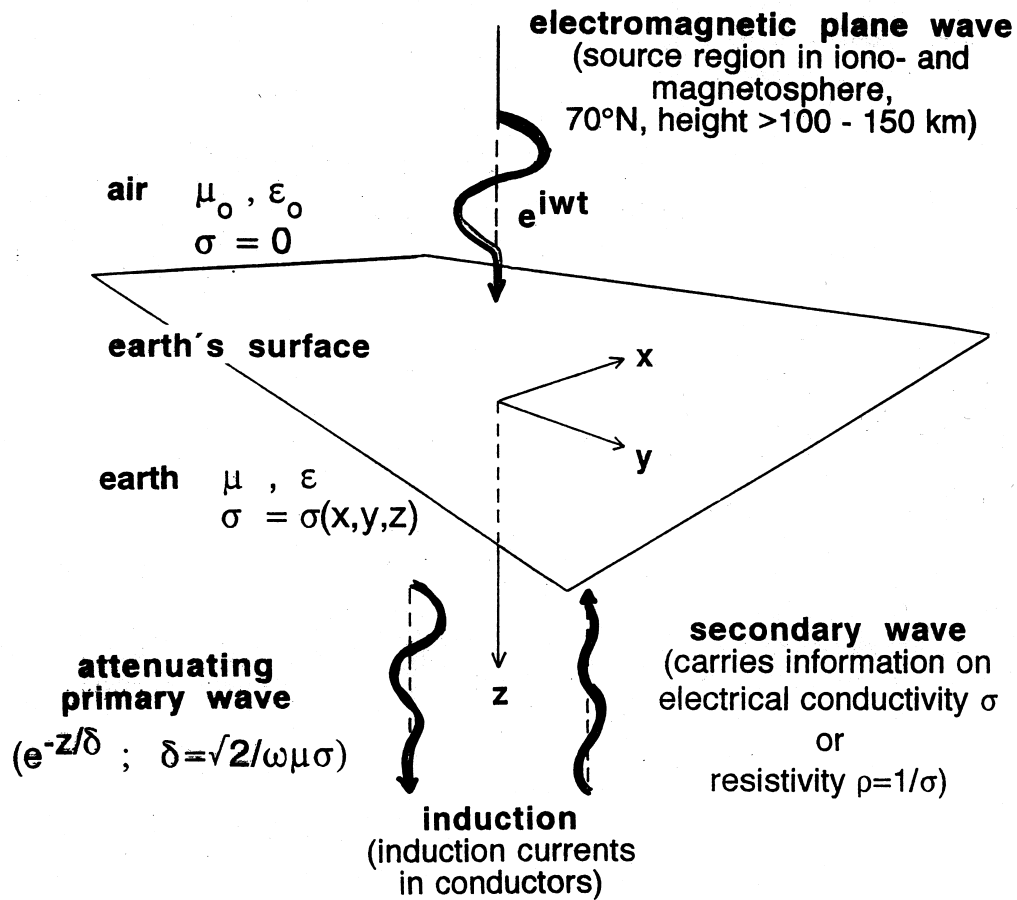
$$\delta, \text{ το επιδερμικό βάθος, } \delta[\text{km}] \approx 0.5 \sqrt{\rho[\Omega \text{m}] T[\text{s}]}$$

$e^{-\alpha z}$, η εκθετική απόσβεση κατά την διεύθυνση z

$e^{-i(\omega t - \beta z)}$, είναι ένα αρμονικό κύμα το οποίο διαδίδεται κατά την

διεύθυνση z και μεταβάλλεται αρμονικά ($e^{-i\omega t}$) με τον χρόνο (Σχ. 1.6).

Electromagnetic induction in the Earth



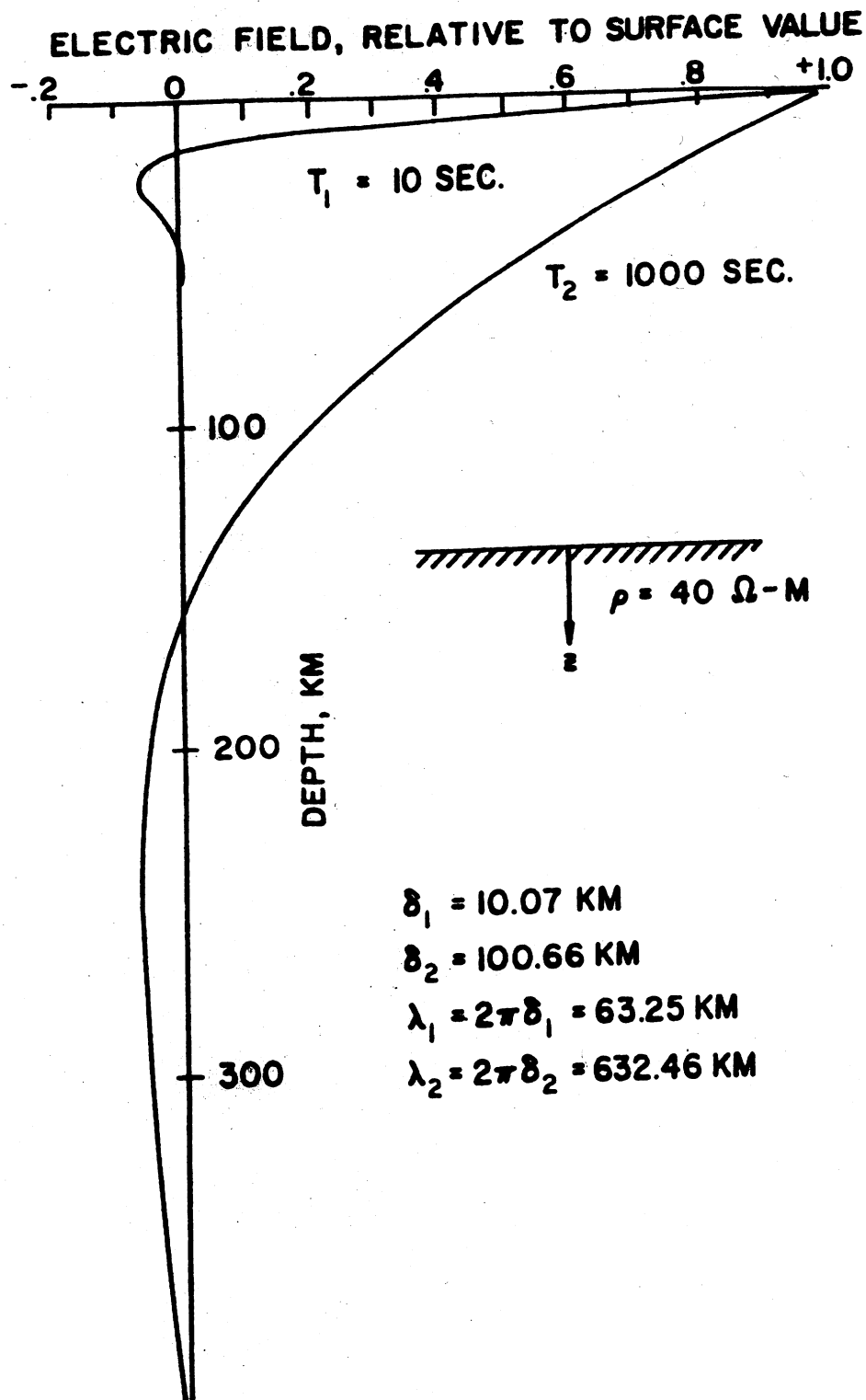
Σχήμα 1.5. Σχηματική παράσταση της λειτουργίας των επαγόμενων ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων.

Από το νόμο του Snell έχουμε ότι

$$k_0 \sin \theta_0 = k_1 \sin \theta_1, \quad (1.9)$$

όπου k_0, k_1 είναι οι μιγαδικοί κυματάριθμοι αέρα και γης αντίστοιχα και θ_0, θ_1 είναι η γωνία πρόσπτωσης και διάθλασης αντίστοιχα.

Εάν παραλείψουμε τα ρεύματα μετατόπισης στον αέρα (οπότε έχουμε $k^2 = -i\omega\mu\sigma$) έχουμε $k_0 \approx 0$, οπότε $\theta_1 = 0$. Η προσέγγιση αυτή (ημιστατική) είναι αληθής για συχνότητες μικρότερες από 10^5 Hz. Όλα αυτά έχουν ως συμπέρασμα ομογενή και ομοιόμορφα επίπεδα κύματα τα οποία ταξιδεύουν κατακόρυφα μέσα στην γη ανεξάρτητα από την γωνία πρόσπτωσης.



Σχήμα 1.6. Η απόσβεση με το βάθος της ισχύς του ηλεκτρικού πεδίου δύο σημάτων διαφορετικής περιόδου, το ένα στα 10 δευτερόλεπτα (sec) και το άλλο στα 1000 δευτερόλεπτα (sec), σε ομογενή γη αντίστασης 40 Ωm. Το βάθος διείδυσης για τα 10sec είναι $\delta_1=10\text{km}$, και το βάθος διείδυσης για τα 1000sec είναι $\delta_2=1000\text{km}$.

Σε αυτό το σημείο θα πρέπει να τονισθεί ότι στη μαγνητοτελλουρική μέθοδο ο μιγαδικός κυματάριθος k^2 αναφέρεται χωρίς τον παράγοντα ω^2 με (ρεύματα μετατόπισης) διότι θεωρούμε ότι έχουμε ημιστατική μεταβολή του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου οπότε τα ρεύματα μετατόπισης είναι αμελητέα.

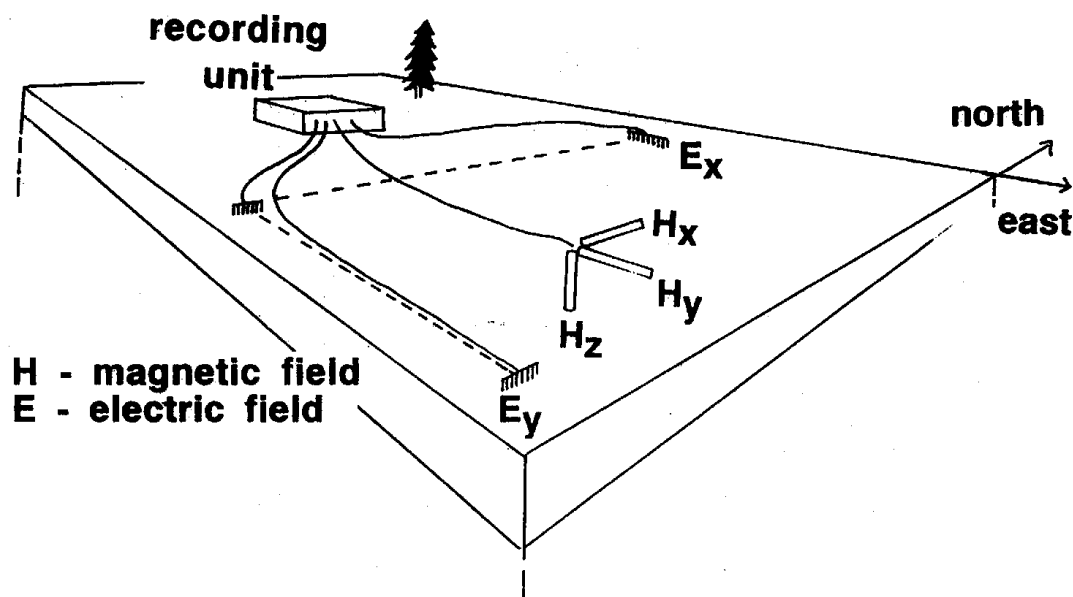
Στο ύπαιθρο γίνεται συνήθως καταγραφή πέντε συνιστωσών, δύο ηλεκτρικών (E_x, E_y) και τριών μαγνητικών (H_x, H_y, H_z), όπου οι διευθύνσεις x, y είναι κάθετες μεταξύ τους και η διεύθυνση x ταυτίζεται με την διεύθυνση Βορράς-Νότος, ενώ η διεύθυνση z είναι κατακόρυφη και θετική από την επιφάνεια προς το κέντρο της γης. Όπως σε όλες τις γεωφυσικές μεθόδους έτσι και στις ηλεκτρικές μεθόδους επαγωγής μπορούμε στις εργασίες υπαίθρου να έχουμε σταθερή την γωνιακή συχνότητα (ω) και να μεταβάλλεται η θέση των φορατών, οπότε πραγματοποιούμε χαρτογράφηση. Στην περίπτωση που μεταβάλλεται η γωνιακή συχνότητα και διατηρείται σταθερή η θέση των φορατών πραγματοποιούμε βυθοσκόπηση. Μπορούν να γίνουν καταγραφές διαφόρων συνιστωσών του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου. Ανάλογα με το ποιές συνιστώσες καταγράφονται έχουμε και τις αντίστοιχες τεχνικές, οι οποίες δίνονται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 1.1. Μαγνητοτελλουρικές και Γεωμαγνητικές τεχνικές και συνιστώσες οι οποίες καταγράφονται κατά περίπτωση.

Μέθοδος	Συνιστώσες	Κυκλική Συχνότητα	Θέση
MAGNETOTELLURIC SOUNDING (MTS) (Σχ. 1.7)	E_x, E_y, H_x, H_y	$\omega: \omega_1 \rightarrow \omega_N$	$X: X=X_1$
MAGNETOTELLURIC PROFILING (MTP)	E_x, E_y, H_x, H_y	$\omega: \omega = \omega_1$	$X: X_1 \rightarrow X_N$
TELLURIC CURRENT MAPPING (TCM)	$E_x^1, E_y^1, E_x^2, E_y^2$	$\omega: \omega = \omega_1$	$X: X_1 \text{ \& } X_2 \text{ μαζί}$
MAGNETOVARIATIONAL SOUNDING (MVS) GEOMAGNETIC DEPTH SOUNDING (GDS) (Σχ. 1.7)	H_x, H_y, H_z	$\omega: \omega_1 \rightarrow \omega_N$	$X: X=X_1$
MAGNETOVARIATIONAL PROFILING (MVP)	H_x, H_y, H_z	$\omega: \omega = \omega_1$	$X: X_1 \rightarrow X_N$
<u>COMPREHENSIVE GEOELECTRIC DEEP SOUNDING (CGDS)</u>	E_x, E_y, H_x, H_y, H_z	σε παράταξη για ευρύ φάσμα συχνοτήτων	
<u>CGDS</u> REMOTE REFERENCE	$E_x, E_y, H_x, H_y, H_{xr}, H_{yr}, H_z$		

Όπως είναι εμφανές οι πιο πλήρεις μέθοδοι είναι η CGDS και η CGDS Remote Reference. Αυτές είναι οι μέθοδοι που παρουσιάζονται στην παρούσα διατριβή.

Geoelectromagnetic measurements



$$H_x(w), H_y(w), H_z(w)$$

Magnetovariational (MV)

$$H_x(w), H_y(w), E_x(w), E_y(w)$$

Magnetotelluric (MT)

Σχήμα 1.7. Γεωηλεκτρομαγνητικές καταγραφές με τις τεχνικές MVS και MTS.

1.1.3 Ομογενής Ημχώρος

Για να εξάγουμε πληροφορίες για την αντίσταση της γης από το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο είναι απαραίτητη η ερμηνεία των σχέσεων που συνδέουν το ηλεκτρικό (E) και μαγνητικό (H) πεδίο με την αντίσταση της γης. Χρησιμοποιώντας την υπόθεση ότι τα πεδία αποτελούν επίπεδο κύμα, για κάθε γωνιακή συχνότητα σε ομογενή Γη αγωγιμότητας σ (Straton 1941) έχουμε

$$\vec{H} = \frac{k}{\mu\omega} \vec{n} \times \vec{E}, \quad (1.10)$$

όπου

$$k = (1 - i)\alpha$$

$$\alpha = \sqrt{\omega\mu\sigma / 2} = 1 / \delta$$

δ , είναι το επιδερμικό βάθος σε μέτρα, k , ο μιγαδικός κυματάρηθος, και $\vec{n}$ το μοναδιαίο διάνυσμα με διεύθυνση κατακόρυφη και φορά προς το κέντρο της Γης.

Ο λόγος E_x / H_y στην επιφάνεια (οι δείκτες δηλώνουν οριζόντιες καρτεσιανές συντεταγμένες) είναι ιδιαίτερα σημαντικός. Πιο συγκεκριμένα

$$E_x / H_y = \omega\mu / k = (1 + i)(\omega\mu / 2\sigma)^{1/2} \quad (1.11)$$

Η παραπάνω εξίσωση δείχνει ακριβώς την σχέση ανάμεσα στις συνιστώσες του πεδίου που καταγράφουμε και την αγωγιμότητα. Στην πραγματικότητα, ο λόγος E_x / H_y είναι ανάλογος της $\sqrt{\rho}$, όπου $\rho = 1 / \sigma$. Θέτοντας $E_x / H_y = Z_{xy}$ (όπου Z ονομάζουμε την εμπέδηση) έχουμε

$$Z_{xy} = \frac{\omega\mu}{k} = (1 + i)\sqrt{\frac{\rho\omega\mu}{2}} \quad (1.12)$$

ή, λύνοντας ως προς ρ ,

$$\rho_{xy} = \frac{Z_{xy} Z_{xy}^*}{\omega\mu} \quad (1.13)$$

όπου Z^* είναι ο συζυγής μιγαδικός του Z . Η φάση, ϕ , του Z είναι η διαφορά ανάμεσα στις φάσεις του E και του H . Από την παραπάνω σχέση που δίνει το Z_{xy} βλέπουμε ότι το E_x πρέπει να προηγείται της φάσης του H_y κατά 45° για την περίπτωση ομογενή ημιχώρου.

Η παραπάνω σχέση συνήθως γράφεται με την μορφή

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \quad (1.14)$$

και η ρ_{xy} παίρνει την φάση της εμπέδησης. Μετατρέποντας το E_x και το H_y σε μονάδες millivolts/km και gamma (ή nanotesla), αντίστοιχα, έχουμε

$$\frac{1}{5f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \rho_{xy} \quad (1.15)$$

Η σχέση (1.15) δηλώνει ότι για ομογενή ημιχώρο, η ειδική ηλεκτρική αντίσταση θα είναι ίδια για όλες τις συχνότητες.

Στην βιβλιογραφία συναντώνται και άλλοι δύο ορισμοί της εμπέδησης. Αυτοί είναι ο λόγος E / B , και $c = Z / i\mu_0\omega$. Η χρήση τους δεν δημιουργεί καμία διαφορά. Πρέπει όμως να είναι συνεχής από την αρχή μέχρι το τέλος της επεξεργασίας για να αποφεύγονται η συγχύσεις.

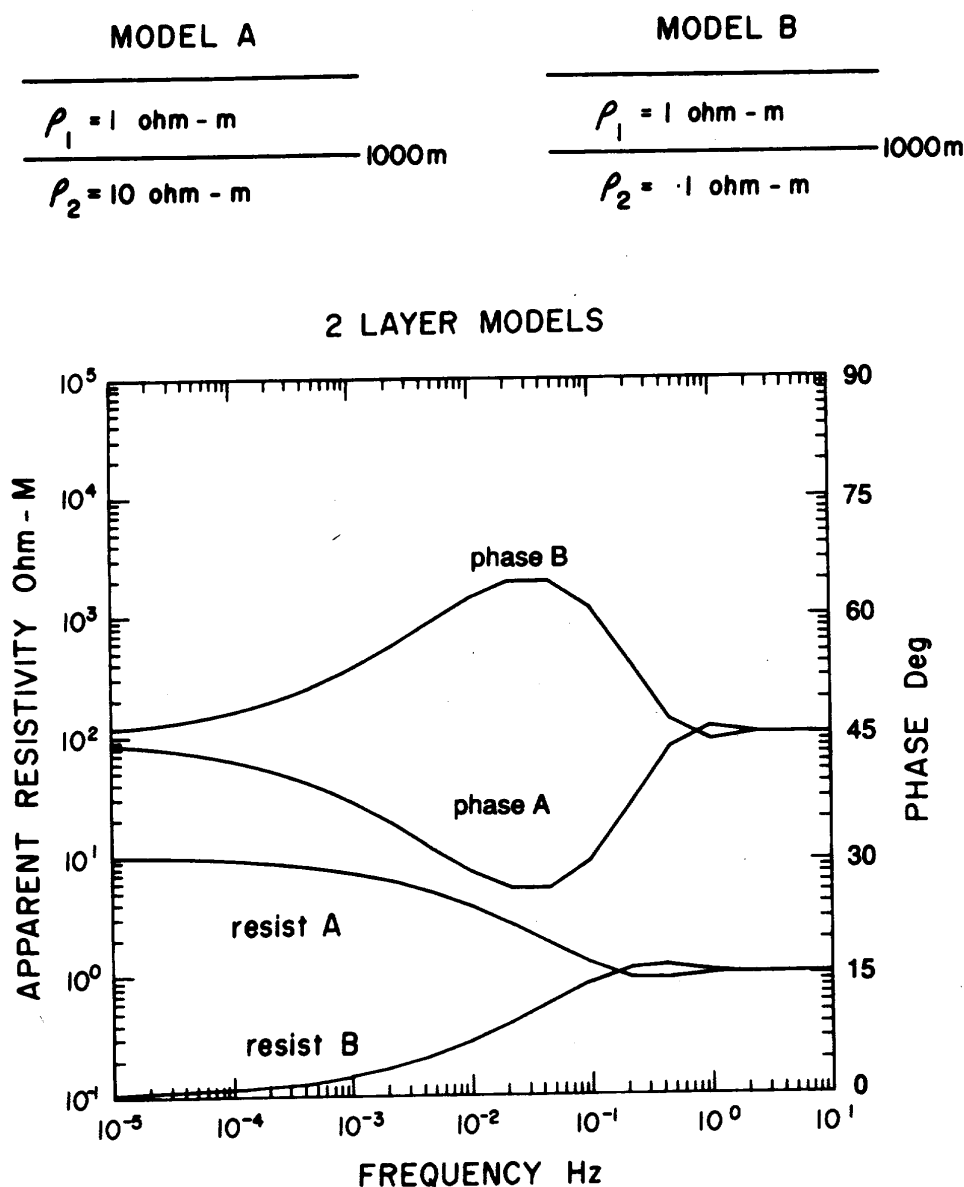
1.1.4 Οριζόντια Στρωματογραφία

Τα πραγματικά μοντέλα της Γης είναι πιο πολύπλοκα απ' ότι ο ομογενής και ισότροπος ημιχώρος. Τέτοια μοντέλα είναι η οριζόντια διαστρωμένη Γη ή η δισδιάστατη ή και τρισδιάστατη δομή της Γης. Στην περίπτωση αυτή οι σχέσεις μεταξύ του ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου γίνονται όλο και πιο περίπλοκες. Στην περίπτωση που η Γη αποτελείται από οριζόντια στρώματα, κάποιο ποσοστό της ενέργειας ανακλάται σε κάθε διαχωριστική επιφάνεια και εσωτερικές ανακλάσεις εκδηλώνονται σε κάθε στρώμα. Η μαθηματική διατύπωση του $\vec{E}$ και του $\vec{H}$ περιλαμβάνει δύο παράγοντες για κάθε στρώμα, της μορφής

$$Ae^{+ikz} + Be^{-ikz},$$

ο ένας για την ενέργεια που οδηγείται προς τα πάνω και ο άλλος για αυτήν που οδηγείται προς τα κάτω. Τα πεδία παραμένουν οριζόντια και κάθετα μεταξύ τους εκτός εάν παρατηρούνται φαινόμενα ανισotropίας στο οριζόντιο επίπεδο. Είναι δυνατό και πάλι να χρησιμοποιήσουμε το E_x και το H_y και να υπολογίσουμε την μεταβολή της αντίστασης σε σχέση με την συχνότητα, (εξίσωση 1.14) αλλά τώρα η αντίσταση που υπολογίζεται καλείται φαινόμενη ειδική αντίσταση (apparent resistivity) $\rho_a(f)$. Η φαινόμενη ειδική αντίσταση θα ήταν ίση με την πραγματική αντίσταση εάν το σώμα κάτω από την επιφάνεια της γης ήταν ομογενές και ισότροπο.

Για να γίνει πιο κατανοητή η συμπεριφορά της φαινόμενης ειδικής αντίστασης ας θεωρήσουμε την περίπτωση μονοδιάστατου μοντέλου δύο στρωμάτων (Σχ. 1.8). Το ανώτερο στρώμα είναι το ίδιο και για τα δύο μοντέλα, αλλά στην μία περίπτωση $\rho_2 = 10\rho_1$, ενώ στη άλλη περίπτωση $\rho_2 = (1/10)\rho_1$. Στις υψηλές συχνότητες τέτοιες ώστε το επιδερμικό βάθος στο πρώτο στρώμα να είναι πολύ μικρότερο από το πάχος του, έχουμε $\rho_a = \rho_1$ και για τις δύο περιπτώσεις. Όσο η συχνότητα μειώνεται και το επιδερμικό βάθος αυξάνεται μέχρι το σημείο να είναι μεγαλύτερο από το d , η ρ_a τείνει στο 0.1 για την μία περίπτωση και στο 10 για την άλλη περίπτωση, και παραμένει σε αυτές τις τιμές όσο η συχνότητα τείνει στο μηδέν. Ιδιαίτερης σημασίας στο σχήμα (1.8) είναι η μεταβολή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης με την μείωση της συχνότητας. Επίσης η μεταβολή της φάσης στις υψηλότερες συχνότητες σε σχέση με την αντίστοιχη μεταβολή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Η φάση είναι ασύμπτωτη των 45° και για τις υψηλές αλλά και για τις χαμηλές συχνότητες για ένα πεπερασμένο πλήθος στρωμάτων.



Σχήμα 1.8. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης ενός μοντέλου δύο οριζόντιων στρωμάτων. Μοντέλο A με μη αγώγιμο ημιχώρο. Μοντέλο B με αγώγιμο ημιχώρο.

Στο σχήμα (1.9) παρουσιάζεται το ίδιο μοντέλο με αυτό του σχήματος (1.8) αλλά τώρα το πάχος μεταβάλλεται και οι αντιστάσεις ρ_1 και ρ_2 παραμένουν ίδιες. Η συχνότητα τώρα πρέπει να πάρει χαμηλότερη τιμή για να γίνει αντιληπτό το δεύτερο στρώμα.

Σε ένα μονοδιάστατο μοντέλο με τρία στρώματα, η φαινόμενη ειδική αντίσταση ρ_a είναι ασύμπτωτη της ρ_1 στις υψηλές συχνότητες, και της ρ_3 στις χαμηλές συχνότητες. Για τις ενδιάμεσες συχνότητες πλησιάζει την ρ_2 . Πόσο κοντά φτάνει στην ρ_2 εξαρτάται από τα πάχη και τις αντιστάσεις και των δύο στρωμάτων 1 και 2 (Σχ. 1.10). Όπως είναι προφανές η “εύρεση” διαφόρων στρωμάτων εξαρτάται από τις αντιστάσεις, τα πάχη τους, το εύρος του φάσματος καταγραφής και τέλος από την διασπορά των σημείων στις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης.

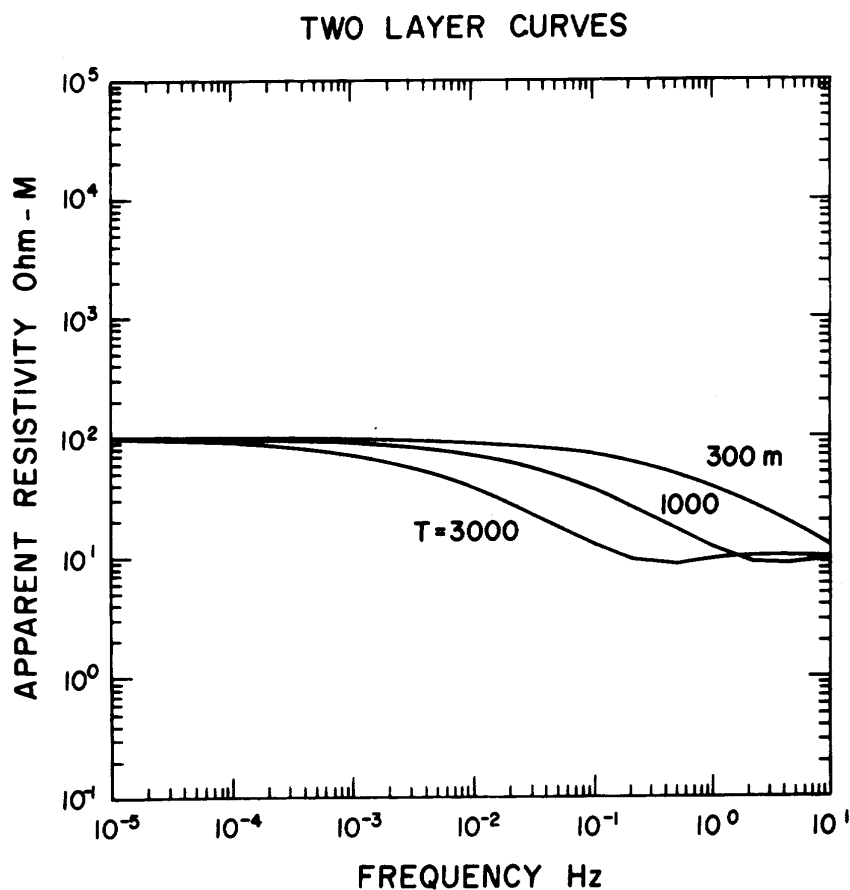
Η εμπέδηση στην περίπτωση των οριζόντιων στρωμάτων δίνεται με την μορφή:

$$Z_{xy} = E_x(z) / H_y(z)$$

$$Z_{yx} = -E_y(z) / H_x(z) \quad (1.16)$$

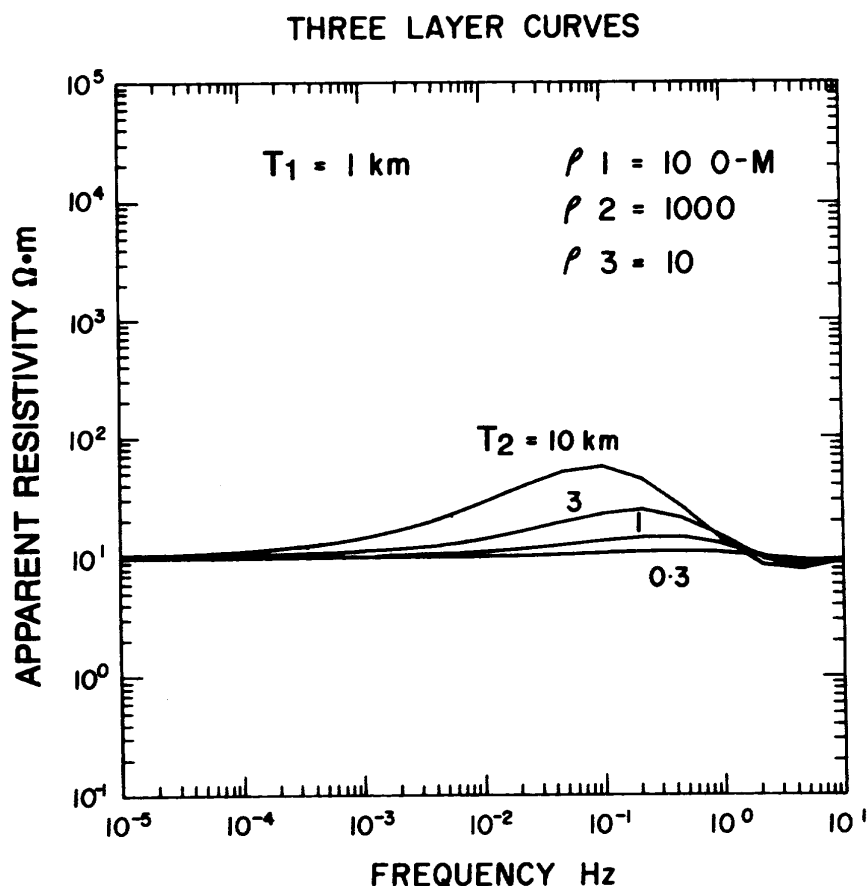
Η μορφή αυτή αποτελεί την βασική προσέγγιση των Tikhonov-Cagniard, (Tikhonov 1950, Cagniard 1953) όπου η εμπέδηση, Z , ισούται με τον λόγο του ηλεκτρικού με το μαγνητικό πεδίο, και έχει διαστάσεις volts/ampere, ή ohms.

$$\begin{array}{|c|} \hline \rho_1 = 10 \text{ } \Omega\text{-m} \\ \hline \rho_2 = 100 \text{ } \Omega\text{-m} \\ \hline \end{array} \quad T$$



Σχήμα 1.9. Μεταβολές στην απόκριση του μαγνητοτελλουρικού σήματος (MT) για το μοντέλο που φαίνεται στο πάνω μέρος του σχήματος όταν το βάθος της ασυνέχειας T παίρνει 3 διαφορετικές τιμές, για μονοδιάστατο μοντέλο δύο στρωμάτων.

$\rho_1 = 10 \ \Omega \cdot m$	$\updownarrow T_1$
$\rho_2 = 1000 \ \Omega \cdot m$	$\updownarrow T_2$
$\rho_3 = 10 \ \Omega \cdot m$	



Σχήμα 1.10. Μεταβολές στην απόκριση του μαγνητοτελλουρικού σήματος (MT) για μοντέλο τριών στρωμάτων με μεταβαλλόμενο το πάχος του μεσαίου στρώματος.

1.1.5 Ανισοτροπία

Στα ανισότροπα υλικά η αγωγιμότητα μεταβάλλεται με τη διεύθυνση του ηλεκτρικού πεδίου E . Η μετάδοση ρευμάτων σε κάθε στρώμα είναι ευκολότερη κατά την διεύθυνση της παράταξης των στρωμάτων παρότι εγκάρσια αυτής. Τα ρεύματα ακολουθούν τις πιο αγωγίμες οδούς χωρίς να διαπερνούν τις μη αγωγίμες οδούς, και έτσι τα πετρώματα παρουσιάζουν ανισοτροπία. Πετρώματα που βρίσκονται σε κατάσταση πίεσης είναι επίσης ανισότροπα. Εάν το ηλεκτρικό πεδίο εφαρμόζεται κατά μήκος της παράταξης των στρωμάτων τότε θα έχουμε μία τιμή για την πυκνότητα ρεύματος j και διαφορετική τιμή εάν το ηλεκτρικό πεδίο εφαρμόζεται εγκάρσια. Στην δεύτερη περίπτωση υπολογίζεται μικρότερη τιμή της αγωγιμότητας. Εάν το ηλεκτρικό πεδίο εφαρμόζεται κατά μία διεύθυνση η οποία δεν είναι ούτε

παράλληλη ούτε κάθετη στην παράταξη των στρωμάτων, τότε η πυκνότητα ρεύματος, $\vec{j}$, θα έχει συνιστώσες και στις δύο διευθύνσεις και δεν θα είναι παράλληλες ως προς την διεύθυνση του εφαρμοζόμενου ηλεκτρικού πεδίου.

Έτσι στις τρεις διαστάσεις έχουμε

$$\vec{j} = \sigma \vec{E}$$

ή

$$\begin{pmatrix} j_x \\ j_y \\ j_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix}. \quad (1.17)$$

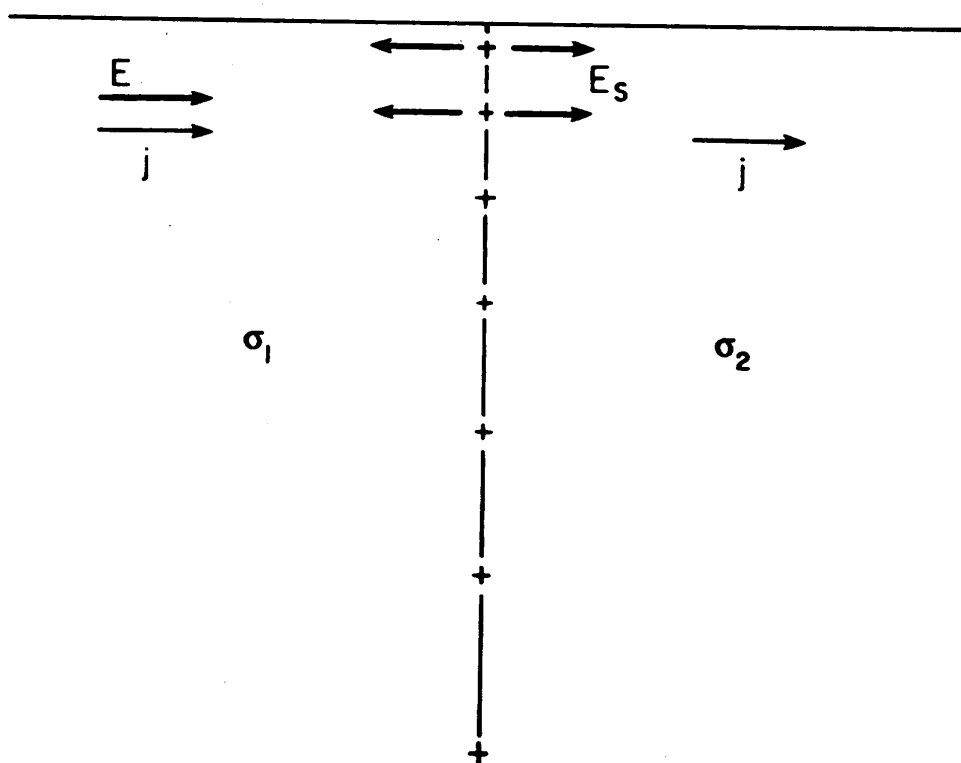
Η επιρροή της ανισοτροπίας στην φαινόμενη ειδική αντίσταση έχει μελετηθεί στο παρελθόν από τον Vozoff (Vozoff 1972). Κατά την επεξεργασία των MT καταγραφών η ανισοτροπία δεν λαμβάνεται συνήθως ποτέ υπ'όψη διότι συνήθως αφορά μεταβολές μικρής κλίμακας στην φαινόμενη ειδική αντίσταση.

1.1.6 Ανομοιογένεια

Στις δισδιάστατες δομές, η αγωγιμότητα, τα ρεύματα και τα πεδία, μεταβάλλονται κατά x και z . Αντίστοιχα, στις τρισδιάστατες δομές έχουμε μεταβολή προς όλες τις διευθύνσεις. Για το λόγο αυτό τα E και H δεν είναι κάθετα μεταξύ τους. Όταν τα ρεύματα συναντούν μία ασυνέχεια ή μια βαθμιαία μετάβαση της αγωγιμότητας, παρουσιάζεται συγκέντρωση φορτίου στην περιοχή (Σχ. 1.11). Αυτά τα φορτία υπάρχουν λόγω πολύ μικρών διαφορών στα συνολικά ρεύματα από την επιφάνεια μέχρι βάθος $z = \infty$, παράγουν τα δικά τους ηλεκτρικά πεδία τα οποία είναι ακριβώς αυτά που χρειάζονται για να ικανοποιούνται οι οριακές συνθήκες. Ως παράδειγμα ας θεωρήσουμε την απλούστερη δισδιάστατη μορφή, όπου μία κατακόρυφη επαφή με διεύθυνση κατά μήκος του άξονα y , είναι σε θέση όπου $x = 0$, και χωρίζει περιοχές με αντιστάσεις ρ_1 και ρ_2 , όπου $\rho_2 > \rho_1$. Ένας σωστός υπολογισμός δίνει ότι για μία συγκεκριμένη ένταση του μαγνητικού πεδίου, το επαγόμενο ηλεκτρικό ρεύμα θα είναι διαφορετικό ανάλογα εάν θα ρέει παράλληλα ή κάθετα στην επαφή. Αυτό σημαίνει ότι περιμένουμε διαφορετικές τιμές του j/H και ανάλογα και του E/H σύμφωνα με το εάν το H είναι παράλληλα ή κάθετα στην διεύθυνση παράταξης της επαφής. Έτσι αφού οι εμπεδήσεις θα είναι διαφορετικές τότε και οι φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις θα είναι διαφορετικές για τις δύο διευθύνσεις.

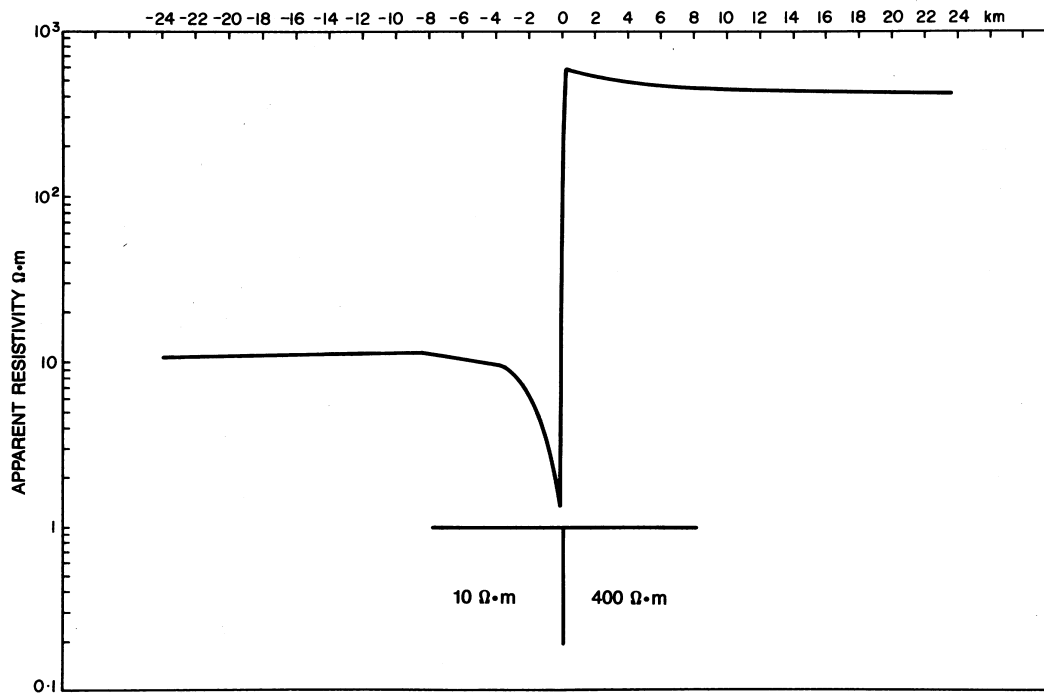
Οι οριακές συνθήκες επιβάλλουν η πυκνότητα ρεύματος σε διεύθυνση κάθετα στην επαφή να είναι συνεχής (Σχ. 1.11). Το ηλεκτρικό πεδίο (E) που οφείλεται στην κατανομή φορτίου προστίθεται διανυσματικά στο πεδίο που επάγεται από το μαγνητικό πεδίο (H), για κάθε μέσο. Αυτό έχει ως συνέπεια την μείωση του ηλεκτρικού πεδίου στην μη αγωγίμη πλευρά διότι το επαγόμενο ηλεκτρικό πεδίο έχει αντίθετη πλευρά από το ηλεκτρικό πεδίο που οφείλεται στην κατανομή φορτίου σε σχέση με το τι θα παρατηρούσαμε εάν δεν υπήρχε η αντίθεση στην αγωγιμότητα (αριστερό τμήμα του σχήματος 1.11). Εφόσον το ηλεκτρικό πεδίο μειώνεται, μειώνεται και η εμπεδήση με αποτέλεσμα ο αγωγός να δείχνει πιο αγωγίμος. Στην πλευρά του αγωγίμου σώματος θα έχουμε αύξηση του ηλεκτρικού πεδίου διότι το ηλεκτρικό πεδίο έχει την ίδια φορά με το ηλεκτρικό πεδίο που οφείλεται στην κατανομή φορτίου της επαφής. Αυτό έχει ως συνέπεια η μη αγωγίμη πλευρά να

εμφανίζεται με μικρότερη αγωγιμότητα από την πραγματική. Εξαιτίας των παραπάνω φαινομένων είναι δυνατός ο ακριβής υπολογισμός των επαφών. Επίσης τα φαινόμενα αυτά είναι υπεύθυνα για τις αποκρίσεις δισδιάστατων και τρισδιάστατων μοντέλων.



Σχήμα 1.11. Συσώρευση φορτίου λόγω των ρευμάτων που διαπερνούν εγκάρσια μία επαφή, όπου $\sigma_2 < \sigma_1$. Το ηλεκτρικό πεδίο των φορτίων, E_s αντιτάσσεται στο εφαρμοσμένο πεδίο στην αριστερή πλευρά της επαφής και μεγενθύνει το πεδίο στην δεξιά πλευρά, έτσι ώστε $E_2 > E_1$.

Όταν βρισκόμαστε μακριά από την επαφή περιμένουμε η επίδραση της να μειώνεται. Αυτό σημαίνει ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση μακριά από την επαφή παίρνει τιμή που αντιστοιχεί σε ομοιόμορφο ημιχώρο. Το αρκετά μακριά νοείται σε απόσταση ίση με το επιδερμικό βάθος. Έτσι, η απόσταση αυτή είναι μεγαλύτερη στις χαμηλές συχνότητες και μικρότερη στις υψηλές συχνότητες. Στο σχήμα (1.12) φαίνεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση, για συχνότητα 0.1 Hz και για ηλεκτρική συνιστώσα κάθετη στη διεύθυνση παράταξης. Αυτή η φαινόμενη αντίσταση μπορεί να υπολογιστεί για διαφορετικές συχνότητες και να παρουσιαστεί με την μορφή της ψευδοτομής, όπως στο σχήμα 1.13α, όπου στον κατακόρυφο άξονα έχουμε την συχνότητα. Το μοντέλο που παράγει την ψευδοτομή αυτή είναι το ίδιο με αυτό του σχήματος 1.12. Η επιρροή της επαφής είναι εμφανής σε όλες τις συχνότητες, από την χαμηλότερη έως την υψηλότερη.



Σχήμα 1.12. Φαινόμενη ειδική αντίσταση κατά μήκος κατακόρυφης επαφής η οποία φαίνεται στο κάτω τμήμα του σχήματος για συχνότητα 0.1 Hz (Vozoff 1993).

Όταν το H είναι κάθετο στην διεύθυνση παράταξης τότε το E και το j είναι παράλληλα στην διεύθυνση παράταξης με αποτέλεσμα να μην δημιουργούνται φορτία στην επαφή. Οι οριακές συνθήκες επιβάλλουν τη συνέχεια της έντασης, E , κατά μήκος των ορίων η οποία πρέπει να είναι προσαρμοσμένη για τα διάφορα επιδερμικά βάθη και στις δύο πλευρές. Το σχήμα (1.13b) δείχνει τη ψευδοτομή όταν η συνιστώσα E είναι παράλληλη στην διεύθυνση της παράταξης.

Από τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι είναι πολύ συνήθης και σημαντικός ο διαχωρισμός σε δύο είδη πολώσεων. Έχουμε την E πόλωση (E -polarization) όταν η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου, E , είναι παράλληλη στην διεύθυνση της παράταξης, οπότε

$$E_x = 0, E_y, E_z = 0 \text{ και } H_x, H_y = 0, H_z, \quad (1.18)$$

αν θεωρήσουμε ότι η διεύθυνση παράταξης είναι παράλληλη προς την διεύθυνση y . Έχουμε επίσης την H πόλωση (H -polarization) όταν η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου, E , είναι κάθετη στην διεύθυνση παράταξης, οπότε έχουμε

$$E_x, E_y = 0, E_z \text{ και } H_x = 0, H_y, H_z = 0. \quad (1.19)$$

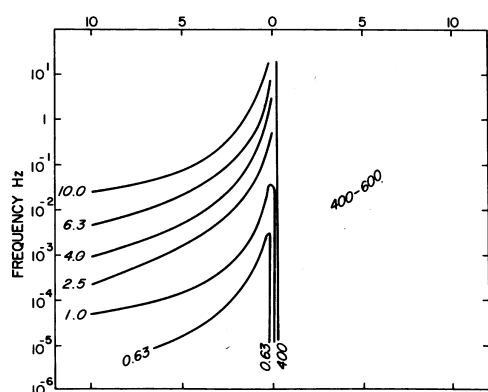
Υπάρχει μία μεγάλη διαφορά μεταξύ των δύο πολώσεων: τα ρεύματα συνωθούνται κοντύτερα στην μη αγωγίμη πλευρά επειδή το επιδερμικό βάθος είναι μικρότερο εκεί. Από την διανυσματική εξίσωση

$$\nabla \times E = -\mu \partial H / \partial t \quad (1.20)$$

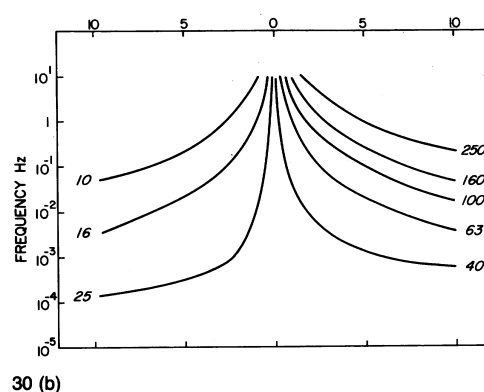
έχουμε ότι η κατακόρυφη συνιστώσα του H εμφανίζεται όταν η $\nabla \times E$ έχει μία κατακόρυφη συνιστώσα, αυτό συμβαίνει όταν υπάρχουν πλευρικές αλλαγές στην οριζόντια πυκνότητα ρεύματος τέτοιες ώστε είτε το $\partial j_y / \partial x$ είτε το $\partial j_x / \partial y$ (αλλά

όχι το $\partial j_x / \partial x$) είναι μη μηδενικά. Αυτή η H_z συνιστώσα πρέπει να φθίνει με την απόσταση από την επαφή. Στην περίπτωση του δισδιάστατου μοντέλου αυτό συμβαίνει για το j_y αλλά όχι για το j_x , μια που $\partial / \partial y = 0$. Όταν το H_z κανονικοποιείται ως το οριζόντιο μαγνητικό πεδίο παίρνει διάφορες ονομασίες όπως, διάνυσμα διεύθυνσης (tipper), διάνυσμα επαγωγής (induction vector), διάνυσμα Parkinson (Parkinson vector), διάνυσμα Weise (Weise vector). Το μέγεθος του διανύσματος διεύθυνσης στο μοντέλο του ρήγματος που αναφέρθηκε προηγουμένως δίνεται στην ψευδοτομή του σχήματος (1.13γ).

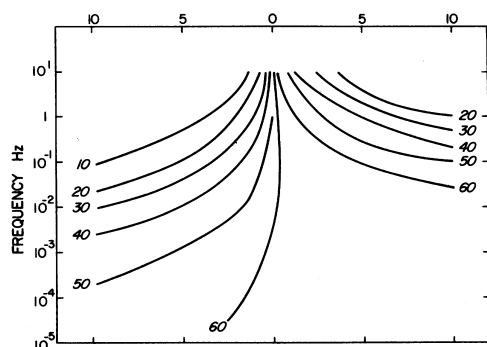
Εάν η επαφή δεν φτάνει μέχρι την επιφάνεια, αλλά είναι κάτω από ένα επιφανειακό στρώμα (Σχ. 1.14), τότε η ανωμαλία που παράγει στην επιφάνεια είναι ομαλοποιημένη. Στην περίπτωση του σχήματος (1.14), το επιφανειακό στρώμα αποτελείται από υλικό αντίστασης 1.0 Ωm και πάχους 0.5 km. Είναι φανερό ότι το μέγεθος της ομαλοποίησης αυτής εξαρτάται από το πάχος και την αγωγιμότητα του επιφανειακού στρώματος καθώς και από την συχνότητα. Σε αρκετά υψηλές συχνότητες, όταν το επιδερμικό βάθος στο επιφανειακό στρώμα είναι αρκετά μικρότερο από το πάχος του, η επαφή δεν μπορεί να ανιχνευθεί. Στην περίπτωση αυτή θα δούμε μόνο το επιφανειακό στρώμα και η απόκριση που θα έχουμε θα είναι ανεξάρτητη από την θέση και την διεύθυνση της επαφής. Για πολύ χαμηλές συχνότητες, όταν δηλαδή το επιδερμικό βάθος είναι πολύ μεγαλύτερο από το πάχος του επιφανειακού στρώματος, τότε το επιφανειακό στρώμα θα είναι σχεδόν αόρατο και θα δίνεται η ψευδαίσθηση ότι η επαφή βρίσκεται σχεδόν στη επιφάνεια.



30 (a)



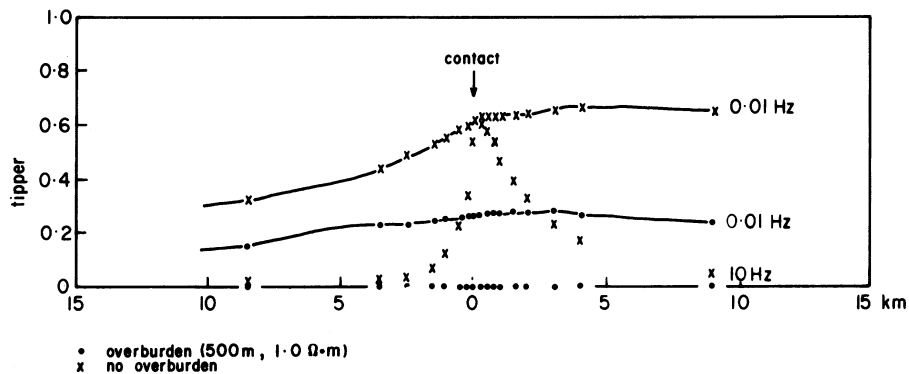
30 (b)



30 (c)

Σχήμα 1.13. Ψευδοτομή κατά μήκος κατακόρυφης επαφής. Στον οριζόντιο άξονα είναι η απόσταση σε χιλιόμετρα από την επαφή. (α) κατανομή της φαινόμενης αντίστασης ρ_a όταν η ηλεκτρική συνιστώσα, E , είναι κάθετη στην διεύθυνση παράταξης (β) κατανομή

της φαινόμενης αντίστασης ρ_a όταν η E , είναι παράλληλα στην διεύθυνση παράταξης (γ) το διάνυσμα διεύθυνσης σε εκατοστιαίο ποσοστό (Vozoff 1993).



Σχήμα 1.14. Η επίδραση του επιφανειακού στρώματος στο διάνυσμα διεύθυνσης, για δύο συχνότητες. Το σύμβολο x, παριστάνει την απόκριση του μοντέλου χωρίς το επιφανειακό στρώμα και είναι ίδιο με το μοντέλο των δύο προηγούμενων σχημάτων. Με τελείες • συμβολίζεται η απόκριση όταν υπάρχει στο μοντέλο επιφανειακό στρώμα πάχους 0.5 km και αντίστασης 1 Ωm.

1.1.7 Τανυστής εμπέδησης (Impedance) και διάνυσμα διεύθυνσης (Tipper). Δισδιάστατο μοντέλο

Οι σχέσεις μεταξύ των συνιστωσών του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου σε ένα μαγνητοτελλουρικό σταθμό καταγραφής περιέχουν την εμπέδηση και το διάνυσμα διεύθυνσης (tipper). Αυτές είναι οι ποσότητες που χρησιμοποιούνται για την ερμηνεία της γεωηλεκτρικής δομής. Γενικά, η H_x συνιστώσα συσχετίζεται με την E_y συνιστώσα και εν μέρει με την E_x . Ομοίως, η H_y συνδέεται με την E_x και εν μέρει με την E_y . Έτσι για κάθε συχνότητα έχουμε ένα γραμμικό σύστημα της μορφής

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xy} H_y + Z_{xx} H_x \\ E_y &= Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \end{aligned} \quad (1.21)$$

όπου κάθε παράγοντας, Z_{ij} εξαρτάται από την συχνότητα. Αυτό συνήθως δίνεται με την μορφή

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1.22)$$

ή

$$\vec{E} = \underline{Z} \vec{H}.$$

Σε μία ομοιογενή ή μονοδιάστατη γη, τα Z_{xx} και Z_{yy} είναι ίσα με μηδέν ενώ $Z_{yx} = -Z_{xy}$, και οι παραπάνω εξισώσεις μετατρέπονται σε

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xy} H_y \\ E_y &= Z_{yx} H_x = -Z_{xy} H_x \end{aligned} \quad (1.23)$$

Για δισδιάστατο μοντέλο, εάν ο x ή ο y άξονας είναι κατά μήκος της διεύθυνσης παράταξης έχουμε

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0$$

τότε

(1.24)

$$Z_{xy} \neq -Z_{yx}.$$

Εάν κανέναν από τους δύο άξονες δεν είναι κατά μήκος της διεύθυνσης παράταξης τότε έχουμε

$$Z_{xx} = -Z_{yy} \neq 0. \quad (1.25)$$

Η σχέση (1.22) προτάθηκε από τον Cantwell (1960) και από τον Rokityanski (1961 in Vozoff 1993), που θεώρησαν ότι το σύστημα είναι γραμμικό έτσι ώστε το ηλεκτρικό πεδίο να οφείλεται μόνο στο μαγνητικό πεδίο, και η συμβολή του θορύβου αγνοήθηκε.

Είναι πιο πρακτικό να βλέπουμε στο ύπαιθρο τα πεδία και τα στοιχεία του τανυστή σαν να είχαν μετρηθεί σε κάποιο άλλο σύστημα συντεταγμένων. Για παράδειγμα, η διεύθυνση παράταξης πολύ σπάνια είναι γνωστή με ακρίβεια την ώρα που γίνεται η δουλειά υπαίθρου. Εάν στρέψουμε το διάνυσμα του ηλεκτρικού πεδίου E κατά γωνία $+\theta$ δεξιόστροφα, ως προς κατακόρυφο άξονα περιστροφής, τότε οι νέες συνιστώσες του ηλεκτρικού πεδίου είναι

$$\begin{pmatrix} E'_x \\ E'_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix}$$

ή

(1.26)

$$E' = \underline{R}E.$$

Με τον ίδιο τρόπο,

$$\vec{H}' = \underline{R}\vec{H} \quad (1.27)$$

και

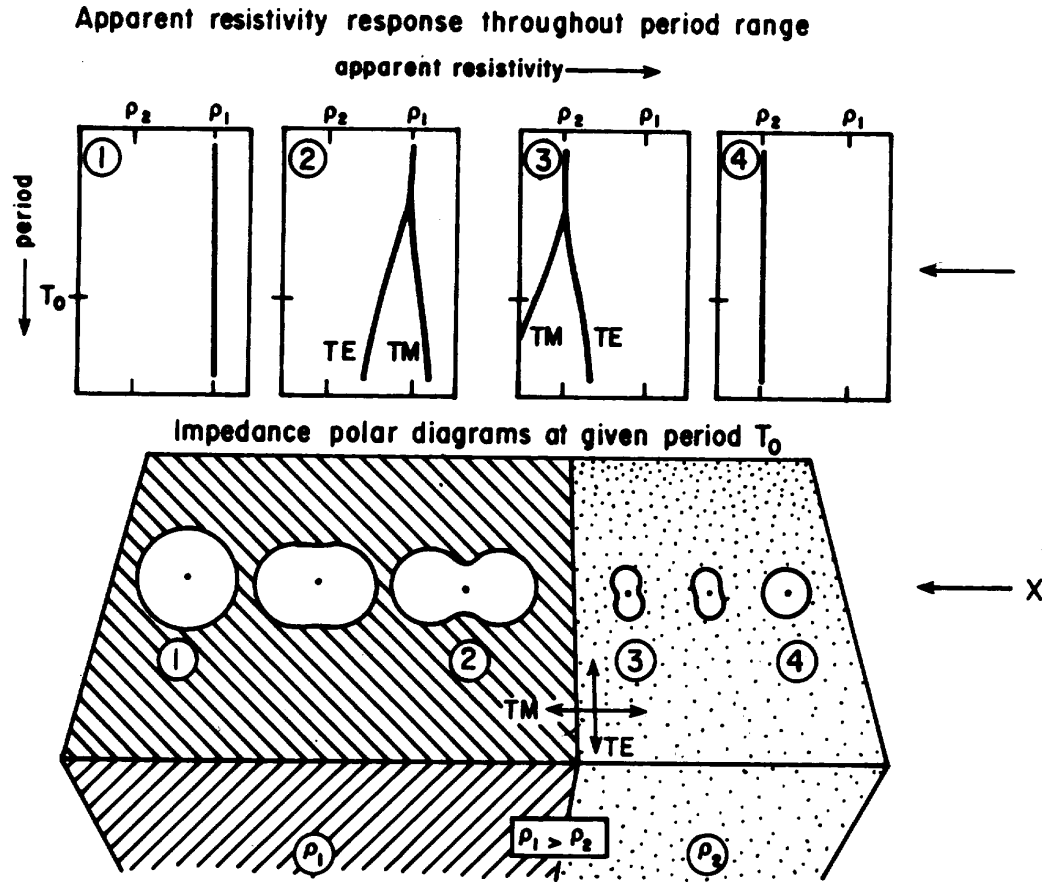
$$\underline{Z}' = \underline{R}\underline{Z}\underline{R}^T, \quad (1.28)$$

όπου $\underline{R}^T$, είναι ο ανάστροφος του $\underline{R}$, δηλαδή ο πίνακας

$$\underline{R}^T = \begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}. \quad (1.29)$$

Διάφοροι τρόποι χρησιμοποιούνται για την εύρεση της γωνίας στροφής, θ_0 , μεταξύ της διεύθυνσης των μετρήσεων και της διεύθυνσης παράταξης. Μία από αυτές τις μεθόδους είναι η στροφή του Z_{ij} σε βήματα (έστω 5°), και η χαρτογράφηση του σε πολικά διαγράμματα, από όπου γίνεται η επιλογή της διεύθυνσης παράταξης. Η βέλτιστη γωνία μεγιστοποιεί ή ελαχιστοποιεί κάποιους συνδυασμούς του Z_{ij} . Τα πολικά διαγράμματα, ή όπως ονομάζονται αλλιώς, πολικά διαγράμματα εμπέδησης, κατασκευάζονται συνήθως για διαφορετικές συχνότητες, διότι στην πράξη η διεύθυνση παράταξης αλλάζει με το βάθος. Στο σχήμα (1.15) φαίνονται τέτοια διαγράμματα για συνθετικά δεδομένα που παρήχθησαν από ένα δισδιάστατο μοντέλο

(μόνο η Z_{xy}). Ένα παράδειγμα με πραγματικά δεδομένα φαίνεται στο σχήμα (1.16). Τα διανύσματα αυτά κατασκευάστηκαν για τις συνιστώσες Z_{xy} και Z_{xx} .



Σχήμα 1.15. Πολικά διαγράμματα εμπέδησης (για μία συχνότητα) και καμπύλες φαινόμενων ειδικών αντιστάσεων για τέσσερις θέσεις που προέκυψαν από συνθετικά δεδομένα χρησιμοποιώντας ένα απλό δισδιάστατο μοντέλο. Τα TE και TM αναφέρονται αντίστοιχα σε ηλεκτρική συνιστώσα παράλληλη στην διεύθυνση παράταξης (Transverse Electric) και κάθετη στην διεύθυνση παράταξης (Transverse Magnetic).

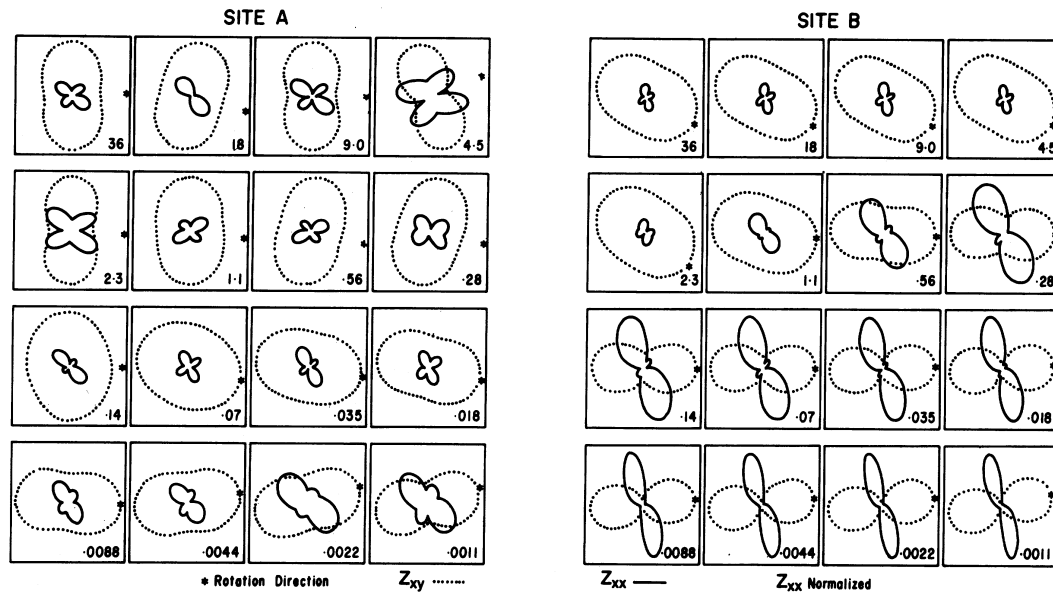
Ένας ακόμη τρόπος για την εύρεση της θ_0 είναι η χρήση μίας από τις λύσεις που προτάθηκαν από τον Swift (1967), όπου οι εξίσωσεις που δίνουν το $Z_{xy}(\theta)$ και το $Z_{yx}(\theta)$ διαφορίζονται ως προς το θ για να δώσουν μία γωνία θ_0 η οποία μεγιστοποιεί την ποσότητα

$$\left| Z'_{xy}(\theta_0) \right|^2 + \left| Z'_{yx}(\theta_0) \right|^2 \quad (1.30)$$

για κάθε συχνότητα. Η λύση που δώθηκε από τον Swift (1967) είναι

$$4\theta_0 = \tan^{-1} \frac{\left[(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx}) \right]}{\left| Z_{xx} - Z_{yy} \right|^2 - \left| Z_{xy} + Z_{yx} \right|^2} \quad (1.31).$$

Η γωνία που προκύπτει από τη σχέση (1.31) μεγιστοποιεί επίσης το $\left| Z_{xy} \right|$ και ελαχιστοποιεί το $\left| Z_{xx} \right|^2 + \left| Z_{yy} \right|^2$.



Σχήμα 1.16. Πολικά διαγράμματα εμπέδησης σε δύο θέσεις (Α και Β) για 16 συχνότητες χρησιμοποιώντας αληθινά δεδομένα. Οι στικτές καμπύλες αντιστοιχούν στο μη-διαγώνιο στοιχείο (Z_{xy}), ενώ οι συνεχείς καμπύλες στο διαγώνιο στοιχείο (Z_{xx}). Ο αστερίσκος δείχνει την διεύθυνση στροφής όπως υπολογίζεται από τον Swift (1967) (After Phoenix Geophysics Inc.).

Ο Swift (1967) έδειξε ότι δεν υπάρχει λύση για την περίπτωση μονοδιάστατου μοντέλου, ενώ για δισδιάστατο μοντέλο η λύση έχει πολύ καλά καθορισμένη τιμή. Για τρισδιάστατο μοντέλο η έννοια της θ_0 , όπως αυτή υπολογίζεται από τα παραπάνω είναι αμφισβητίσιμη και γίνεται σημαντική έρευνα για την σύνδεση του τανυστή Z_{ij} με την δομή. Από τις δύο πιθανές λύσεις μεταξύ 0° και 180° , η επιλογή της διεύθυνσης παράταξης ξεκινάει με την θεώρηση από την εξίσωση (1.31), μίας ελάχιστης και μίας μέγιστης τιμής. Αυτό σημαίνει ότι έχουμε δύο πιθανές λύσεις με διαφορά 90° , ή δύο πιθανές διευθύνσεις παράταξης. Η επιλογή ανάμεσα σε αυτές τις δύο λύσεις μπορεί να γίνει μόνο από ανεξάρτητες πληροφορίες. Οι πληροφορίες αυτές είναι συνήθως η σχέση που συνδέει τις οριζόντιες με την κατακόρυφη συνιστώσα του μαγνητικού πεδίου ή διάφοροι γεωλογικοί περιορισμοί, αλλά κυρίως τα πολικά διαγράμματα εμπέδησης.

Στην συνέχεια αναφέρονται διάφορες ιδιότητες του τανυστή εμπέδησης. Όταν οι συντεταγμένες στρέφονται, συγκεκριμένοι γραμμικοί συνδυασμοί των στοιχείων του τανυστή εμπέδησης παραμένουν αναλλοίωτοι παρότι οι τιμές τους μεταβάλλονται. Οι συνδυασμοί αυτοί είναι

$$\begin{aligned} Z_{xx} + Z_{yy} &= c_1, \\ Z_{xy} - Z_{yx} &= c_2, \end{aligned} \quad (1.32)$$

και

$$Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx} = c_3, \quad (1.33)$$

όπου η απόλυτη τιμή του αριστερού τμήματος της σχέσης (1.33) αποτελεί την ορίζουσα του τανυστή εμπέδησης. Ο λόγος c_1/c_2 είναι η λοξότητα του τανυστή εμπέδησης, α (skew). Το c_1 θα είναι ίσο με μηδέν στην μονοδιάστατη και

δισδιάστατη περίπτωση όταν τα δεδομένα είναι χωρίς θόρυβο. Δηλαδή, η λοξότητα χρησιμοποιείται ως ένδειξη ύπαρξης τρισδιάστατων δομών και δεν μεταβάλλεται με την στροφή του συστήματος συντεταγμένων.

Μία ποσότητα η οποία μεταβάλλεται με την στροφή του συστήματος συντεταγμένων είναι η ελλειπτικότητα του τανυστή εμπέδησης,

$$\beta(\theta) = \frac{Z_{xx}(\theta) - Z_{yy}(\theta)}{Z_{xy}(\theta) + Z_{yx}(\theta)}. \quad (1.34)$$

Η ελλειπτικότητα παίρνει τιμή ίση με το μηδέν για μονοδιάστατο μοντέλο. Για δισδιάστατο μοντέλο μηδενίζεται όταν ο x ή ο y άξονας είναι κατά μήκος της διεύθυνσης παράταξης (δεδομένα χωρίς θόρυβο). Η ελλειπτικότητα αποτελεί επίσης ένδειξη ύπαρξης τρισδιάστατων δομών σε μία θέση. Συνήθως χρησιμοποιείται η λοξότητα στις υψηλές συχνότητες ενώ η ελλειπτικότητα στις χαμηλές συχνότητες διότι για τις αντίστοιχες ζώνες συχνοτήτων είναι πιο σταθερές.

Μπορεί πολύ εύκολα να αποδειχθεί ότι $H_z \approx 0$ εκτός από τις περιοχές που βρίσκονται κοντά σε πλευρικές αλλαγές της αγωγιμότητας, όπου το διάνυσμα $\nabla \times E$ έχει κατακόρυφη συνιστώσα. Στην περίπτωση αυτή, η σχέση που συνδέει το H_z και τις συνιστώσες του οριζόντιου μαγνητικού πεδίου για κάθε συχνότητα μπορεί να γραφτεί ως

$$H_z = AH_x + BH_y \quad (1.35)$$

όπου A, B είναι μιγαδικές σταθερές και περιέχουν τις αλλαγές της φάσης. Στην περίπτωση δισδιάστατης δομής με διεύθυνση παράταξης κατά x' , θα έχουμε για εκείνη την διεύθυνση

$$H_z = B'H'_y. \quad (1.36)$$

Στην παραπάνω σχέση το B' , αντιπροσωπεύει ένα μετασχηματισμό του διανύσματος H έξω από το οριζόντιο επίπεδο και ονομάζεται διάνυσμα διεύθυνσης (tipper). Το B' είναι προφανώς ίσο με το μηδέν για την περίπτωση μονοδιάστατης δομής. Το μέτρο του B' είναι σπάνια μεγαλύτερο της μονάδος με πίο συχνές τιμές από .1 έως .5. Η απαιτούμενη γωνία στροφής ϕ γαι το x' υπολογίζεται από τα δεδομένα υπαίθρου βρίσκοντας την οριζόντια διεύθυνση y' κατά την οποία το $H(\phi)$ είναι σε συνάφεια με το H_z . Για την περίπτωση δισδιάστατης δομής η φάση των A, B είναι ίδια, ο λόγος B/A είναι ένας πραγματικός αριθμός και

$$\phi = \arctan(B/A). \quad (1.37)$$

Μία άλλη χρήση του διανύσματος διεύθυνσης, εκτός από την χρήση του στην άρση της ασάφειας όσον αφορά την διεύθυνση παράταξης, είναι η ένδειξη σχετικά με το ποιά πλευρά μίας επαφής είναι περισσότερο αγωγήμη. Κοντά στο όριο μεταξύ ενός αγωγού και ενός μονωτή, πολύ κοντά στην επιφάνεια η πυκνότητα ρεύματος, παράλληλα με την διεύθυνση παράταξης, είναι μεγαλύτερη από την πίο αγωγήμη πλευρά. Αυτό αποδεικνύεται εύκολα εάν μελετήσουμε το απλό πρόβλημα ενός στατικού μαγνητικού πεδίου που οφείλεται στα ηλεκτρικά φορτία που ρέουν στο σώμα. Σύμφωνα με τον νόμο του Faraday το μαγνητικό πεδίο που βρίσκεται στο κατακόρυφο επίπεδο που είναι κάθετο στο επίπεδο της επαφής, στο όριο του αγωγίμου στρώματος θα παρουσιάσει μία ισχυρή συνιστώσα παράλληλη προς την

επαφή. Έτσι η κατακόρυφη μαγνητική συνιστώσα θα έχει φορά προς τα κάτω όταν η οριζόντια συνιστώσα του ηλεκτρικού πεδίου έχει φορά προς τα έξω. Αντίστροφα, όταν η οριζόντια συνιστώσα του ηλεκτρικού πεδίου έχει φορά προς τα μέσα τότε η κατακόρυφη μαγνητική συνιστώσα θα έχει φορά προς τα πάνω. Σε μία πραγματική περίπτωση, η φάση της H_z εξαρτάται από τις αγωγιμότητες, την συχνότητα και την απόσταση από την επαφή. Εν τούτοις στην πραγματικότητα οι σχέσεις μπορούν συχνά να χρησιμοποιηθούν για να υποδείξουν την διεύθυνση προς μία αγωγίμη περιοχή.

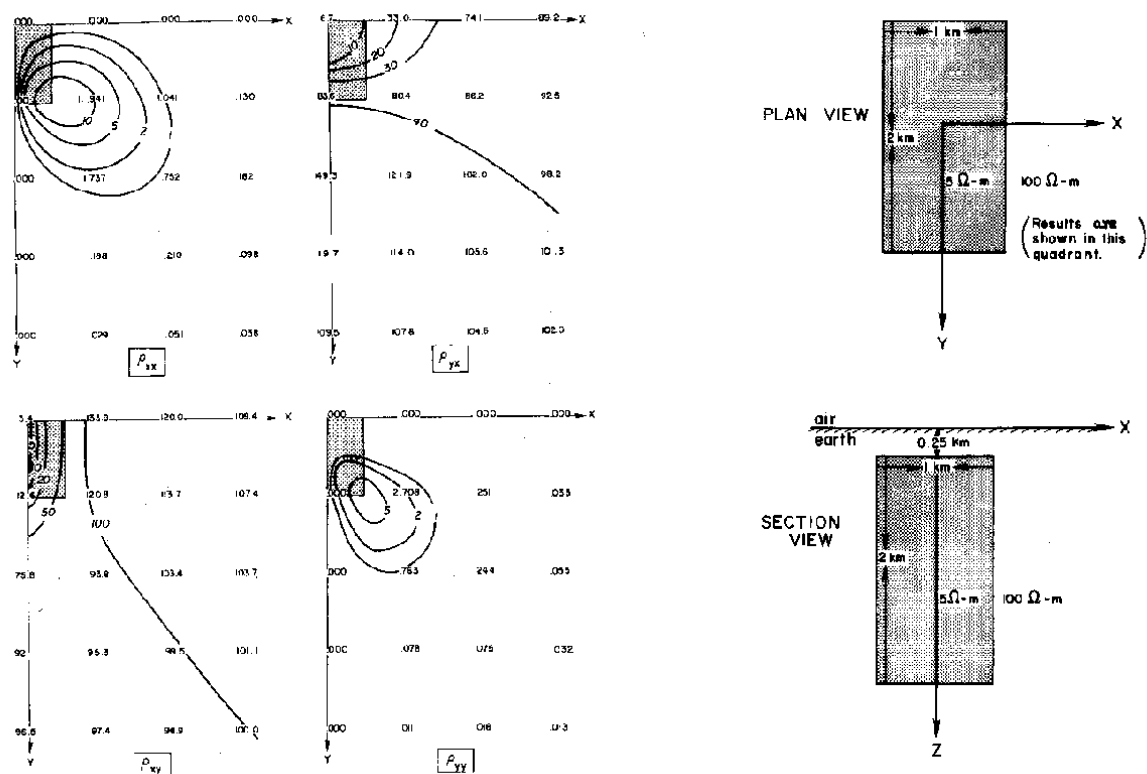
1.1.8 Η γενική τρισδιάστατη περίπτωση

Στην πραγματικότητα, τρισδιάστατες δομές συναντώνται σε διάφορες κλίμακες, από τις μικρές απομονωμένες ανωμαλίες αγωγιμότητας έως μεγάλης κλίμακας δομές, όπως καμπύλες ακτογραμμές και πολύπλοκες οροσειρές. Υπάρχει, όμως, ιδιαίτερο ενδιαφέρον στην κατανόηση της επίδρασης τρισδιάστατων δομών, κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Ο λόγος είναι ότι οι ανομοιογένειες αυτές δίνουν σημαντικών στατικές (κατακόρυφες) μεταθέσεις (static shift) στις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης (ρ_a).

Η ικανότητα να επεξεργαστούμε ανωμαλίες που προκύπτουν από τρισδιάστατες δομές έχει πολύ λιγότερο αναπτυχθεί από ότι για τις δισδιάστατες περιπτώσεις. Ο διαχωρισμός σε πολώσεις που βοηθάει πάρα πολύ για την απλοποίηση της δισδιάστατης περίπτωσης δεν βοηθάει και στα τρισδιάστατα μοντέλα. Ο λόγος είναι ότι τώρα έχουμε επιφάνειες που εκθέτονται σε μεταφορά φορτίων ανεξάρτητα από την διεύθυνση των ρευμάτων. Το κατακόρυφο μαγνητικό πεδίο, που είναι ισχυρό σε δισδιάστατες δομές με ευκρινείς διεύθυνση παράταξης, είναι πολύ μικρότερο και πολύ δυσκολότερο στην ερμηνεία στην περίπτωση τρισδιάστατων δομών. Προγράμματα H/Y με την χρήση αριθμητικών μοντέλων και αποτελέσματα για δισδιάστατες περιπτώσεις χρησιμοποιούνται από τα μέσα της δεκαετίας του 1960, ενώ αυτά που υπάρχουν για τρισδιάστατες περιπτώσεις είναι διαθέσιμα μόνο από τις αρχές της δεκαετίας του 1980. (Hohman 1975, Reddy et al. 1977, Jones and Vozoff 1978, Ting and Hohmann 1981, Ranganayaki and Madden 1980, Wannamaker et al. 1984a, Pellerin and Hohmann 1990). Η δουλειά του Hohmann (1988) αποτελεί μία από τις πιο πλήρεις ανασκοπήσεις στο κεφάλαιο των αριθμητικών μεθόδων.

Από την διερεύνηση ενός τρισδιάστατου μοντέλου είναι εμφανής η πολυπλοκότητα του προβλήματος. Στο σχήμα (1.17) (Ting and Hohmann 1981), φαίνεται η κατανομή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για μία συγκεκριμένη συχνότητα γύρω από ένα απλό τρισδιάστατο σώμα, έναν αγωγίμο όγκο σε ένα λιγότερο αγωγίμο ημιχώρο. Για την συχνότητα που χρησιμοποιείται (0.1 Hz) το επιδερμικό βάθος είναι περίπου 15 km, οπότε το σώμα με βάθος ταφής 0.25 km και μήκος 2 km είναι πολύ κοντά στην επιφάνεια της Γης. Τα στοιχεία του τανυστή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης δείχνουν την επίδραση των ρευμάτων που προσελκύονται από το αγωγίμο σώμα. Όπως αναφέρθηκε στην περίπτωση δισδιάστατου μοντέλου έτσι και στην περίπτωση τρισδιάστατου μοντέλου θα έχουμε αύξηση της πυκνότητας ρεύματος και του ηλεκτρικού πεδίου στο αγωγίμο τμήμα του χώρου δηλαδή αυτό που καταλαμβάνεται από το σώμα. Αντίθετα έχουμε μείωση της πυκνότητας ρεύματος στο περιβάλλον μέσο. Η συμπεριφορά της ρ_{xy} είναι ίδια με την ρ_{yx} εάν στρίψουμε την ρ_{yx} κατά 90° . Τα δύο διαγώνεια στοιχεία (ρ_{xx} και ρ_{yy})

παίρνουν τιμές πολύ κοντά στο μηδέν. Αυτό δεν συμβαίνει στις κορυφές του σώματος διότι τα επαγόμενα φορτία παραμορφώνουν την ροή του ρεύματος και δημιουργούν ανώμαλα μαγνητικά πεδία.



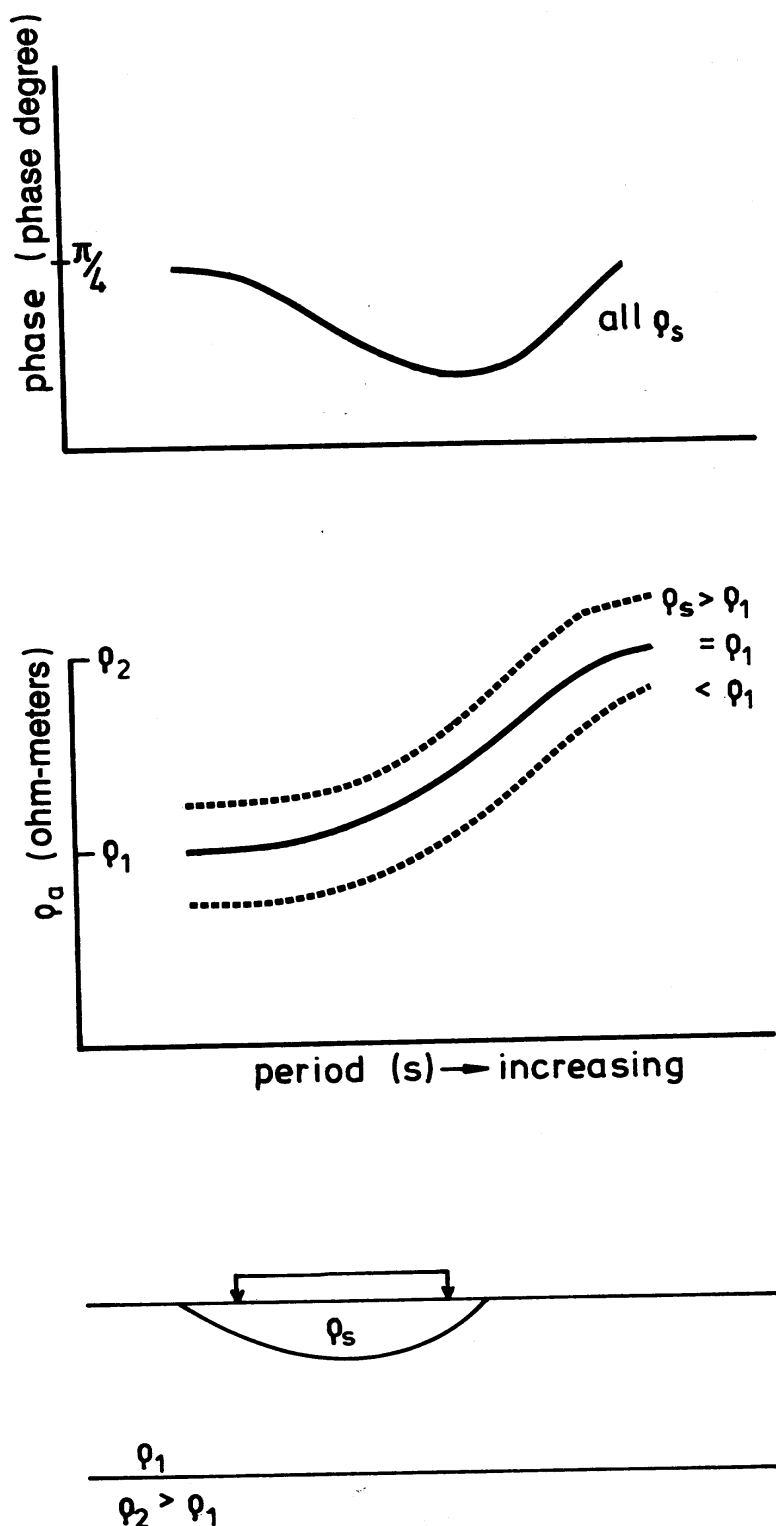
Σχήμα 1.17. Συνιστώσες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για συχνότητα 0.1 Hz οι οποίες καταγράφονται στην επιφάνεια όταν η υπεδάφια κατάσταση προσομοιάζεται από το μοντέλο που φαίνεται στο δεξιό τμήμα του σχήματος (Ting and Hohmann 1981).

1.1.9 Στατικές, Τοπογραφικές και Τοπικές επιδράσεις.

Οι στατικές επιδράσεις ορίζονται ως οι κατακόρυφες μετατοπίσεις των καμπυλών φαινόμενης ειδικής αντίστασης μεταξύ γειτονικών σταθμών ή μεταξύ των δύο καμπυλών σε ένα σταθμό, χωρίς κάποιες διαφορές είτε στο σχήμα τους είτε στην φάση. Ένα παράδειγμα φαίνεται στο σχήμα (1.18) (Sternberg et al. 1985). Στο σχήμα αυτό φαίνεται παραστατικά ότι η μετατόπιση είναι αποτέλεσμα ενός αγωγίμου σώματος στην επιφάνεια που είναι τόσο λεπτό που η επιρροή του στην φάση δεν εμφανίζεται ούτε στην μεγαλύτερη μας συχνότητα. Έτσι εξ ορισμού, η συχνότητα είναι τόσο χαμηλή που τα επαγωγικά φαινόμενα στο σώμα που προκαλεί το φαινόμενο έχουν εξαφανισθεί. Εάν πάμε σε ακόμη υψηλότερες συχνότητες, τότε θα παρατηρούσαμε διαφορές πρώτα στα σχήματα των καμπυλών του ρ_a , και μετά στις φάσεις. Εάν είχαμε καταγραφές σε πίο κοντινές αποστάσεις θα είχαμε την δυνατότητα να χαρτογραφήσουμε το σώμα. Κατά μία έννοια, οι στατικές επιδράσεις οφείλονται στην υποδειγματοληψία στον χρόνο και στον χώρο.

Οι στατικές μετατοπίσεις μπορεί να οφείλονται σε δισδιάστατες ή τρισδιάστατες δομές. Στη περίπτωση δισδιάστατων δομών η δημιουργία φορτίου στην TM πόλωση θα μετατοπίσει την καμπύλη φαινόμενης ειδικής αντίστασης κατά ένα σταθερό παράγοντα όταν το πάχος ενός ανώμαλου σώματος είναι πολύ μικρότερο από το επιδερμικό βάθος είτε του πρώτου στρώματος είτε του περιβάλλοντος σώματος. Επίσης η TM φαινόμενη ειδική αντίσταση θα εξαρτάται από το πλάτος του

σώματος και από την θέση του αλλά μία μετατόπιση θα είναι προβλέψιμη ακόμη και για πολύ λεπτά σώματα. Πολύ λιγότερες μετατοπίσεις αναμένονται για την TE πόλωση. Εάν μάλιστα το σώμα είναι αρκετά μικρού πάχους δεν θα είναι εμφανής καμμία μετατόπιση. Οι Berdichevsky και Dmitriev (1976 in Vozoff 1993) δίνουν καμπύλες διόρθωσης των στατικών μετατοπίσεων για την περίπτωση των δισδιάστατων σωμάτων.



Σχήμα 1.18. Ένα απλό μοντέλο για την ερμηνεία των στατικών επιδράσεων. Η μεσαία καμπύλη φαινόμενης ειδικής αντίστασης είναι αυτή που έπρεπε να παρατηρηθεί εάν το σώμα που βρίσκεται μέσα στο πρώτο στρώμα είχε την ίδια αντίσταση όπως και το περιβάλλον στρώμα. Σε οποιαδήποτε άλλη περίπτωση παρουσιάζεται παράλληλη μετατόπιση.

Αναφέρονται στην συνέχεια δύο ιδιαίτερες τρισδιάστατες περιπτώσεις που περιγράφονται στη διεθνή βιβλιογραφία. Οι Zhang et al. (1987) ασχολήθηκαν με

τοποθεσία της Σκανδιναβικής ασπίδας, όπου υπάρχει μία δισδιάστατη δομή με μία τοπική διεύθυνση που καλύπτεται από ένα κάλυμα μίας άλλης δισδιάστατης δομής και άλλης διεύθυνσης. Έδειξαν ότι ο τανυστής εμπέδησης $\underline{Z}$ παίρνει πολύ απλές μορφές εάν οι μετρήσεις γίνουν κατά μήκος μίας από τις δύο παραπάνω διευθύνσεις. Πιο συγκεκριμένα εάν ένας από τους άξονες μετρήσεων συμπίπτει με την διεύθυνση της επιφανειακής δομής τότε τα δύο διαγώνια στοιχεία σχετίζονται γραμμικά. Εάν ένας από τους άξονες μετρήσεων είναι κατά μήκος της τοπικής διεύθυνσης, τότε ο Z_{xx} είναι ένας πραγματικός παράγοντας του Z_{yx} ($Z_{xx}=aZ_{yx}$, όπου a πραγματικός αριθμός) και ο Z_{yy} είναι ένας διαφορετικός πραγματικός παράγοντας του Z_{xy} ($Z_{yy}=bZ_{xy}$, όπου b πραγματικός αριθμός).

Η άλλη ιδιαίτερη περίπτωση είναι αυτή ενός τρισδιάστατου σώματος σε ένα τοπικό μονοδιάστατο ή δισδιάστατο περιβάλλον (Berdichevsky and Dimitriev 1976 in Vozoff 1993, Groom and Bailey 1989, 1991).

Σε ορισμένες εφαρμογές, όπως στην μελέτη ιζηματογενών λεκανών, το πεδίο μέσα στα ιζήματα της λεκάνης που προσομοιώνονται σαν π.χ. ημισφαίριο, είναι πρωτογενούς σημασίας. Τα τοπικά πεδία επιφέρουν ένα συστηματικό λάθος και στο E αλλά και στο H πεδίο στις χαμηλές συχνότητες. Αυτό σημαίνει ότι οι μετρήσεις μέσα στην λεκάνη, όπως και τα προς ερμηνεία μοντέλα, πρέπει να συμπεριλαμβάνουν αυτές τις μετατοπίσεις (bias) (Madden and Mackie 1989).

Τοπογραφικές μεταβολές επιβάλουν τα ρεύματα να ρέουν σε μοντέλα διαφορετικά από αυτά που θα υπήρχαν εάν η επιφάνεια ήταν επίπεδη, και για αυτό επηρεάζουν και τα μαγνητικά αλλά κυρίως τα ηλεκτρικά πεδία στην επιφάνεια. Ο τανυστής εμπέδησης επηρεάζεται επίσης. Αυτή η επίδραση είναι προβλέψιμη θεωρητικά και συνήθως παρατηρείται στην πράξη. Οι τοπογραφικές επιρροές προσομοιώνονται με τις ίδιες τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την προσομοίωση της επίδρασης από σώματα θαμμένα σε επίπεδη γη (Wannamaker et al. 1984b, Wannamaker et al. 1986).

1.1.10 Σύνοψη των μορφών του τανυστή εμπέδησης

Συνοψίζοντας όλα τα παραπάνω θα ήταν σκόπιμο να τονιστούν οι μορφές του τανυστή εμπέδησης και των συγγενών του παραμέτρων για μονοδιάστατα, δισδιάστατα αλλά και τρισδιάστατα μοντέλα.

Στην περίπτωση μονοδιάστατου μοντέλου, 1-D, τα διαγώνια στοιχεία του τανυστή εμπέδησης είναι ίσα με μηδέν, ενώ τα μη διαγώνια είναι αντίθετα. Η κατακόρυφη συνιστώσα του μαγνητικού πεδίου είναι ίση με μηδέν, πράγμα που συνεπάγεται ότι τα A και B είναι μηδέν. Επίσης μηδέν είναι η λοξότητα και η ελλειπτικότητα.

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0$$

$$Z_{xy} = -Z_{yx}$$

$$H_z = 0$$

$$A = B = 0$$

$$s = 0, \beta = 0.$$

Στην περίπτωση δισδιάστατου μοντέλου, (2-D), στην γενική περίπτωση ισχύει ότι,

$$Z_{xx} + Z_{yy} = 0$$

$$Z_{xy} + Z_{yx} \neq 0 .$$

$$A \neq B \neq 0$$

Όταν όμως γίνει στροφή του τανυστή εμπέδησης έτσι ώστε ο άξονας y να ταυτίζεται με την διεύθυνση παράταξης, τότε,

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad s = 0$$

$$Z_{xy} \neq -Z_{yx} \quad \beta = 0 ,$$

$$B = 0, A \neq 0 \quad \phi_T \perp strike$$

όπου ϕ_T , η διεύθυνση που δείχνει το διάνυσμα της επαγωγής.

Τέλος, στην περίπτωση τρισδιάστατου μοντέλου, (3-D) (Σχ. 1.17), ο τελεστής Z_{xy} , γίνεται μέγιστος κατά μήκος της επιμηκυνσμένης πλευράς του παραλληλεπιπέδου σώματος, ενώ κατά την ίδια διεύθυνση ο τελεστής Z_{xx} ελαχιστοποιείται. Γενικώς τα s, β είναι διάφορα του μηδενός, ενώ τείνουν προς το μηδέν κατά μήκος της επιμηκυνσμένης πλευράς. Το ϕ_T , δείχνει μακριά από το αγωγίμο σώμα.

1.2 Αρχές της διασκόπησης με τη χρήση φυσικών δυναμικών πεδίων.

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν επίσης ιδιότητες των δυναμικών πεδίων για τον καθορισμό της γεωφυσικής και γεωλογικής δομής της περιοχής που ερευνήθηκε. Κρίνεται λοιπόν αναγκαίο να δοθούν οι γενικές έννοιες των δυναμικών πεδίων.

1.2.1 Το πεδίο

Σύμφωνα με τον Blakely (1995), πεδίο είναι ένα σύνολο συναρτήσεων στο χώρο και στο χρόνο. Τα πεδία ονομάζονται υλικά όταν περιγράφουν μια φυσική ιδιότητα του υλικού σε κάθε σημείο του και για συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Τέτοια είναι η πυκνότητα, το πορώδες και η θερμοκρασία ενός υλικού. Πεδία δυνάμεων είναι τα πεδία που περιγράφουν τις δυνάμεις που δρουν σε κάθε σημείο του χώρου σε δοσμένη χρονική στιγμή. Η δύναμη της βαρύτητας της Γης και το μαγνητικό πεδίο της είναι τέτοια παραδείγματα πεδίων.

Τα πεδία χωρίζονται επίσης σε βαθμωτά διανυσματικά και τανυστικά. Ένα βαθμωτό πεδίο περιγράφεται από μια εξίσωση στο χώρο και στο χρόνο. Η πυκνότητα ενός όγκου πετρώματος είναι ένα βαθμωτό πεδίο. Αντίθετα χρειάζονται τρεις εξισώσεις στο χώρο και στο χρόνο για να περιγραφεί πλήρως ένα διανυσματικό πεδίο. Κάθε μια από τις εξισώσεις αυτές είναι συνιστώσα του πεδίου στις τρεις διευθύνσεις ενός τρισσορθογώνιου συστήματος συντεταγμένων. Τέτοια πεδία είναι η ροή θερμότητας, η ταχύτητα ενός ρευστού και η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Τα διανυσματικά πεδία χαρακτηρίζονται από τις δυναμικές γραμμές, οι οποίες είναι εφαπτόμενες σε κάθε σημείο του διανυσματικού πεδίου. Μικρές μεταθέσεις κατά μήκος μιας δυναμικής γραμμής, πρέπει να έχουν τις x, y, z συνιστώσες τους ανάλογες προς τις αντίστοιχες x, y, z συνιστώσες του πεδίου, στο σημείο της μετάθεσης. Έτσι, αν είναι ένα συνεχές διανυσματικό πεδίο, οι δυναμικές του γραμμές περιγράφονται από την ολοκλήρωση των διαφορικών εξισώσεων

$$\frac{dx}{F_x} = \frac{dy}{F_y} = \frac{dz}{F_z}. \quad (1.38)$$

1.2.2 Το δυναμικό

Ένα διανυσματικό πεδίο ονομάζεται συντηρητικό, όταν το έργο, W που απαιτείται για την μεταφορά ενός σωματιδίου από μια θέση P_0 σε μια θέση P_1 , είναι ανεξάρτητο της διαδρομής που θα ακολουθήσει το σωματίδιο. Κάθε διανυσματικό πεδίο, του οποίου το έργο έχει συνεχείς παραγώγους, που δίνονται από την σχέση

$$\vec{F}(x, y, z) = \left(\frac{\partial W}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial W}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial W}{\partial z} \vec{k} \right) = \vec{\nabla} W \quad (1.39)$$

είναι συντηρητικό, όπως μπορεί εύκολα να αποδειχθεί.

Το δυναμικό ϕ ενός διανυσματικού πεδίου ορίζεται ως, το έργο που παράγει το πεδίο ή το αρνητικό του, ανάλογα με την σύμβαση που χρησιμοποιείται.

Μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι κάθε σταθερά μπορεί να προστεθεί στο φ χωρίς να αλλάξει η ισότητα

$$\vec{F} = \vec{\nabla} \varphi \quad (1.40)$$

Αυτή η σταθερά συνήθως διαλέγεται έτσι ώστε, το δυναμικό να πλησιάζει το 0 στο άπειρο. Με άλλα λόγια, το δυναμικό σε σημείο P δίνεται από την σχέση

$$\varphi(P) = \int_{\infty}^P \vec{F} \cdot d\vec{s} \quad (1.41)$$

και είναι το έργο που απαιτείται για την μεταφορά ενός υποθέματος από το P στο άπειρο. Είναι φανερό ότι η τιμή του δυναμικού σε μια συγκεκριμένη θέση δεν έχει τόση σημασία όσο οι διαφορές στο δυναμικό μεταξύ δύο σημείων.

Ισοδυναμική επιφάνεια ονομάζεται η επιφάνεια πάνω στην οποία το δυναμικό παραμένει σταθερό, δηλαδή

$$\phi(x, y, z) = c. \quad (1.42)$$

Αν $\hat{s}$ είναι ένα μοναδιαίο διάνυσμα, εφαπτόμενο σε μια ισοδυναμική επιφάνεια του $\vec{F}$, τότε

$$\hat{s} \cdot \vec{F} = \frac{\partial \phi}{\partial s} \quad (1.43)$$

σε κάθε σημείο και πρέπει να είναι μηδέν, σύμφωνα με τον ορισμό της ισοδυναμικής επιφάνειας. Ως επακόλουθο, οι δυναμικές γραμμές σε κάθε σημείο είναι πάντα κάθετες στις ισοδυναμικές επιφάνειες, ή αντιστρόφως, κάθε επιφάνεια που έχει τις δυναμικές γραμμές κάθετες ως προς αυτή, είναι ισοδυναμική επιφάνεια.

Αν ισχύει $\vec{F} = \vec{\nabla} \varphi$, τότε το $\vec{F}$ είναι συντηρητικό και ονομάζεται δυναμικό πεδίο. Το δυναμικό φ του πεδίου $\vec{F}$ κάτω από ορισμένες συνθήκες, (δηλ. να είναι συνεχές και να μηδενίζεται στο άπειρο, και η βαθμίδα του δυναμικού να δίνει το πεδίο σε μια τυχαία περιοχή R ελεύθερη από πηγές) ικανοποιεί την πολύ σημαντική διαφορική εξίσωση δευτέρου βαθμού, γνωστή ως εξίσωση Laplace

$$\vec{\nabla}^2 \varphi = 0 \quad (1.44).$$

1.2.3 Το βαρυτικό πεδίο και δυναμικό

Σύμφωνα με τον νόμο της βαρύτητας του Νεύτωνα: "Το μέτρο της δύναμης της βαρύτητας μεταξύ δύο σωμάτων, είναι ανάλογο με το γινόμενο των μαζών των σωμάτων και αντιστρόφως ανάλογο με το τετράγωνο της απόστασης μεταξύ τους". Η σχέση που δίνει το μέτρο της δύναμης της βαρύτητας είναι

$$F = \gamma \frac{m m_0}{r^2} \quad (1.45)$$

όπου m, m_0 είναι οι μάζες των δύο σωμάτων, r η απόσταση μεταξύ τους και γ η παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας ($\gamma = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ sec}^{-2}$ στο S.I.).

Ως βαρυτική έλξη $\vec{g}$ ή ένταση του πεδίου βαρύτητας (Σχ. 1.19), ορίζεται η δύναμη που ασκείται σε ένα σωματίδιο μοναδιαίας μάζας, από ένα σώμα μάζας m σε

απόσταση r από αυτό. Επειδή το $\vec{g}$ είναι δύναμη που διαιρείται από μάζα (μοναδιαία μάζα), έχει διαστάσεις επιτάχυνσης και ονομάζεται συχνά επιτάχυνση της βαρύτητας.

Η βαρύτητα αποδεικνύεται ότι είναι ένα συντηρητικό πεδίο και συνεπώς η επιτάχυνση της μπορεί να αντιπροσωπευθεί από την βαθμίδα ενός γραμμικού δυναμικού, δηλαδή

$$\vec{g}(P) = -\vec{\nabla}U(P) \quad (1.46)$$

όπου το δυναμικό δίνεται από την σχέση

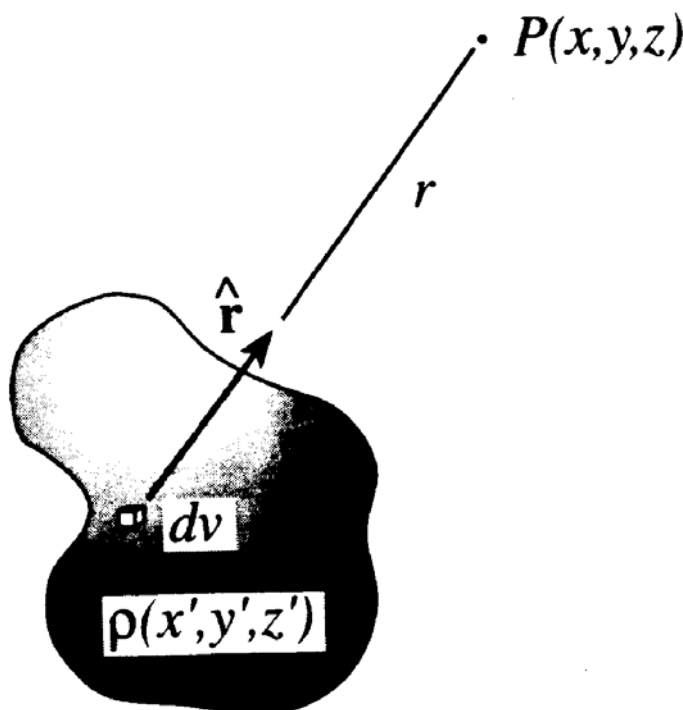
$$U(P) = \gamma \frac{m}{r} \quad (1.47)$$

Η συνάρτηση U ονομάζεται βαρυτικό δυναμικό ή Νευτώνειο δυναμικό και η επιτάχυνση της βαρύτητας είναι ένα δυναμικό πεδίο.

Για το βαρυτικό δυναμικό ισχύει η δευτεροβάθμια διαφορική εξίσωση του Laplace (σχέση 1.44)

$$\nabla^2 U(P) = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad (1.48).$$

Κάθε συνάρτηση που ικανοποιεί την εξίσωση Laplace λέγεται αρμονική. Το βαρυτικό δυναμικό είναι αρμονική συνάρτηση σε κάθε σημείο εκτός της πηγής του (μάζας).



Σχήμα 1.19. Η βαρυτική έλξη σε σημείο P , εξαιτίας της κατανομής πυκνότητας ρ (Blakely 1995)

Στην περίπτωση που στην περιοχή R υπάρχει μάζα, η δευτεροβάθμια διαφορική εξίσωση (1.48) παίρνει την μορφή

$$\nabla^2 U(P) = -4\pi\gamma\rho(P) \quad (1.49)$$

όπου ρ η πυκνότητα. Η εξίσωση αυτή, η οποία ονομάζεται εξίσωση Poisson, είναι πιο γενική, ενώ η εξίσωση του Laplace αποτελεί ειδική της περίπτωση για περιοχές ελεύθερες από μάζες.

1.2.4 Το μαγνητικό πεδίο και δυναμικό

Το μέτρο της δύναμης που ασκείται μεταξύ δύο μαγνητικών πόλων με μαγνητικές εντάσεις P_0 και P , που απέχουν απόσταση r μεταξύ τους, δίνεται από την σχέση:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P}{r^2} \quad (1.50)$$

για το ηλεκτρομαγνητικό σύστημα μονάδων (emu), όπου μ είναι η μαγνητική διαπερατότητα. Αν οι πόλοι είναι όμοιοι τότε έχουμε άωση, ενώ διαφορετικά έχουμε έλξη.

Ως ένταση του μαγνητικού πεδίου σε ένα σημείο, ορίζεται η δύναμη ανά μονάδα έντασης πόλου, που θα ασκηθεί σε πόλο εντάσεως P_0 , αν αυτός τοποθετηθεί στο συγκεκριμένο σημείο. Το μέτρο της έντασης του μαγνητικού πεδίου εξαιτίας ενός πόλου εντάσεως P σε απόσταση r , δίνεται από την σχέση

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu r^2} \quad (1.51)$$

Η ένταση του μαγνητικού πεδίου συνήθως εκφράζεται ως πυκνότητα δυναμικών γραμμών ή μαγνητικής ροής. Στο S.I. μονάδα μαγνητικής ροής είναι το Tesla, το οποίο είναι ίσο με 10^4 Gauss.

Όταν ένα εξωτερικό μαγνητικό πεδίο $\vec{H}$ περάσει μέσα από σώμα που μπορεί να επάγει το πεδίο αυτό, τότε στο σώμα αυτό επάγονται μαγνητικοί πόλοι και δημιουργείται ένα δευτερογενές μαγνητικό πεδίο $\vec{H}'$, το οποίο σχετίζεται με τη μαγνήτιση $\vec{J} = \kappa \vec{H}$, με την σχέση

$$\vec{H}' = 4\pi \vec{J} \quad (1.52)$$

όπου κ είναι η μαγνητική επιδεκτικότητα.

Η συνολική μαγνητική ροή μέσα στο σώμα, όπως αυτή μετριέται σε μια λεπτή κοιλότητα με τον άξονα της κάθετο στο πεδίο, ορίζεται σαν μαγνητική επαγωγή $\vec{B}$ (Σχ. 1.20).

Αυτή είναι το διανυσματικό άθροισμα του εξωτερικού και του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου, είναι ανάλογη του εξωτερικού μαγνητικού πεδίου και δίνεται από την σχέση

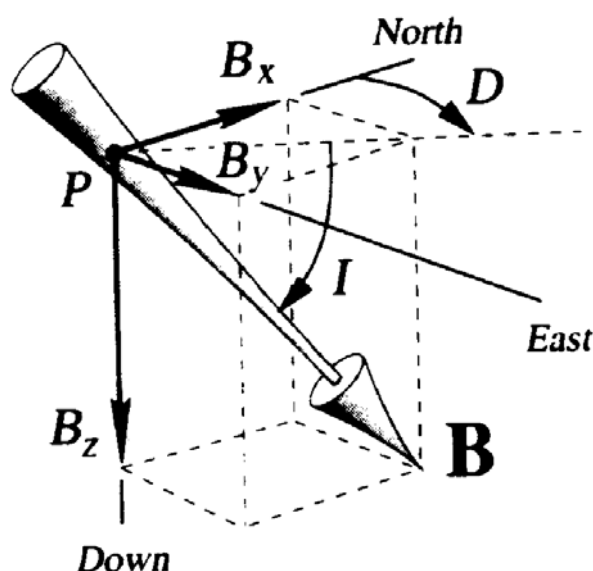
$$\vec{B} = \vec{H} + \vec{H}' = \vec{H} + 4\pi \vec{J} = \vec{H} + 4\pi \kappa \vec{H} = (1 + 4\pi \kappa) \vec{H} = \mu \vec{H} \quad (1.53)$$

όπου μ η μαγνητική επιδεκτικότητα.

Το μαγνητικό δυναμικό ορίζεται, όπως και το βαρυτικό, ως το έργο που απαιτείται για να μετακινήσει ένα μοναδιαίο μαγνητικό πόλο από ένα σημείο, σε απόσταση r από την πηγή, στο άπειρο. Το μαγνητικό δυναμικό δίνεται από την σχέση

$$V = \frac{1}{\mu} \frac{P}{r} \quad (1.54)$$

Η σχέση $\vec{B} = -\vec{\nabla}V$ μεταξύ του μαγνητικού πεδίου και του δυναμικού δείχνει ότι, οι συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου δίνονται από τις χωρικές παραγώγους του δυναμικού. Η συνιστώσα κατά τον άξονα x είναι για παράδειγμα $\partial V / \partial x$.



Σχήμα 1.20. Η μαγνητική επαγωγή, σε καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων, σε σημείο P . Στο σχήμα φαίνονται οι τρεις συνιστώσες του διανύσματος της μαγνητικής επαγωγής. Έγκλιση, I , είναι η γωνία της $\vec{B}$ με την οριζόντιο, η οποία είναι θετική προς τα κάτω, ενώ απόκλιση, D , είναι το αζιμούθιο της οριζόντιας προβολής της $\vec{B}$, το οποίο είναι θετικό προς τα ανατολικά (Blakely 1995).

Το μαγνητικό δυναμικό ικανοποιεί τις εξισώσεις του Laplace και του Poisson. Η εξίσωση του Poisson, για το μαγνητικό πεδίο, δίνεται από την σχέση:

$$\nabla^2 \vec{B} = \nabla^2 V = 4\pi\mu p \quad (1.55)$$

όπου p είναι η μέση ένταση θετικού πόλου ανά μονάδα όγκου σε ένα σημείο. Είναι όμως

$$p = -\nabla \vec{M} \quad (1.56)$$

όπου $\vec{M}$ είναι η μαγνητική ροπή ανά μονάδα όγκου, οπότε η σχέση (1.55) γίνεται:

$$\nabla \vec{B} = -\nabla^2 \vec{V} = -4\pi\mu\nabla \vec{M} \quad (1.57)$$

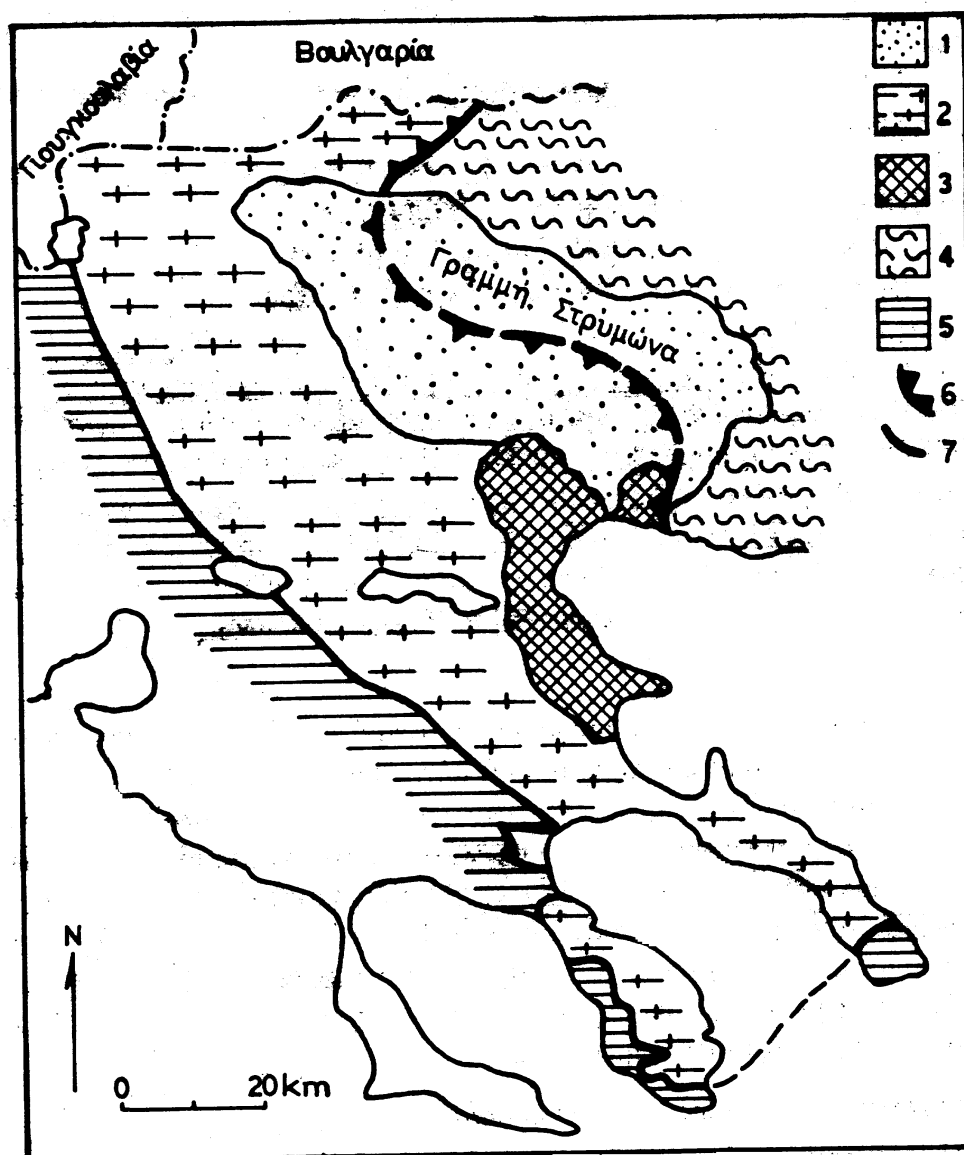
Στην περίπτωση μη μαγνητικού μέσου $\vec{M} = 0$ και $\nabla^2 \vec{V} = 0$, οπότε έχουμε την εξίσωση του Laplace (Telford et al. 1990).

1.3 Θέση της περιοχής που μελετάται

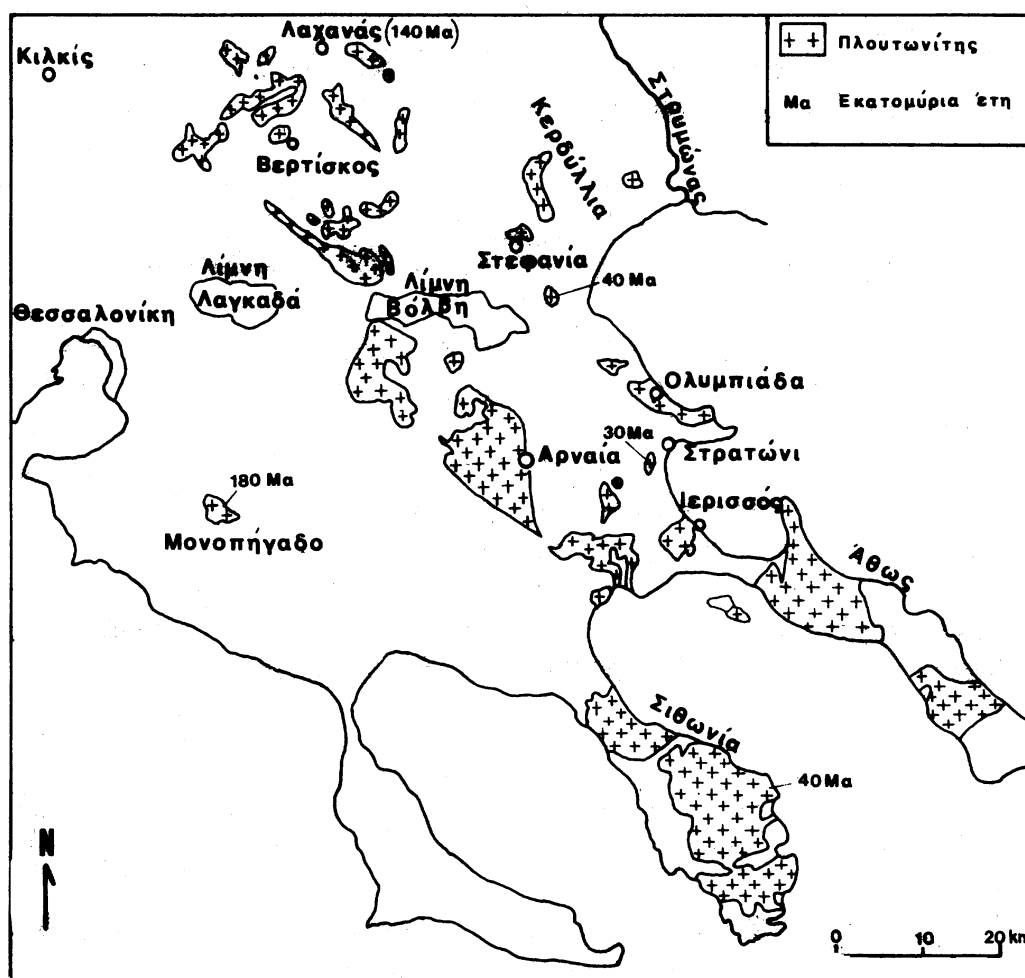
Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στα τοπογραφικά φύλλα της Γ.Υ.Σ. (κλίμακα 1:50000) Επανομή, Βασιλικά, Θεσσαλονίκη, Θέρμη, Ζαγκλιβέρι και Σταυρός. Η περιοχή αυτή βρίσκεται μεταξύ των γεωγραφικών παραλλήλων 40°20' και 40°45', και μεταξύ των γεωγραφικών μεσημβρινών 22°50' και 23°30'.

1.4 Γεωλογία και Τεκτονική της περιοχής μελέτης

Η ευρύτερη υπό μελέτη περιοχή ανήκει γεωλογικά στις ζώνες, Σερβομακεδονική, Περιοδοπική και Ζώνη Αξιού (Υποζώνη Παιονίας). Η Σερβομακεδονική θεωρείται ηπειρωτική μάζα, τμήμα της Λαυρασίας μαζί με τη μάζα της Ρίλα-Ροδόπης. Το κρυσταλλοσχιστώδες της Σερβομακεδονικής (Σχ. 1.21) διαιρείται σε δύο μεγάλες σειρές πετρωμάτων: την κατώτερη και αρχαιότερη σειρά των Κερδυλλίων και την ανώτερη (νεώτερη) σειρά του Βερτίσκου. Η σειρά των Κερδυλλίων καταλαμβάνει την Ανατολική Χαλκιδική μεταξύ των εκβολών του Στρυμόνα και του Στρατωνίου, έχει συνολικό πάχος περίπου 3000 μέτρα και τα πετρώματα της συνιστούν τους βαθύτερους ορίζοντες της Σερβομακεδονικής μάζας. Η σειρά του Βερτίσκου βρίσκεται δυτικά της προηγούμενης σειράς κατέχει τον κορμό της Χαλκιδικής και εκτείνεται προς Βορρά μέχρι των συνόρων. Συνίσταται από μία ακολουθία γενεσίων, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων και λεπτών στρωμάτων μαρμάρων, ενώ στους ανώτερους ιδίως ορίζοντες της επικρατούν οι μεταγάββροι-μεταδιαβάσες και αμφιβολίτες, που προήλθαν από μεταμόρφωση βασικών πυριγενών. Μεγάλοι όγκοι πυριγενών πετρωμάτων διακόπτουν τη συνέχεια των μεταμορφωμένων πετρωμάτων του κρυσταλλοσχιστώδους (Σχ. 1.22). Στην παρούσα διατριβή θα ασχοληθούμε ιδιαίτερα με τον γρανιτικό όγκο της Αρναίας και την συνέχεια του προς τα ΒορειοΔυτικά. Το Δυτικό όριο της Σερβομακεδονικής, σύμφωνα με την πιο επικρατούσα σήμερα άποψη, καθορίζεται από τη γραμμή των κρυσταλλοσχιστώδων πετρωμάτων με τα Περμοτριάδικά μεταίζηματα της Περιοδοπικής.



Σχήμα 1.21. Τεκτονικό σκαρίφημα της Σερβομακεδονικής μάζας. 1 : μεταλλικά ιζήματα της κοιλάδας του Στρυμόνα, 2 : σειρά Βερτίσκου, 3 : σειρά Κερδυλλίων, 4 : μάζα της Ροδόπης, 5 : Περιοδοπική ζώνη, 6 : ανατολικό όριο της Σερβομακεδονικής, 7 : δυτικό όριο της Σερβομακεδονικής (Μουντράκης, 1985).

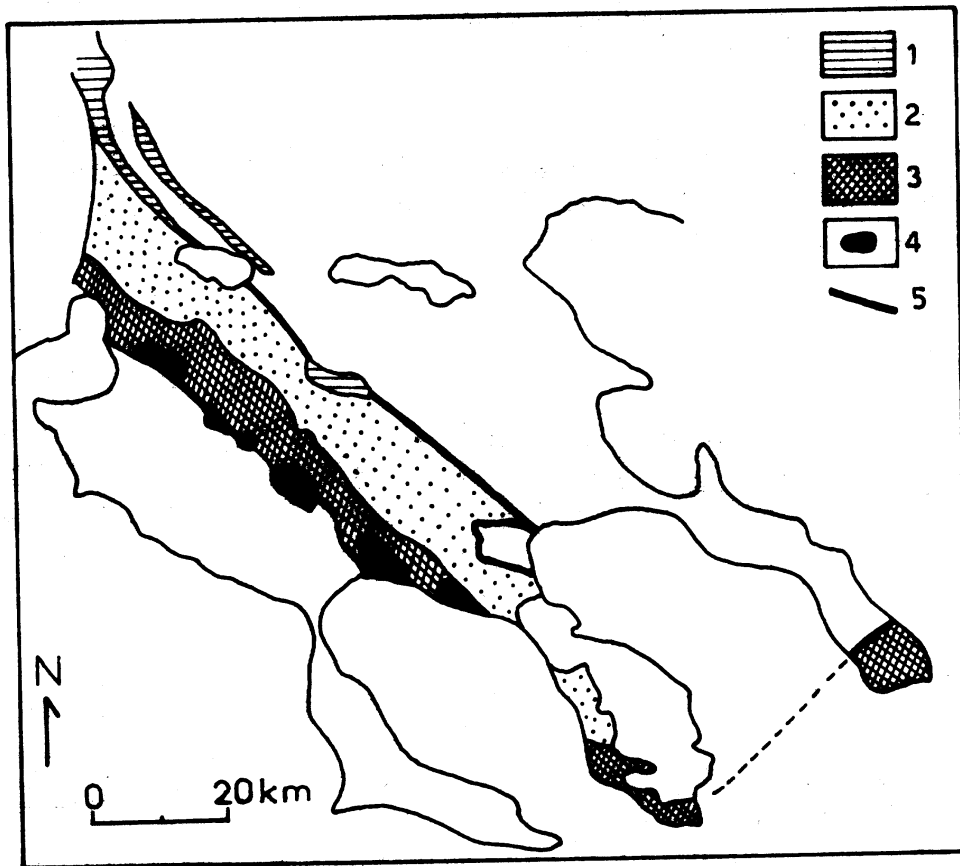


Σχήμα 1.22. Σκαρίφημα του ευρύτερου χώρου της Σερβομακεδονικής μάζας με τις κυριώτερες πλουτωνικές εμφανίσεις και τις αντίστοιχες ηλικίες των ραδιοχρονολογήσεων (Μουντράκης 1985).

Τα Περιοδοπιαδικά και Ιουρασικά μετα-ιζήματα που συγκροτούν την Περιοδοπική βρίσκονται επικλυσιογενώς τοποθετημένα πάνω στον παλιό κρυσταλλικό πυρήνα Ροδόπης - Σερβομακεδονικής. Η ιδέα όμως της επίκλυσης αμφισβητείται έντονα από τις νέες έρευνες οι οποίες διαπιστώνουν ότι τα μετα-ιζήματα της Περιοδοπικής οριοθετούνται από την κρυσταλλική μάζα με τεκτονικές επαφές. Η Περιοδοπική ζώνη εκτείνεται ως ζώνη πλάτους 10-20 km, με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Σχ. 1.23). Οι τρεις βασικές ενότητες που συγκροτούν την Περιοδοπική ζώνη, με γενική διάταξη των σχηματισμών του ΒΔ-ΝΑ, είναι από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά

1. Η ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά, με μετακλαστικά ιζήματα, ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά και ανθρακική νηριτική σειρά,
2. η ενότητα Μελισχωρίου-Χολομώντα με μάρμαρα, ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, φυλλίτες και στα ανώτερα στρώματα φλύσχη με ενναλαγές μετα-ιζημάτων, και
3. η ενότητα Άσπρης Βρύσης - Χορτιάτη με ανθρακικά ιζήματα και ιζήματα βαθιάς θάλασσας όπου παρεμβάλλονται συχνά οφειολιθικά σώματα με βασικά και υπερβασικά πετρώματα, καθώς επίσης παρεμβάλλονται συχνά πετρώματα

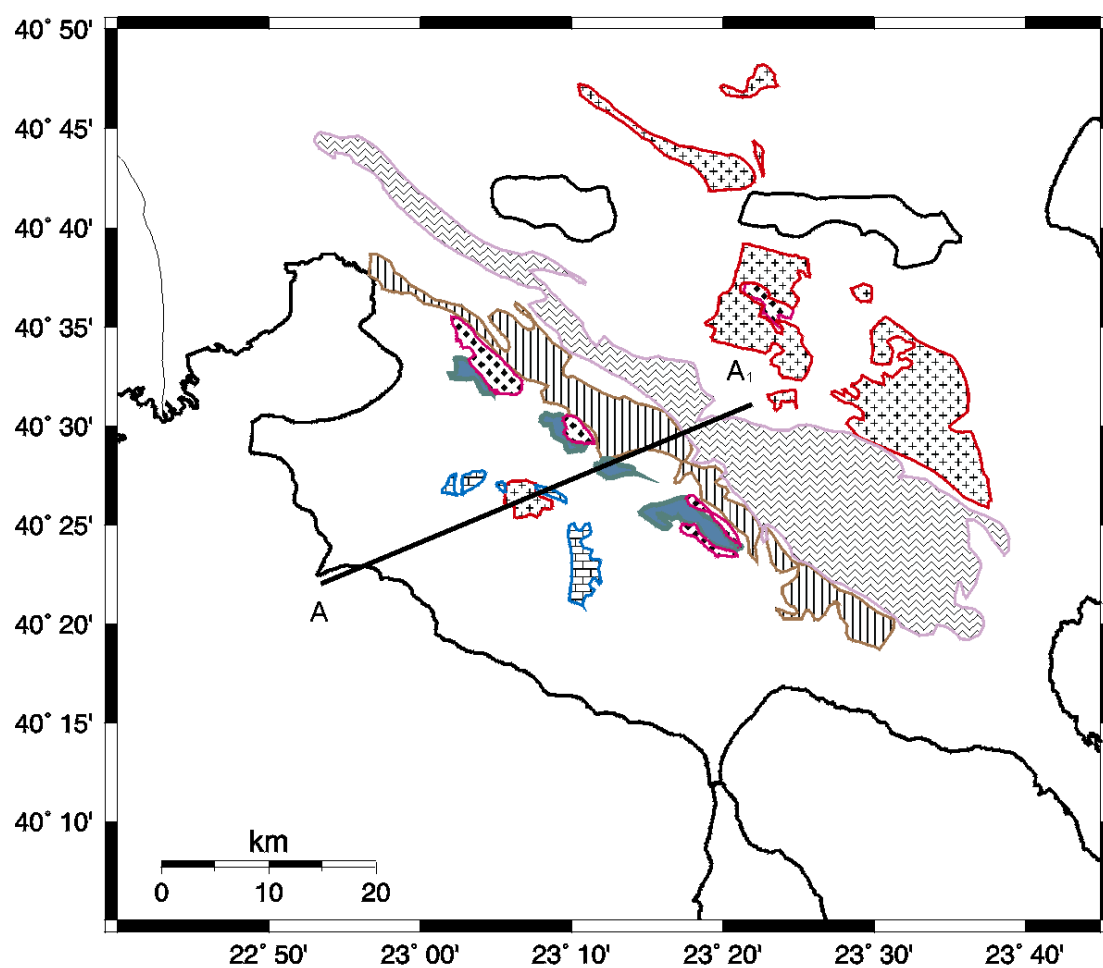
μεταμορφωμένα όξινης μαγματικής προέλευσης (πρόκειται για παλιούς διορίτες, γρανιοδιορίτες και γρανίτες που μεταμορφώθηκαν και δημιούργησαν τους σημερινούς πράσινους επιγνέυσιους της Θεσσαλονίκης που εναλλάσσονται με τα μεταϊζήματα).



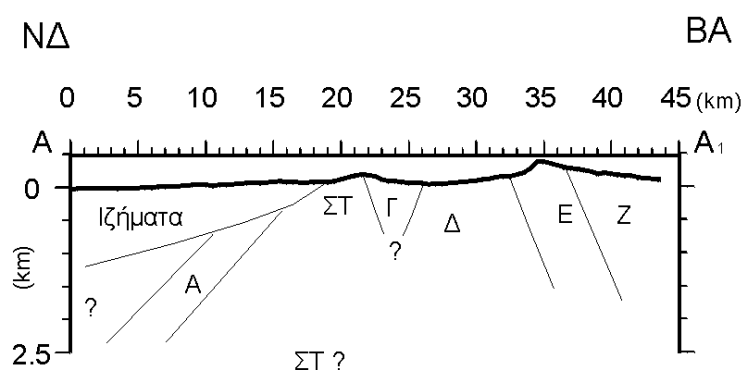
Σχήμα 1.23. Χάρτης της Περιοδοπικής ζώνης με τις τρεις ενότητες της και τις σημαντικότερες οφειολιθικές εμφανίσεις. 1 : Ενότητα Ντεβέ Κοράν - Δουμπιά, 2 : Ενότητα Μελισσοχωρίου - Χολομώντα, 3 : Ενότητα Άσπρης Βρύσης - Χορτιάτη, 4 : οφειόλιθοι, 5 : όριο της ζώνης με την Σερβομακεδονική (Μουντράκης 1985).

Η υποζώνη της Παιονίας, της ζώνης Αξιού, αποτελεί μια μεσοζωική αύλακα που βρίσκεται δυτικά από την Περιοδοπική και ανατολικά από το ύβωμα του Πάϊκου. Αποτελείται κυρίως από ασβεστόλιθους, ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά, οφειόλιθους και φλύσχη. Η υποζώνη της Παιονίας χωρίζεται στην Ανατολική Παιονία και στην Προπαιονία. Η Ανατολική Παιονία αποτελείται από ιζήματα που έχουν εν μέρει μεταμορφωθεί αναμιγμένα με τα οφειολιθικά μέλη και στα κατώτερα στρώματα από ένα ανώτερο λεπτό ασβεστολιθικό στρώμα και ένα κατώτερο παχύ στρώμα μαρμαροειδούς ασβεστολίθου. Δυτικότερα από την Ανατολική Παιονία στην Προπαιονία ξεχωρίζει στην περιοχή μελέτης η Ενότητα Ωραιοκάστρου. Στην ενότητα αυτοί είναι ορατοί μόνο οι γάββροι της οφειολιθικής ακολουθίας και τα επικείμενα ιζήματα, διότι οι παλιότερες σειρές καλύπτονται από νεογενή στρώματα στο πεδινό τμήμα της περιοχής. Πάνω στα οφειολιθικά πετρώματα βρίσκεται μία παχιά σειρά ασβεστολιθικών κροκαλοπαγών που συνοδεύεται κι από μερικούς ορίζοντες νηριτικών ασβεστολίθων και μαργαϊκών στρωμάτων.

Στο σχήμα (1.24) έχουμε ένα γεωλογικό χάρτη της ευρύτερης περιοχής μελέτης. Τα ρήγματα που παρατηρούνται στην περιοχή είναι κυρίως διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, ακολουθούν δηλαδή την διεύθυνση των Ελληνίδων. Παρατηρούνται επίσης και ρήγματα διεύθυνσης Δ-Α στη Μυγδονία Λεκάνη και τη λεκάνη του Ανθεμούντος (Mountrakis et al. 1983, Pavlides et al. 1988), καθώς και ρήγματα διεύθυνσης ΔΝΔ-ΑΒΑ [Μυγδονία Λεκάνη (Mountrakis et al. 1983, Pavlides et al. 1988)].



- | | |
|--|---|
| Μαγματική Σειρά Χορτιάτη
(πρασινοςχιστόλιθοι και επιγνεύσιοι) (Ε) | Σειρά Σβούλας (σχιστόλιθοι, ψαμμίτες,
μάρμαρα ή χαλαζίτες, φυλλίτες, ασβεστόλιθοι) (Ζ) |
| Περιδοτίτες (Δ) | Σειρά ασβεστολίθων,
σχιστολίθων, πηλιτών (Α, Γ) |
| Γάββροι (Δ) | Γρανίτης (ΣΤ) |



Σχήμα 1.24. Γενικός Γεωλογικός χάρτης της περιοχής έρευνας.

1.5 Προηγούμενες Γεωφυσικές μελέτες στην περιοχή.

Στην περιοχή έρευνας έχουν γίνει διάφορες γεωφυσικές αλλά και γεωλογικές μελέτες.

Ο Θανάσουλας (1983α) ασχολήθηκε στην διδακτορική του διατριβή με την περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης. Οι μέθοδοι που χρησιμοποίησε είναι η γεωηλεκτρική, η γεωμαγνητική καθώς και η βαρυτομετρική διασκόπηση. Με τη μέθοδο της ειδικής αντίστασης έδειξε την ύπαρξη τριών στρωμάτων. Του πρώτου ειδικής αντίστασης 10 - 100 Ωm, και μέγιστο πάχος 750 m, που εκφράζει τα χαλαρά ιζήματα (αργιλλικά κυρίως με ενστρώσεις άμμων, κροκάλων). Το δεύτερο στρώμα ειδικής αντίστασης 100-200 Ωm και μέγιστο βάθος πυθμένα τα 1500m, αποτελείται από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα και ο πυθμένας του αποτελεί το όριο μεταξύ του κρυσταλλοσχιστώδους και ενός στρώματος υψηλής ειδικής αντίστασης (>600 Ωm). Το στρώμα αυτό της υψηλής ειδικής αντίστασης αποτελεί το τρίτο στρώμα, ο πυθμένας του οποίου δεν καθορίστηκε με την μέθοδο της ειδικής αντίστασης. Όσον αφορά τη γεωμαγνητική και βαρυτική διασκόπηση μόνο ποιοτικά συμπεράσματα αναφέρονται στη παραπάνω διατριβή και για αυτό τον λόγο δεν αναφέρονται εκτενέστερα.

Οι Kiriakidis et al. (1989), χρησιμοποιώντας τα βαρυτικά δεδομένα της ευρύτερης περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης, δίνουν ένα τρισδιάστατο μοντέλο για τον γρανίτη της Αρναίας. Το μοντέλο αυτό περιλαμβάνει δύο υποσώματα. Το ανώτερο αποτελεί την επιφανειακή εμφάνιση του γρανίτη της Αρναίας. Έχει πάχος 1 km και οι διαστάσεις του είναι ίδιες με την επιφανειακή εμφάνιση του γρανίτη της Αρναίας όπως αυτός χαρτογραφείται στους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ (Φύλλα Πολύγυρος και Αρναία με κλίμακα 1:50000). Το δεύτερο και κατώτερο υπόσωμα έχει πάχος 4 km, με επίπεδη την ανώτερη και κατώτερη επιφάνεια. Το πλάτος του είναι 40 km στην βόρεια άκρη του ενώ είναι 15 km στην νότια άκρη του και έχει μήκος περίπου 70 km. Το υπόσωμα αυτό ξεκινάει από την περιοχή που είναι το νοτιότερο άκρο της επιφανειακής εμφάνισης του γρανίτη της Αρναίας και εκτείνεται προς τα βορειοδυτικά με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

Η περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης αποτελεί το Ευρωπαϊκό Σεισμολογικό Πεδίο Δοκιμών (EUROSEISTEST 1995). Για τον λόγο αυτό έχουν γίνει γεωφυσικές διασκοπήσεις (μέθοδος ηλεκτρικής διασκόπησης και σεισμικής διασκόπησης) στην περιοχή αυτή για την καλύτερη γνώση της επιφανειακής δομής της περιοχής και των φυσικών της ιδιοτήτων. Στην γεωφυσική έκθεση του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Παν/μίου Θεσσαλονίκης περιλαμβάνονται ηλεκτρικές διασκοπήσεις οι οποίες δίνουν ως βάθος της ανώτερης επιφάνειας του υποβάθρου 250m στο κέντρο της λεκάνης (EUROSEISTEST 1995). Ο Jongmans (1997) και οι συνεργάτες του στα πλαίσια του ίδιου Ευρωπαϊκού προγράμματος χρησιμοποιώντας την μέθοδο της σεισμικής διασκόπησης δίνουν ως βάθος της ανώτερης επιφάνειας του υποβάθρου τα 200m στο κέντρο της λεκάνης.

Οι Makris και Moller (1977) χρησιμοποιώντας σεισμικά, βαρυτικά αλλά και μαγνητικά δεδομένα χαρτογραφούν την κατανομή των οφειολίθων με το βάθος. Καταλήγουν στο ότι τα οφειολιθικά πετρώματα φτάνουν μέχρι το βάθος των 2.5 km.

Ο Θανάσουλας (1983β) χρησιμοποιώντας 90 γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις στην περιοχή της Λεκάνης του Ανθεμούντα διαχωρίζει τους σχηματισμούς της λεκάνης σε τέσσερις διαφορετικές ομάδες γεωηλεκτρικών σχηματισμών. Τους επιφανειακούς σχηματισμούς με μεγάλες πλευρικές μεταβολές στις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και μικρό πάχος (μερικές δεκάδες μέτρα). Ο σχηματισμός

αυτός αντιστοιχεί σε χαλαρά υλικά όπως αλλούβια, αμμούχους αργίλους κλπ. και εντοπίζεται κυρίως στο κέντρο της λεκάνης. Ο αμέσως βαθύτερος γεωηλεκτρικός σχηματισμός παρουσιάζει μία ομοιογένεια ως προς την εμφάνιση του σε όλες τις βυθοσκοπήσεις. Ο σχηματισμός αυτός συμπίπτει με την ύπαρξη των Πλειστοκαινικών αποθέσεων της λεκάνης. Το πάχος του κυμαίνεται από λίγα μέτρα στις παρυφές της λεκάνης μέχρι και εκατοντάδες μέτρα προς το κέντρο της. Ο επόμενος γεωηλεκτρικός σχηματισμός παρουσιάζει ειδική ηλεκτρική αντίσταση μέσης τιμής 30 Ωm . Η γεωλογική φύση του σχηματισμού αυτού είναι αμφίβολη. Ο τελευταίος και βαθύτερος γεωηλεκτρικός σχηματισμός παρουσιάζει υψηλή ηλεκτρική ειδική αντίσταση ($\rho > 100 \Omega\text{m}$) και αποτελεί το υπόβαθρο της λεκάνης. Χαρακτηριστικό του σχηματισμού αυτού είναι ότι χωρίζεται σε τρεις γεωηλεκτρικές ενότητες. Η πρώτη έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση έως 200 Ωm και εντοπίζεται στην δυτική πλευρά της περιοχής, η δεύτερη έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση 300-600 Ωm και καταλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα του υποβάθρου της λεκάνης, ενώ η τρίτη ενότητα, έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση $\rho > 1000 \Omega\text{m}$ και εντοπίζεται στο ΒΑ τμήμα της περιοχής. Σύμφωνα με τον συγγραφέα η τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των 200 Ωm πιθανόν να αντιστοιχεί σε γνευσιακό υπόβαθρο ενώ η τιμή των 1000 Ωm είναι βέβαιο ότι αντιστοιχεί στα υπερβασικά πετρώματα που συναντούνται στον ίδιο χώρο (Περιδοτίτες-Δουνίτες). Ο συγγραφέας υποστηρίζει επίσης ότι η τιμή των 300-600 Ωm πιθανόν να αντιστοιχεί σε Γάβρους, όπως προκύπτει από την σύγκριση των γεωηλεκτρικών τομών με τους αντίστοιχους γεωλογικούς σχηματισμούς της περιοχής της λεκάνης.

Ο Σουσούνης (1993) αναφέρεται στον γρανοδιορίτη της Επανομής, χρησιμοποιώντας στοιχεία δύο βαθιών γεωτρήσεων στην περιοχή καθώς και σεισμικά δεδομένα της ΔΕΠ-ΕΚΥ. Προσπαθώντας να συσχετίσει την εμφάνιση του γρανοδιορίτη στα 3.400 m στις παραπάνω γεωτρήσεις με την επιφανειακή εμφάνιση του γρανοδιορίτη στην περιοχή Μονοπήγαδο, έκανε την παραδοχή ότι πρόκειται για ένα ενιαίο γρανοδιορίτη ο οποίος έχει υποστεί διαβρώσεις και τεκτονικές παραμορφώσεις. Έτσι χρησιμοποιώντας τα σεισμικά δεδομένα της εταιρείας ΔΕΠ-ΕΚΥ χαρτογράφησε κατά προσέγγιση την επιφάνεια του γρανοδιορίτη.

Ο Kiriakidis (1985) στη διδακτορική του διατριβή χρησιμοποιεί βαρυτικά και μαγνητικά δεδομένα κατά μήκος μιάς τομής με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ που ξεκινάει από την περιοχή της Νέας Μηχανιάνας μέχρι την περιοχή νότια της Λίμνης του Λαγκαδά. Συνοπτικά, δίνει την ύπαρξη σώματος υπερβασικών πετρωμάτων (περιδοτίτες, γάββρους) βάθους 2.5 km. Η επαφή μεταξύ του γάββρου και των επιγνευσίων ερμηνεύεται να έχει κλίση περίπου 65° προς τα ΒΑ. Μεταξύ του γάββρου και του επιγνευσίου χαρτογραφείται και ένα πολύ λεπτό στρώμα σερπεντινιομένου περιδοτίτη. Όλα τα παραπάνω συμφωνούν με την γεωλογία της περιοχής που περιλαμβάνει μία ακολουθία από περιδοτίτες, γάβρους και επιγνευσίους.

2 ΜΑΓΝΗΤΟΤΕΛΛΟΥΡΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ

Η Μαγνητοτελλουρική μέθοδος αποτελεί, όπως αναφέρθηκε στο 1ο κεφάλαιο, μία ηλεκτρομαγνητική μέθοδος διασκόπησης έχοντας ως πηγή το φυσικό ηλεκτρομαγνητικό πεδίο της Γης. Αυτό, έχει το πλεονέκτημα η χρήση της μεθόδου αυτής να μην απαιτεί ισχυρές τεχνητές πηγές. Παρουσιάζει όμως και το μειονέκτημα να είναι πολύ ευαίσθητη στον ηλεκτρομαγνητικό θόρυβο που δημιουργείται από διάφορες τεχνητές πηγές που αποτελούν κατασκευές του ανθρώπου για διάφορες χρήσεις.

2.1 Μαγνητοτελλουρικές καταγραφές

Τα ηλεκτρομαγνητικά όργανα αποτελούνται από φωρατές (π.χ. μαγνητόμετρα και ηλεκτρόδια) και καταγραφικά συστήματα δεδομένων. Οι μαγνητοτελλουρικές (MT) μελέτες στοχεύουν στον προσδιορισμό της ηλεκτρικής αγωγιμότητας της Γης. Για τον σκοπό αυτό έχουμε την καταγραφή σημάτων για περιόδους από 100 έως 10000 δευτερόλεπτα. Η επινόηση των μικροεπεξεργαστών είχε ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη των ακουστο-μαγνητοτελλουρικών (AMT). Οι συχνότητες καταγραφής με την μέθοδο AMT είναι από 1000Hz έως 0.01Hz. Η νέα αυτή τεχνολογία των μικροεπεξεργαστών επέτρεψε εκτός από την δειγματοληψία σε μεγάλες συχνότητες και την επεξεργασία μεγάλου πλήθους δεδομένων.

Οι Μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις που έκανε το Εργαστήριο Γεωφυσικής στην περιοχή της Επανομής έγιναν με την χρήση του οργάνου S.P.A.M. MkIII (Short Period Automatic Magnetotelluric). Τα όργανα S.P.A.M. σχεδιάζονται και κατασκευάζονται από τον Graham Dawes στο Πανεπιστήμιο του Εδιμβούργου από το 1980 περίπου. Ο Graham Dawes πραγματοποίησε την μελέτη για την κατασκευή του S.P.A.M. MkIII με την υποστήριξη της N.E.R.C. (National Environmental Research Council). Η κύρια φάση σχεδιασμού του πρωτοτύπου είχε ολοκληρωθεί κατά το 1992, και το 1993 άρχισε η κατασκευή του. Το πρώτο SPAM MkIII ήταν έτοιμο το 1994.

2.1.1 Το όργανο SPAM MkIII

Τα κύρια τεχνικά στοιχεία του S.P.A.M. MkIII που αποτελούν και πλεονεκτήματά του, ως όργανο μαγνητοτελλουρικών καταγραφών, είναι :

- Οι πιο γνωστοί και ευρέως χρησιμοποιούμενοι φωρατές είναι συμβατοί με τις υπόλοιπες μονάδες του συστήματος
- Η μικρή κατανάλωση ρεύματος και η ελαχιστοποίηση του θορύβου.

- Η εύκολη μετακίνηση στο ύπαιθρο γιατί πρόκειται για συμπαγή κατασκευή μικρού βάρους.
- Η ταυτόχρονη καταγραφή και επεξεργασία της χρονοσειράς σε αληθινό χρόνο.
- Το γεγονός ότι οι διάφορες μονάδες του οργάνου λειτουργούν αυτοτελώς και μπορούν εύκολα να αντικατασταθούν ή να συνδυαστούν σε οποιαδήποτε αρχιτεκτονική.
- Τα κανάλια του συστήματος μπορούν να χρησιμοποιηθούν και για άλλου είδους καταγραφές.

Το S.P.A.M. MkIII είναι σχεδιασμένο ως όργανο δικτύου. Το δίκτυο αυτό αποτελείται από φωρατές, μονάδες αναλογικής ή ψηφιακής αναγραφής και μονάδες ελέγχου. Τα δίκτυα μπορεί να είναι πολύ απλά, π.χ. ένας ακουστο-μαγνητοτελλουρικός (AMT) σχηματισμός 5 συνιστωσών. Υπάρχει, όμως, η δυνατότητα, υλοποίησης πύο πολύπλοκων δικτύων των οποίων η πολυπλοκότητα μπορεί να περιορισθεί μόνο από την φαντασία του ερευνητή.

Γενικά ένα δίκτυο καταγραφής το οποίο χρησιμοποιεί το σύστημα SPAM MkIII περιέχει πέντε κύριους κόμβους :

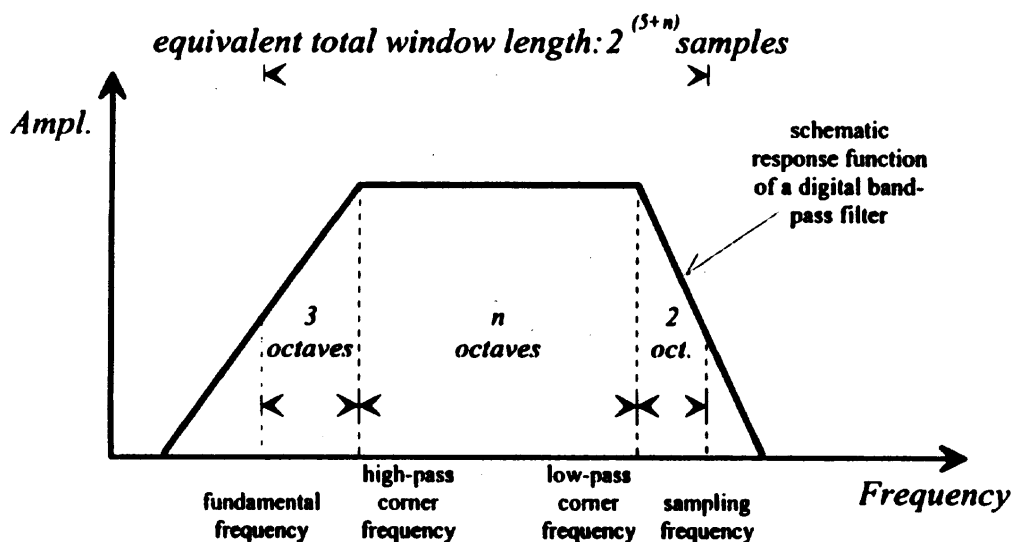
- Ο κόμβος των φωρατών : Ο κόμβος αυτός χρησιμοποιείται για την σύνδεση διάφορων γεωφυσικών οργάνων (π.χ. μαγνητόμετρα επαγωγικού πηνίου, ή και μαγνητόμετρα ρυθμιζόμενης μαγνητικής ροής, ηλεκτρόδια, σεισμόμετρα, κλπ). Τα κυκλώματα στα οποία περιλαμβάνονται τα ηλεκτρόδια είναι συνήθως παθητικές κατασκευές. Αντίθετα κυκλώματα στα οποία περιλαμβάνονται τα επαγωγικά πηνία έχουν και ενεργητικά στοιχεία (φίλτρα, ενισχυτές). Έτσι στα κυκλώματα των επαγωγικών πηνίων γίνεται παροχή ρεύματος. Αντίθετα στα τελλουρικά κυκλώματα υπάρχει μόνο ένας απλός βρόγχος προετοιμασίας του σήματος.
- Ο μακρινός κόμβος (Remote) : Τα αναλογικά σήματα που λαμβάνονται από τους φωρατές υποβάλλονται σε μια σειρά από διεργασίες. Αυτές οι διεργασίες περιλαμβάνουν, την υποβολή των καταγραφών σε φίλτρο διέλευσης ζώνης συχνοτήτων και σε φίλτρο αποκοπής συγκεκριμένης συχνότητας καθώς και την αυτόματη, λογισμικά ελεγχόμενη, ενίσχυση. Στα αναλογικά κυκλώματα παρατηρείται θόρυβος ο οποίος οφείλεται στις αυξομειώσεις της θερμοκρασίας των ηλεκτρονικών στοιχείων, στις επιρροές του σήματος από γειτονικά κανάλια κλπ. Η μείωση του θορύβου επιτυγχάνεται με την χρήση υψηλής ποιότητας τεχνικού εξοπλισμού. Τελικά, τα αναλογικά σήματα μετατρέπονται σε ψηφιακά και ακολουθεί επεξεργασία του ψηφιακού σήματος. Στην συνέχεια, τα δεδομένα φιλτράρονται

ψηφιακά και κατόπιν δημιουργούνται ζώνες συχνοτήτων. Γενικώς, συνιστάται τα υψίσυχνα ηλεκτρομαγνητικά δεδομένα να διαχωρίζονται σε στενές ζώνες συχνοτήτων. Αυτό γιατί ο λόγος σήματος προς θόρυβο για μαγνητοτελλουρικά σήματα AMT μεταβάλλεται πολύ σε συνάρτηση με την συχνότητα. Με την χρήση εξοπλισμού υψηλής τεχνολογίας επιτυγχάνεται ο διαχωρισμός σε ζώνες αφ' ότου το σήμα ψηφιοποιηθεί. Αυτό είναι ένα μεγάλο πλεονέκτημα διότι το φιλτράρισμα ψηφιακών δεδομένων είναι πιο εύκολο και πιο ασφαλές από ότι στα αναλογικά δεδομένα. Έτσι έχουμε τις ζώνες συχνοτήτων που φαίνονται στον πίνακα 2.1

Πίνακας 2.1. Ζώνες συχνοτήτων που χρησιμοποιούνται κατά το φιλτράρισμα των δεδομένων.

a/a	Υψηλό Κατώφλι (Hz)	Χαμηλό Κατώφλι (Hz)	Συχνότητα Δειγματοληψίας (Hz)
BP0	128	16	512
BP1	16	4	64
BP2	4	1	16
BP3	1	0.25	4
BP4	0.25	0.0625	1
BP5	0.0625	0.015625	0.25
BP6	0.03125	0.0078125	0.125
BP7	0.015625	0.0039062	0.0625

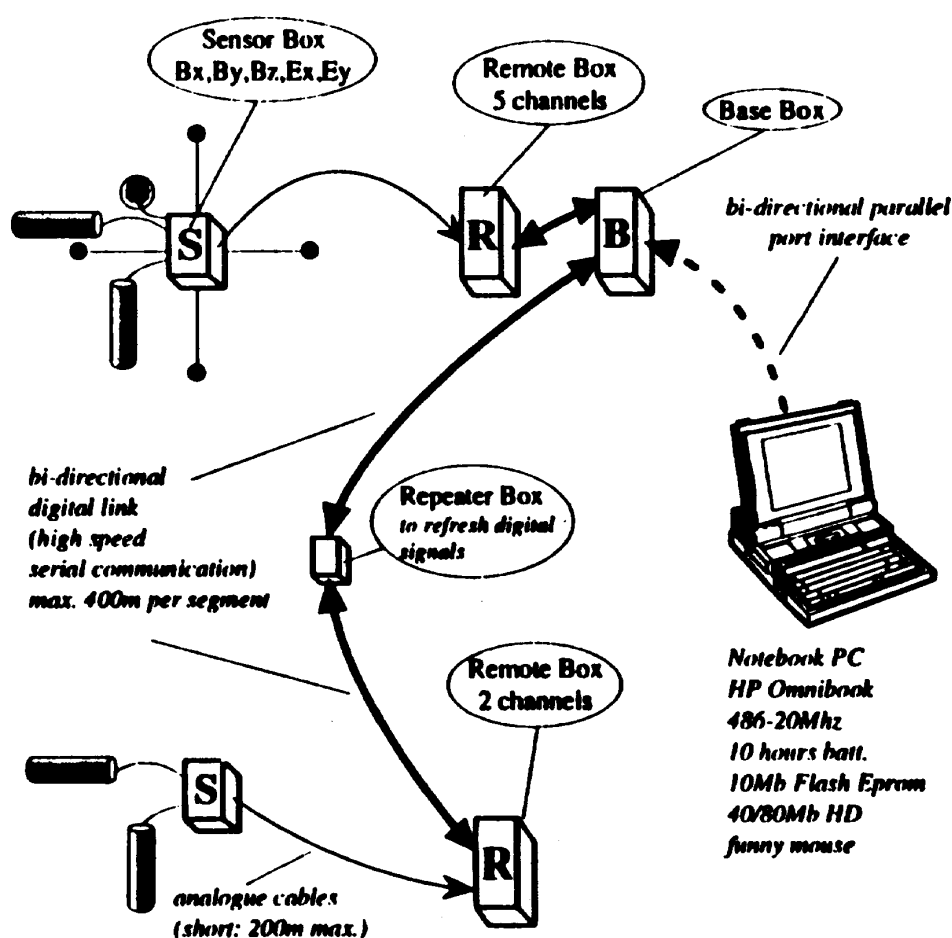
Η φιλτραρισμένη χρονοσειρά υπόκειται σε φασματική ανάλυση. Το μήκος του παραθύρου ή το πλήθος των σημείων που επιλέγεται για τον μετασχηματισμό Fourier εξαρτάται από την σχεδίαση του φίλτρου το οποίο επιλέγεται για την διέλευση της αντίστοιχης ζώνης συχνοτήτων (Σχ. 2.1). Ο αριθμός των σημείων υπολογίζεται χρησιμοποιώντας την σχέση $2^{(5+n)}$, όπου n είναι το εύρος της ζώνης συχνοτήτων σε οκτάβες. Για παράδειγμα, η ζώνη 0 (BP0) έχει κατώφλια αποκοπής στα 128 Hz και στα 16 Hz. Το εύρος της ζώνης αυτής είναι 3 οκτάβες. Οπότε ο αριθμός των σημείων που θα περιέχει κάθε παράθυρο στην ανάλυση Fourier είναι $2^{(5+3)} = 256$ σημεία. Η χρονοσειρά και οι συντελεστές της ανάλυσης Fourier μεταφέρονται στον βασικό κόμβο δια μέσου σειριακής επικοινωνίας υψηλής ταχύτητας.



Σχήμα 2. 1. Απόκριση του φίλτρου διέλευσης ζώνης συχνοτήτων. Ο αριθμός των σημείων που διέρχονται είναι $2^{(5+n)}$, όπου n είναι το εύρος της ζώνης συχνοτήτων σε οκτάβες.

- Ο κόμβος Βάσης (Base) : Η βάση είναι υπεύθυνη για τον έλεγχο ολόκληρου του δικτύου. Μόνο μία βάση επιτρέπεται ανά δίκτυο. Όλες οι ρυθμίσεις (διακόπτες, ενισχύσεις, φίλτρα κλπ) ελέγχονται και ορίζονται από την βάση. Η βάση συλλέγει όλα τα στοιχεία από τους μακρινούς κόμβους (Remote) και πραγματοποιεί επεξεργασία σε αληθινό χρόνο. Κατά την επεξεργασία σε αληθινό χρόνο ολόκληρα χρονικά παράθυρα απορρίπτονται εάν δεν ικανοποιούνται κάποιες προϋποθέσεις για την συνάφεια και την ισχύ του σήματος. Τα όρια για την συνοχή και την ισχύ του σήματος δίνονται από τον χρήστη και είναι ανάλογα με τον θόρυβο που επικρατεί στην περιοχή. Η χρονοσειρά και τα συσσωρευμένα αποτελέσματα μπορούν να αποθηκευτούν σε ένα σκληρό δίσκο είτε να μεταφερθούν σε ένα φορητό υπολογιστή (PC) . Ο φορητός υπολογιστής χρησιμοποιείται ως το εργαλείο του χρήστη για την επέμβαση στο καταγραφικό σύστημα και ως γραφική έξοδος των αποτελεσμάτων.
- Ο κόμβος επανάληψης (Repeater) : Ο κόμβος αυτός παρεμβάλλεται μεταξύ της Βάσης και του απομακρυσμένου σταθμού. Ο επαναληπτικός κόμβος χρησιμοποιείται για να ενισχύσει τα ψηφιακά σήματα. Η ενίσχυση αυτή είναι αναγκαία διότι παρατηρείται εξασθένηση του σήματος κατά την μεταφορά του.

Στο σχήμα (2.2) έχουμε ένα τυπικό σχηματισμό με πυρήνα το SPAM MkIII που παρουσιάζεται με την μορφή 5 καναλιών (2 ηλεκτρικά, E_x E_y , και 3 μαγνητικά H_x H_y H_z) στον βασικό σταθμό, και 2 καναλιών (2 μαγνητικά, H_x H_y) στον απομακρυσμένο σταθμό. Η βάση επικοινωνεί με τον μακρινό κόμβο ψηφιακά ενώ η επικοινωνία μεταξύ μακρινού κόμβου και του κόμβου των αισθητήριων οργάνων γίνεται με καλώδιο αναλογικής επικοινωνίας, που δεν πρέπει να είναι μεγαλύτερο από 200 m. Επειδή η σύνδεση μεταξύ Βάσης - μακρινού κόμβου είναι ψηφιακή, μπορούμε να έχουμε καλώδια μήκους μέχρι ένα χιλιόμετρο εφ' όσον παρεμβάλονται κόμβοι επανάληψης.



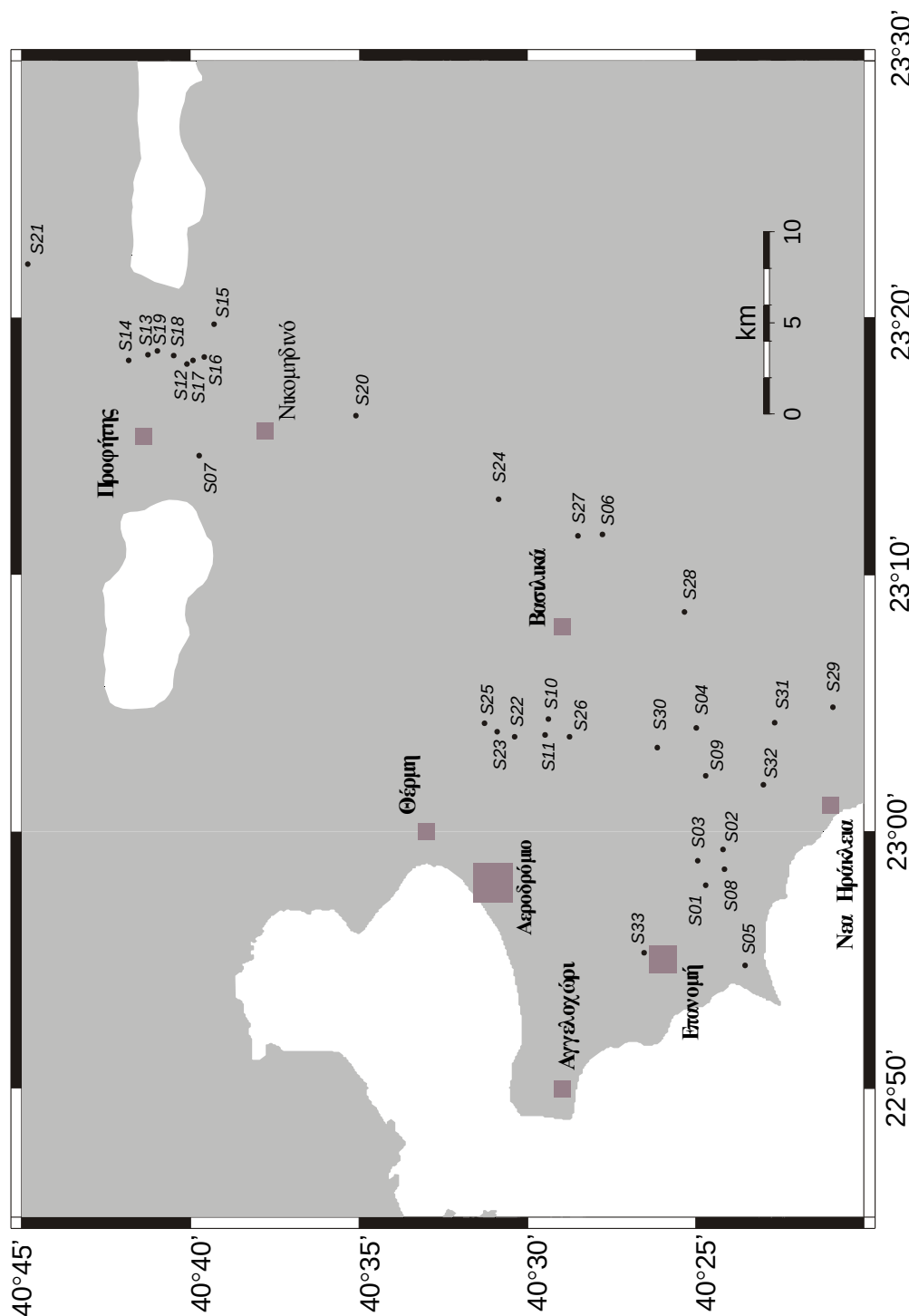
Σχήμα 2. 2. Μία απλή διάταξη με βασική συνιστώσα το S.P.A.M. MkIII όπου γίνεται εφαρμογή της τεχνικής του απομακρυσμένου σταθμού (Ritter 1995).

2.1.2 Διεξαγωγή MT μετρήσεων

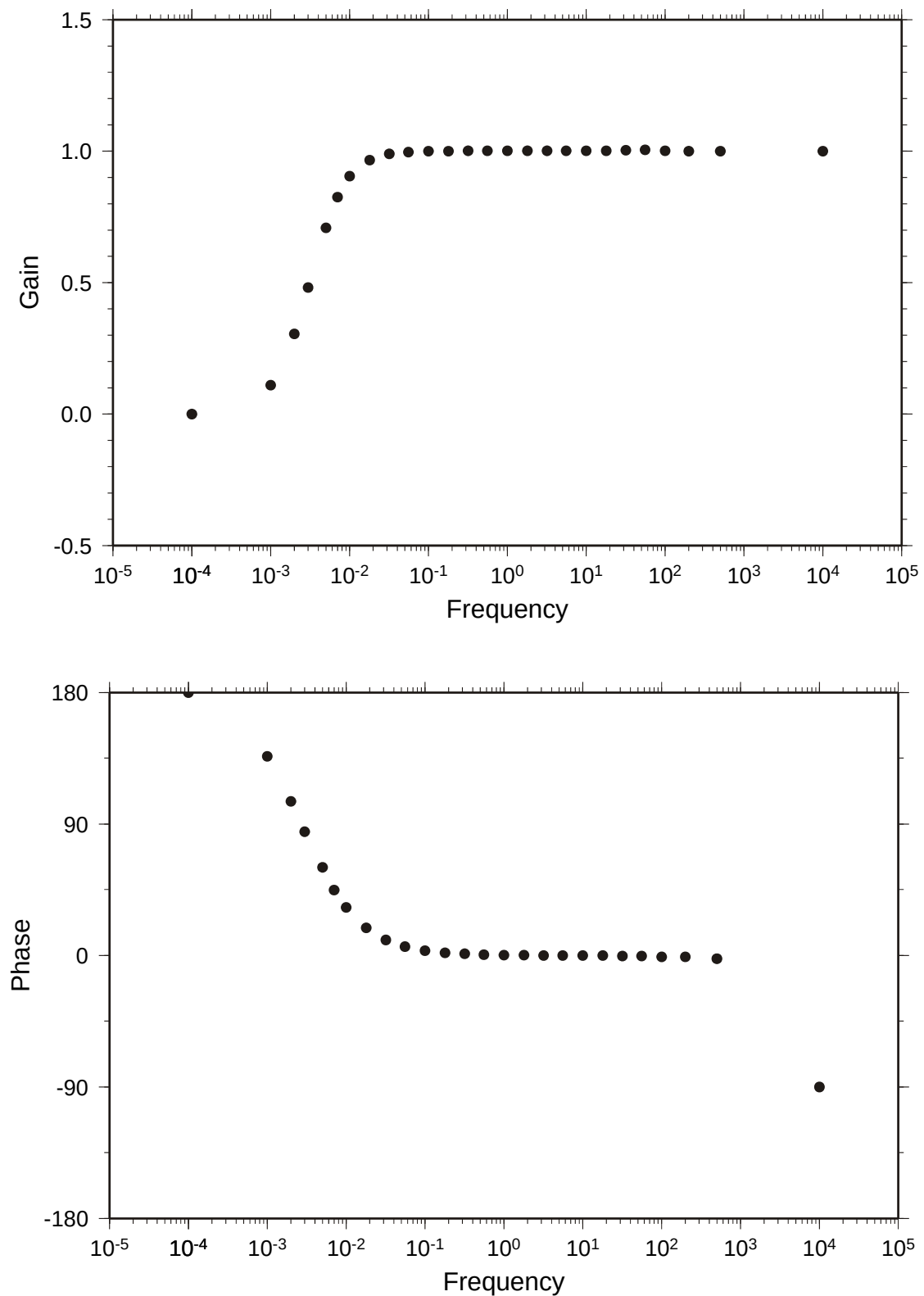
Οι Μαγνητοτελλουρικές καταγραφές που διεξήχθησαν από το εργαστήριο Γεωφυσικής κατά την περίοδο Σεπτέμβριος 1995 - Νοέμβριος 1995 κάλυψαν την ευρύτερη περιοχή του ΒΔ τμήματος της Χαλκιδικής. Συνολικά έγιναν 33 βυθοσκοπήσεις, στα σημεία που φαίνονται στο σχήμα (2.3). Όπως αναφέρθηκε για τις MT μετρήσεις χρησιμοποιήθηκε το όργανο SPAM MkIII του Πανεπιστημίου του Εδιμβούργου. Η διάταξη του οργάνου που ακολουθήσαμε περιλάμβανε ένα βασικό σταθμό 5 συνιστωσών (2 ηλεκτρικές, E_{x1} E_{y1} , και 3 μαγνητικές H_{x1} H_{y1} H_z) και όπου ήταν δυνατό χρησιμοποιήθηκε και απομακρυσμένος σταθμός 4 συνιστωσών (2 ηλεκτρικές, E_{x2} E_{y2} , και 2 μαγνητικές H_{x2} H_{y2}). Σέ όλες τις συνιστώσες, ηλεκτρικές και μαγνητικές η διεύθυνση x ορίστηκε κατά μήκος του μεσημβρινού που διέρχεται από το σημείο παρατήρησης και η διεύθυνση y κατά την διεύθυνση Ανατολή-Δύση ενώ η z ήταν η κατακόρυφη. Η απόσταση μεταξύ του βασικού και απομακρυσμένου σταθμού ήταν περίπου 300 m. Έγινε δυνατή η καταγραφή δεδομένων τα οποία συνίστανται σε 23 βυθοσκοπήσεις με εννέα συνολικά συνιστώσες και σε 10 βυθοσκοπήσεις με πέντε συνιστώσες. Το φάσμα συχνοτήτων που κάλυψαν οι μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις είναι από 128 Hz έως 100 sec. Το φάσμα χωρίστηκε σε 8 ζώνες συχνοτήτων από τις οποίες οι τρεις τελευταίες παρουσιάζουν επικαλυπτόμενα τμήματα (Πίνακας 2.1).

Οι μετρήσεις του ηλεκτρικού πεδίου έγιναν με ηλεκτρόδια διαλύματος Θεικού Χαλκού. Οι μετρήσεις του μαγνητικού πεδίου έγιναν με πηνία των οποίων η αποκρίση φαίνεται στο σχήμα (2.4). Οι γεωγραφικές συντεταγμένες των σταθμών υπολογίστηκαν με την χρήση GPS (Παγκόσμιο Σύστημα Εντοπισμού Θέσης). Η διεξαγωγή των μετρήσεων έγινε κατά την διάρκεια της ημέρας, κυρίως στην αρχή του πειράματος. Στην συνέχεια όμως λόγω του υψηλού επιπέδου του θορύβου, έγιναν και κάποιες βυθοσκοπήσεις κατά την διάρκεια της νύχτας. Το πλεονέκτημα των μετρήσεων κατά την διάρκεια της νύχτας είναι ότι ο ανθρωπογενής θόρυβος μειώνεται αισθητά αλλά δυστυχώς μειώνεται και η ισχύ του σήματος της πηγής του φυσικού ηλεκτρομαγνητικού πεδίου.

Η διάρκεια των καταγραφών ήταν μεταβλητή για τις διαφορετικές ζώνες συχνοτήτων. Έτσι για την πρώτη και δεύτερη ζώνη είχαμε καταγραφή για 10 και 30 λεπτά αντίστοιχα, στην αρχή αλλά και πριν το τέλος των μετρήσεων. Για τις υπόλοιπες ζώνες συχνοτήτων η καταγραφή διαρκούσε καθ'όλη την διεξαγωγή της βυθοσκόπησης.



Σχήμα 2. 3. Οι θέσεις των μαγνητοτελλουρικών βυθοσκοπήσεων οι οποίες πραγματοποιήθηκαν στην Β1 Χαλκιδική και την περιοχή της Μυγδονίας.

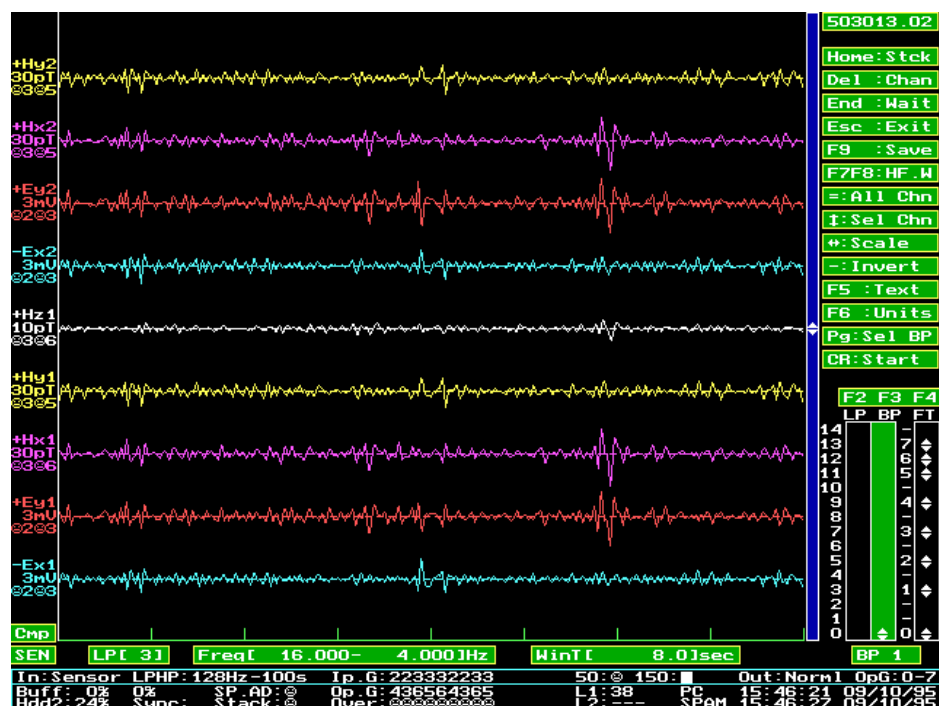


Σχήμα 2. 4. Φάσμα πλάτους και φάσεων απόκρισης Πηνίου τύπου 063 (Ritter 1995). Ο τύπος αυτός χρησιμοποιήθηκε για τις μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις στην βορειοδυτική Χαλκιδική.

Ο έλεγχος των καταγραφών και των αποτελεσμάτων γινόταν από τον φορητό υπολογιστή που ήταν συνδεδεμένος στον βασικό κόμβο. Ο πρώτος έλεγχος των καταγραφών γινόταν με διαγράμματα της χρονοσειράς και του φάσματος ισχύος και για τις 9 (ή 5) συνιστώσες. Από τον οπτικό αυτόν έλεγχο ήταν εύκολο να αναγνωρισθεί το επίπεδο του θορύβου καθώς και του μαγνητοτελλουρικού σήματος. Ένα παράδειγμα καταγραφής των 9 συνιστωσών φαίνεται στο σχήμα (2.5), το οποίο αφορά την βυθοσκόπηση s13 (Σχ. 2.3) η οποία πραγματοποιήθηκε στην περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης. Στο σχήμα αυτό έχουμε με δείκτη 1 τις πέντε συνιστώσες του βασικού σταθμού ($E_{x1}, E_{y1}, H_{x1}, H_{y1}, H_z$) και με δείκτη 2 τις πέντε συνιστώσες του απομακρυσμένου σταθμού ($E_{x2}, E_{y2}, H_{x2}, H_{y2}$). Το χρονικό παράθυρο είναι διάρκειας 8 δευτερολέπτων και ανήκει στην δεύτερη ζώνη συχνοτήτων (16 – 4 Hz). Πρέπει να σημειωθεί εδώ ότι η οριζόντια συνιστώσα E_{x1} είναι ανεστραμμένη. Από την παραπάνω καταγραφή είναι εμφανές ότι πρόκειται για πολύ καλά MT σήματα (σήματα τα οποία οφείλονται στο δευτερογενές επαγόμενο πεδίο που δημιουργείται λόγω της αγωγιμότητας των στρωμάτων) διότι υπάρχει συμφωνία μεταξύ των καναλιών $-E_x$ και H_y καθώς και μεταξύ των καναλιών H_x και E_y .

Μέσω του λογισμικού παρακολούθησης των καταγραφών ήταν επίσης δυνατή η παρουσίαση των αποτελεσμάτων με την μορφή διαγραμμάτων φαινόμενης ειδικής αντίστασης, φάσης και συνάφειας με την συχνότητα (Σχ. 2.6). Για τα διαγράμματα αυτά είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν διαφορετικές συνιστώσες του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου. Αυτό συμβαίνει όταν γίνεται χρήση και των δεδομένων του απομακρυσμένου σταθμού. Στο παραπάνω σχήμα έχουμε την φαινόμενη ειδική αντίσταση και φάση υπολογισμένα από τα στοιχεία του βασικού σταθμού όπως αυτό φαίνεται στην κορυφή του σχήματος, για το Z_{xy} (αριστερά) και το Z_{yx} (δεξιά). Στο σχήμα (2.6) οι καμπύλες προέκυψαν ύστερα από καταγραφή ολίγων ωρών.

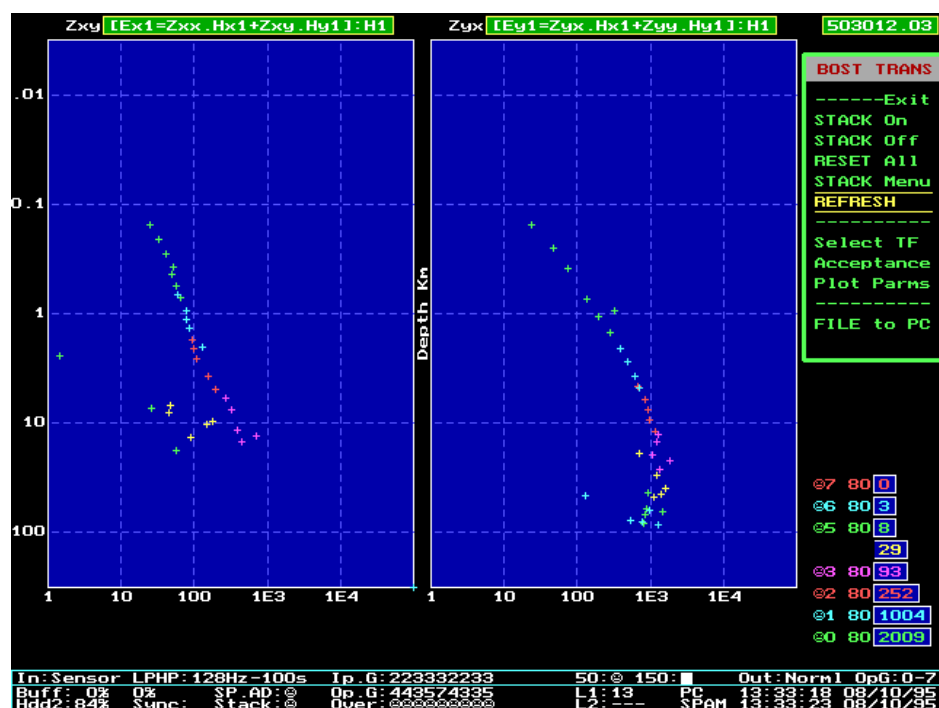
Επίσης ήταν δυνατός και ο υπολογισμός ενός μονοδιάστατου μοντέλου και για τις δύο πολώσεις, χρησιμοποιώντας τον μετασχηματισμό Bostick (Bostick and Smith 1962) όπως φαίνεται στο σχήμα (2.7). Στο σχήμα (2.8) έχουμε τα στοιχεία του διανύσματος επαγωγής τα οποία είναι δυνατό να υπολογισθούν διότι έχουμε την καταγραφή και της κατακόρυφης συνιστώσας του μαγνητικού πεδίου. Αυτό γίνεται επειδή η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε είναι η CGDS Remote Reference, όπως αναφέρεται στον Πίνακα (1.1) της παραγράφου (1.1.2). Τέλος, η αποθήκευση των δεδομένων γινόταν σε σκληρό δίσκο σε δυαδική μορφή λόγω του μεγάλου όγκου των δεδομένων.



Σχήμα 2. 5. Χρονοσειρά 9 συνιστωσών του σταθμού s13.



Σχήμα 2. 6. Διαγράμματα φαινόμενης ειδικής αντίστασης, φάσης, συνοχής και πλήθους χρονικών παραθύρων που χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς, ως συναρτήσεις της συχνότητας, του σταθμού s12 (πόλωση xy στο τμήμα αριστερά, και πόλωση yx στο τμήμα δεξιά).



Σχήμα 2. 7. Μονοδιάστατα μοντέλα με την χρήση του μετασχηματισμού Bostick, του σταθμού s13 και για τις δύο πολώσεις, xy (στο τμήμα αριστερά του σχήματος) και yx (στο τμήμα δεξιά του σχήματος).



Σχήμα 2. 8. Πραγματικό (αριστερά) και φανταστικό (δεξιά) μέρος του διανύσματος επαγωγής (induction vector) , της φάσης, της συνάφειας και του πλήθους των παρατηρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς σε συνάρτηση με την συχνότητα για τον σταθμό s13, όπως αυτά υπολογίστηκαν από τις τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου (H_x , H_y , H_z).

2.2 Επεξεργασία Μαγνητοτελλουρικών καταγραφών

Η επεξεργασία των μαγνητοτελλουρικών (MT) καταγραφών έγινε με την χρήση λογισμικού το οποίο κατασκευάστηκε στο εργαστήριο Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου της Ουψάλας. Το λογισμικό αυτό ονομάζεται MTANAL (MT Analysis) και στηρίζεται στην μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (Jepsen and Pedersen 1981). Η γραφική έξοδος των αποτελεσμάτων είναι διαγράμματα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, της φάσης και του τανυστή εμπέδησης ως συνάρτηση της περιόδου. Η γραφική παρουσίαση των υπόλοιπων αποτελεσμάτων της επεξεργασίας των MT καταγραφών έγινε με την χρήση του λογισμικού GEOTOOLS (Geotools 1997). Το λογισμικό αυτό χρησιμοποιήθηκε για την δημιουργία των πολικών διαγραμμάτων εμπέδησης, την στροφή του τανυστή εμπέδησης, και τον υπολογισμό μονοδιάστατων και δισδιάστατου μοντέλων.

2.2.1 Επεξεργασία ανάλυσης των δεδομένων

Τα κυριότερα στάδια στην ανάλυση της χρονοσειράς του ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου [$h_x(t)$, $h_y(t)$, $h_z(t)$, $e_x(t)$, $e_y(t)$] είναι :

1. Όλη η χρονοσειρά συγκρίνεται με αναφορά την τιμή που ορίσθηκε ως κατώφλι κορεσμού των πλατών της χρονοσειράς. Δηλαδή αν το πλάτος σε κάποια συγκεκριμένη στιγμή υπερβεί την τιμή κορεσμού τότε αυτό διαμορφώνεται στην τιμή κορεσμού.
2. Μια ευθεία ελαχίστων τετραγώνων υπολογίζεται για κάθε χρονικό παράθυρο και αφαιρείται από την χρονοσειρά. Στην συνέχεια διαμορφώνονται συνημιτονοεδείς απολίξεις μήκους ίσου με το 5% του μήκους ενός χρονικού παραθύρου. Ως παράδειγμα, μπορούμε να θεωρήσουμε μία σειρά με 2048 δείγματα, το 5% των 2048 δειγμάτων είναι περίπου ίσο με 100 δείγματα. Αυτό γίνεται για την εξάλειψη των φαινομένων Gibbs στο υπολογιζόμενο φάσμα.
3. Όλη η χρονοσειρά υπόκειται στον μετασχηματισμό Fourier για τον υπολογισμό των μετασχηματισμένων πεδίων $H_x(f)$, $H_y(f)$, $H_z(f)$, $E_x(f)$ και $E_y(f)$ όπου f είναι η συχνότητα (Bracewell 1986).
4. Υπολογίζονται τα φάσματα ισχύος και τα διασυναρτησιακά φάσματα ισχύος εσωτερικά για κάθε ζώνη συχνοτήτων. Αυτό επιτυγχάνεται με τον ακόλουθο τρόπο. Έστω ότι Δt είναι η απόσταση δειγματοληψίας στην περιοχή του χρόνου, και N είναι ο συνολικός αριθμός των δειγμάτων ανά χρονικό παράθυρο. Σύμφωνα με την θεωρία του διακριτού μετασχηματισμού Fourier, η πρώτη αρμονική έχει συχνότητα $f_1 = 1 / N\Delta t$, και το διάστημα μεταξύ των διακριτών συχνοτήτων είναι ίσο με $\Delta f = f_1$ (Brigham 1974). Οι πρώτες εννέα ζώνες έχουν επιλεγθεί ως διακριτές

συχνότητες, είναι ίσες με τους αντίστοιχους πρώτους εννέα αρμονικούς, και ευρίσκονται σε συχνότητες που ορίζει η σχέση

$$f_i = i\Delta f \quad i = 1,9 \quad (2.1)$$

όπου i είναι ο αριθμός της ζώνης.

Οι επόμενες ζώνες συχνοτήτων επιλέγονται έτσι ώστε να έχουμε 10 ζώνες συχνοτήτων ανά λογαριθμική δεκάδα. Η ελάχιστη συχνότητα, δηλαδή η αρχή της ζώνης ευρίσκεται στην συχνότητα

$$f_i = 10\Delta f 10^{(i-10)/10} \quad i = 10, \dots, 29, \quad (2.2)$$

όπου ο δείκτης i δηλώνει τον αριθμό της ζώνης.

Χρησιμοποιώντας την παραπάνω σχέση το πλήθος των αρμονικών μέσα σε κάθε ζώνη συχνοτήτων, n_B , αυξάνεται γρήγορα με την συχνότητα. Για την ζώνη με αριθμό i βρίσκουμε ότι το πλήθος των αρμονικών είναι κατά προσέγγιση

$$n_{B,i} \cong 10(10^{(i+1-10)/10} - 10^{(i-10)/10}) = 10^{\frac{i}{10}}(10^{\frac{1}{10}} - 1) \quad (2.3)$$

Το ακριβές πλήθος των αρμονικών ανά ζώνη δίνεται στον Πίνακα (2.2)

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2. Το πλήθος των συχνοτήτων ανά ζώνη συχνοτήτων κατά την ανάλυση της χρονοσειράς των μαγνητοτελλουρικών δεδομένων.

α/α Ζώνης	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
n_B	1	1	1	1	1	1	1	1	1	3	3	6	6	6

α/α Ζώνης	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
n_B	8	11	13	16	20	26	33	41	52	65	82	103	129	164	205

Αυτή η επιλογή έγινε για δύο πολύ βασικούς λόγους :Πρώτον, είναι γενικά αποδεκτό (Jepsen and Pedersen 1981) ότι η κατανομή των πληροφοριών από την ανάλυση της χρονοσειράς είναι λογαριθμική με την συχνότητα. Συνήθως εμφανίζουμε διαγράμματα με καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης σε δισλογαριθμικό χαρτί, όπου τα λογαριθμικά διαστήματα είναι ίδιου μήκους για κάθε άξονα.

Δεύτερον, η απόσταση ανάμεσα στους πρώτους 9 αρμονικούς είναι τόσο μεγάλη έτσι ώστε διάφορες συχνότητες να βρίσκονται μέσα στο διάστημα του 1/10 της δεκάδας. Επομένως, θεωρήθηκε ότι είναι καλύτερο να διατηρηθεί η ταυτότητα των πρώτων 9 αρμονικών, και για τις υπόλοιπες ζώνες να γίνει σώρευση των φασμάτων και των διασυναρτησιακών φασμάτων, έτσι ώστε να είναι δυνατός ο υπολογισμός

διαφόρων στατιστικών παραμέτρων. Έτσι χρειάζονται τουλάχιστον τρία χρονικά παράθυρα για τον υπολογισμό της εμπέδησης και των αντίστοιχων σφαλμάτων. Αυτό δεν αποτελεί ιδιαίτερο εμπόδιο για δεδομένα της ακουστο-μαγνητοτελλουρικής μεθόδου (AMT), μια που η συλλογή δεδομένων είναι πολύ γρήγορη. Επίσης το πλεονέκτημα της παραπάνω μεθόδου είναι ότι αποφεύγονται οι επιρροές (bias effects) οι οποίες θα υπήρχαν εάν ήταν μεγαλύτερο το εύρος της ζώνης.

5. Η σόρευση των φασμάτων γίνεται με βάση τις τιμές των προβλεπόμενων τιμών της συνάφειας $\gamma_{E_x H_x H_y}^2$ και $\gamma_{E_y H_x H_y}^2$ για το διάστημα κάθε ζώνης συχνοτήτων.

Για να είναι μία ζώνη συχνοτήτων αποδεκτή στην διαδικασία της σόρευσης πρέπει οι συνιστώσες του ηλεκτρικού πεδίου, E_x και E_y , να προβλέπονται (υπολογίζονται) ικανοποιητικά από τις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου H_x και H_y .

Η μαθηματική εξίσωση που δίνει την τιμή της συνάφειας είναι

$$1 - \gamma_{E_x H_x H_y}^2 = \frac{|E_x - E_x^p|^2}{|E_x|^2} \quad (2.4)$$

όπου E_x και E_x^p δηλώνουν τα διανύσματα του ηλεκτρικού πεδίου και του προβλεπόμενου πεδίου για την αντίστοιχη ζώνη συχνοτήτων. Είναι προφανές ότι μεγάλη τιμή της συνάφειας $\gamma_{E_x H_x H_y}^2$ δείχνει μεγάλη συσχέτιση μεταξύ των συνιστωσών H_x , H_y και της συνιστώσας E_x .

Μεγάλη τιμή στην συνάφεια, $\gamma_{E_x H_x H_y}^2$ δεν συνεπάγεται και μεγάλη τιμή στην συνάφεια $\gamma_{E_y H_x H_y}^2$ και αντίστροφα. Αυτό κυρίως διότι ο ανθρωπογενής θόρυβος μπορεί να παρουσιάζει κάποια κατευθυντικότητα. Έτσι είναι δυνατός ο ασφαλής υπολογισμός των στοιχείων του τανυστή εμπέδησης ακόμη και όταν το κατώφλι ελέγχου της υπολογιζόμενης συνάφειας έχει υψηλή τιμή. Από τη άλλη μεριά η υψηλή τιμή στο κατώφλι ελέγχου της συνάφειας δεν οδηγεί απαραίτητα σε ασφαλή αποτελέσματα. Αυτό διότι ο σταθερός θόρυβος μπορεί να δώσει υψηλές τιμές της υπολογιζόμενης συνάφειας. Ας θεωρήσουμε ως q το κατώφλι αποδοχής της συνάφειας. Τότε μπορούμε να έχουμε τους εξής συνδυασμούς :

$$\alpha) \quad \gamma_{E_x H_x H_y}^2 \wedge \gamma_{E_y H_x H_y}^2 \geq q$$

$$\beta) \quad \gamma_{E_x H_x H_y}^2 \vee \gamma_{E_y H_x H_y}^2 \geq q$$

$$\gamma) \quad \mathcal{V}_{E_x H_x H_y}^2 \geq q$$

$$\delta) \quad \mathcal{V}_{E_y H_x H_y}^2 \geq q$$

Από αυτές τις τέσσερις περιπτώσεις η α λειτουργεί πίο επιλεκτικά. Μόνο όταν η $\mathcal{V}_{E_x H_x H_y}^2$ και η $\mathcal{V}_{E_y H_x H_y}^2$ ταυτόχρονα υπερβαίνουν το κατώφλι ελέγχου, q, τότε τα φάσματα ισχύος γίνονται δεκτά για τον υπολογισμό του τανυστή εμπέδησης. Η περίπτωση γ δεν λειτουργεί τόσο επιλεκτικά όσο η α, και έτσι τα στοιχεία Z_{xx} και Z_{xy} υπολογίζονται καλύτερα από τα Z_{yx} και Z_{yy} .

6. Τα στοιχεία του τανυστή εμπέδησης και τα σφάλματα τους υπολογίζονται για κάθε χρονικό παράθυρο (για τις ζώνες με αύξοντα αριθμό μεγαλύτερο του 10). Στην συνέχεια υπολογίζεται η μέση τιμή από όλα τα χρονικά παράθυρα για τις ζώνες όπου η σώρευση ήταν αποτελεσματική (δηλαδή ο έλεγχος συνάφειας ήταν θετικός). Για τις ζώνες 1 έως 9 καμία επιλογή δεν είναι δυνατή, ως εκ τούτου τα υπολογιζόμενα φάσματα υποβάλλονται στην διαδικασία της σώρευσης και μόνο όταν ο αριθμός των χρονικών παραθύρων είναι μεγαλύτερος ή ίσος του 3 υπολογίζεται η μέση τιμή.

Τελικά, υπολογίζεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση από τις μέσες τιμές των στοιχείων του τανυστή εμπέδησης καθώς και ο μετασχηματισμός Bostick που αντιστοιχεί στα μη διαγώνια στοιχεία του τανυστή εμπέδησης. Με αυτόν τον τρόπο έχουμε μια πρώτη ερμηνεία των δεδομένων με την μορφή μονοδιάστατων μοντέλων, υποθέτουμε δηλαδή ότι η Γή αποτελείται από οριζόντια, ομογενή και ισότροπα στρώματα.

Ο μετασχηματισμός Bostick (Bostick and Smith 1962) συνδέεται με την φάση και το πλάτος της εμπέδησης μέσω της συνάρτησης μετασχηματισμού. Η συνάρτηση μετασχηματισμού είναι

$$C = |C| e^{-i\left(\frac{\pi}{2} - \varphi\right)} \quad (2.5)$$

$$C = \frac{Z_{xy}}{i\omega\mu_o} = -\frac{Z_{yx}}{i\omega\mu_o}$$

Στην συνέχεια το βάθος z_B και η αντίσταση ρ_B που υπολογίζονται από τον μετασχηματισμό Bostick (αντίσταση Bostick) ορίζονται ως

$$z_B = |C| = \left(\frac{\rho_a}{\omega\mu_o}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.6)$$

$$\rho_B = \rho_a \frac{1+m}{1-m} \cong \rho_a \left(\frac{\pi}{2\varphi} - 1\right) \quad (2.7)$$

όπου ρ_a είναι η φαινόμενη ειδική αντίσταση και m είναι η κλίση της ως προς τις περιόδους, δηλαδή

$$m = \frac{d \log \rho_a}{d \log T} \quad (2.8)$$

Κατά την πραγματοποίηση του μετασχηματισμού Bostick χρησιμοποιήθηκε η φάση αντί για την κλίση της συνάρτησης της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για τον υπολογισμό της αντίστασης Bostick.

2.2.2 Περιγραφή του λογισμικού MTANAL

Στο σχήμα (2.9) έχουμε το διάγραμμα ροής του προγράμματος MTANAL. Ακολουθεί μία συνοπτική περιγραφή κάθε υπορουτίνας :

S/R READ1 : Διαβάζει τις μεταβλητές που ορίζουν τις παραμέτρους των δεδομένων, της παραμέτρους επεξεργασίας κ.ο.κ. και αποθηκεύει τα φίλτρα για κάθε ηλεκτρικό και μαγνητικό κανάλι.

S/R READ2 : Διαβάζει τα δεδομένα από το αρχείο που περιέχει την χρονοσειρά.

S/R BIPLEX : Υπολογίζει το φάσμα απόκρισης για κάθε κανάλι με χρήση ταχέως μετασχηματισμού Fourier (FFT).

S/R FILTER : Βαθμονομεί κάθε κανάλι σύμφωνα με τις αποκρίσεις των οργάνων.

S/R CROSS : Υπολογίζει το φάσματα ισχύος και διασυναρτησιακό φάσμα ισχύος μεταξύ όλων των καναλιών. Συσσώρευση των φασμάτων ισχύος γίνεται στην συνέχεια ανάλογα με τις τιμές στις μεταβλητές NQUAL και QUAL.

S/R IMPEDE : Υπολογίζει τα στοιχεία του τανυστή εμπέδησης και τα σφάλματα τους για κάθε ζώνη συχνοτήτων.

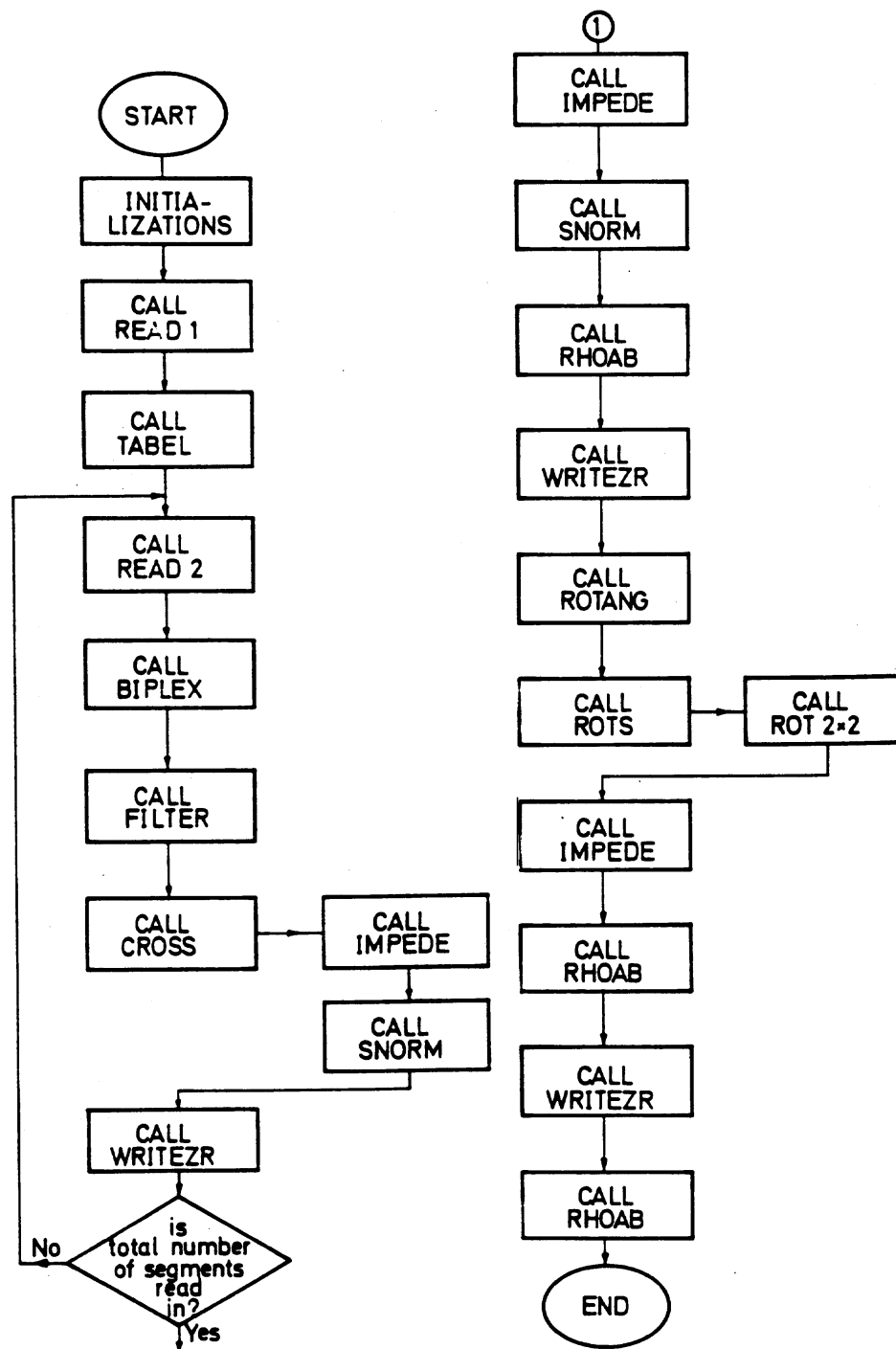
S/R RHOAB : Υπολογίζει τις φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις καθώς και τις αντιστάσεις και τα βάθη σύμφωνα με τον μετασχηματισμό Bostick (Bostick and Smith 1962) για τις δύο διευθύνσεις που έγιναν οι μετρήσεις.

S/R SNORM : Κανονικοποιεί τα φάσματα ισχύος και τα φάσματα διασυσχέτισης ισχύος σε φυσικές μονάδες, π.χ. ανά Hz.

S/R ROTS : Στρέφει τον τανυστή του φάσματος διασυσχέτισης για γωνία που ορίζεται από την υπορουτίνα ROTANG.

S/R ROTANG : Υπολογίζει την γωνία στροφής του τανυστή εμπέδησης.

S/R WRITEZR : Γράφει στην μονάδα εξόδου τις τιμές του τανυστή εμπέδησης και των σφαλμάτων του. Επίσης γράφει τις φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις, τις γωνίες στροφής και τα αποτελέσματα από τον μετασχηματισμό Bostick.



Σχήμα 2. 9. Διάγραμμα ροής του προγράμματος MTANAL (Jepsen and Pedersen 1981).

2.2.3 Αποτελέσματα της ανάλυσης για συγκεκριμένες βυθοσκοπήσεις

Όλες οι βυθοσκοπήσεις υπέστησαν επεξεργασία βάσει του λογισμικού που προαναφέρθηκε με σκοπό τον υπολογισμό των στοιχείων του τανυστή εμπέδησης με την συχνότητα για κάθε σταθμό. Ακολούθησε ο υπολογισμός της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης με την συχνότητα και για τις δύο πολώσεις xy και yx . Εδώ θα πρέπει να σημειώσουμε ότι οι διευθύνσεις x και y που αναφέρονται είναι οι διευθύνσεις x και y που ορίστηκαν κατά την συλλογή των δεδομένων. Δηλαδή, x είναι η διεύθυνση Νότος-Βορράς (με θετικές τιμές στον Βορρά) και y η διεύθυνση Δύση-Ανατολή (με θετικές τιμές στην Ανατολή).

Στη χρονοσειρά του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου στους 22 από τους 33 σταθμούς μαγνητοτελλουρικών καταγραφών παρατηρήθηκε ανθρωπογενής θόρυβος. Η ανάλυση, καθώς και μια προσπάθεια ερμηνείας της πιθανής πηγής του ανθρωπογενούς θορύβου παρουσιάστηκαν από τον Σαββαΐδη (1997). Εξαιτίας του ανθρωπογενή θορύβου δεν ήταν δυνατό να υπολογισθούν καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης που να συμφωνούν με καμπύλες απόκρισης οποιουδήποτε μονοδιάστατου, δισδιάστατου και τρισδιάστατου γεωηλεκτρικού μοντέλου.

Οι υπόλοιποι 11 σταθμοί βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης και οι 10 από αυτούς ευρίσκονται σε τομή με διεύθυνση βόρειο-βορειοανατολική.

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε και για τις οκτώ ζώνες συχνοτήτων ξεχωριστά. Για κάθε ζώνη χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικοί συνδυασμοί των συντελεστών συνάφειας και διαφορετικές τιμές για το κατώφλι συνάφειας, q . Αυτό έγινε λόγω των ιδιοτήτων που παρουσιάζουν οι καταγραφές για διαφορετικές ζώνες συχνοτήτων. Οι ιδιαιτερότητες αυτές είναι η έλλειψη μεγάλου πλήθους χρονικών παραθύρων για τις υψηλές περιόδους και τα ασθενή MT σήματα.

Το λογισμικό MTANAL δεν έχει την δυνατότητα επεξεργασίας και των εννέα καναλιών (πέντε στον βασικό σταθμό και τέσσερα στον απομακρυσμένο σταθμό) ταυτόχρονα αλλά μόνο των επτά. Έγινε επεξεργασία των δεδομένων και με την χρήση καναλιών του απομακρυσμένου σταθμού και χωρίς αυτά. Γενικά, δεν παρατηρήθηκε διαφορά είτε χρησιμοποιώντας τα απομακρυσμένα κανάλια είτε χωρίς αυτά, έτσι ώστε να δώσουν διαφορετικές καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Εξαιτίας αυτού του γεγονότος στην συνέχεια αναφέρονται μόνο περιπτώσεις όπου δεν χρησιμοποιείται η τεχνική του απομακρυσμένου σταθμού. Δηλαδή, χρησιμοποιήθηκαν τα κανάλια του βασικού ή του απομακρυσμένου σταθμού ανεξάρτητα, χωρίς να συμπεριληφθεί συσχέτιση των δύο θέσεων. Ο σταθμός **s07** αποτελεί τον

πρώτο σταθμό στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης και λειτούργησε ως δοκιμαστικός σταθμός για την περιοχή αυτή. Για τον λόγο αυτό, καθώς και γιατί ο παραπάνω σταθμός δεν ανήκει στην τομή βόρειο-βορειοανατολικής διεύθυνσης που ορίζουν οι υπόλοιποι 10 σταθμοί, δεν παρουσιάζονται στην συνέχεια τα αποτελέσματα για το σταθμό αυτό.

Λόγο του μεγάλου όγκου των δεδομένων, η παρουσίαση της επεξεργασίας τους αναλυτικά για κάθε μια βυθοσκόπηση θα καταλάμβανε τεράστιο όγκο. Για το λόγο αυτό προτιμήθηκε η παρουσίαση συγκεκριμένων βυθοσκοπήσεων οι οποίες είναι χαρακτηριστικές της όλης δουλείας.

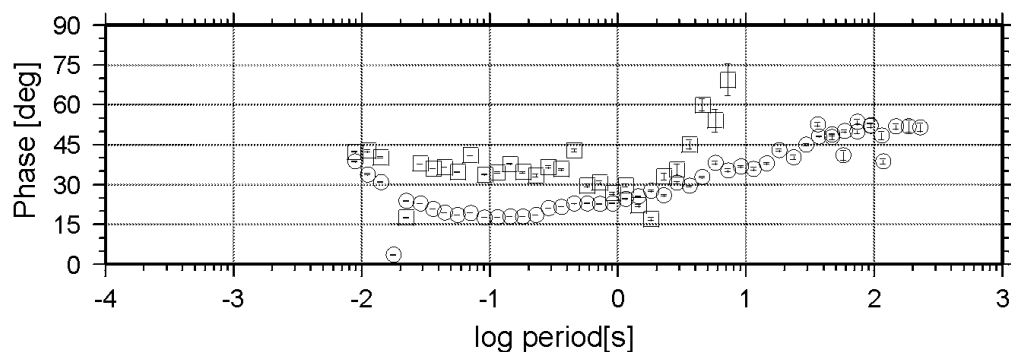
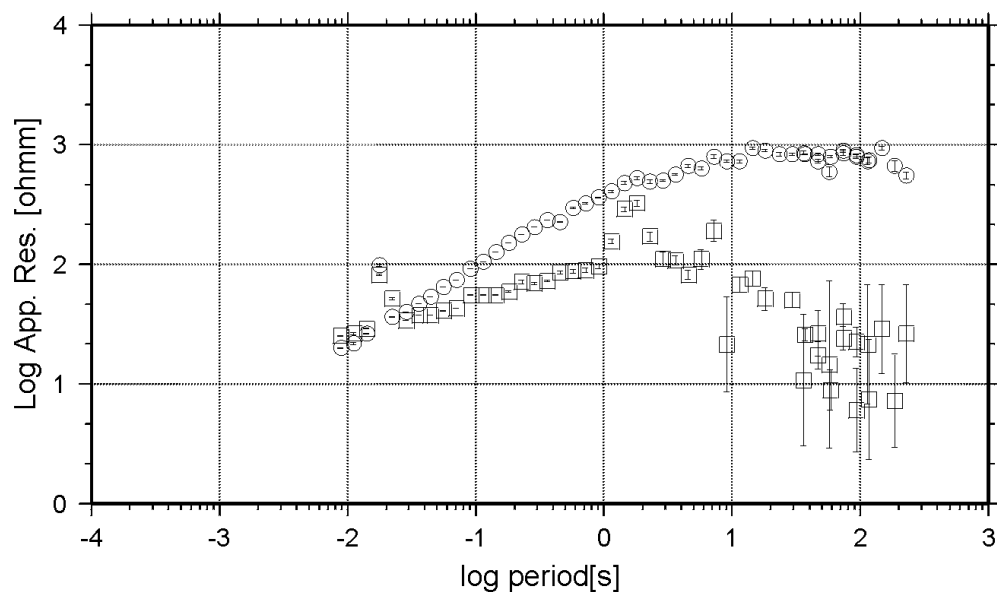
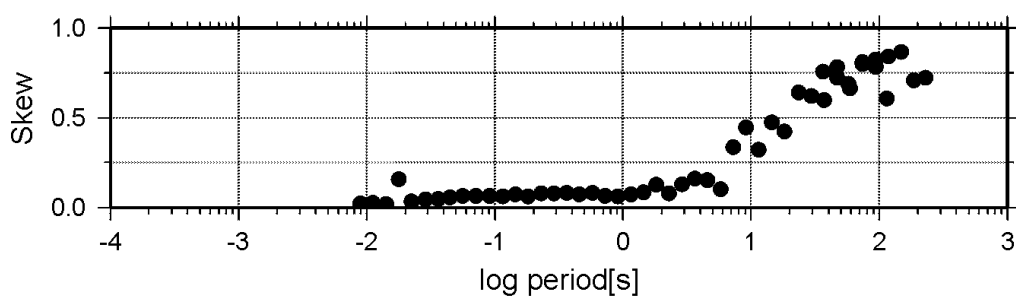
Βυθοσκόπηση s12. Ο σταθμός s12 βρίσκεται μέσα στην Μυγδονία λεκάνη. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή εννέα καναλιών (πέντε στον βασικό σταθμό και τεσσάρων στον απομακρυσμένο σταθμό). Αυτές οι καταγραφές υπέστησαν επεξεργασία σε δύο διατάξεις. Η πρώτη διάταξη περιλαμβάνει τα κανάλια, του βασικού σταθμού (c1) ενώ η δεύτερη τα κανάλια του απομακρυσμένου σταθμού (c2). Στο σχήμα (2.10) έχουμε την λοξότητα (παράγραφος 1.1.7), την φαινόμενη ειδική αντίσταση και την φάση ως συναρτήσεις του λογαρίθμου της περιόδου, όπως αυτά υπολογίστηκαν από το λογισμικό MTANAL που περιγράφεται στην παράγραφο (2.2.2). Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των στοιχείων του σχήματος (2.10) είναι η c1 που περιλαμβάνει τα δεδομένα του βασικού σταθμού (κανάλια E_{x1} , E_{y1} , H_{x1} , H_{y1} , H_z). Όπως παρατηρούμε στο σχήμα αυτό η λοξότητα παίρνει τιμές αρκετά χαμηλές για περιόδους μέχρι 10 δευτερόλεπτα (λογάριθμο περιόδου ίσο με την μονάδα). Αυτό αποτελεί χαρακτηριστικό μονοδιάστατων και δισδιάστατων γεωηλεκτρικών δομών. Για περιόδους μεγαλύτερες από 10 δευτερόλεπτα έχουμε αύξηση της λοξότητας κάτι που οφείλεται στον μη επαρκή υπολογισμό της φαινόμενης ειδικής αντίστασης καθώς και των υψηλών σφαλμάτων για την πόλωση yx στις περιόδους αυτές. Επίσης πρέπει να σημειωθεί ότι τα σφάλματα που παρατηρούμε στην καμπύλη της φαινόμενης ειδικής αντίστασης σε περιόδους μεγαλύτερες των 10 δευτερόλεπτων, για την πόλωση xy, δηλώνουν μια αδυναμία στον υπολογισμό των σωστών γεωηλεκτρικών χαρακτηριστικών της καμπύλης αυτής. Δυστυχώς το φαινόμενο αυτό παρατηρείται σε όλους του σταθμούς στην περιοχή έρευνας με αποτέλεσμα να μην γίνει δυνατή η χρησιμοποίηση των αποτελεσμάτων αυτών στις υψηλές περιόδους για την κατασκευή των γεωηλεκτρικών μοντέλων της περιοχής.

Στο σχήμα (2.11) έχουμε τα τέσσερα στοιχεία του τανυστή $\underline{\underline{T}}$ για τον σταθμό s12. Ο τανυστής αυτός δίνεται από τον τανυστή $\underline{\underline{Z}}$ σύμφωνα με την σχέση $T_{ij} = Z_{ij} / \sqrt{8\pi^2 10^{-7} f}$. Ο τανυστής αυτός χρησιμοποιείται συχνά αντί του τανυστή της εμπέδησης, $\underline{\underline{Z}}$. Αυτό συμβαίνει διότι τα

στοιχεία των διαγραμμάτων του τανυστή $\underline{T}$ παρουσιάζουν μικρότερη διασπορά αφού ο τανυστής $\underline{T}$ αποτελεί λόγο του τανυστή $\underline{Z}$ με την συχνότητα f . Τα A,B είναι οι γραμμικοί συντελεστές της συνάρτησης μετασχηματισμού που συνδέει το κατακόρυφο μαγνητικό πεδίο (H_z) με τις δύο οριζόντιες συνιστώσες του (H_x, H_y) [παράγραφος (1.1.7), σχέση (1.35)].

STA:12-Run:2-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

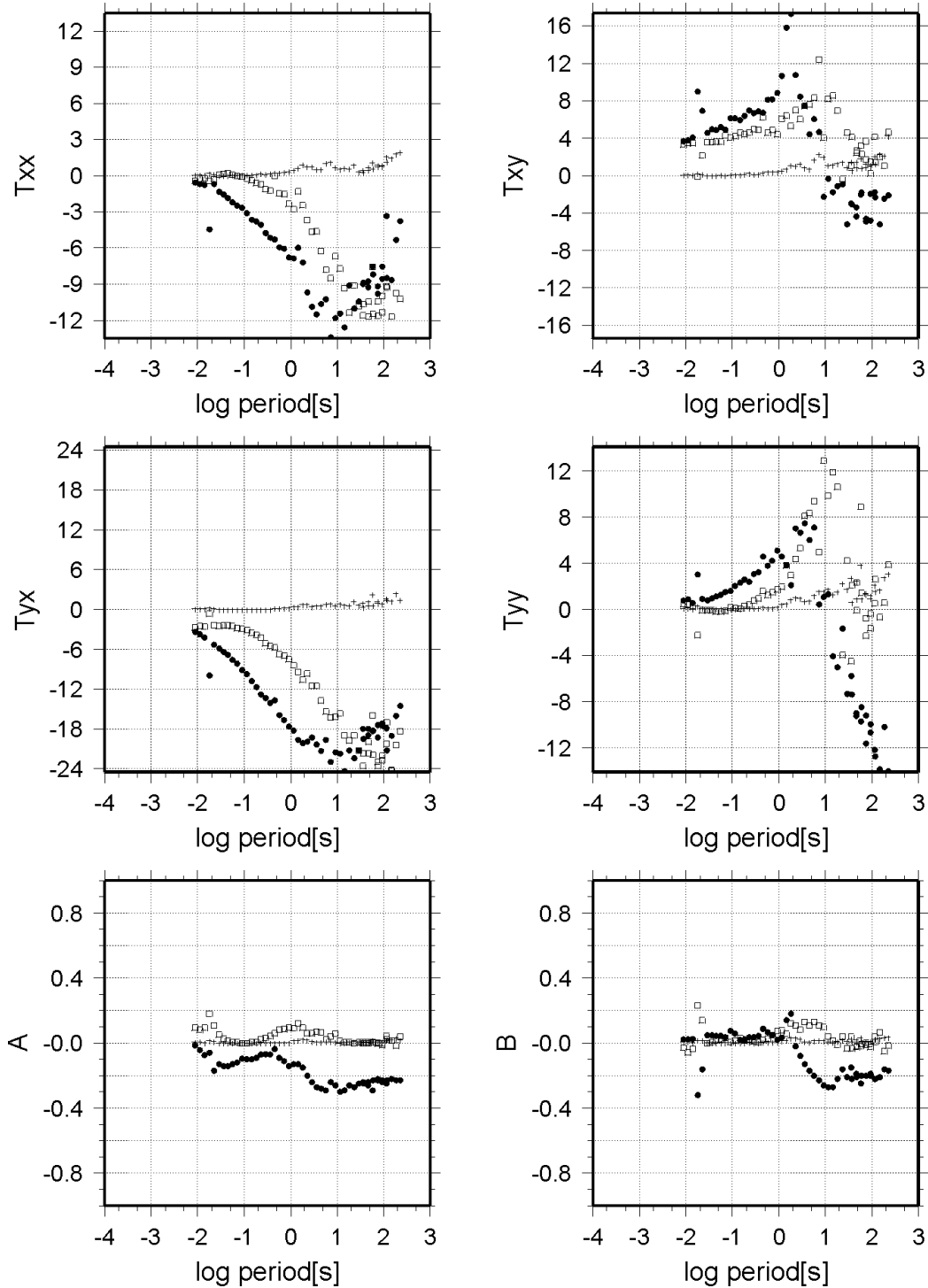
Circles <XY> Squares <YX>



Σχήμα 2. 10. Διαγράμματα λοξότητας, φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s12**. Με κύκλους σημειώνεται η διεύθυνση xy και με τετράγωνα η διεύθυνση yx .

STA:12-Run:2-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>



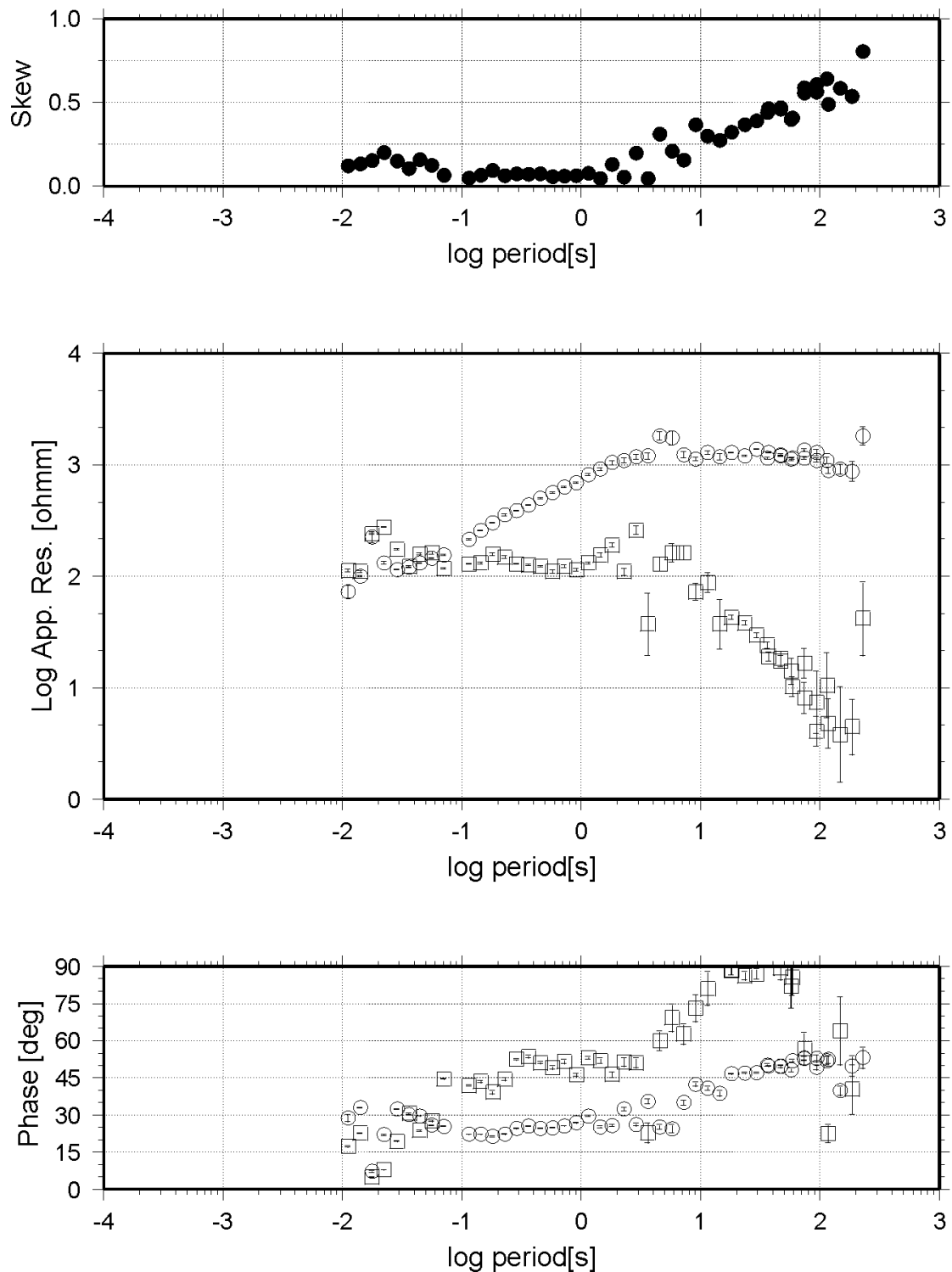
Σχήμα 2. 11. Διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή $\underline{T}$, και των A, B με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s12**. Με μαύρους κύκλους δίνεται το πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.

Βυθοσκόπηση s13. Ο επόμενος σταθμός στον οποίο γίνεται αναφορά είναι ο σταθμός **s13** που βρίσκεται στο Βόρειο τμήμα της Μυγδονίας Λεκάνης κοντά στο χωριό Νυμφόπετρα. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή εννέα καναλιών. Στον σταθμό αυτό έχουμε δύο διαφορετικές ομάδες καταγραφών, το R1 που είναι χρονικά πρώτο και το R2 που είναι χρονικά δεύτερο. Η κάθε μια από αυτές τις καταγραφές υπέστη επεξεργασία σε δύο διατάξεις (R1c1-R1r1 και R2c1-R2r1). Η πρώτη διάταξη περιλαμβάνει τα κανάλια, ηλεκτρικά και μαγνητικά, του βασικού σταθμού (c1) ενώ η δεύτερη τα κανάλια του απομακρυσμένου σταθμού (r1). Η χρήση της παραπάνω μεθοδολογίας είναι δυνατή διότι η γεωηλεκτρική δομή δεν μεταβάλλεται με το χρόνο οπότε και οι συναρτήσεις μετασχηματισμού θα παραμένουν οι ίδιες ακόμη και εάν οι ομάδες καταγραφών έγιναν σε διαφορετικές χρονικές στιγμές. Στο σχήμα (2.12) έχουμε την λοξότητα, την φαινόμενη ειδική αντίσταση και την φάση με τον λογάριθμο της περιόδου, όπως αυτά υπολογίστηκαν από το λογισμικό MTANAL. Τα παραπάνω στοιχεία υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας για διαφορετικές ζώνες αποτελέσματα από διαφορετικές ομάδες δεδομένων και διαφορετικές διατάξεις. Αυτές είναι, η R1c1 που περιλαμβάνει τα δεδομένα της πρώτης καταγραφής του βασικού σταθμού (κανάλια E_{x1} , E_{y1} , H_{x1} , H_{y1} , H_z) και η R2r1 που περιλαμβάνει δεδομένα της δεύτερης καταγραφής και του απομακρυσμένου σταθμού (κανάλια E_{x2} , E_{y2} , H_{x2} , H_{y2} , H_z). Παρατηρούμε και στο σχήμα αυτό όπως και στο σχήμα (2.10) ότι η λοξότητα παίρνει τιμές αρκετά χαμηλές για περιόδους περίπου μέχρι 10 δευτερόλεπτα (λογάριθμο περιόδου ίσο με την μονάδα).

Στο σχήμα (2.13) έχουμε για τον σταθμό **s13** τα τέσσερα στοιχεία του τανυστή $\underline{T}$ και τα A, B , με τον λογάριθμο της περιόδου όπως αυτά υπολογίστηκαν από τις οριζόντιες συνιστώσες του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου, και από τις τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου.

STA:13-Run:1&2-V:c1&r1-Cfg:1c1&2r1

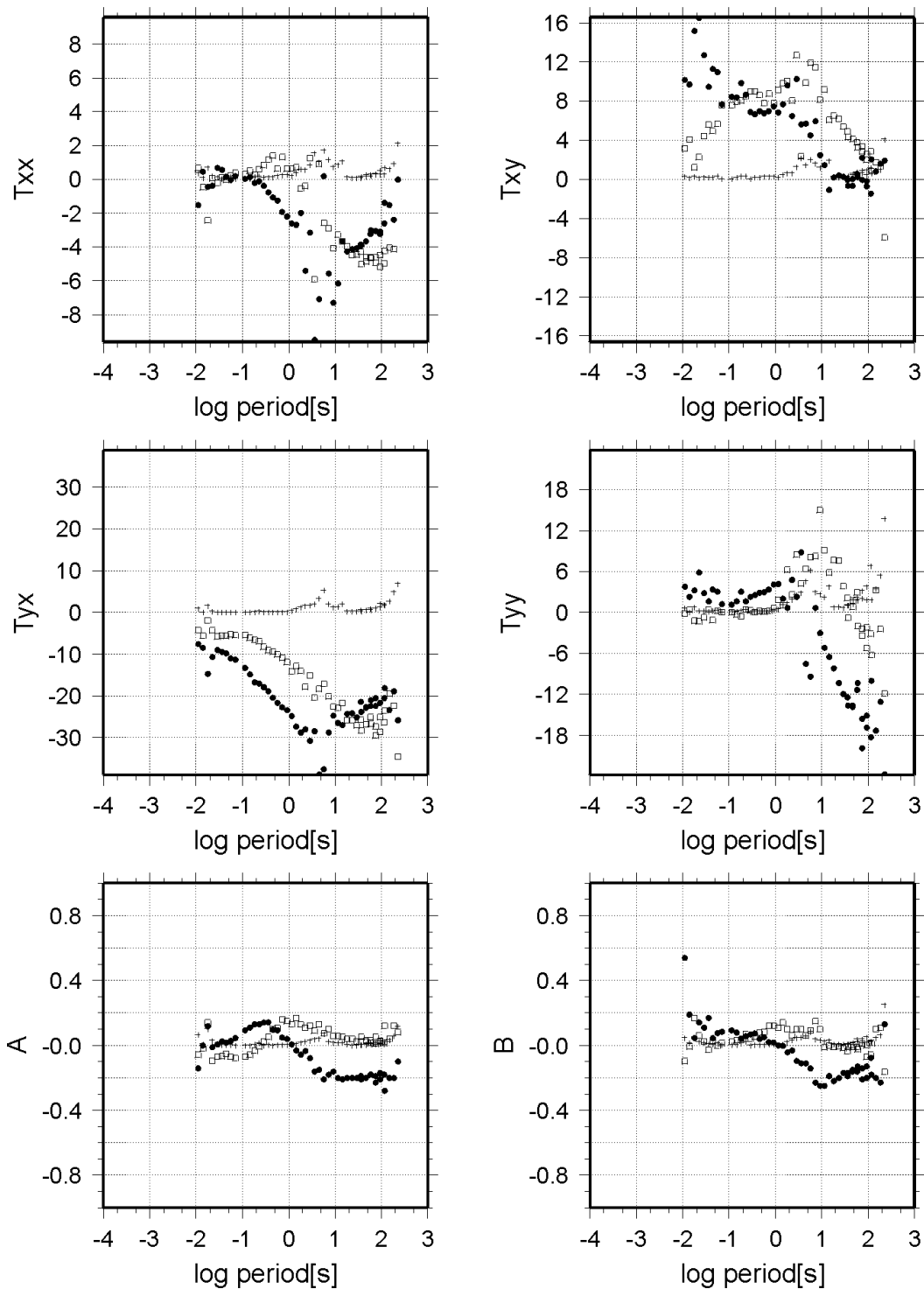
Circles <XY> Squares <YX>



Σχήμα 2. 12. Διαγράμματα λοξότητας, φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s13**. Με κύκλους σημειώνεται η διεύθυνση xy και με τετράγωνα η διεύθυνση yx.

STA:13-Run:1&2-V:c1&r1-Cfg:1c1&2r1

Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>



Σχήμα 2. 13. Διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή $\underline{T}$, και των A, B με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s13**. Με μαύρους κύκλους δίνεται το πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.

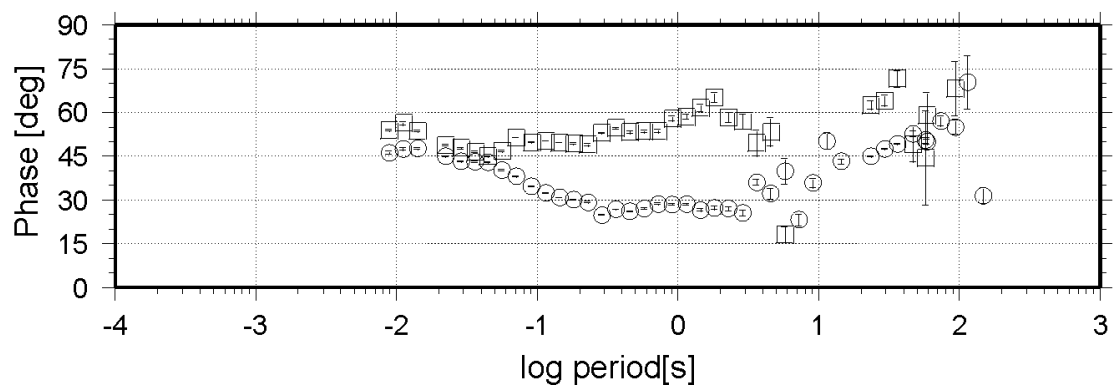
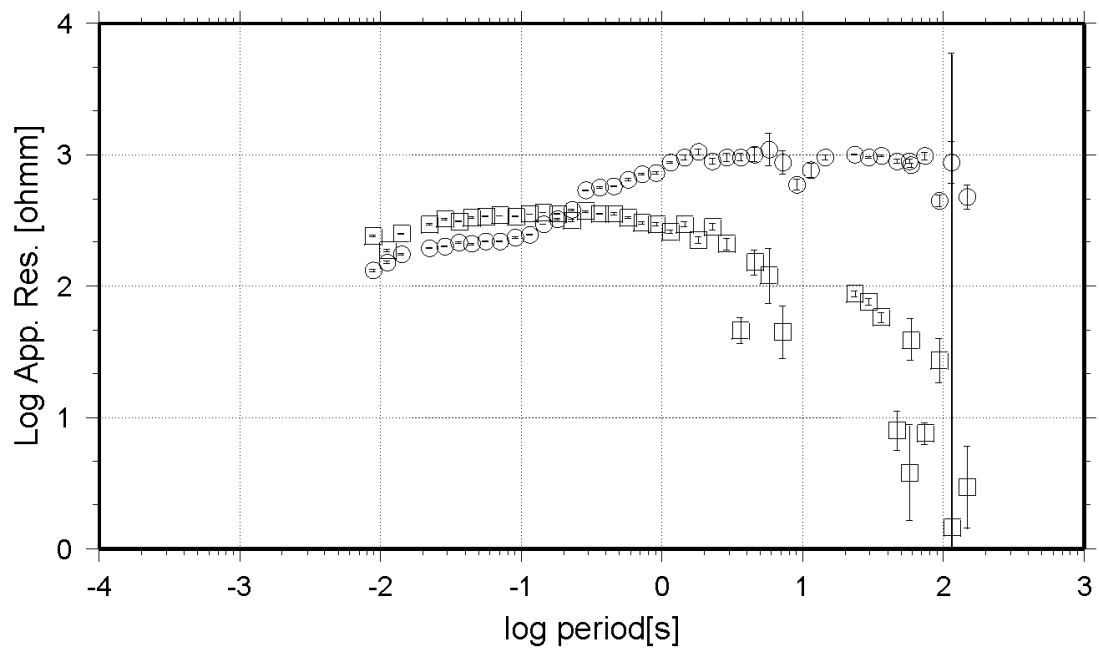
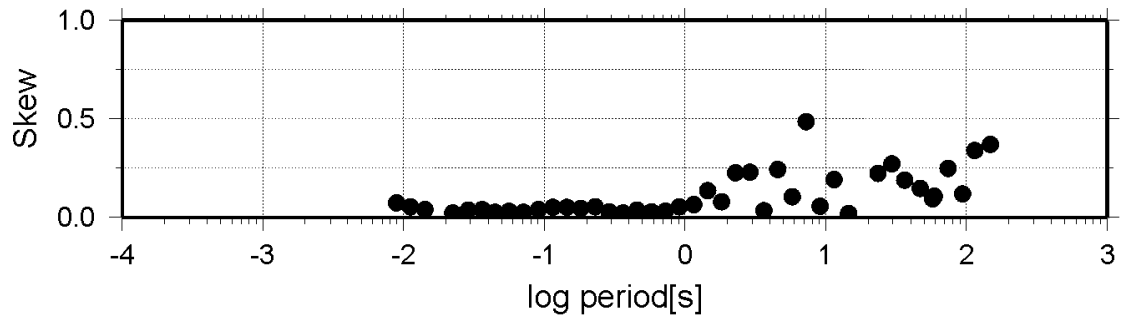
Βυθοσκόπηση s14. Ο επόμενος σταθμός στον οποίο γίνεται αναφορά είναι ο σταθμός **s14** που βρίσκεται στο Βόρειο τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης, Βορειοδυτικά του χωριού Νυμφόπετρα. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή εννέα καναλιών και οι καταγραφές υπέστησαν επεξεργασία σε δύο διατάξεις. Η πρώτη διάταξη περιλαμβάνει τα κανάλια του βασικού σταθμού (c1) ενώ η δεύτερη τα κανάλια του απομακρυσμένου σταθμού (c2). Στο σχήμα (2.14) έχουμε την λοξότητα την φαινόμενη ειδική αντίσταση και την φάση ως συναρτήσεις του λογαρίθμου της περιόδου, όπως αυτά υπολογίστηκαν από το λογισμικό MTANAL. Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των στοιχείων του σχήματος (2.14) είναι η c1 που περιλαμβάνει τα δεδομένα του βασικού σταθμού (κανάλια E_{x1} , E_{y1} , H_{x1} , H_{y1} , H_z). Παρατηρούμε στο σχήμα αυτό ότι η λοξότητα παίρνει τιμές αρκετά χαμηλές για όλο το εύρος των συχνοτήτων καταγραφής. Είναι φανερό ότι για την πόλωση yx η καμπύλη φαινόμενης ειδικής αντίστασης παρουσιάζει μεγάλη κλίση καθώς και απότομη μεταβολή στην φάση στις υψηλές περιόδους. Καμπύλες τέτοιας μορφής δεν μπορούν να δώσουν πραγματικά γεωηλεκτρικά μοντέλα και για αυτό τα στοιχεία αυτά δεν χρησιμοποιήθηκαν στην περαιτέρω επεξεργασία.

Στο σχήμα (2.15) έχουμε για τον σταθμό **s14** τα τέσσερα στοιχεία του τανυστή $\underline{T}$ και τα A,B, με τον λογάριθμο της περιόδου όπως αυτά υπολογίστηκαν από τις οριζόντιες συνιστώσες του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου, και από τις τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου, αντίστοιχα.

Βυθοσκόπηση s15. Ο σταθμός **s15** που βρίσκεται στο Νότιο τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης μεταξύ των χωριών Στίβος και Περιστερώνα. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή εννέα καναλιών και οι καταγραφές υπέστησαν επεξεργασία πάλι σε δύο διατάξεις. Η πρώτη διάταξη περιλαμβάνει τα κανάλια, ηλεκτρικά και μαγνητικά, του βασικού σταθμού (c1) ενώ η δεύτερη τα κανάλια του απομακρυσμένου σταθμού (c2). Στο σχήμα (2.16) έχουμε την λοξότητα την φαινόμενη ειδική αντίσταση και την φάση με τον λογάριθμο της περιόδου. Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των στοιχείων του σχήματος (2.16) είναι η c1 που περιλαμβάνει τα δεδομένα του βασικού σταθμού (κανάλια E_{x1} , E_{y1} , H_{x1} , H_{y1} , H_z). Όπως παρατηρούμε στο σχήμα αυτό η λοξότητα παίρνει χαμηλές τιμές για περιόδους μικρότερες των τεσσάρων δευτερολέπτων. Για περιόδους μεγαλύτερες από 4 δευτερόλεπτα παρατηρείται και μεγάλη διασπορά στις τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης για την διεύθυνση yx.

STA:14-Run:1-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

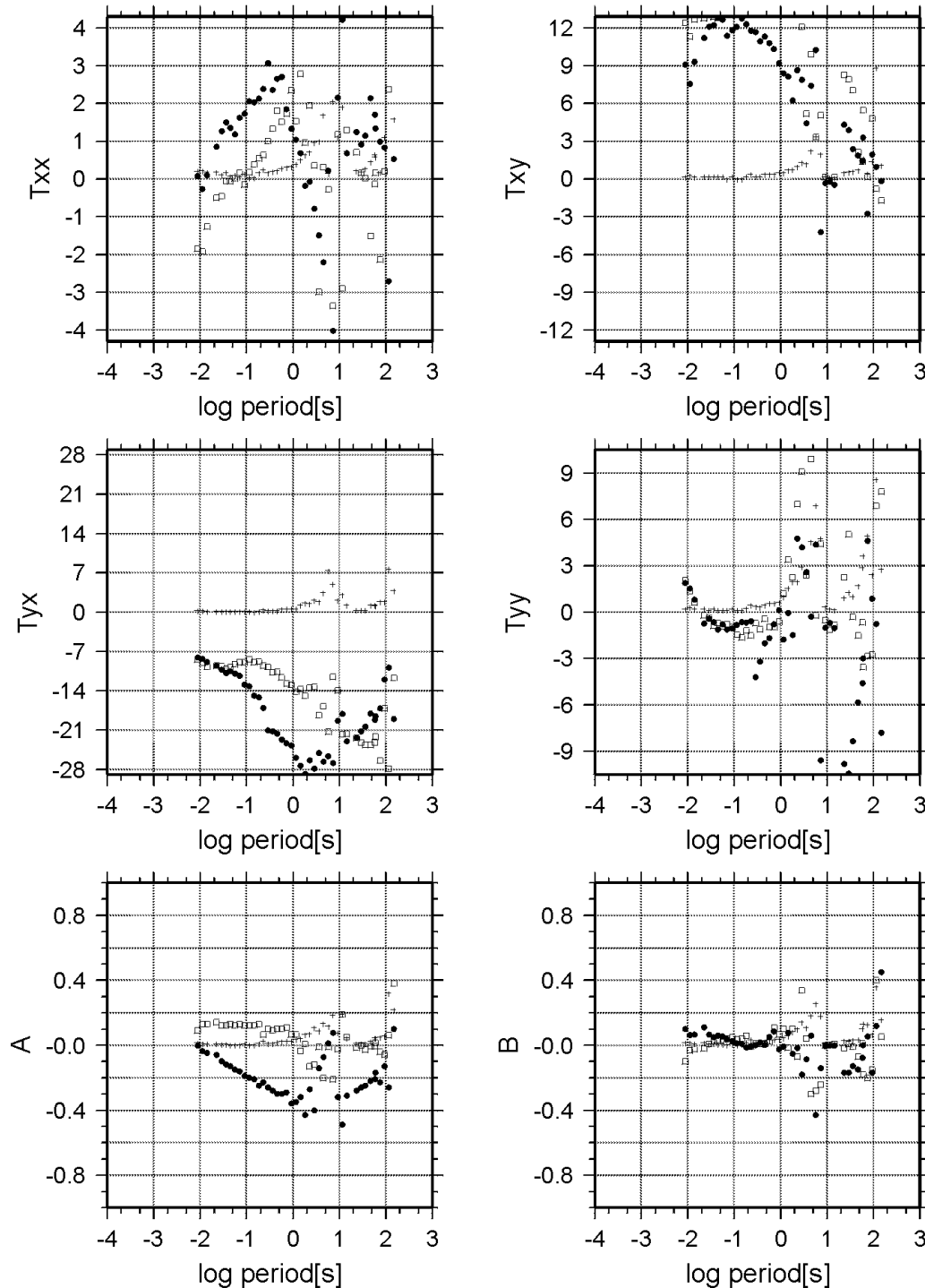
Circles <XY> Squares <YX>



Σχήμα 2. 14. Διαγράμματα λοξότητας, φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s14**. Με κύκλους

STA:14-Run:1-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>

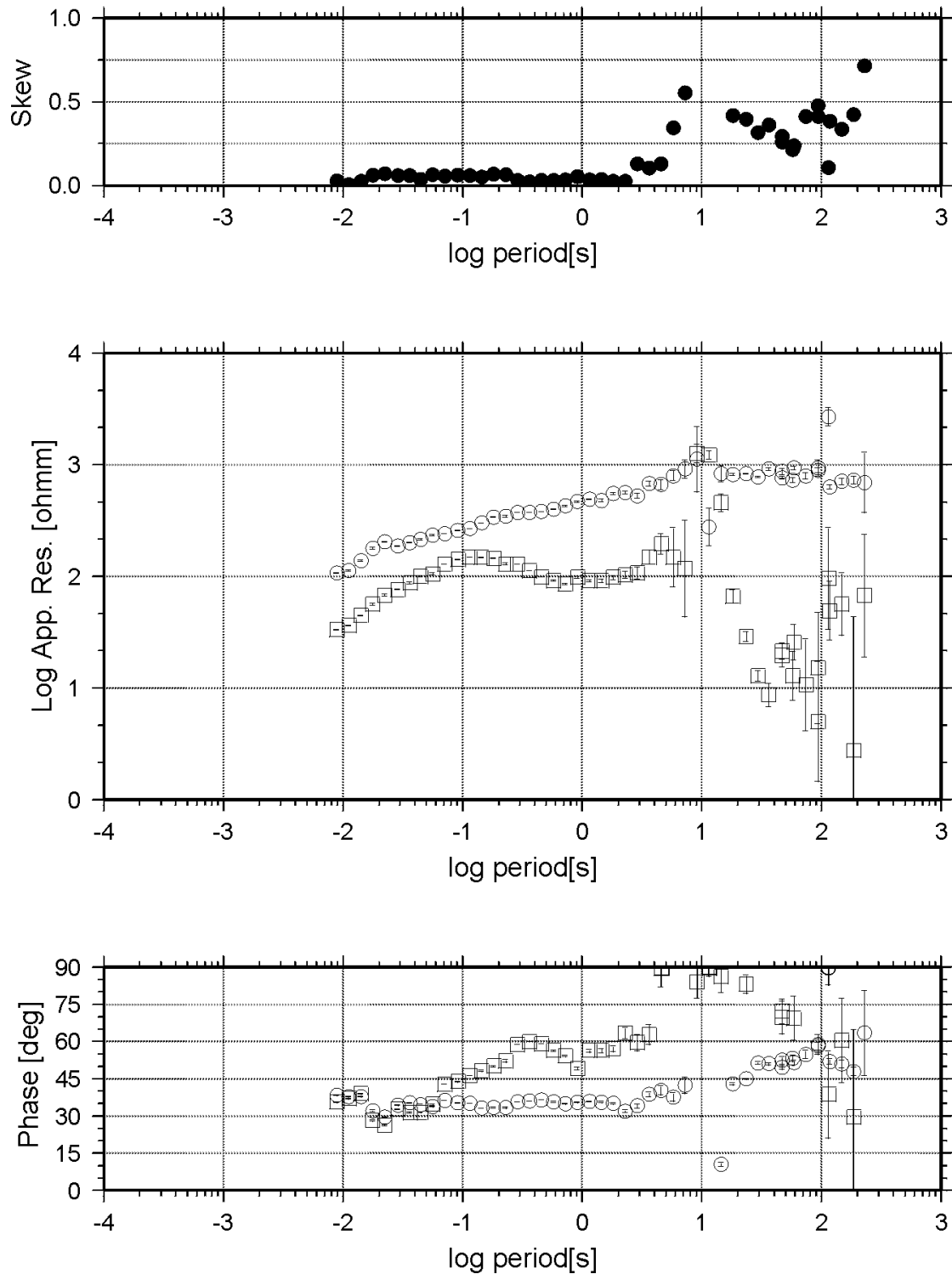


σημειώνεται η διεύθυνση xy και με τετράγωνα η διεύθυνση yx.

Σχήμα 2. 15. Διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή $\underline{T}$, και των A, B σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s14**. Με μαύρους κύκλους δίνεται το πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.

STA:15-Run:2-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

Circles <XY> Squares <YX>



Σχήμα 2. 16. Διαγράμματα λοξότητας, φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό s15. Με κύκλους σημειώνεται η διεύθυνση xy και με τετράγωνα η διεύθυνση yx .

Στο σχήμα (2.17) έχουμε για τον σταθμό s15 τα τέσσερα στοιχεία του τανυστή $\underline{T}$ και τα A,B, με τον λογάριθμο της περιόδου όπως αυτά υπολογίσθηκαν από τις οριζόντιες συνιστώσες του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου, και από τις τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου.

Βυθοσκόπηση s16. Ο επόμενος σταθμός στον οποίο θα γίνει αναφορά είναι ο σταθμός s16 που βρίσκεται στο Νότιο τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης κοντά στο χωριό Στίβος. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή εννέα καναλιών και η επξεργασία των δεδομένων έγινε πάλι σε δύο διατάξεις. Η πρώτη διάταξη περιλαμβάνει τα κανάλια, του βασικού σταθμού (c1) ενώ η δεύτερη τα κανάλια του απομακρυσμένου σταθμού (c2). Στο σχήμα (2.18) έχουμε την λοξότητα, την φαινόμενη ειδική αντίσταση και την φάση με τον λογάριθμο της περιόδου. Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των στοιχείων του σχήματος (2.18) είναι η c1 που περιλαμβάνει τα δεδομένα του βασικού σταθμού (κανάλια E_{x1} , E_{y1} , H_{x1} , H_{y1} , H_z). Όπως παρατηρούμε στο σχήμα αυτό η λοξότητα παίρνει χαμηλές τιμές για περιόδους μικρότερες των 10 δευτερολέπτων. Για περιόδους μεγαλύτερες από 10 δευτερόλεπτα παρατηρείται επίσης μεγάλη διασπορά στις τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης για την διεύθυνση yx .

Στο σχήμα (2.19) έχουμε για τον σταθμό s16 την μεταβολή των τεσσάρων στοιχείων του τανυστή $\underline{T}$ με τον λογάριθμο της περιόδου όπως αυτά υπολογίσθηκαν από τις οριζόντιες συνιστώσες του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου. Στο ίδιο σχήμα φαίνεται επίσης η μεταβολή των A,B, με τον λογάριθμο της περιόδου η οποία υπολογίστηκε και από τις τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου.

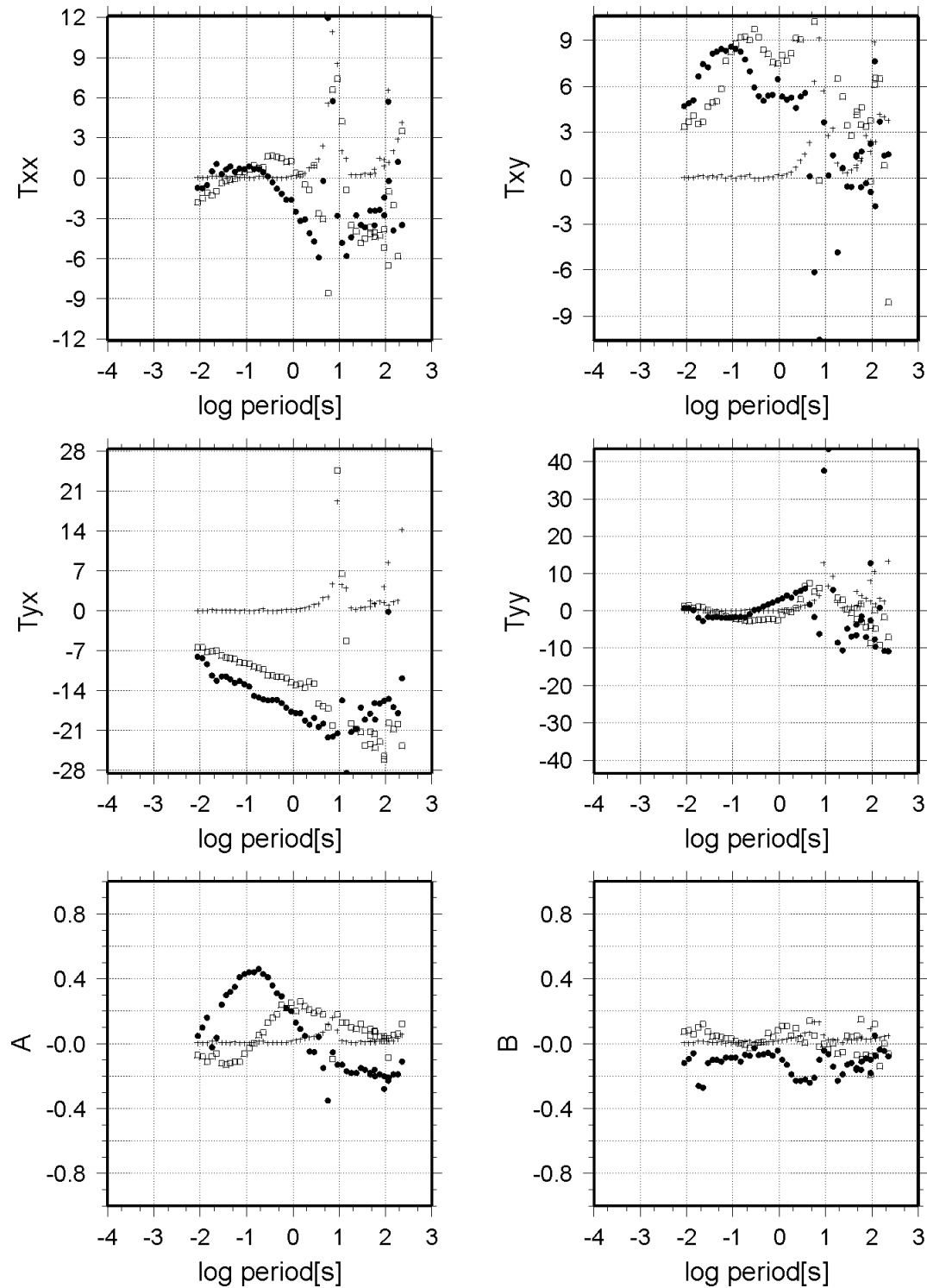
Βυθοσκόπηση s17. Ο σταθμός αυτός βρίσκεται στο κέντρο της Μυγδονίας λεκάνης. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή πέντε καναλιών (μόνο στον βασικό σταθμό). Έτσι είχαμε μόνο μία διάταξη που περιλαμβάνει τα κανάλια, ηλεκτρικά και μαγνητικά, του βασικού σταθμού (c1). Στο σχήμα (2.20) φαίνεται η μεταβολή της λοξότητας της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης με τον λογάριθμο της περιόδου. Όπως παρατηρούμε στο σχήμα αυτό η λοξότητα παίρνει χαμηλές τιμές για περιόδους μικρότερες από 4 δευτερόλεπτα. Για περιόδους μεγαλύτερες από 4 δευτερόλεπτα παρατηρείται επίσης μεγάλη διασπορά στις τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης για την διεύθυνση yx .

Στο σχήμα (2.21) παρουσιάζονται τα τέσσερα στοιχεία του τανυστή $\underline{T}$ καθώς και τα A,B, σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό s17. Αυτά τα στοιχεία του τανυστή

υπολογίσθηκαν από τις οριζόντιες συνιστώσες του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου, ενώ τα A, B , από τις τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου.

STA:15-Run:2-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

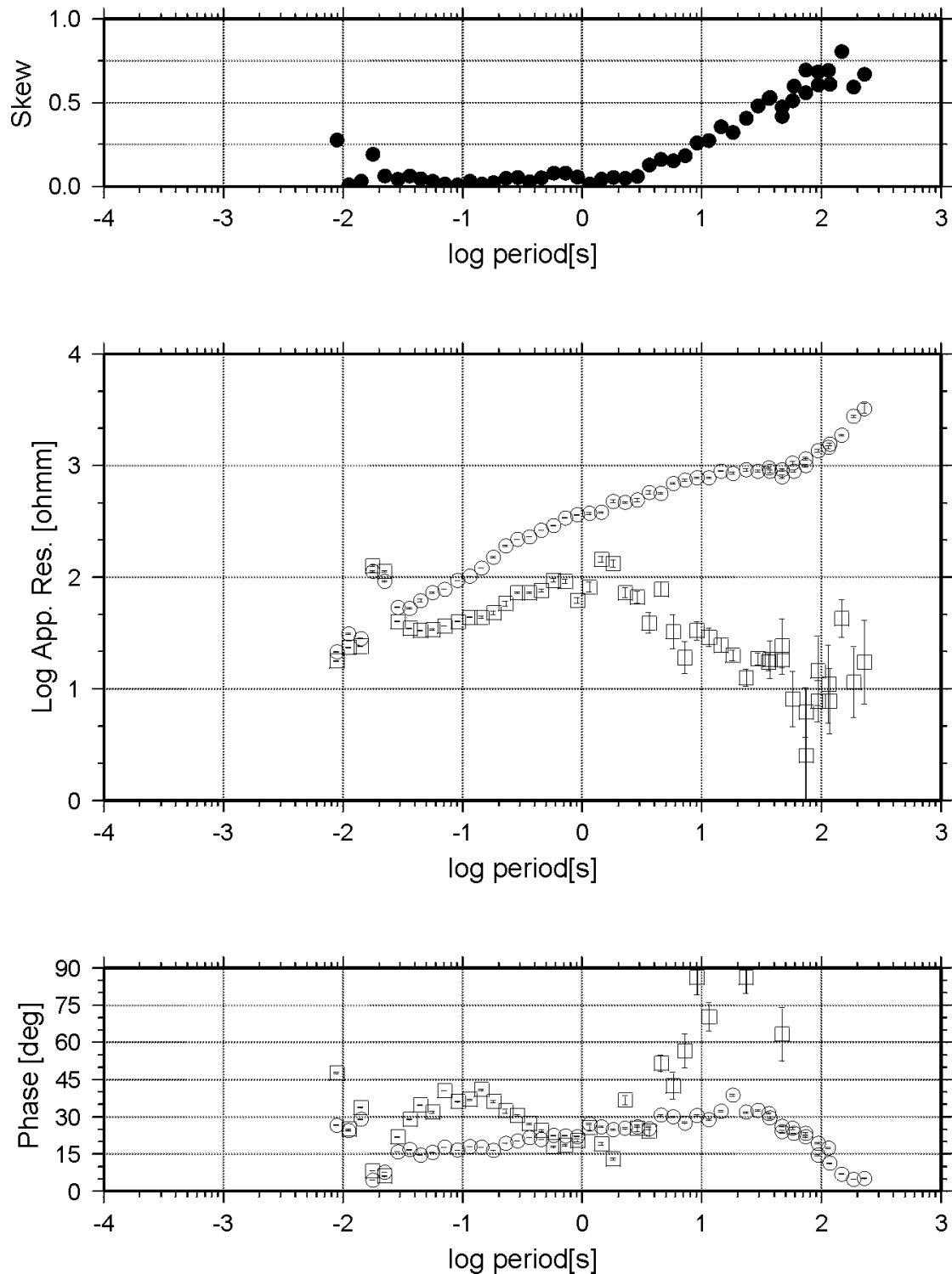
Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>



Σχήμα 2. 17. Διαγράμματα των στοιχείων του ταυστή $\underline{T}$, και των A, B σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s15**. Με μαύρους κύκλους δίνεται το πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.

STA:16-Run:1-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

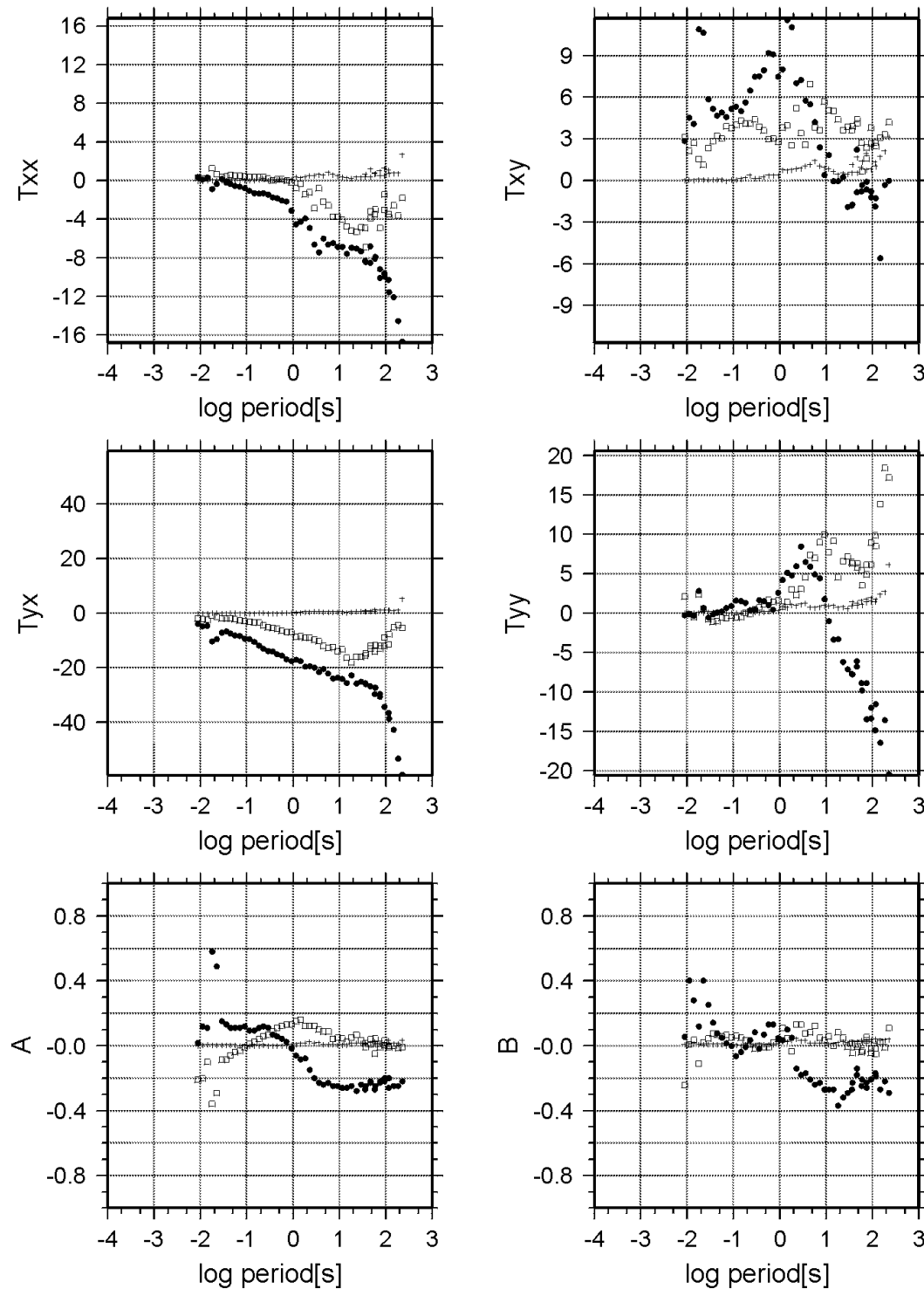
Circles <XY> Squares <YX>



Σχήμα 2. 18. Διαγράμματα λοξότητας, φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s16**. Με κύκλους σημειώνεται η διεύθυνση xy και με τετράγωνα η διεύθυνση yx.

STA:16-Run:1-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

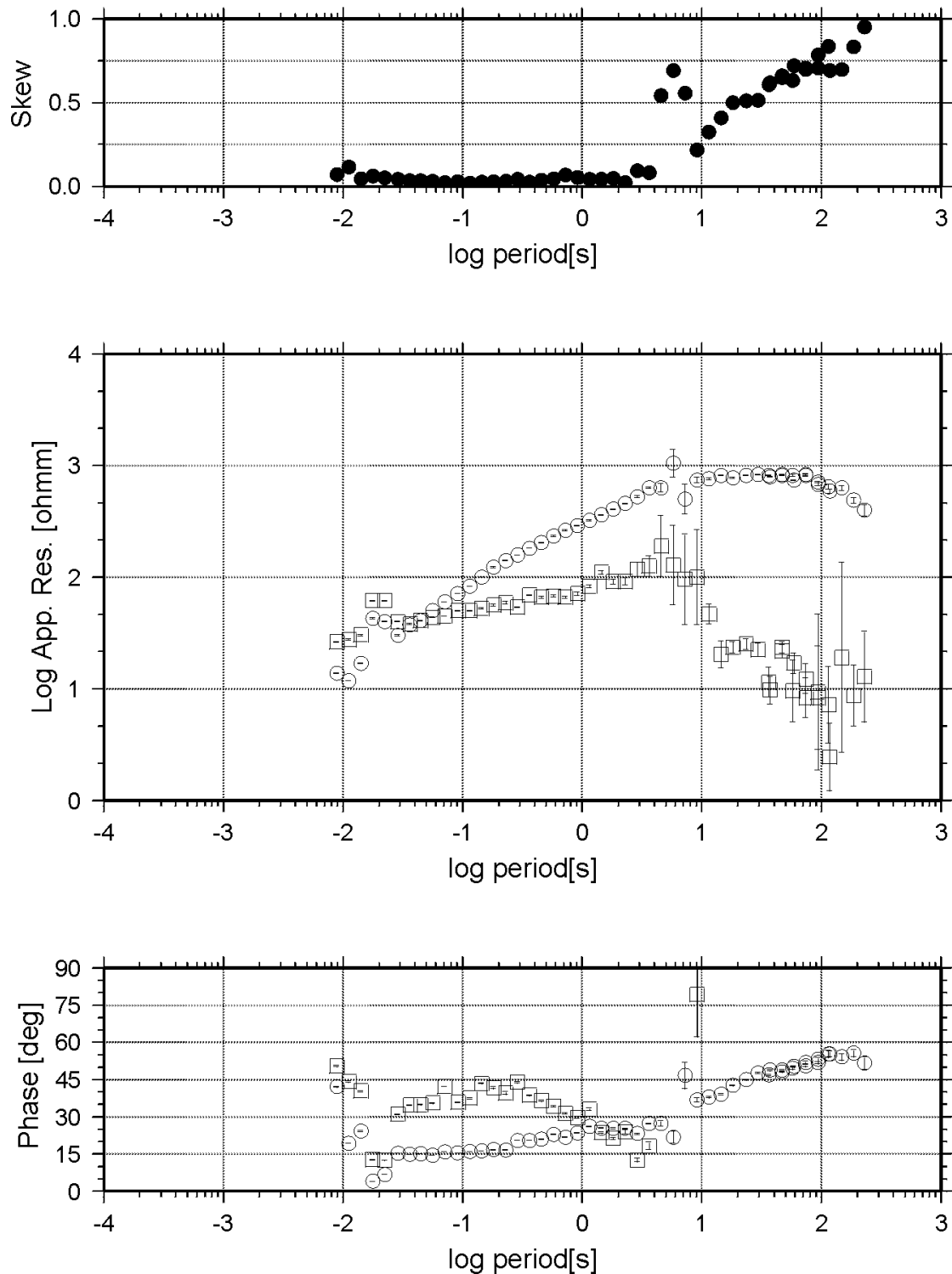
Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>



Σχήμα 2. 19. Διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή $\underline{\underline{T}}$, και των A, B σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s16**. Με μαύρους κύκλους δίνεται το πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.

STA:17-Run:2-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

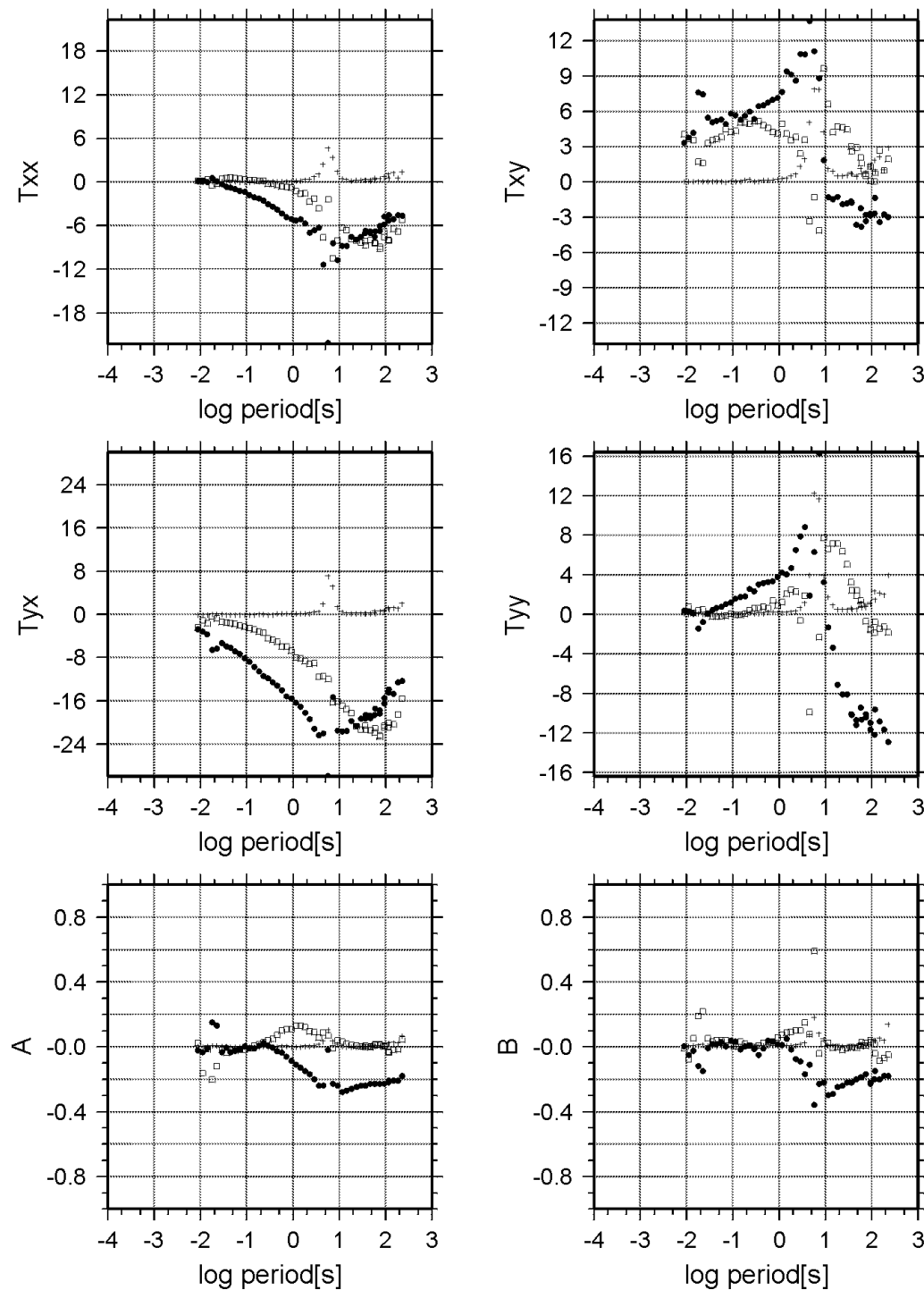
Circles <XY> Squares <YX>



Σχήμα 2. 20. Διαγράμματα λοξότητας, φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης ως συναρτήσεις του λογαρίθμου της περιόδου για τον σταθμό **s17**. Με κύκλους σημειώνεται η διεύθυνση *xy* και με τετράγωνα η διεύθυνση *yx*.

STA:17-Run:2-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>



Σχήμα 2. 21. Διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή $\underline{T}$, και των A, B ως συναρτήσεις του λογαρίθμου της περιόδου για τον σταθμό **s17**. Με μαύρους κύκλους δίνεται το πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.

Βυθοσκόπηση s18. Ο χώρος στον οποίο πραγματοποιήθηκε η βυθοσκόπηση **s18** βρίσκεται στο κέντρο της Μυγδονίας λεκάνης. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή εννέα καναλιών. Αυτές οι καταγραφές υπέστησαν επεξεργασία σε δύο διατάξεις. Η πρώτη διάταξη περιλαμβάνει όλα τα κανάλια, του βασικού σταθμού (c1) ενώ η δεύτερη όλα τα κανάλια του απομακρυσμένου σταθμού (c2). Στο σχήμα (2.22) φαίνεται η λοξότητα, η φαινόμενη ειδική αντίσταση και η φάση με τον λογάριθμο της περιόδου. Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των στοιχείων του σχήματος (2.22) είναι η c1 που περιλαμβάνει τα δεδομένα του βασικού σταθμού (κανάλια E_{x1} , E_{y1} , H_{x1} , H_{y1} , H_z). Όπως παρατηρούμε στο σχήμα αυτό η λοξότητα παίρνει χαμηλές τιμές για περιόδους μικρότερες από 2 δευτερόλεπτα. Για περιόδους μεγαλύτερες από 2 δευτερόλεπτα παρατηρείται επίσης μεγάλη διασπορά στις τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης για την διεύθυνση yx.

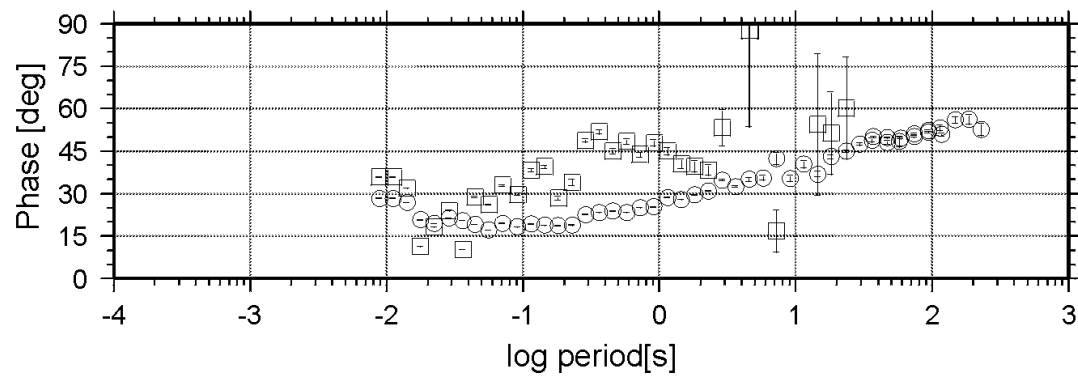
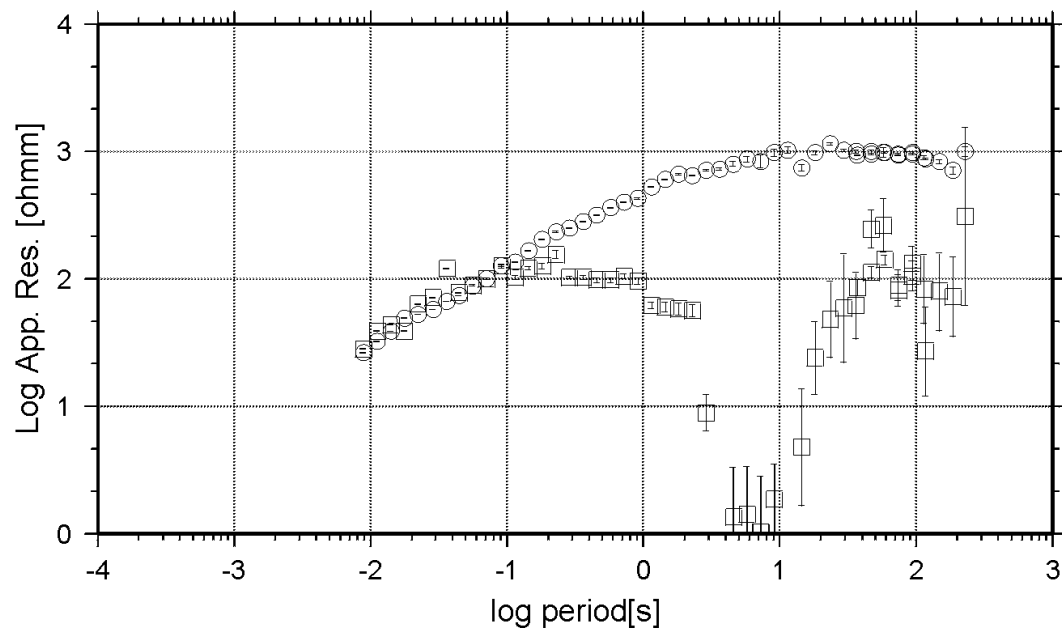
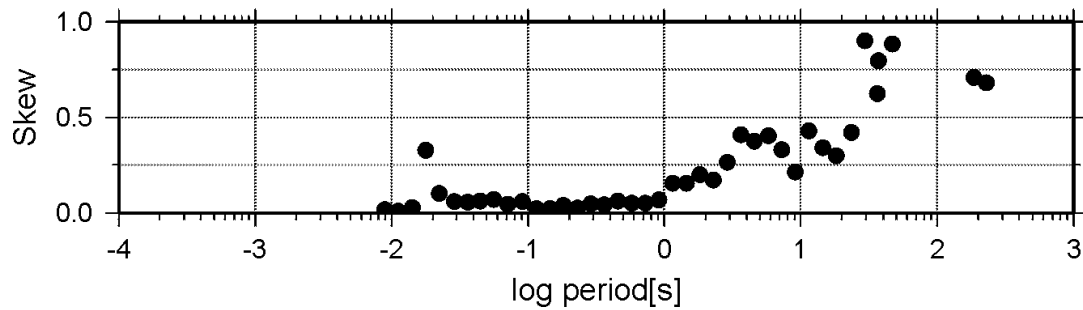
Στο σχήμα (2.23) φαίνεται η μεταβολή των τεσσάρων στοιχείων του τανυστή $\underline{T}$ και των A,B, με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s18**. Τα στοιχεία του $\underline{T}$ υπολογίσθηκαν από τις οριζόντιες συνιστώσες του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου, ενώ τα A,B από τις τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου, αντίστοιχα.

Βυθοσκόπηση s19. Ο επόμενος σταθμός που γίνεται αναφορά είναι ο σταθμός **s19** που βρίσκεται στο κέντρο της Μυγδονίας λεκάνης. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή εννέα καναλιών (πέντε στον βασικό σταθμό και τεσσάρων στον απομακρυσμένο σταθμό). Αυτές οι καταγραφές υπέστησαν επεξεργασία σε δύο διατάξεις. Η πρώτη διάταξη περιλαμβάνει τα κανάλια, ηλεκτρικά και μαγνητικά, του βασικού σταθμού (c1) ενώ η δεύτερη τα κανάλια του απομακρυσμένου σταθμού (c2). Στο σχήμα (2.24) έχουμε την λοξότητα την φαινόμενη ειδική αντίσταση και την φάση ως συναρτήσεις του λογαρίθμου της περιόδου. Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των στοιχείων του σχήματος (2.24) είναι η c1 που περιλαμβάνει τα δεδομένα του βασικού σταθμού (κανάλια E_{x1} , E_{y1} , H_{x1} , H_{y1} , H_z). Όπως παρατηρούμε στο σχήμα αυτό η λοξότητα παίρνει χαμηλές τιμές για περιόδους μικρότερες από 7 δευτερόλεπτα. Για περιόδους μεγαλύτερες από 7 δευτερόλεπτα παρατηρείται επίσης μεγάλη διασπορά στις τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης για την διεύθυνση yx.

Στο σχήμα (2.25) παρουσιάζονται για τον σταθμό **s19** τα τέσσερα στοιχεία του τανυστή $\underline{T}$ και τα A,B, ως συναρτήσεις του λογαρίθμου της περιόδου όπως αυτά υπολογίσθηκαν από τις οριζόντιες συνιστώσες του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου, και από τις τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου, αντίστοιχα.

STA:18-Run:1-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

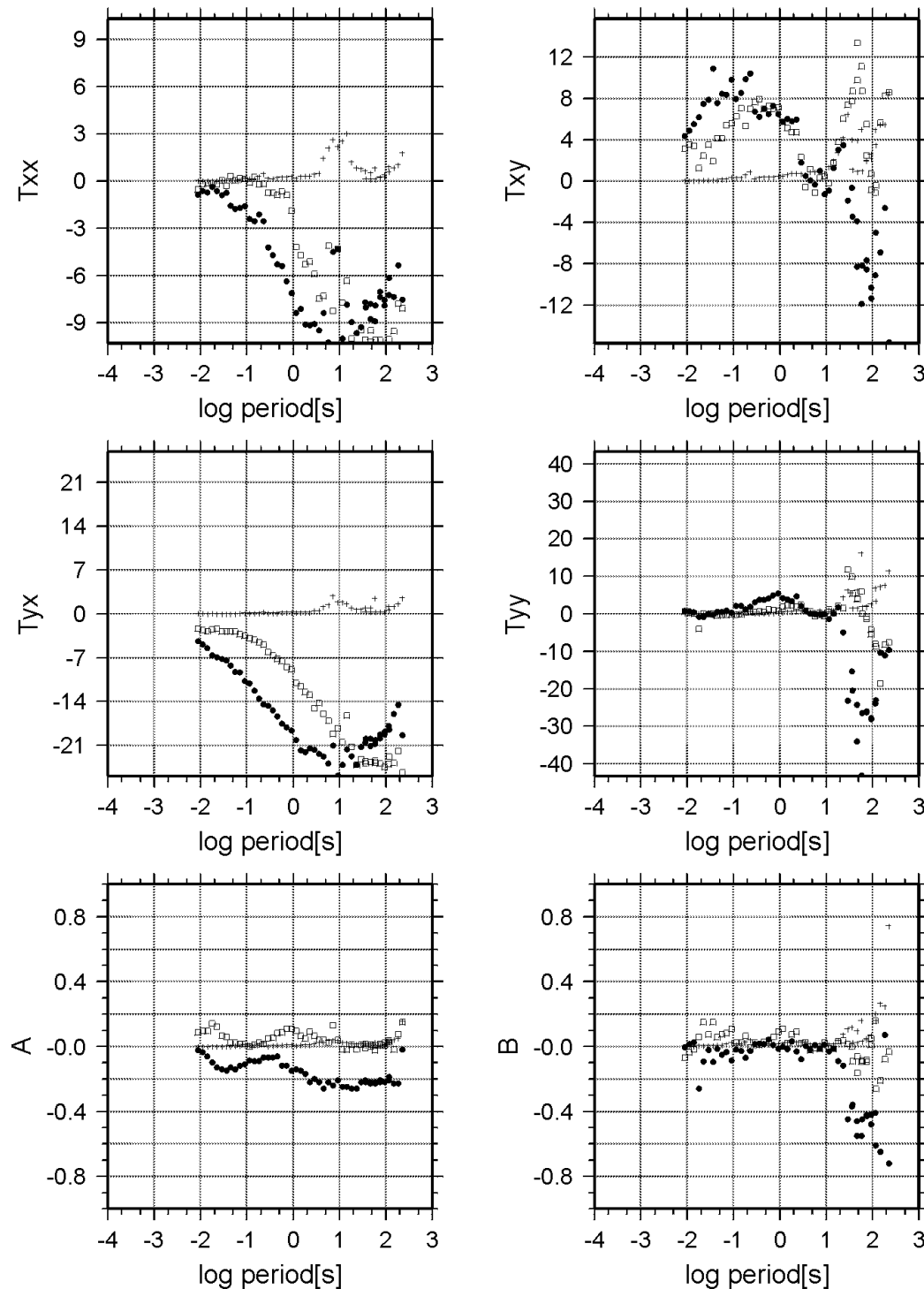
Circles <XY> Squares <YX>



Σχήμα 2. 22. Διαγράμματα της λοξότητας, της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s18**. Με κύκλους σημειώνεται η διεύθυνση xy και με τετράγωνα η διεύθυνση yx .

STA:18-Run:1-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>

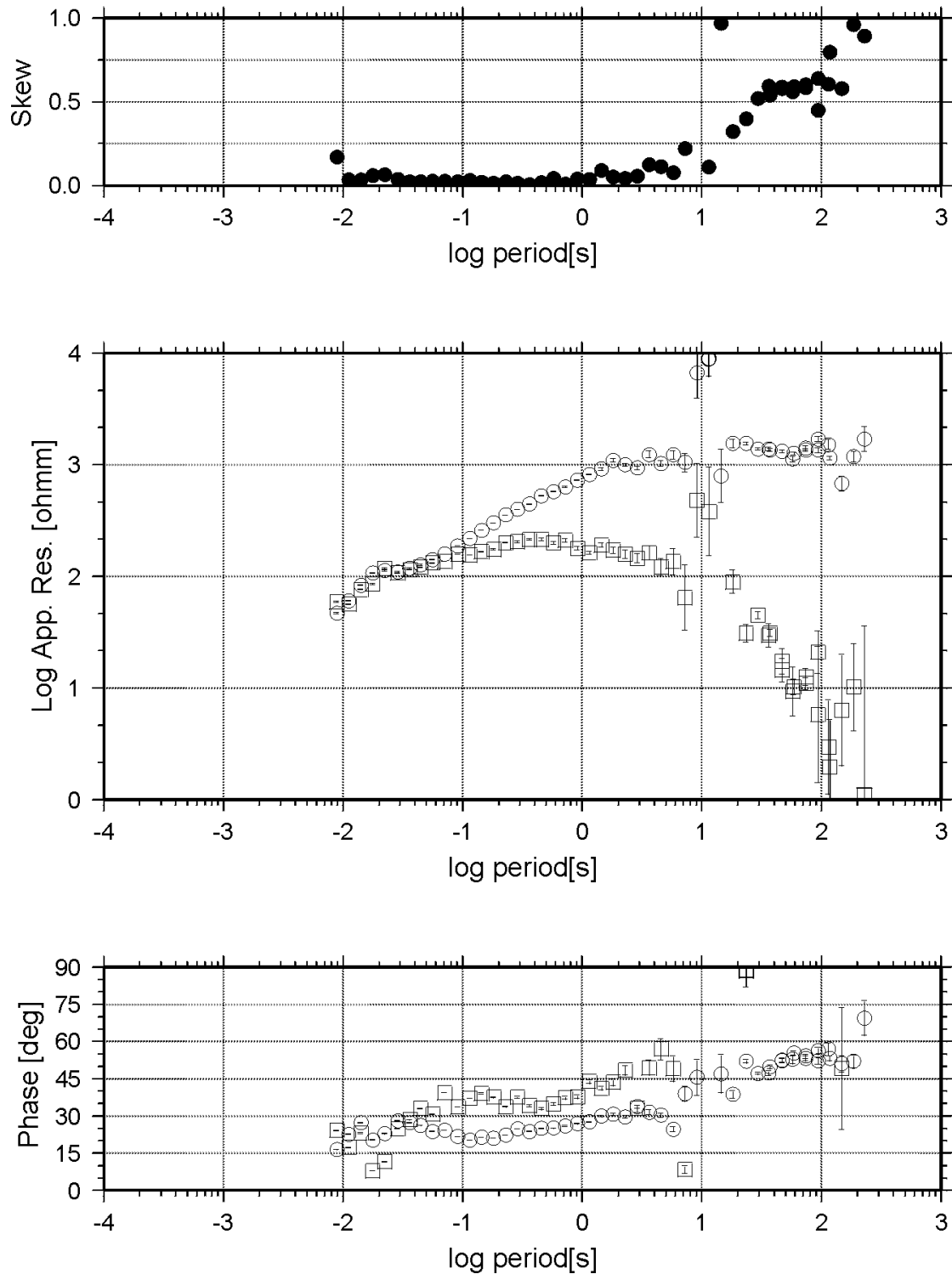


Σχήμα 2. 23. Διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή T , και των A, B ως συναρτήσεις του λογαρίθμου της περιόδου για τον σταθμό **s18**. Με μαύρους κύκλους δίνεται το

πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.

STA:19-Run:2-V:c1-Cfg: 3 4 6 7 5 0 0

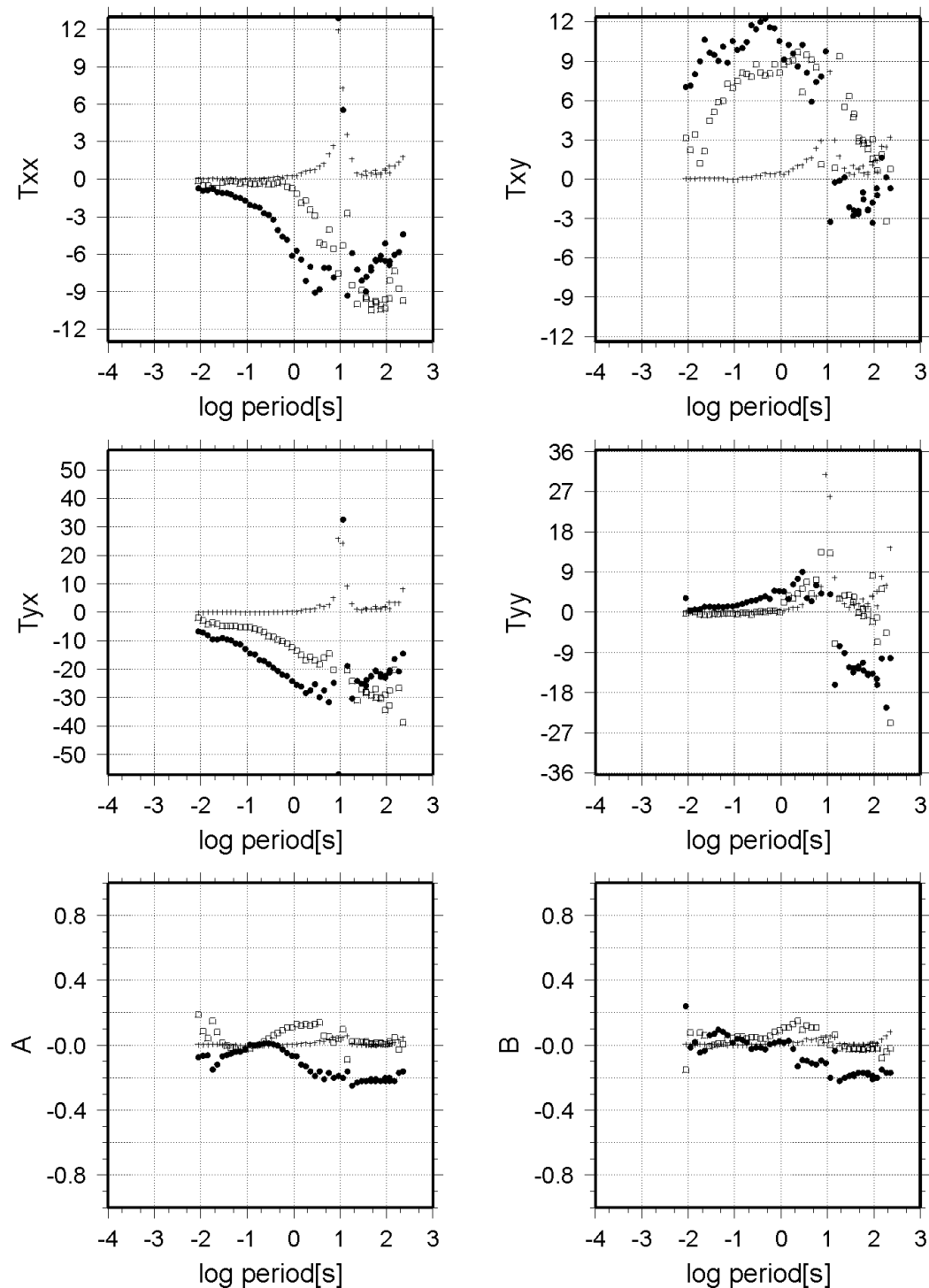
Circles <XY> Squares <YX>



Σχήμα 2. 24. Διαγράμματα λοξότητας, φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης ως συναρτήσεις του λογαρίθμου της περιόδου για τον σταθμό **s19**. Με κύκλους σημειώνεται η διεύθυνση *xy* και με τετράγωνα η διεύθυνση *yx*.

STA:19-Run:2-V:c1-Cfg: 3 4 6 7 5 0 0

Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>



Σχήμα 2. 25. Μεταβολή των στοιχείων του τανυστή $\underline{T}$, και των A, B με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s19**. Με μαύρους κύκλους δίνεται το πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.

Βυθοσκόπηση s20. Ο επόμενος σταθμός στον οποίο θα γίνει αναφορά είναι ο σταθμός **s20** που βρίσκεται έξω από την Μυγδονία λεκάνη Βόρεια από το χωριό Ζαγκλιβέρι. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή εννέα καναλιών (πέντε στον βασικό σταθμό και τεσσάρων στον απομακρυσμένο σταθμό). Αυτές οι καταγραφές υπέστησαν επεξεργασία σε δύο διατάξεις. Η πρώτη διάταξη περιλαμβάνει τα κανάλια, ηλεκτρικά και μαγνητικά, του βασικού σταθμού ($c1$) ενώ η δεύτερη τα κανάλια του απομακρυσμένου σταθμού ($c2$). Στο σχήμα (2.26) φαίνεται η λοξότητα, η φαινόμενη ειδική αντίσταση και η φάση ως συνάρτηση του λογαρίθμου της περιόδου. Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των στοιχείων του σχήματος (2.26) είναι η $c2$ που περιλαμβάνει τα δεδομένα του βασικού σταθμού (κανάλια E_{x1} , E_{y1} , H_{x1} , H_{y1} , H_z). Όπως παρατηρούμε στο σχήμα αυτό η λοξότητα παίρνει διάφορες τιμές. Οι τιμές αυτές είναι αποδεκτές διότι ο σταθμός s20 βρίσκεται εκτός της Μυγδονίας λεκάνης οπότε είναι δυνατή η ύπαρξη ακόμη και τρισδιάστατων δομών. Κάτι τέτοιο δεν αναμενόταν για τους προηγούμενους σταθμούς, που βρίσκονται μέσα στην λεκάνη. Οι σταθμοί αυτοί, όπως θα δούμε και στην συνέχεια, δίνουν ενδείξεις ύπαρξης δισδιάστατης δομής, όπως είναι και αναμενόμενο για MT σταθμούς μέσα σε τέτοιες δομές. Όμως για περιόδους μεγαλύτερες από 4 δευτερόλεπτα παρατηρείται μια μεγάλη διασπορά στις τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης για την διεύθυνση y_x , που μπορεί να είναι και η αιτία των υψηλών τιμών στην λοξότητα. Οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης είναι χαμηλές διότι ο σταθμός αυτός βρίσκεται σε ιζηματογενή πετρώματα πιθανόν μεγαλύτερου πάχους από ότι στους προηγούμενους σταθμούς.

Στο σχήμα (2.27) έχουμε την μεταβολή των τεσσάρων στοιχείων του ταυυστή $\underline{T}$ και των A, B , με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s20**. Τα μεν στοιχεία του $\underline{T}$ υπολογίσθηκαν από τις οριζόντιες συνιστώσες του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου, και τα A, B από τις τρεις συνιστώσες του μαγνητικού πεδίου.

Βυθοσκόπηση s21. Ο επόμενος σταθμός στον οποίο θα γίνει αναφορά είναι ο σταθμός **s21** που βρίσκεται έξω από την Μυγδονία λεκάνη, Βόρεια αυτής και Δυτικά από το χωριό Ασκός. Στο ύπαιθρο, έγινε καταγραφή εννέα καναλιών (πέντε στον βασικό σταθμό και τεσσάρων στον απομακρυσμένο σταθμό). Αυτές οι καταγραφές υπέστησαν επεξεργασία σε δύο διατάξεις $c1$, $c2$ όπως και οι προηγούμενες βυθοσκοπήσεις. Στο σχήμα (2.28) φαίνεται η λοξότητα, η φαινόμενη ειδική αντίσταση και η φάση με τον λογάριθμο της περιόδου. Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των στοιχείων του σχήματος (2.28) είναι η $c1$ που περιλαμβάνει τα δεδομένα του βασικού σταθμού (κανάλια E_{x1} , E_{y1} , H_{x1} , H_{y1} , H_z). Όπως παρατηρούμε στο σχήμα

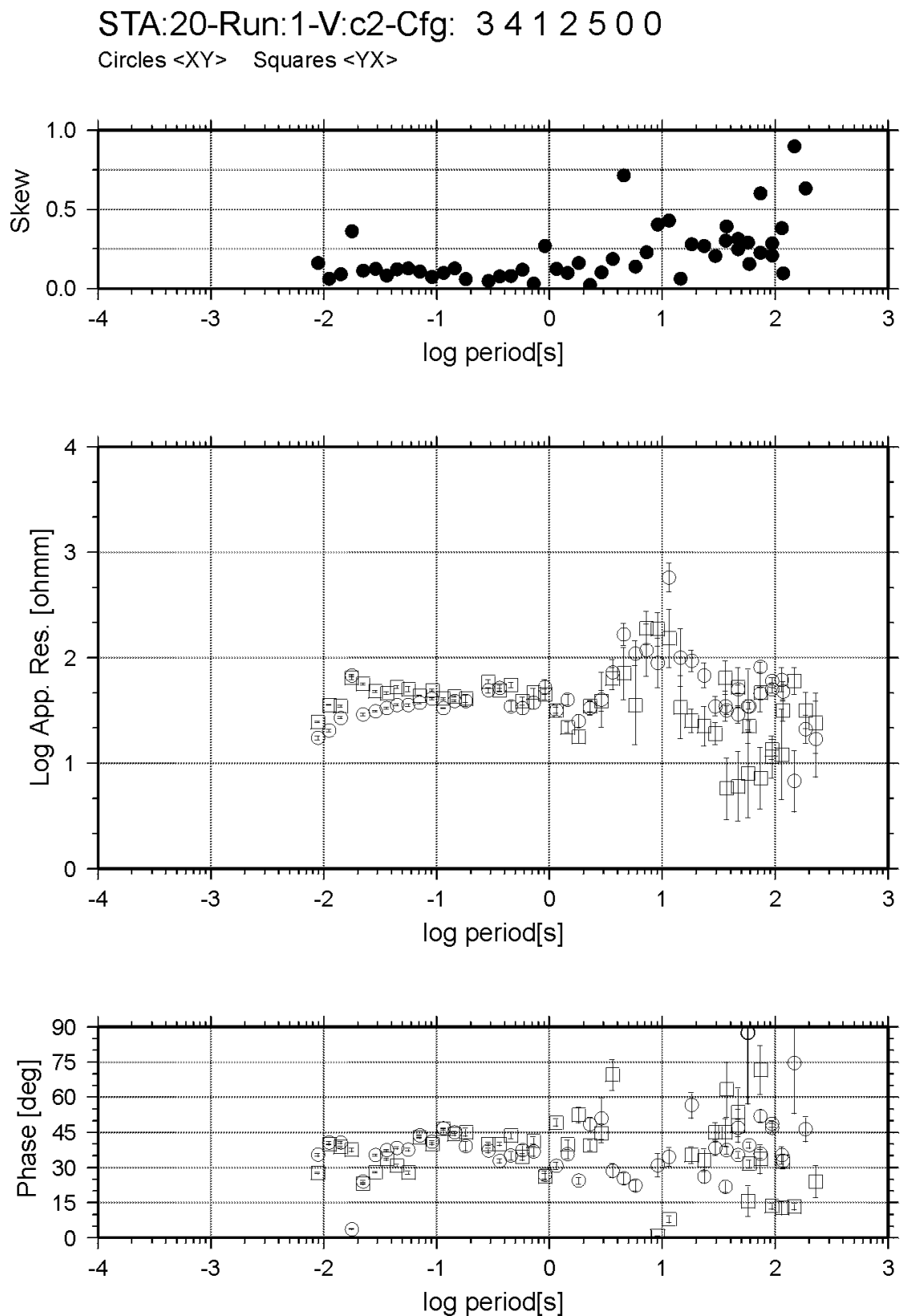
αυτό η λοξότητα παίρνει διάφορες τιμές. Οι τιμές αυτές είναι αποδεκτές διότι και ο σταθμός s21 όπως και ο s20 βρίσκεται εκτός της Μυγδονίας λεκάνης οπότε είναι πιθανή η ύπαρξη τρισδιάστατων δομών όπως αναφέρθηκε ήδη. Για περιόδους μεγαλύτερες από 4 δευτερόλεπτα παρατηρείται μια διασπορά στις τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης για την διεύθυνση yx, που μπορεί να είναι η αιτία των υψηλών τιμών στην λοξότητα. Οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης είναι ιδιαίτερα υψηλές σε σύγκριση με τους υπόλοιπους ΜΤ σταθμούς διότι ο σταθμός αυτός βρίσκεται σε θέση όπου το υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής εντοπίζεται σε μικρότερο βάθος από ότι στους προηγούμενους σταθμούς.

Στο σχήμα (2.29) έχουμε για τον σταθμό s21 τα τέσσερα στοιχεία του τανυστή $\underline{T}$ και τα A,B, με τον λογάριθμο της περιόδου.

Από τους παραπάνω σταθμούς οι δύο (s20 και s21) βρίσκονται έξω από την Μυγδονία λεκάνη. Οι δύο αυτές βυθοσκοπήσεις δεν είναι αρκετές για την επίλυση του γενικότερου προβλήματος της γεωηλεκτρικής δομής και έξω από την Μυγδονία λεκάνη.

Στην συνέχεια έγινε ανάλυση διαφόρων παραμέτρων που δίνουν την διεύθυνση ή τις διευθύνσεις παράταξης που επικρατούν στην περιοχή καθώς και προσπάθεια να ευρεθεί η διάσταση του γεωηλεκτρικού μοντέλου της περιοχής. Η ανάλυση αυτή έγινε χρησιμοποιώντας τους τανυστές εμπέδησης που υπολογίστηκαν από τις καταγραφές των σταθμών που βρίσκονται μέσα στην Μυγδονία λεκάνη. Οι σταθμοί αυτοί είναι οι σταθμοί s12 ως και s19. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι για την επεξεργασία που ακολούθησε δεν χρησιμοποιήθηκαν τα σημεία από τις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης που παρουσίαζαν μεγάλα σφάλματα. Έτσι, μόνο στους σταθμούς s13 και s19 χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία για περιόδους μέχρι και 100 δευτερόλεπτα. Σε όλους τους υπόλοιπους σταθμούς χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία για περιόδους μέχρι 4 δευτερόλεπτα. Ο τρόπος επεξεργασίας είναι ο εξής: Γίνεται χαρτογράφηση των διαφορετικών τύπων λοξότητας όπως αυτές δίνονται από διάφορους ερευνητές για διαφορετικά γεωηλεκτρικά μοντέλα. Στην συνέχεια ελέγχεται σε ποιο από τα παραπάνω διαγράμματα η λοξότητα παίρνει τιμές μεγαλύτερες από 0.1. Το ανώτερο σε διάσταση γεωηλεκτρικό μοντέλο που παρουσιάζει λοξότητα μικρότερη από 0.1 είναι αυτό που υιοθετούμε ως γεωηλεκτρικό μοντέλο της περιοχής έρευνας.

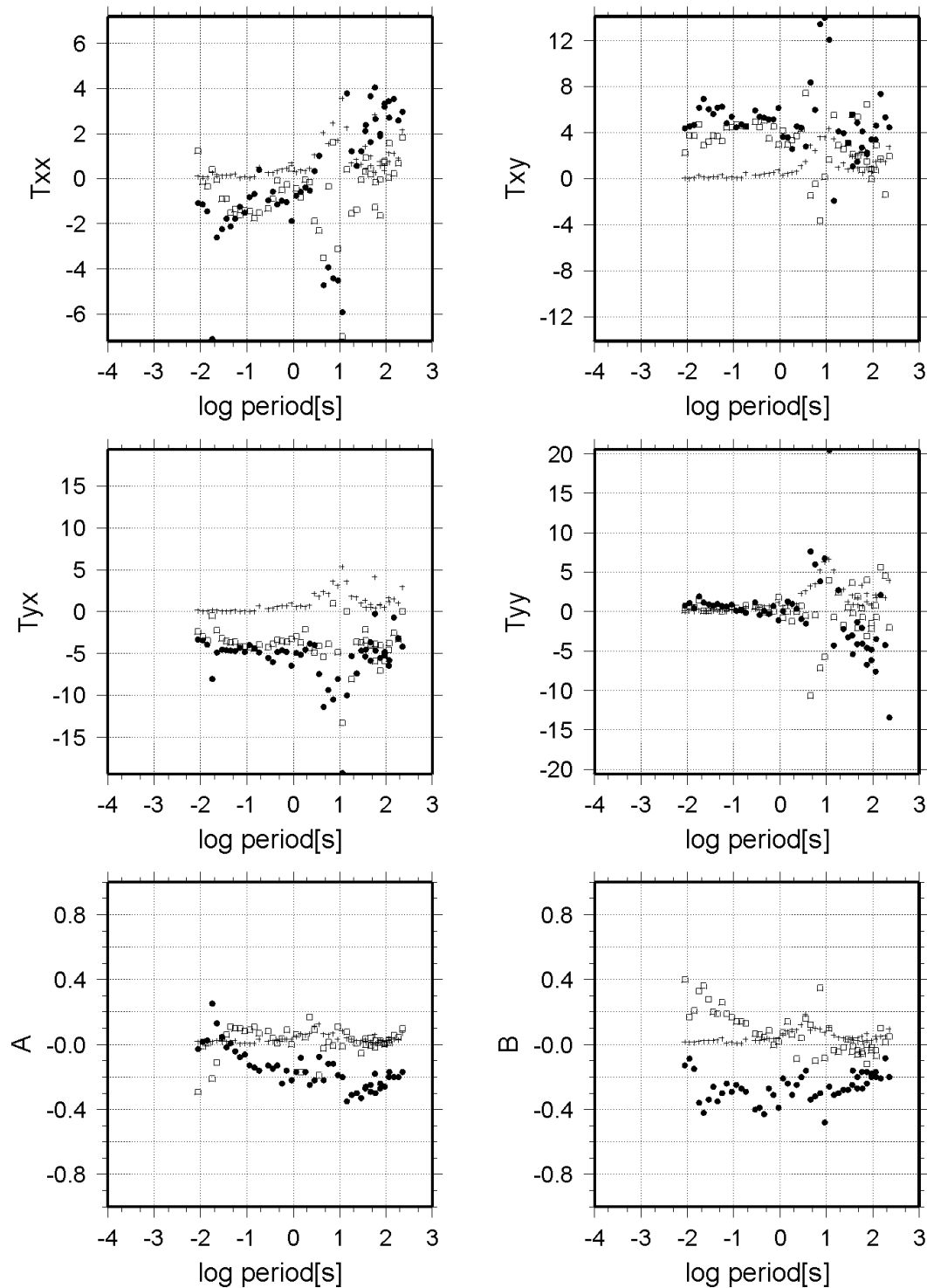
Στο σχήμα (2.30) έχουμε την λοξότητα 1 (Cagniard 1953) όπως αυτή υπολογίστηκε για όλους τους σταθμούς και όλες τις αποδεκτές περιόδους. Η λοξότητα 1 είναι δείκτης μονοδιάστατων δομών. Όπως παρατηρούμε οι τιμές της λοξότητας αυτής είναι μικρότερες από 0.1.



Σχήμα 2. 26. Διαγράμματα λοξότητας, φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό *s20*. Με κύκλους σημειώνεται η διεύθυνση *xy* και με τετράγωνα η διεύθυνση *yx*.

STA:20-Run:1-V:c2-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

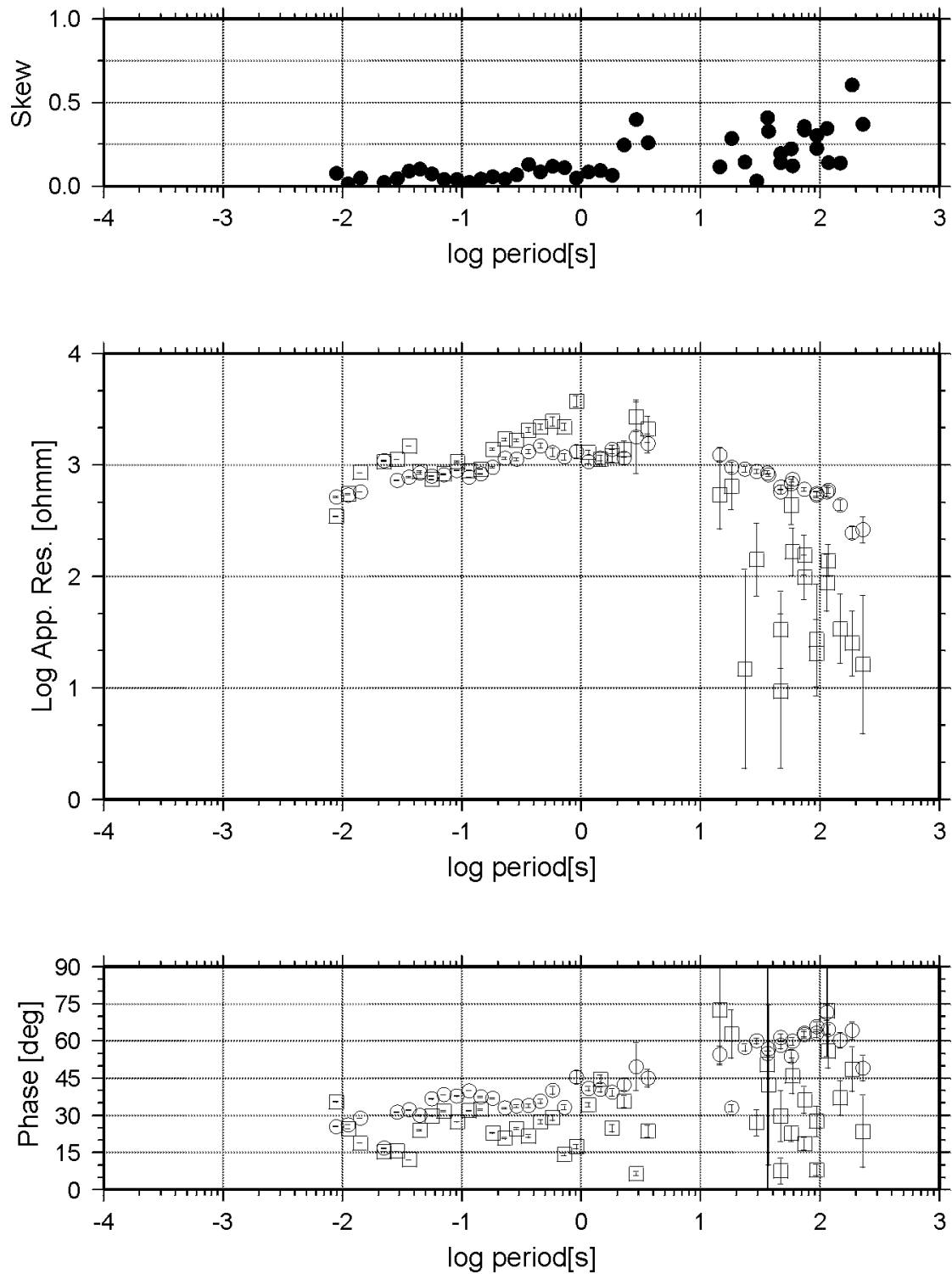
Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>



Σχήμα 2. 27. Διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή $\underline{\underline{T}}$, και των A, B σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό *s20*. Με μαύρους κύκλους δίνεται το πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.

STA:21-Run:1-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

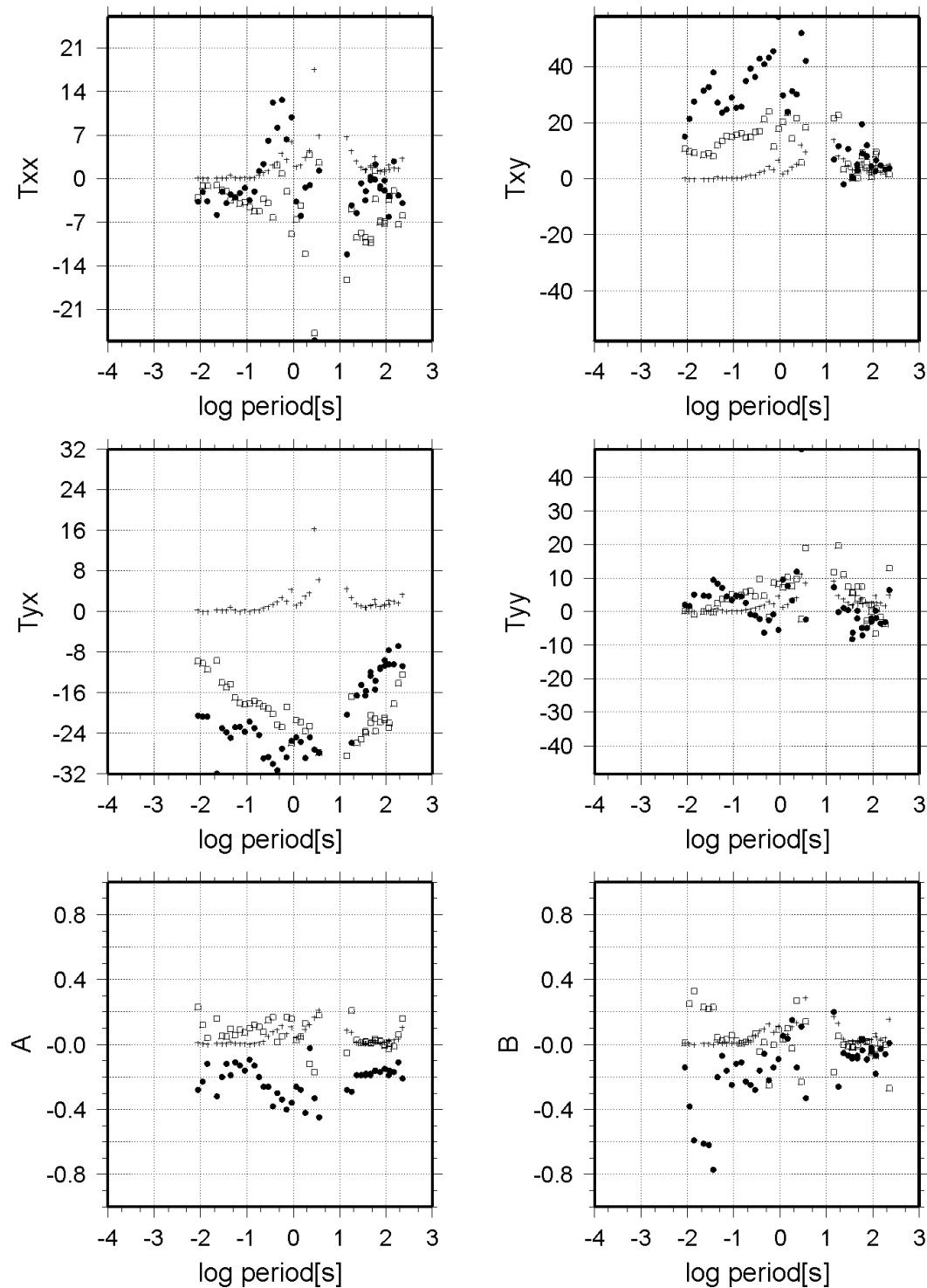
Circles <XY> Squares <YX>



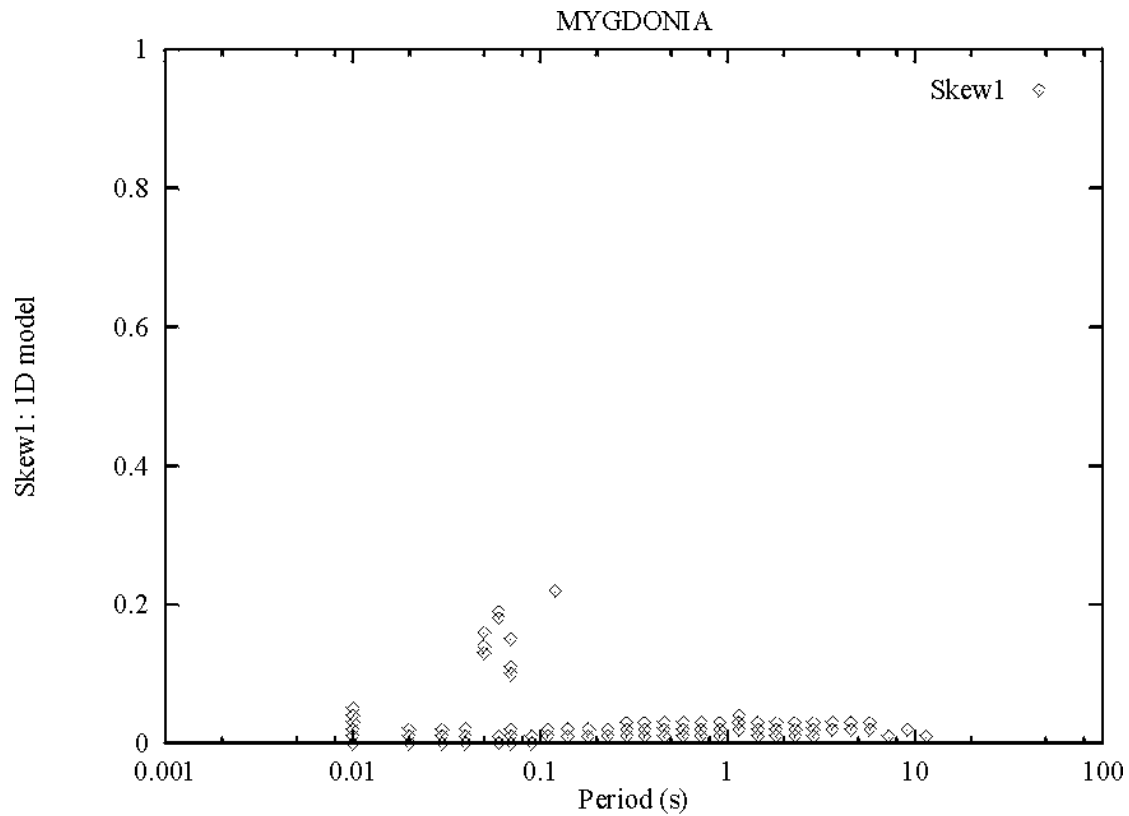
Σχήμα 2. 28. Μεταβολή της λοξότητας, της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό **s21**. Με κύκλους σημειώνεται η διεύθυνση xy και με τετράγωνα η διεύθυνση yx.

STA:21-Run:1-V:c1-Cfg: 3 4 1 2 5 0 0

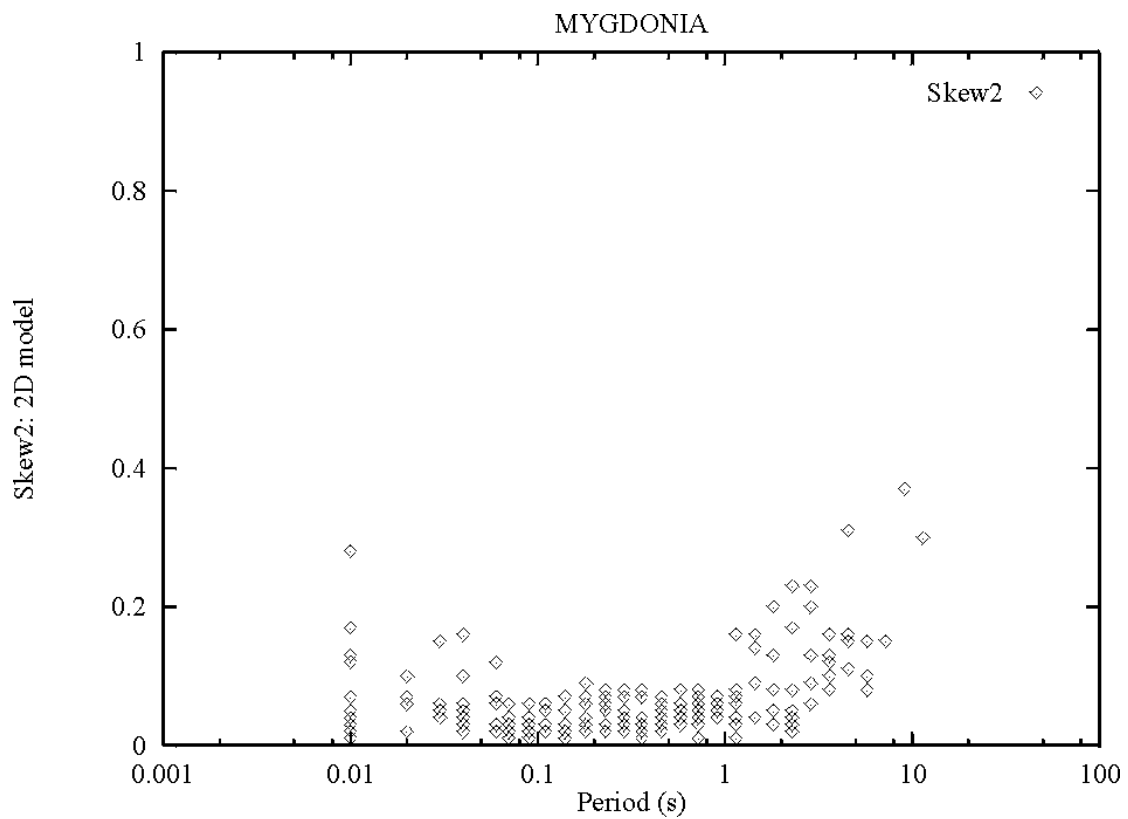
Circles <Real> Squares <Imaginary> Crosses <Error>



Σχήμα 2. 29. Διαγράμματα της μεταβολής των στοιχείων του τανυστή $\underline{\mathbf{T}}$, και των A, B με τον λογάριθμο της περιόδου για τον σταθμό $s21$. Με μαύρους κύκλους δίνεται το πραγματικό μέρος, με τετράγωνα το φανταστικό μέρος και με σταυρό το σφάλμα της κάθε μεταβλητής.



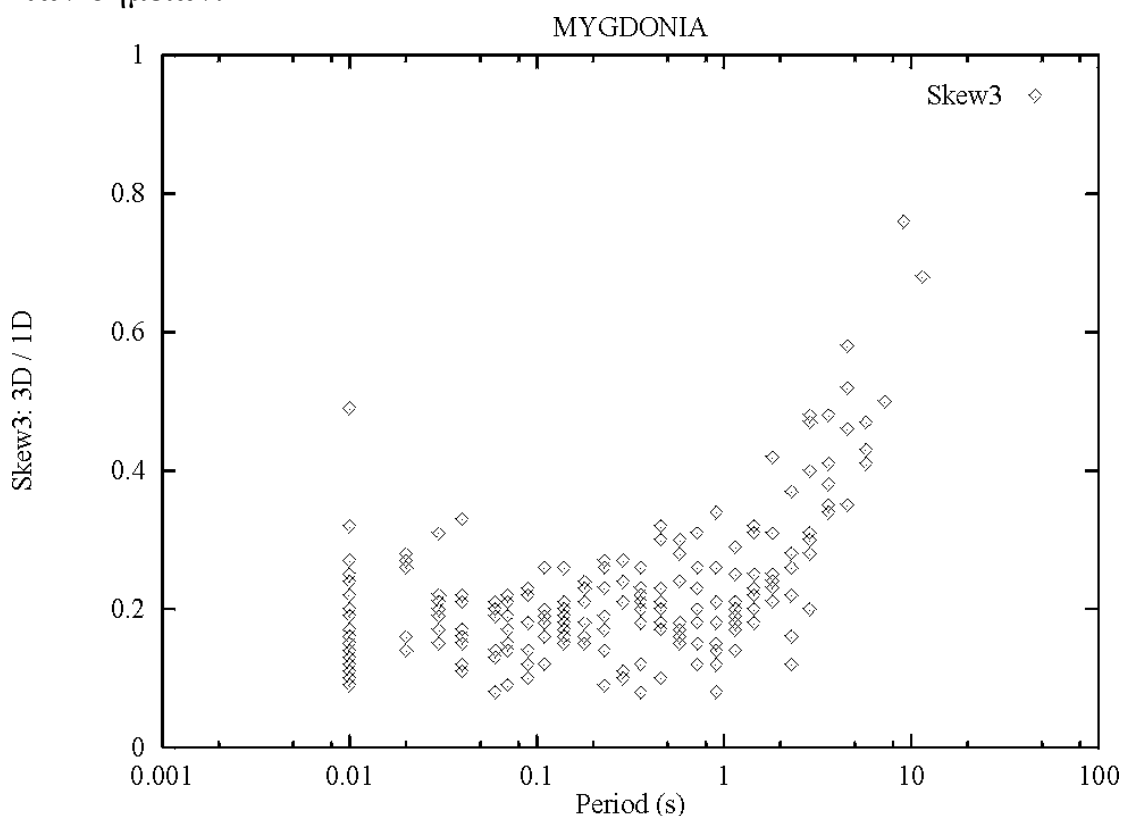
Σχήμα 2. 30. Διάγραμμα της μεταβολής της λοξότητας 1 με την περίοδο, για τους σταθμούς s12-s19.



Σχήμα 2. 31. Μεταβολή της λοξότητας 2 με την περίοδο, για τους σταθμούς s12-s19.

Στο σχήμα (2.31) έχουμε την λοξότητα 2 (Swift 1967) όπως αυτή υπολογίσθηκε για όλους τους σταθμούς και όλες τις αποδεκτές περιόδους. Η λοξότητα 2 είναι δείκτης δισδιάστατων δομών. Όπως παρατηρούμε οι τιμές της λοξότητας αυτής είναι μικρότερες από 0.1 για το μεγαλύτερο πλήθος των σημείων.

Στο σχήμα (2.32) έχουμε την λοξότητα 3 (Larsen 1977) όπως αυτή υπολογίσθηκε για όλους τους σταθμούς και όλες τις αποδεκτές περιόδους. Η λοξότητα 3 είναι δείκτης μονοδιάστατων δομών με υπέρθεση τρισδιάστατων δομών. Όπως παρατηρούμε οι τιμές της λοξότητας αυτής είναι μεγαλύτερες από 0.1 για το μεγαλύτερο πλήθος των σημείων.

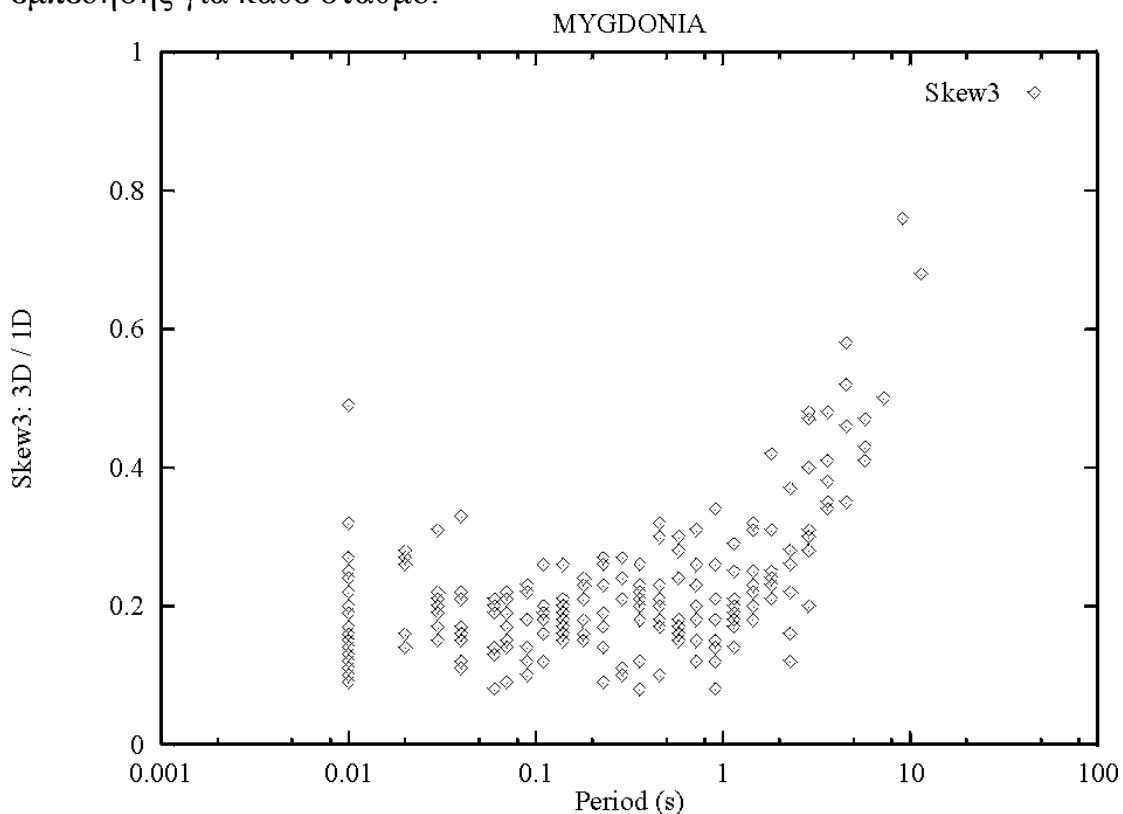


Σχήμα 2. 32. Μεταβολή της λοξότητας 3 με την περίοδο, για τους σταθμούς s12-s19.

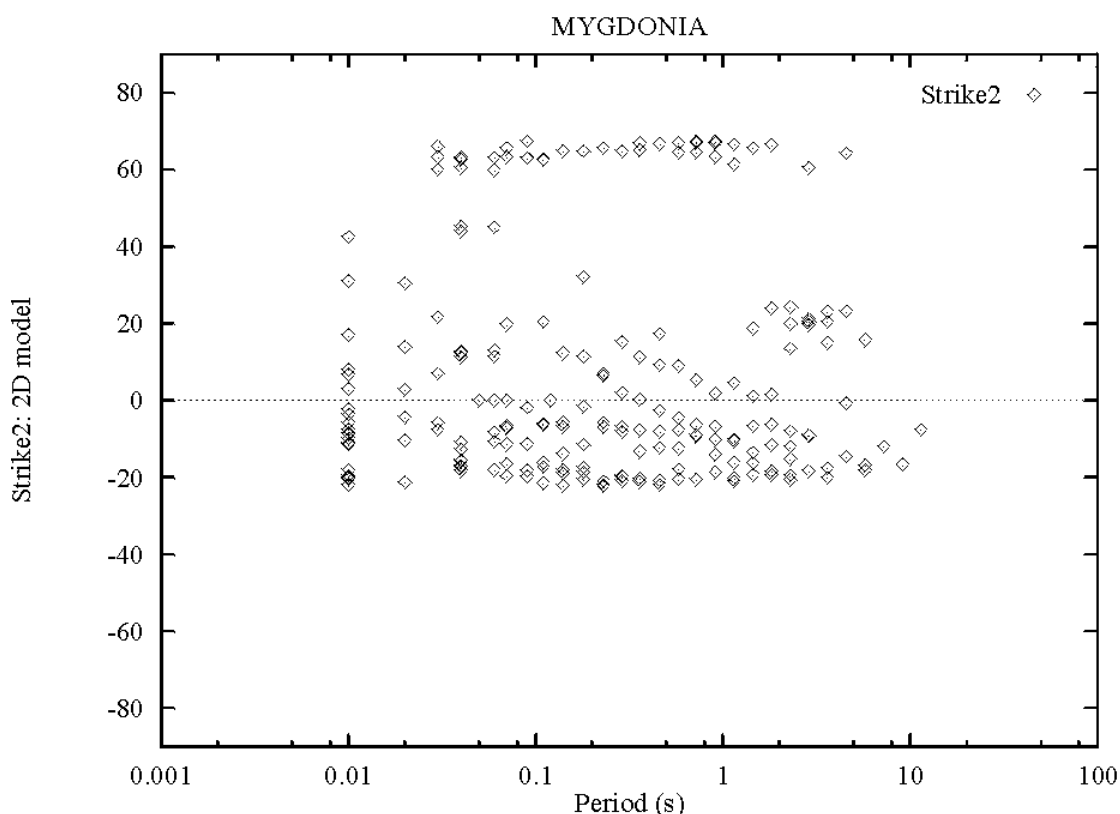
Στο σχήμα (2.33) έχουμε την λοξότητα 4 (Larsen 1977) όπως αυτή υπολογίσθηκε για όλους τους σταθμούς και όλες τις περιόδους που θεωρήθηκαν αποδεκτές. Η λοξότητα 4 είναι δείκτης δισδιάστατων δομών με υπέρθεση τρισδιάστατων δομών. Όπως παρατηρούμε οι τιμές της λοξότητας αυτής είναι μεγαλύτερες από 0.1 για το μεγαλύτερο πλήθος των σημείων.

Από τα παραπάνω σχήματα συμπεραίνουμε ότι στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης έχουμε δισδιάστατη γεωηλεκτρική δομή. Στο σχήμα (2.34) έχουμε τις διευθύνσεις παράταξης (Swift 1967) όπως αυτές υπολογίσθηκαν για όλους τους σταθμούς και για όλες τις αποδεκτές περιόδους. Όπως παρατηρούμε υπάρχουν δύο κύριες διευθύνσεις η μια

με γωνία 60° με 65° και η άλλη με -15° με -20° . Οι γωνίες αυτές είναι περίπου συμπληρωματικές όπως αναμενόταν. Αυτό συμβαίνει γιατί η μία από αυτές τις διευθύνσεις δηλώνει την TE πόλωση ενώ η άλλη την TM πόλωση. Για την επιλογή της ακριβούς διεύθυνσης που ακολουθεί η κάθε πόλωση θα χρησιμοποιήσουμε τεκτονικά στοιχεία από διάφορες εργασίες που έγιναν στην περιοχή καθώς και τα πολικά διαγράμματα της εμπέδησης για κάθε σταθμό.



Σχήμα 2. 33. Μεταβολή της λοξότητας 4 με την περίοδο για τους σταθμούς s12-s19.



Σχήμα 2. 34. Διευθύνσεις παράταξης σε συνάρτηση με την περίοδο, των σταθμών s12-s19. Η διεύθυνση που ορίζετε ως διεύθυνση 0° μοιρών είναι η διεύθυνση Βορράς-Νότος, ενώ οι θετικές γωνίες είναι κατά την φορά των δεικτών του ρολογιού.

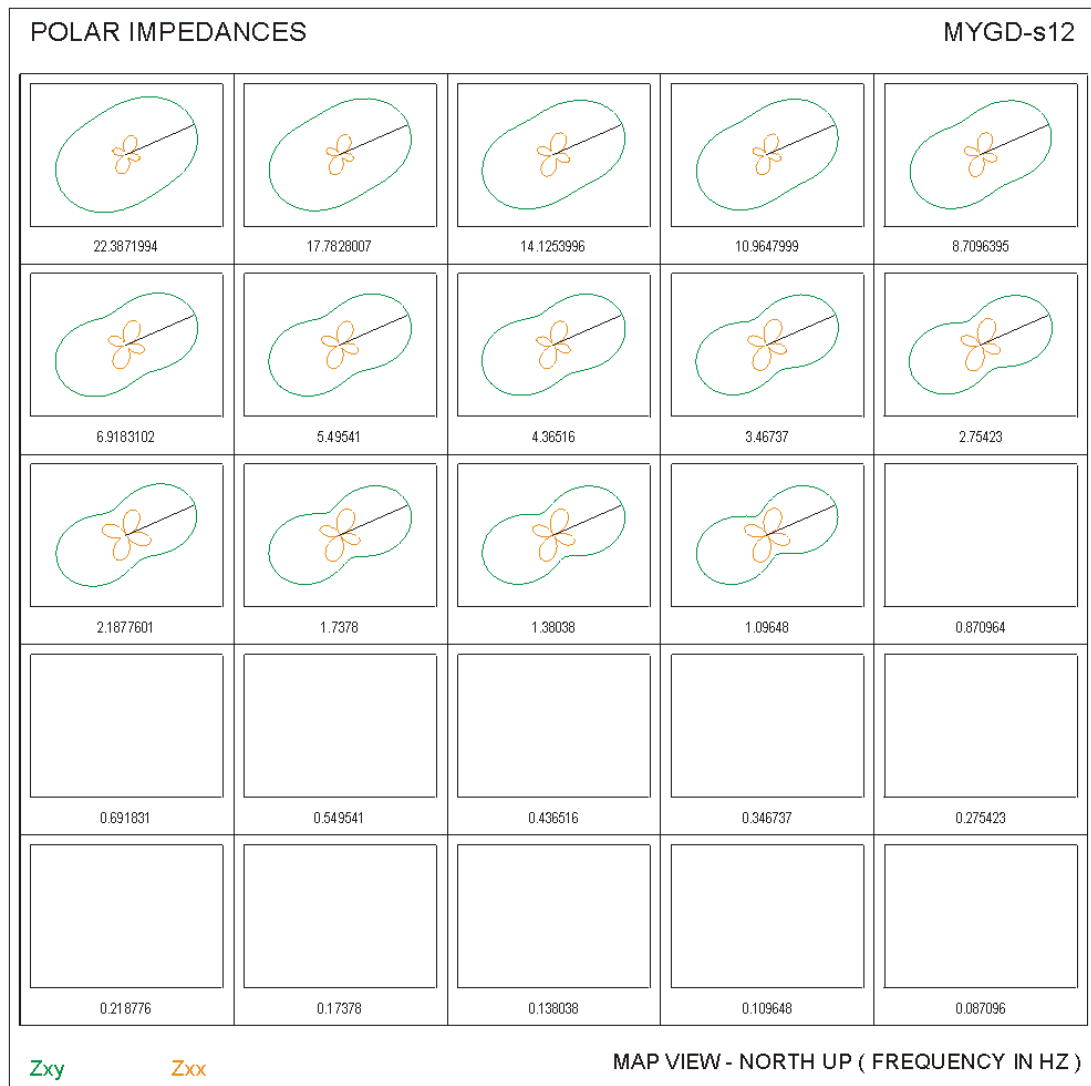
2.2.4 Σεισμοτεκτονικά στοιχεία της περιοχής που μελετήθηκε

Σεισμοτεκτονικά στοιχεία της Μυγδονίας λεκάνης έχουν δοθεί από πολλούς ερευνητές (π.χ. Mercier et al. 1979, Papazachos et al. 1979a, Papazachos et al. 1979b, Andronopoulos et al. 1983, Mountrakis et al. 1983) κυρίως λόγω της ισχυρής σεισμική δόνησης που είχαμε στην περιοχή στις 20 Ιουνίου του 1978. Επίσης έχουν γίνει διάφορες έρευνες που αφορούν την κατανομή των τάσεων στην ευρύτερη περιοχή της Βορείου Ελλάδος και του Βορείου Αιγαίου (Papazachos and Kiratzi 1996, Papazachos and Papazachou 1997). Σύμφωνα με την παραπάνω βιβλιογραφία η κύρια διεύθυνση των ρηγμάτων που παρατηρούνται στην περιοχή καθώς και η διεύθυνση του ρήγματος που έδωσε την σεισμική ακολουθία του 1978 είναι $N 85^\circ E$. Η διεύθυνση αυτή συμφωνεί και με την διεύθυνση του ρήγματος που παρατηρείται στην επιφάνεια ανατολικά του χωριού Στίβος και είναι $N 80^\circ E$. Στην περιοχή του Στίβου τα ροδοδιαγράμματα δίνουν διευθύνσεις που κυμαίνονται από 60° ως 100° . Στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης έχουν καταγραφεί επίσης και επιφανειακά ρήγματα μέσω διευθύνσεων 110° και 128° . Είναι πολύ ενδιαφέρον να σημειώσουμε ότι η εφελκυστική συνιστώσα της τάσης,

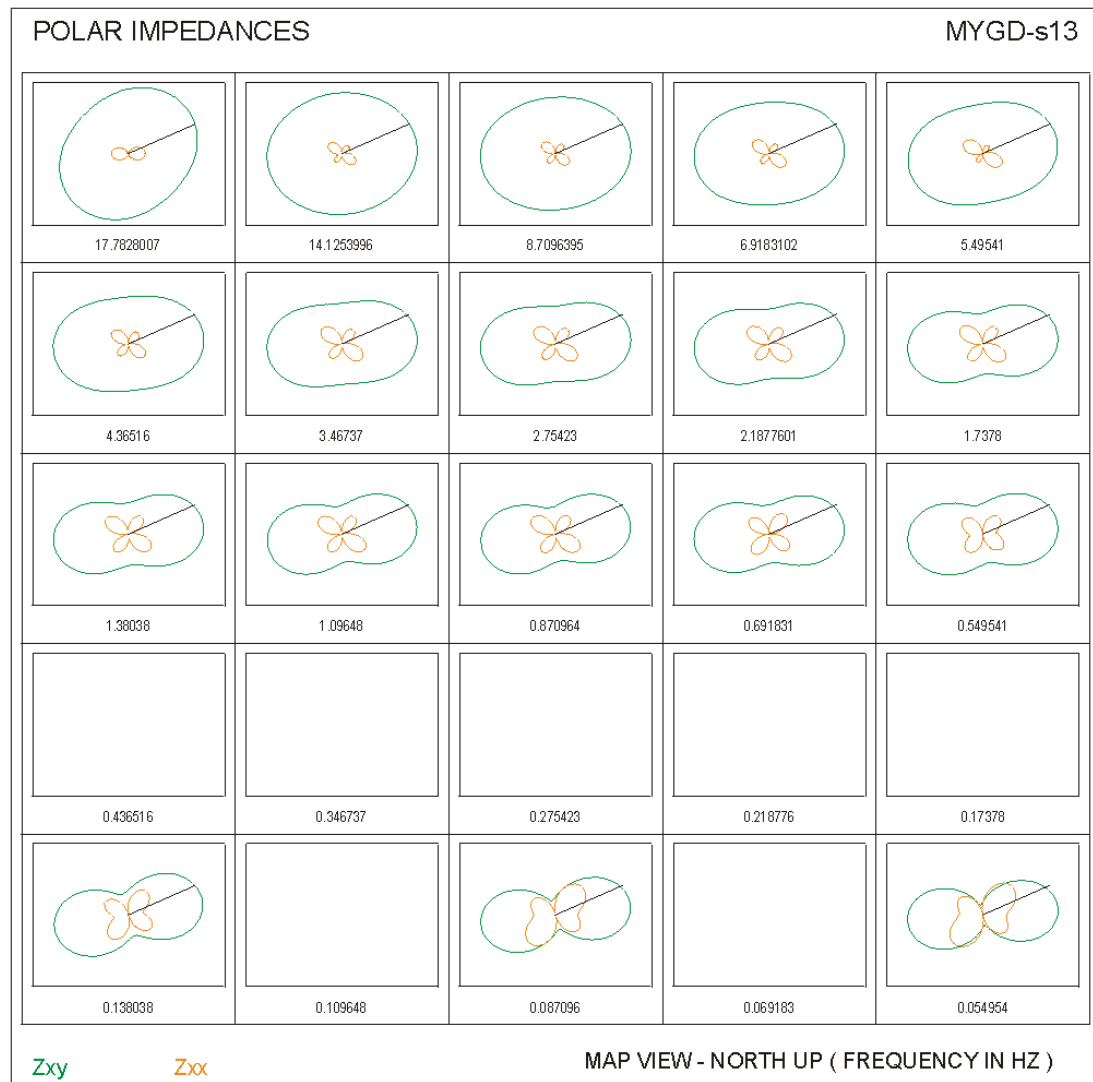
όπως υπολογίστηκε από τους μηχανισμούς γένεσης της σεισμικής ακολουθίας του 1978, έχει διεύθυνση SSE-NNW.

2.2.5 Πολικά διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή εμπέδησης

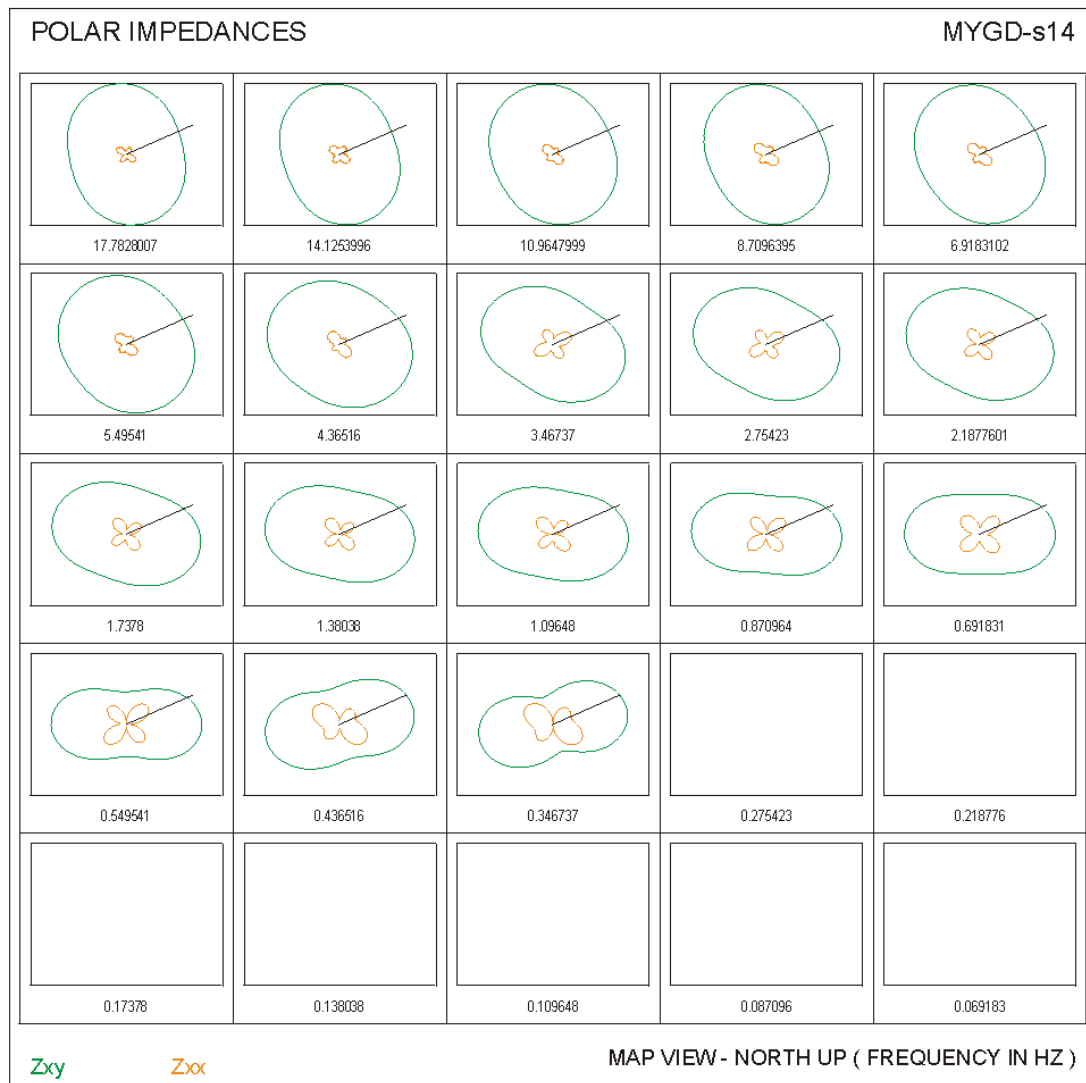
Στα σχήματα (2.35) έως και (2.42), παρουσιάζονται τα πολικά διαγράμματα των στοιχείων του τανυστή εμπέδησης, Z_{xy} και Z_{xx} . Παρατηρούμε ότι για τους σταθμούς s12,s16,s17,s18,s19 που βρίσκονται στο κέντρο της λεκάνης υπάρχει μια συμφωνία όσον αφορά τις διευθύνσεις πόλωσης για όλες τις συχνότητες. Η διεύθυνση που κυριαρχεί είναι περίπου 65° . Στον σταθμό s13 παρουσιάζεται μία διεύθυνση κοντά στην διεύθυνση Ανατολή-Δύση η οποία συμφωνεί με διευθύνσεις ρηγμάτων που υπάρχουν στην περιοχή. Για τους σταθμούς s14 και s15 τα πολικά διαγράμματα της εμπέδησης δίνουν μία σειρά από διευθύνσεις. Για τις υψηλές συχνότητες, παρατηρείται η διεύθυνση των -20° ενώ για συχνότητες κοντά στο 1 Hz υπάρχει μία διεύθυνση περίπου Ανατολή-Δύση. Τέλος στις χαμηλές συχνότητες υπάρχει η διεύθυνση των 65° . Στο σχήμα (2.43) παρουσιάζονται τα παραπάνω πολικά διαγράμματα πάνω σε χάρτη με τις θέσεις των σταθμών. Όπως συμπεραίνουμε εύκολα η διεύθυνση που κυριαρχεί στην περιοχή είναι η διεύθυνση των 65° . Αυτή η διεύθυνση υιοθετήθηκε στην συνέχεια της διατριβής ως διεύθυνση παράταξης. Οι διευθύνσεις που παρατηρούνται στους σταθμούς στα όρια της λεκάνης και για υψηλές συχνότητες οφείλονται στα επιφανειακά ρήγματα που παρατηρούνται στις θέσεις αυτές.



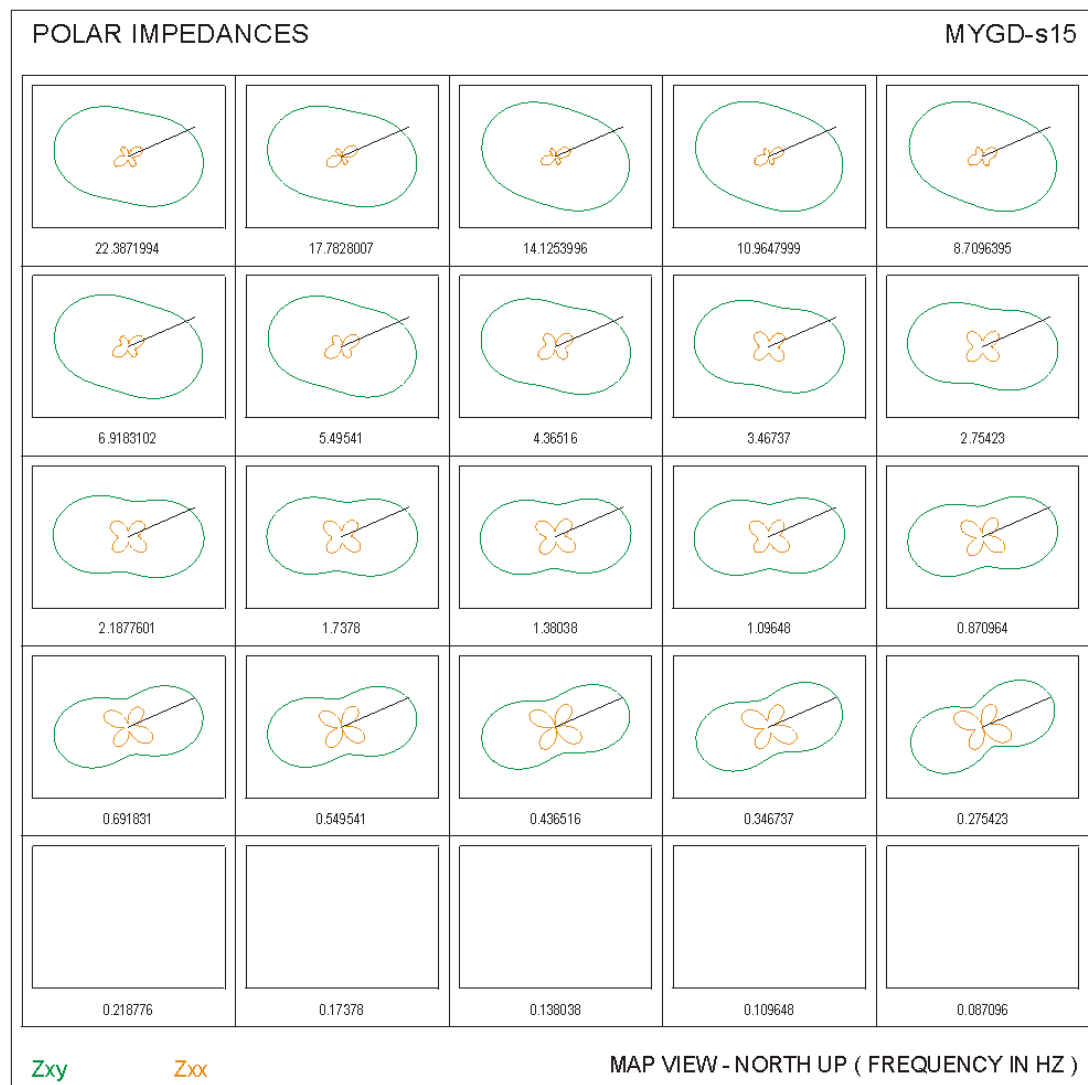
Σχήμα 2. 35. Πολικά διαγράμματα των στοιχείων Z_{xy} και Z_{xx} για τον σταθμό s12.



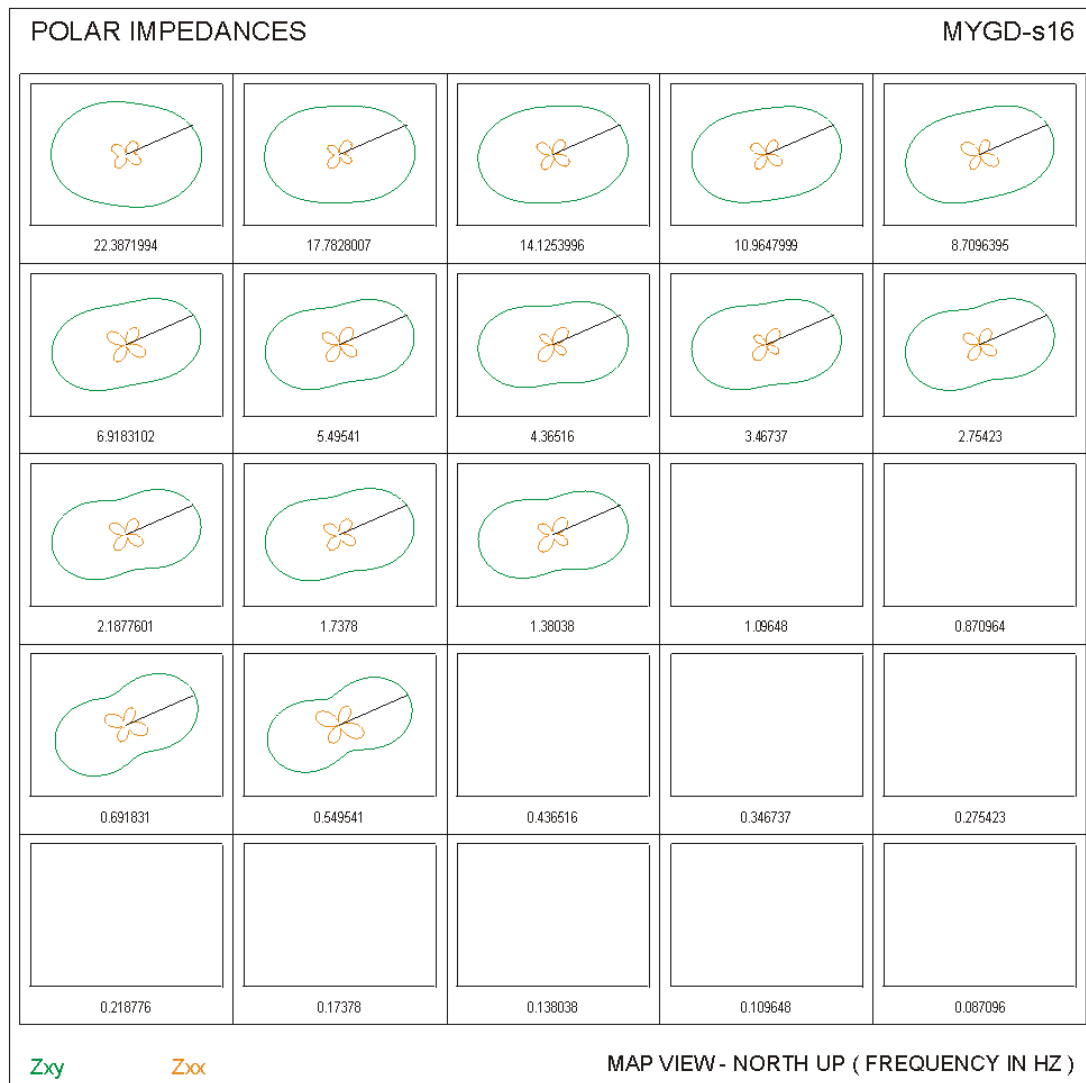
Σχήμα 2. 36. Πολικά διαγράμματα των στοιχείων Z_{xy} και Z_{xx} για τον σταθμό s13.



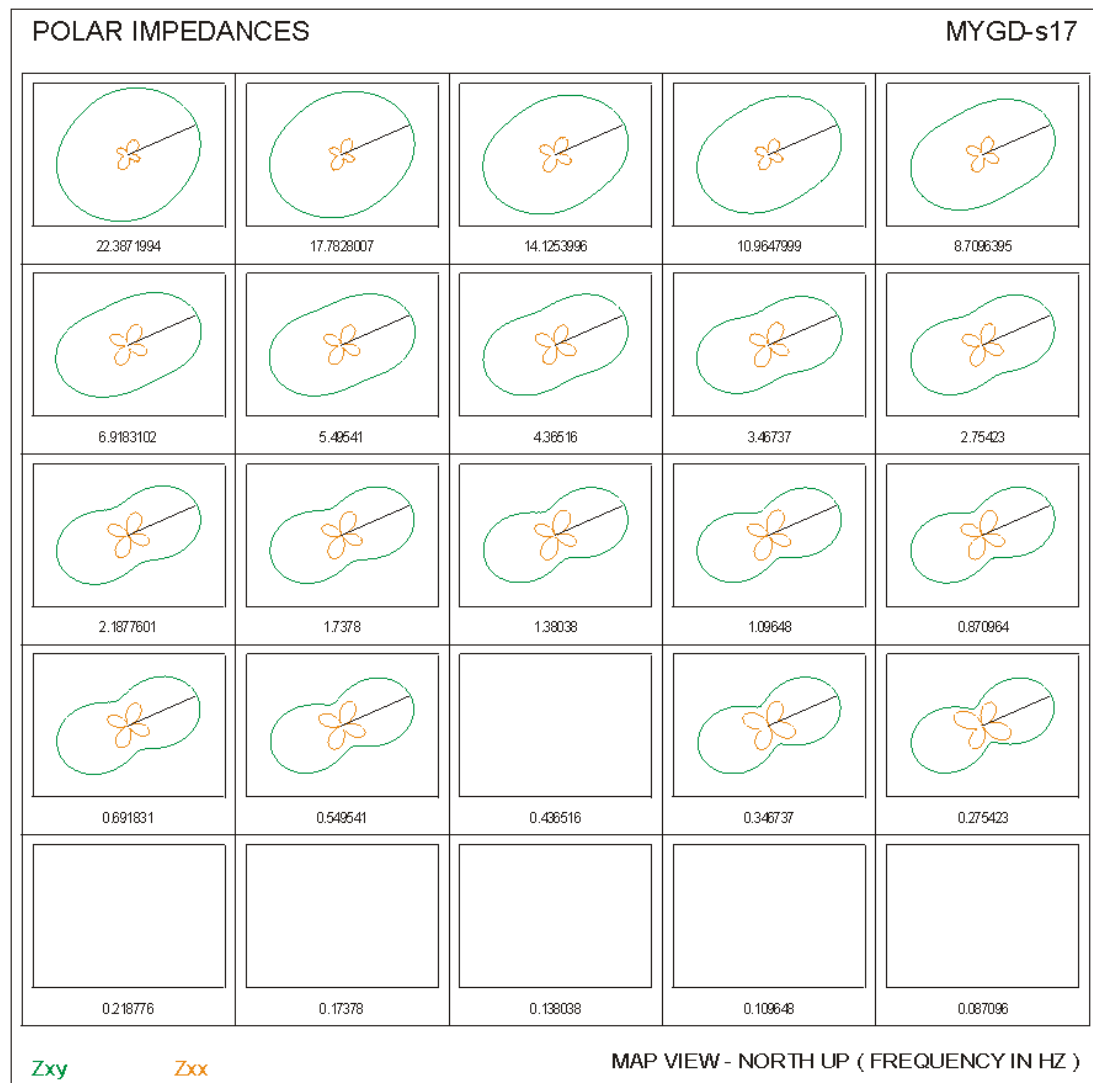
Σχήμα 2. 37. Πολικά διαγράμματα των στοιχείων Z_{xy} και Z_{xx} για τον σταθμό s14.



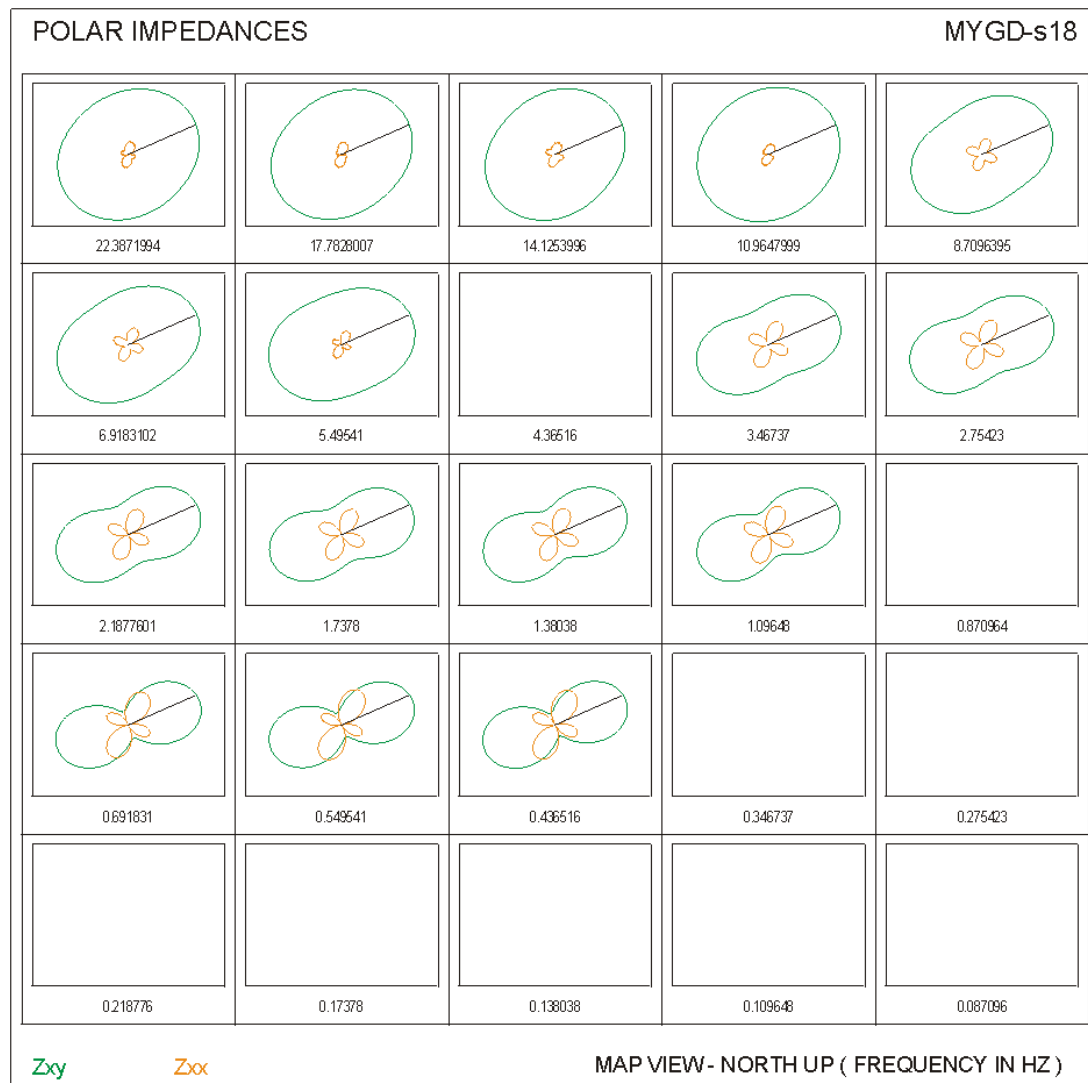
Σχήμα 2. 38. Πολικά διαγράμματα των στοιχείων Z_{xy} και Z_{xx} για τον σταθμό s15.



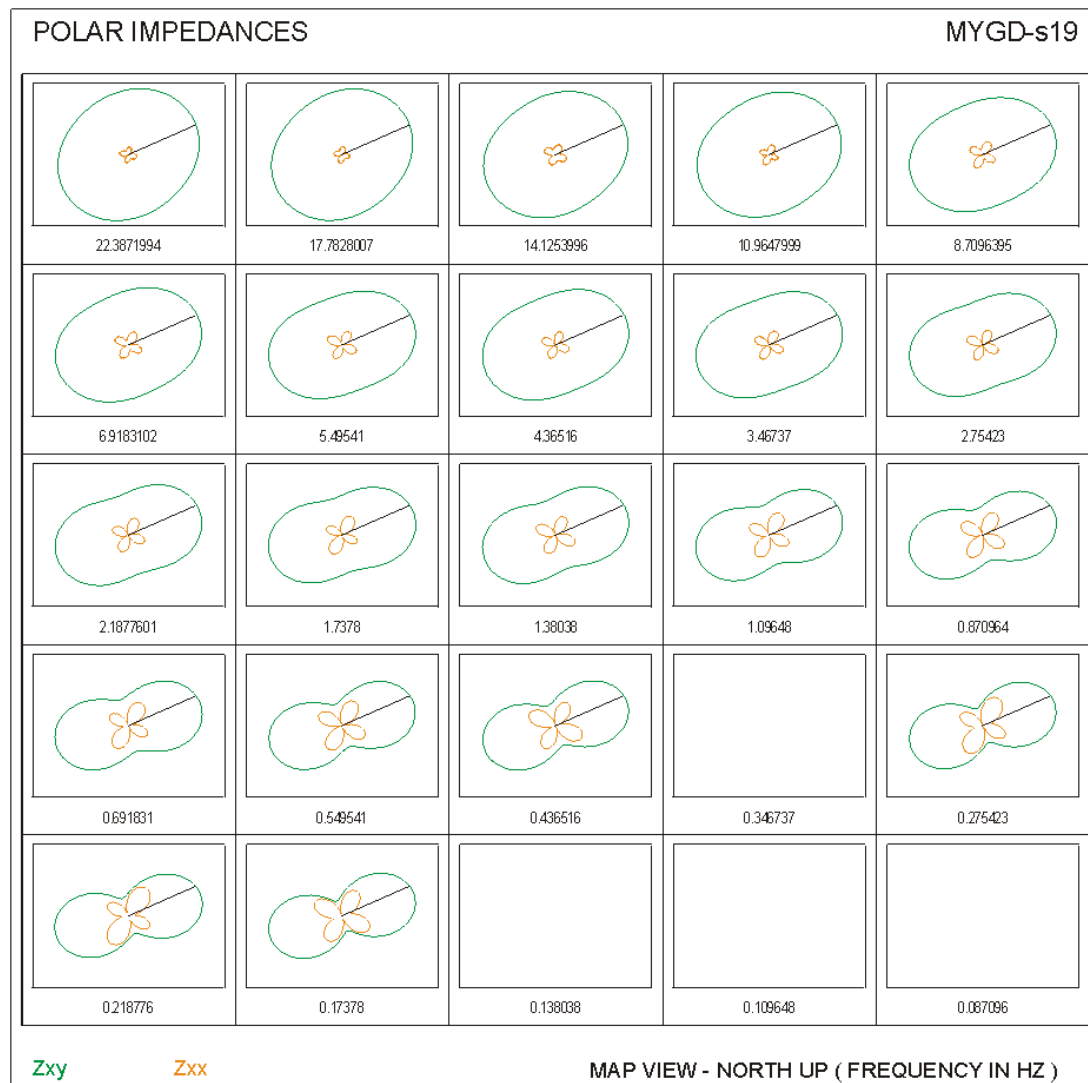
Σχήμα 2. 39. Πολικά διαγράμματα των στοιχείων Z_{xy} και Z_{xx} για τον σταθμό s16.



Σχήμα 2. 40. Πολικά διαγράμματα των στοιχείων Z_{xy} και Z_{xx} για τον σταθμό s17.



Σχήμα 2. 41. Πολικά διαγράμματα των στοιχείων Z_{xy} και Z_{xx} για τον σταθμό s18.



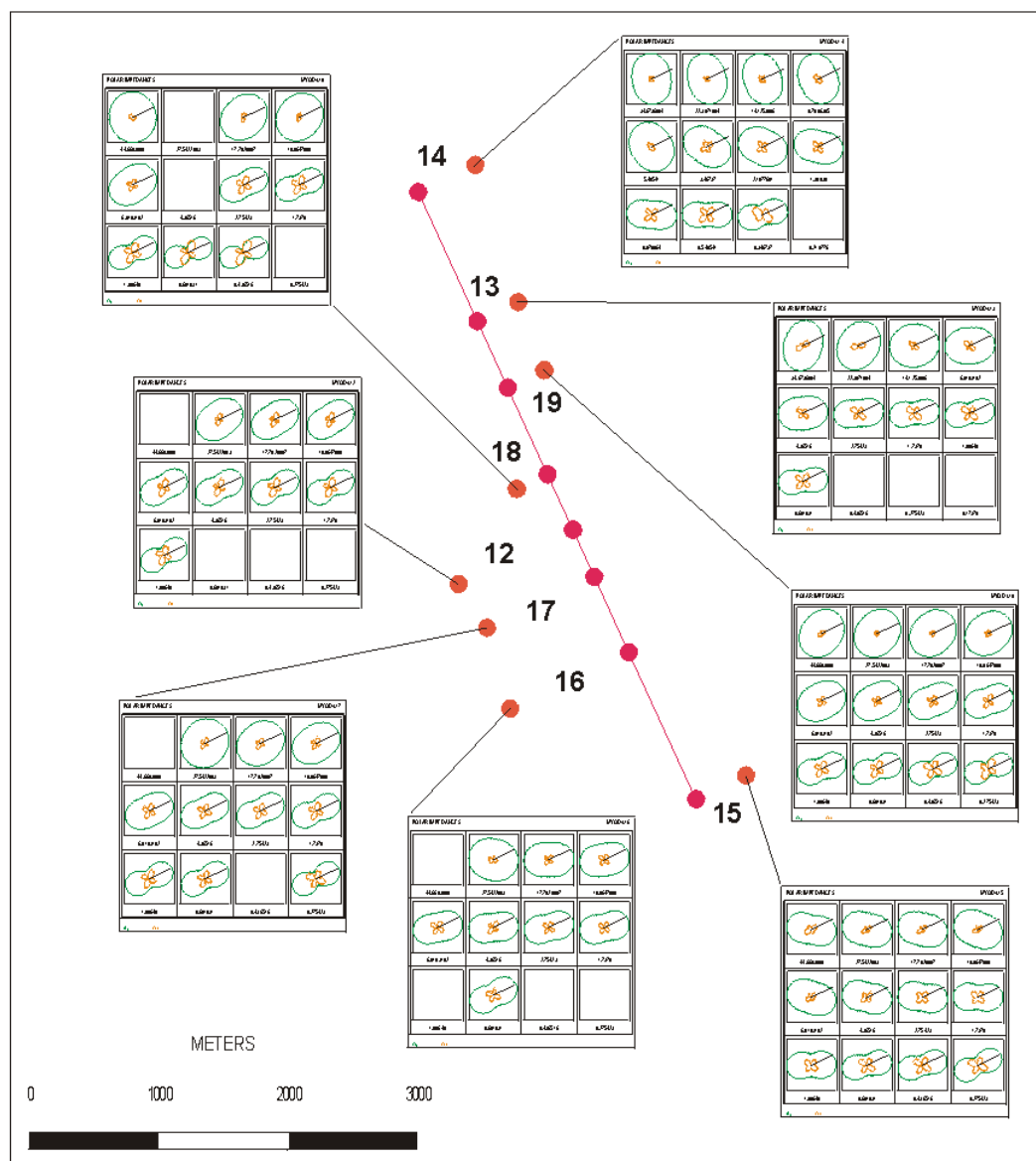
Σχήμα 2. 42. Πολικά διαγράμματα των στοιχείων Z_{xy} και Z_{xx} για τον σταθμό s19.

SCHOOL OF GEOLOGY
GEOPHYSICAL DEP.

ARISTOTLE UNIVERSITY OF THESSALONIKI
GR 540 06

SURVEY AREA : MYGDONIA

DATE: 08/14/97

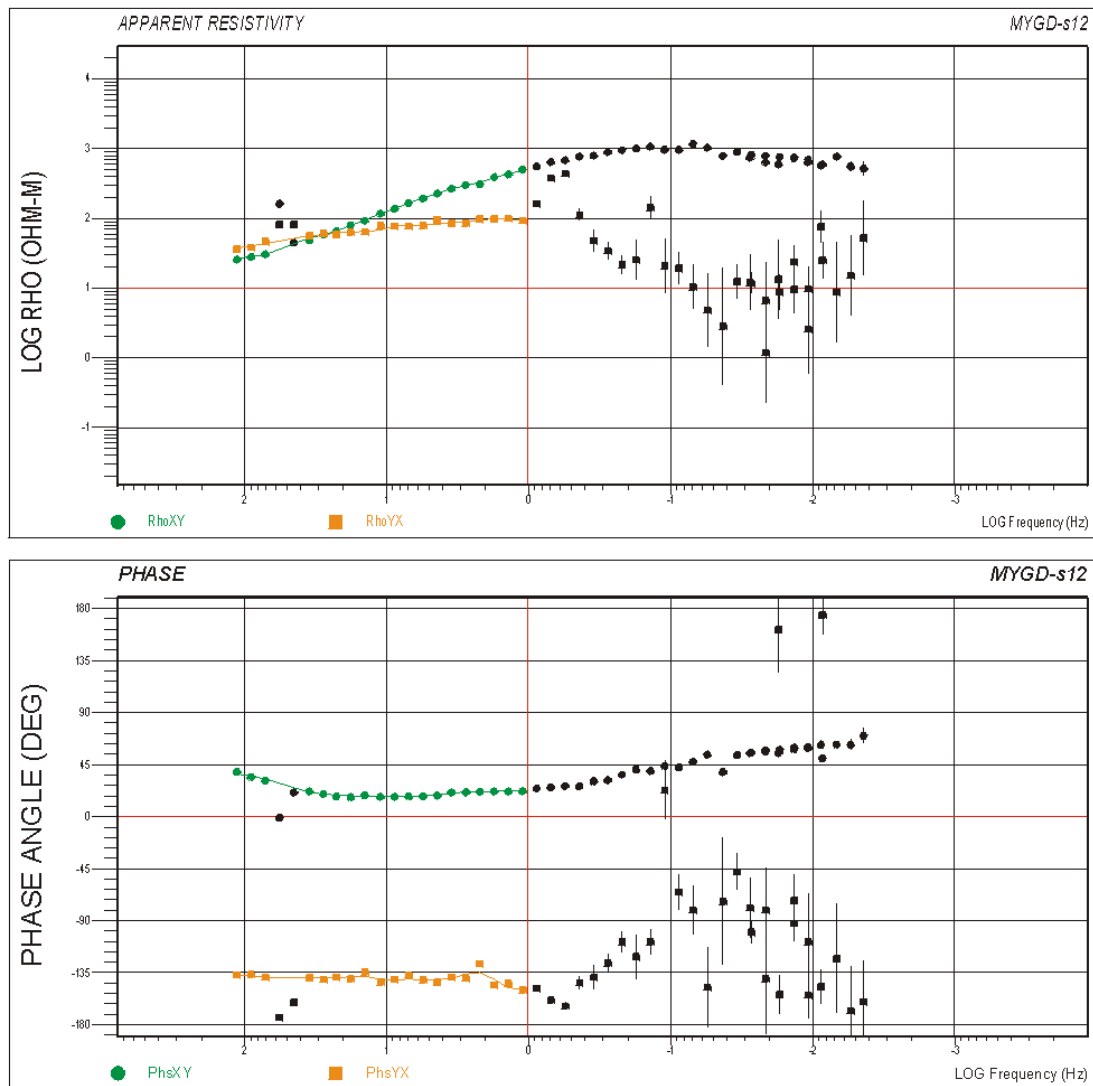


Σχήμα 2. 43. Διαγράμματα πόλωσης των στοιχείων του τανυστή εμπέδησης, Z_{xy} και Z_{xx} , σε χάρτη της περιοχής με τις θέσεις των σταθμών.

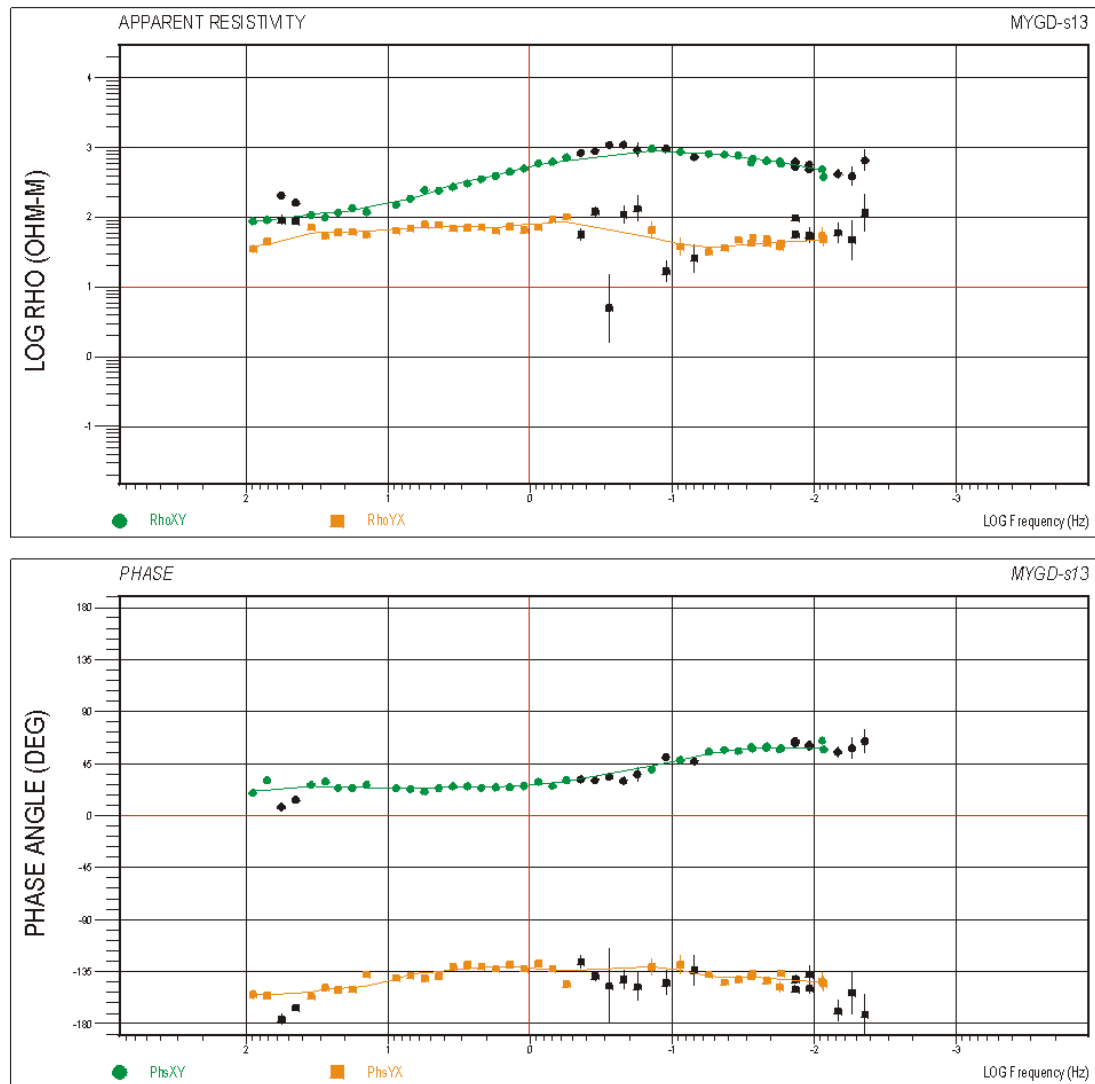
2.2.6 Στροφή του τανυστή εμπέδησης

Ακολούθησε στροφή του τανυστή εμπέδησης στην διεύθυνση των 65° έτσι ώστε η διεύθυνση xy στην συνέχεια να ακολουθεί την διεύθυνση των 65° και να αποτελεί την TE πόλωση. Η διεύθυνση των 155° ($65^\circ+90^\circ$) που είναι η διεύθυνση yx αποτελεί την TM πόλωση. Σε όλα τα διαγράμματα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης που ακολουθούν χρησιμοποιούνται οι πολώσεις TE και TM για τις διευθύνσεις xy και yx , αντίστοιχα.

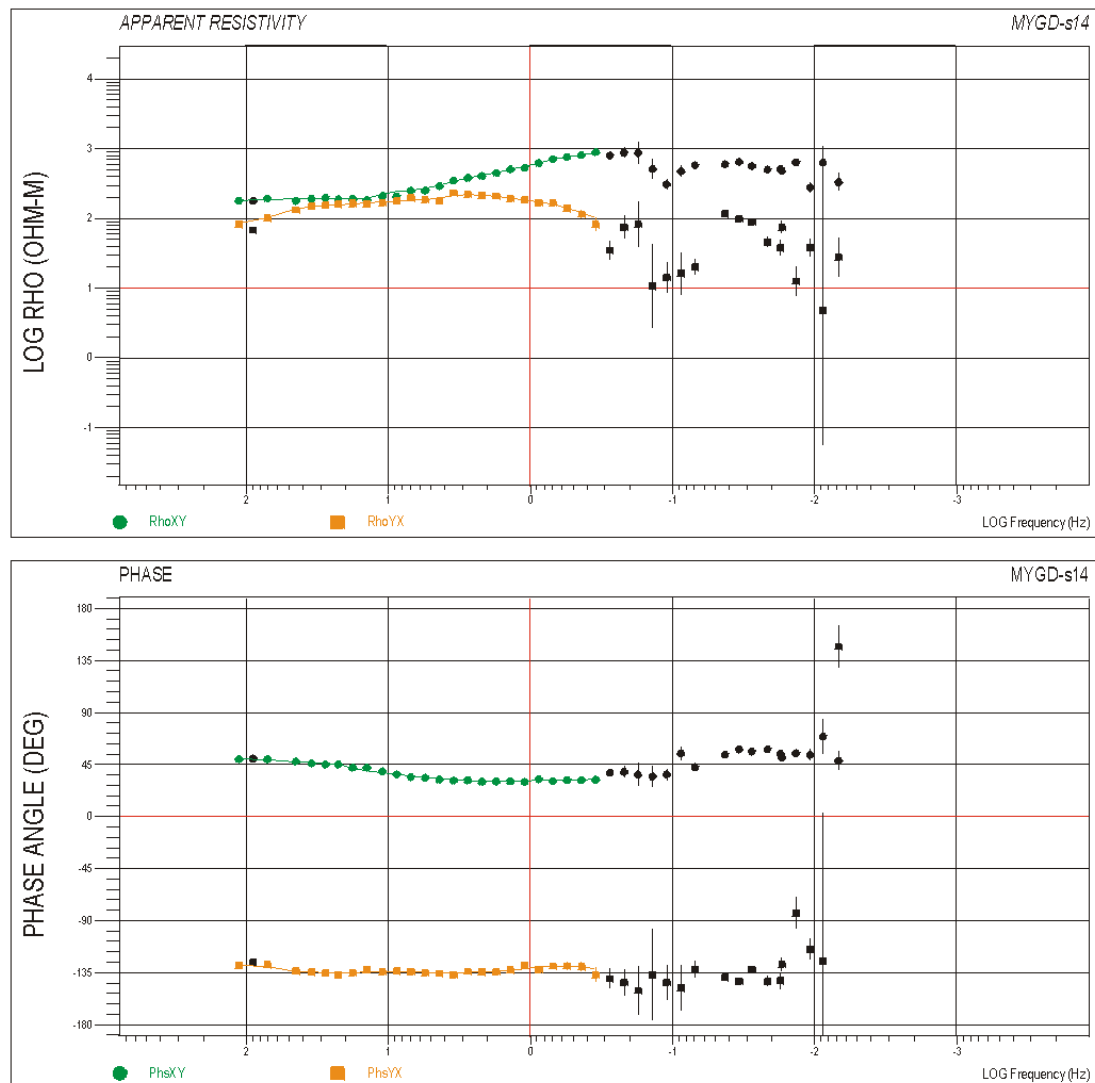
Στα σχήματα (2.44) έως και (2.51) παρουσιάζονται οι καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης με τον λογάριθμο της περιόδου αφού έχει προηγηθεί στροφή του τανυστή εμπέδησης κατά 65° δεξιόστροφα. Με κύκλους (πράσινους και μαύρους) είναι η TE πόλωση, ενώ με τετράγωνα (πορτοκαλί και μαύρα) είναι η TM πόλωση. Για κάποιες συχνότητες (κυρίως στις χαμηλές συχνότητες) οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης παρουσίαζαν υψηλά σφάλματα. Επίσης για το ίδιο εύρος συχνοτήτων παρατηρήθηκε μία διάχυση των τιμών της φαινόμενης ειδικής αντίστασης αλλά και της φάσης κυρίως για την yx (TM) πόλωση. Για τους λόγους αυτούς τα δεδομένα αυτά παραλήφθηκαν από τις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης και δεν χρησιμοποιήθηκαν στην συνέχεια για την εύρεση του γεωηλεκτρικού μοντέλου της περιοχής. Τα δεδομένα αυτά συμβολίζονται με μαύρους κύκλους και μαύρα τετράγωνα στα σχήματα (2.44) έως (2.51)



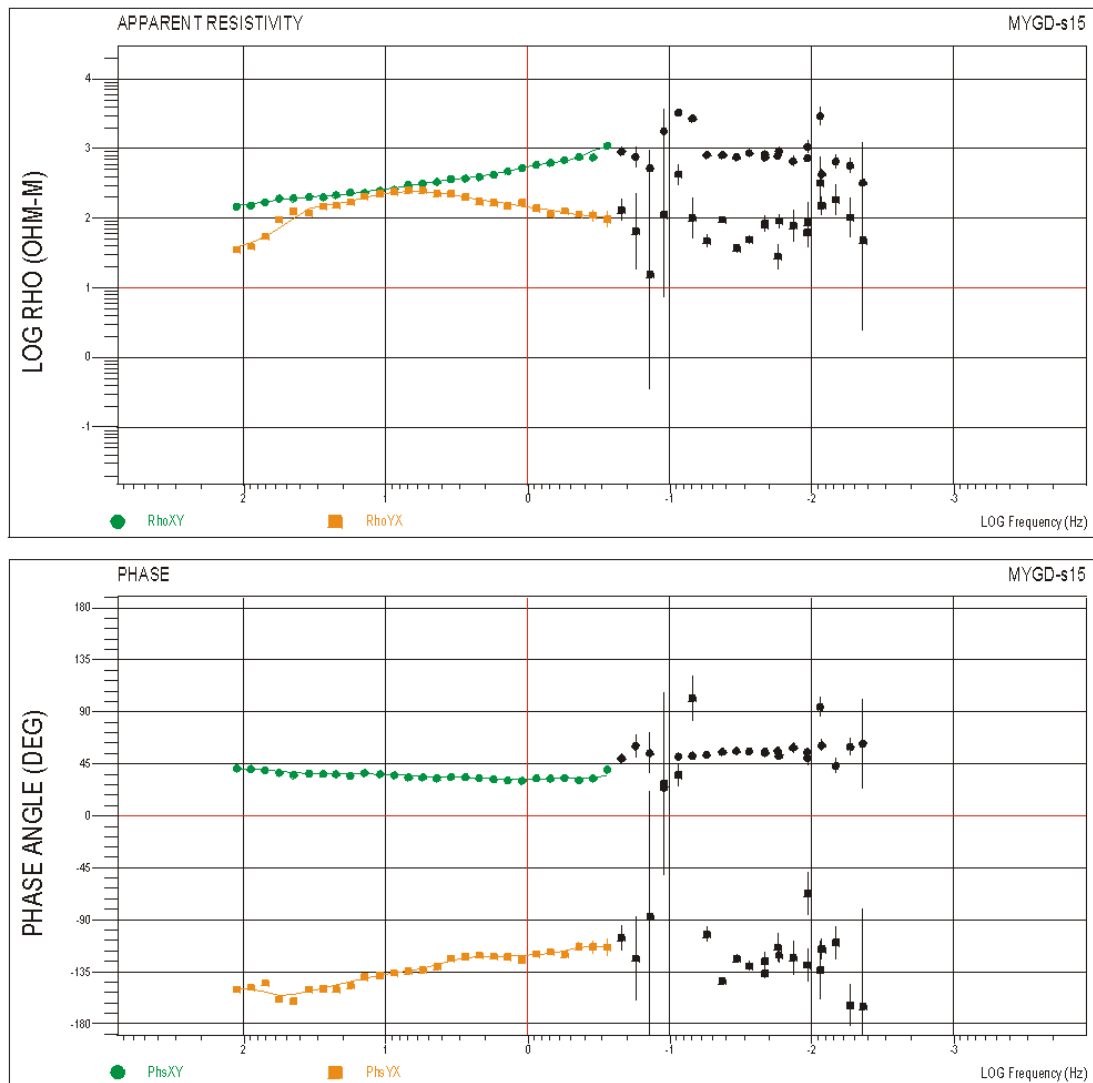
Σχήμα 2. 44. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης με τον λογάριθμο της συχνότητας μετά την στροφή του ταυοστή εμπέδησης 65° δεξιόστροφα για τον σταθμό **s12**. Με κύκλους σημειώνεται η xy πόλωση (TE) και με τετράγωνα η yx πόλωση (TM). Τα μαύρα σημεία είναι τα δεδομένα που δεν χρησιμοποιούνται στην περαιτέρω επεξεργασία.



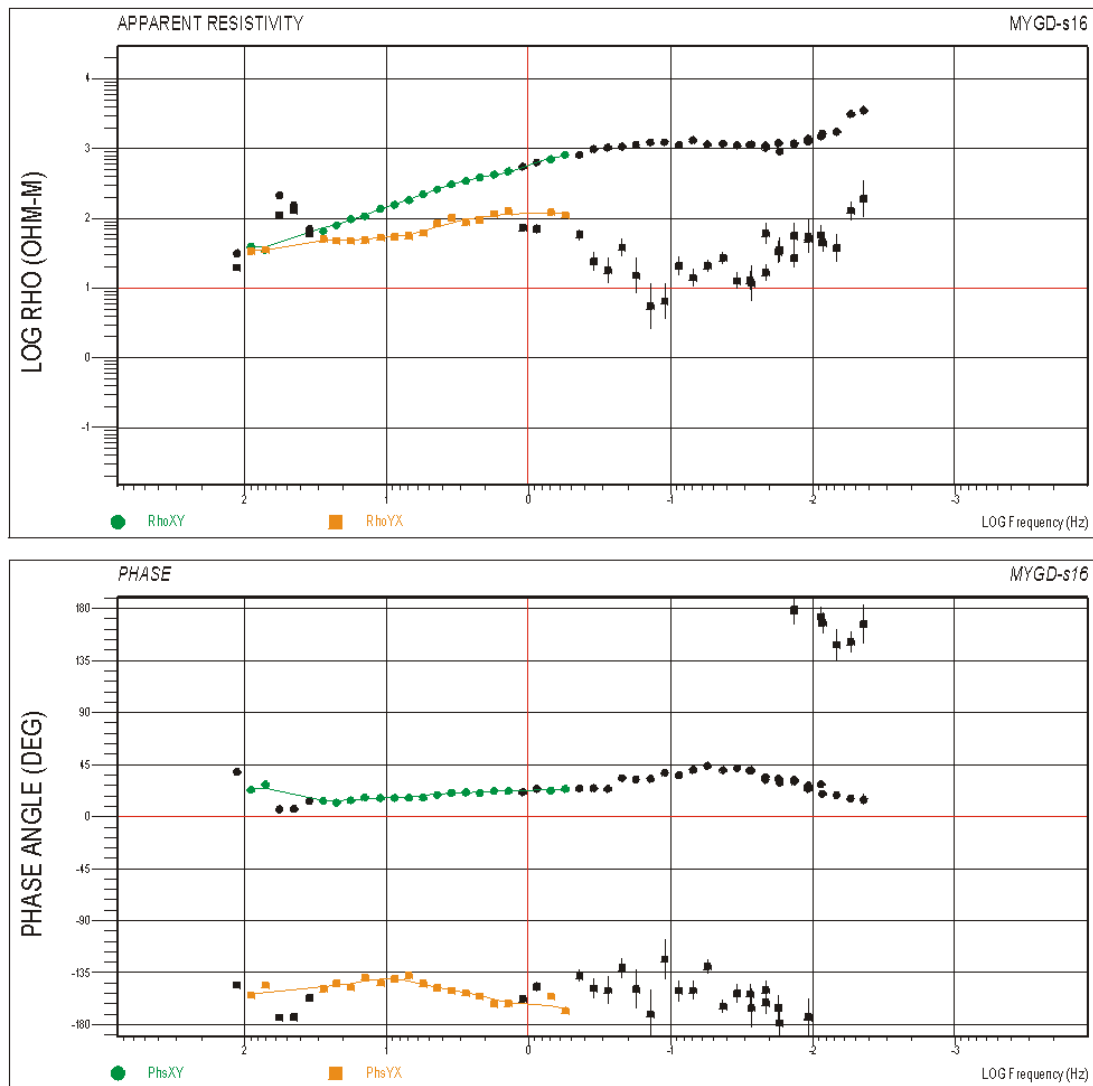
Σχήμα 2. 45. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης με τον λογάριθμο της συχνότητας μετά την στροφή του τανυστή εμπέδησης 65° δεξιόστροφα για τον σταθμό **s13**. Με κύκλους σημειώνεται η xy πόλωση (TE) και με τετράγωνα η yx πόλωση (TM). Τα μαύρα σημεία είναι τα δεδομένα που δεν χρησιμοποιούνται στην περαιτέρω επεξεργασία.



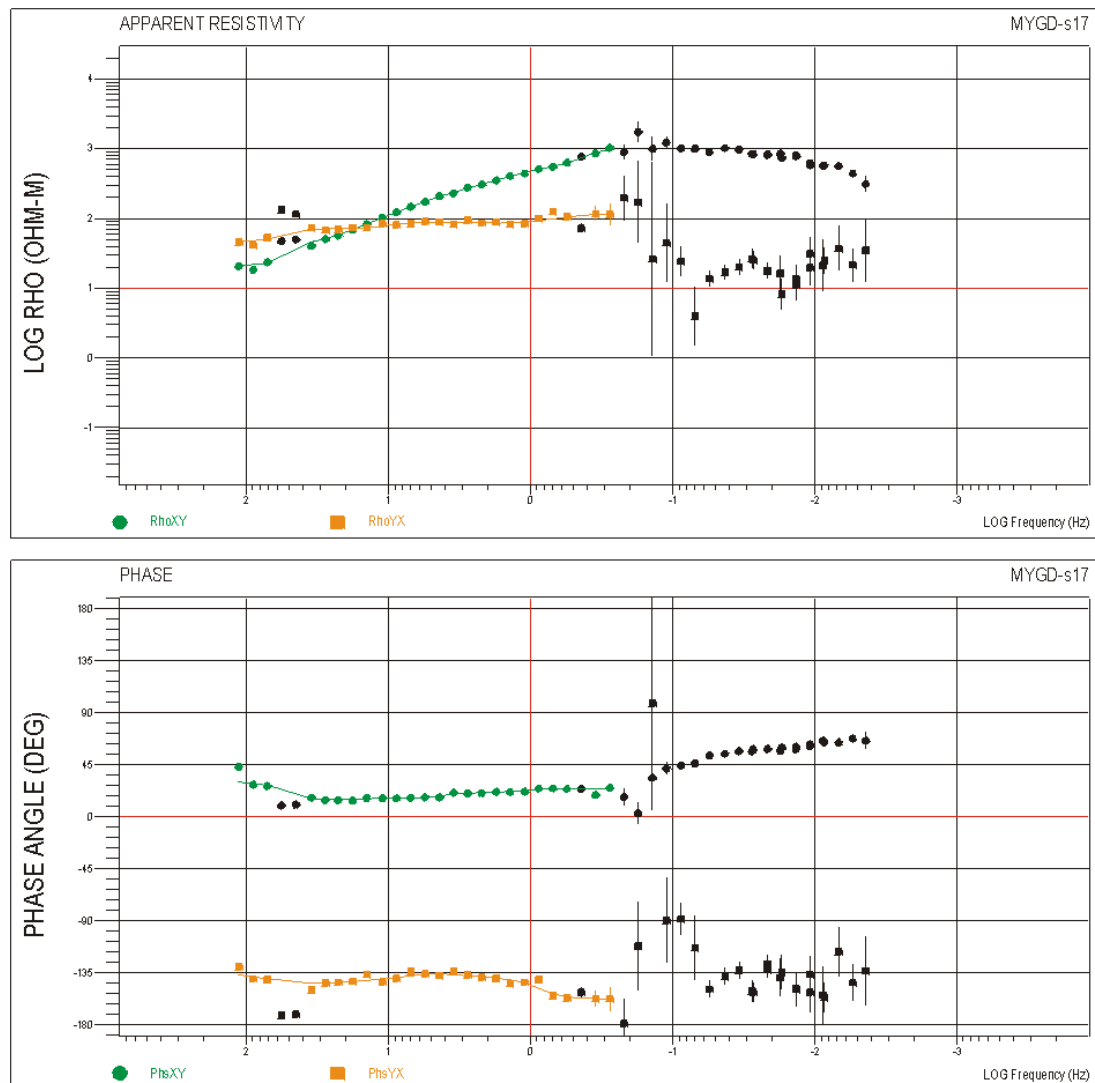
Σχήμα 2. 46. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης με τον λογάριθμο της συχνότητας μετά την στροφή του ταυοστή εμπέδησης 65° δεξιόστροφα για τον σταθμό **s14**. Με κύκλους σημειώνεται η xy πόλωση (TE) και με τετράγωνα η yx πόλωση (TM). Τα μαύρα σημεία είναι τα δεδομένα που δεν χρησιμοποιούνται στην περαιτέρω επεξεργασία.



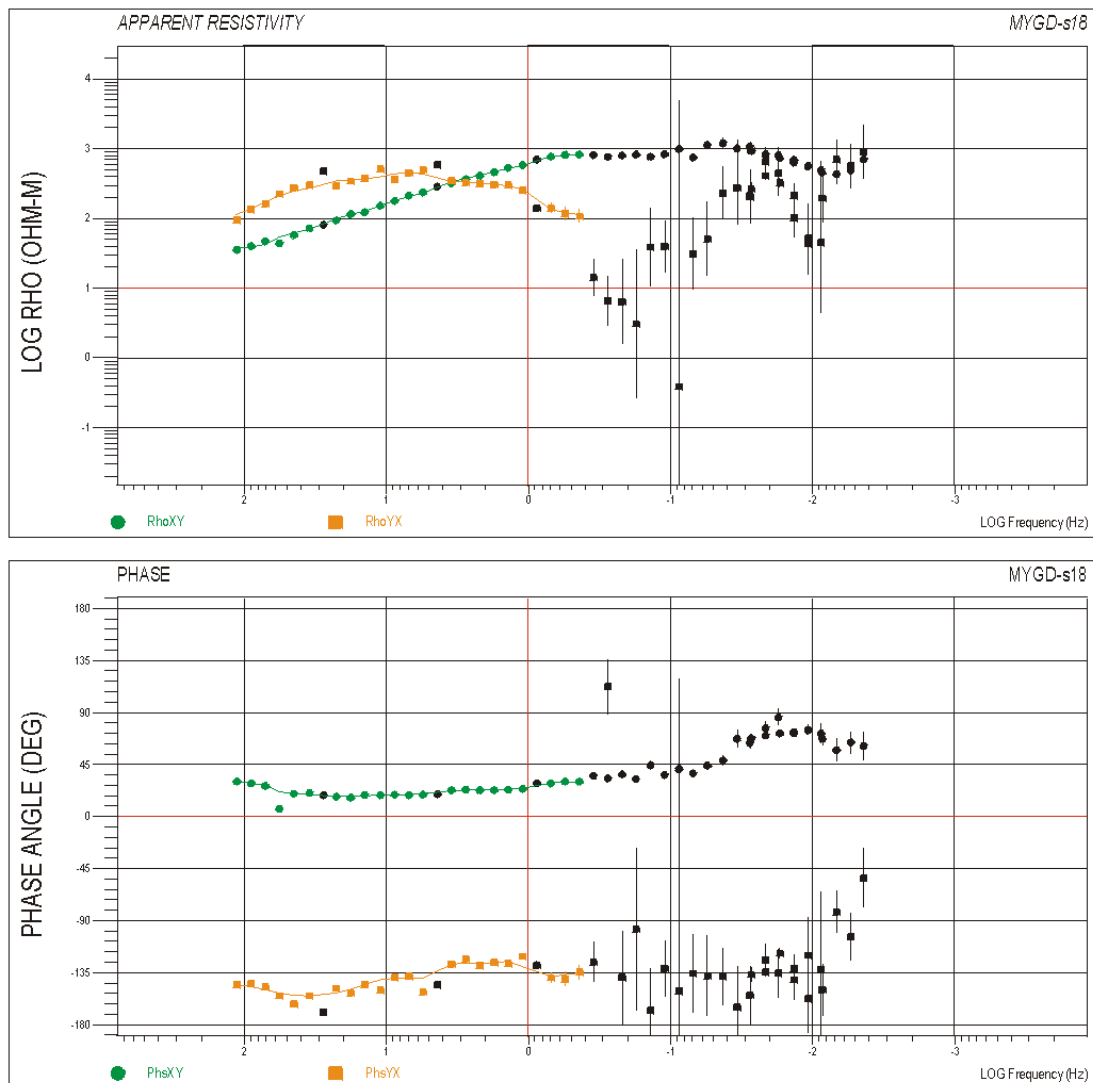
Σχήμα 2. 47. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης με τον λογάριθμο της συχνότητας μετά την στροφή του τανυστή εμπέδησης 65° δεξιόστροφα για τον σταθμό **s15**. Με κύκλους σημειώνεται η xy πόλωση (TE) και με τετράγωνα η yx πόλωση (TM). Τα μαύρα σημεία είναι τα δεδομένα που δεν χρησιμοποιούνται στην περαιτέρω επεξεργασία.



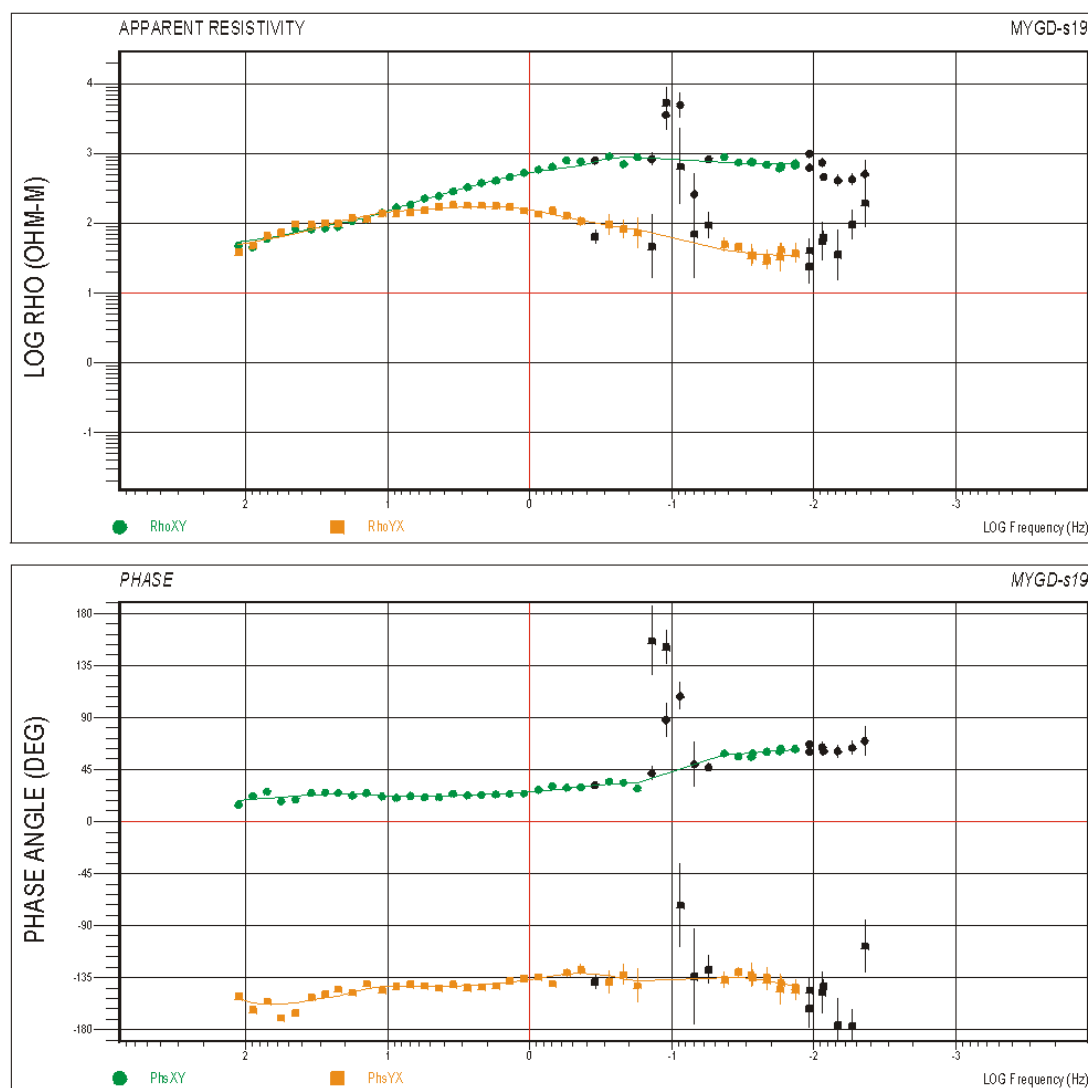
Σχήμα 2. 48. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης με τον λογάριθμο της συχνότητας μετά την στροφή του τανυστή εμπέδησης 65° δεξιόστροφα για τον σταθμό **s16**. Με κύκλους σημειώνεται η xy πόλωση (TE) και με τετράγωνα η yx πόλωση (TM). Τα μαύρα σημεία είναι τα δεδομένα που δεν χρησιμοποιούνται στην περαιτέρω επεξεργασία.



Σχήμα 2. 49. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης με τον λογάριθμο της συχνότητας μετά την στροφή του ταυσιτή εμπέδησης 65° δεξιόστροφα για τον σταθμό **s17**. Με κύκλους σημειώνεται η xy πόλωση (TE) και με τετράγωνα η yx πόλωση (TM). Τα μαύρα σημεία είναι τα δεδομένα που δεν χρησιμοποιούνται στην περαιτέρω επεξεργασία.



Σχήμα 2. 50. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης με τον λογάριθμο της συχνότητας μετά την στροφή του ταυιστή εμπέδησης 65° δεξιόστροφα για τον σταθμό **s18**. Με κύκλους σημειώνεται η xy πόλωση (TE) και με τετράγωνα η yx πόλωση (TM). Τα μαύρα σημεία είναι τα δεδομένα που δεν χρησιμοποιούνται στην περαιτέρω επεξεργασία.



Σχήμα 2. 51. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης με τον λογάριθμο της συχνότητας μετά την στροφή του τανυστή εμπέδησης 65° δεξιόστροφα για τον σταθμό **s19**. Με κύκλους σημειώνεται η xy πόλωση (TE) και με τετράγωνα η yx πόλωση (TM). Τα μαύρα σημεία είναι τα δεδομένα που δεν χρησιμοποιούνται στην περαιτέρω επεξεργασία.

2.2.7 Στατική διόρθωση – Μονοδιάστατα μοντέλα

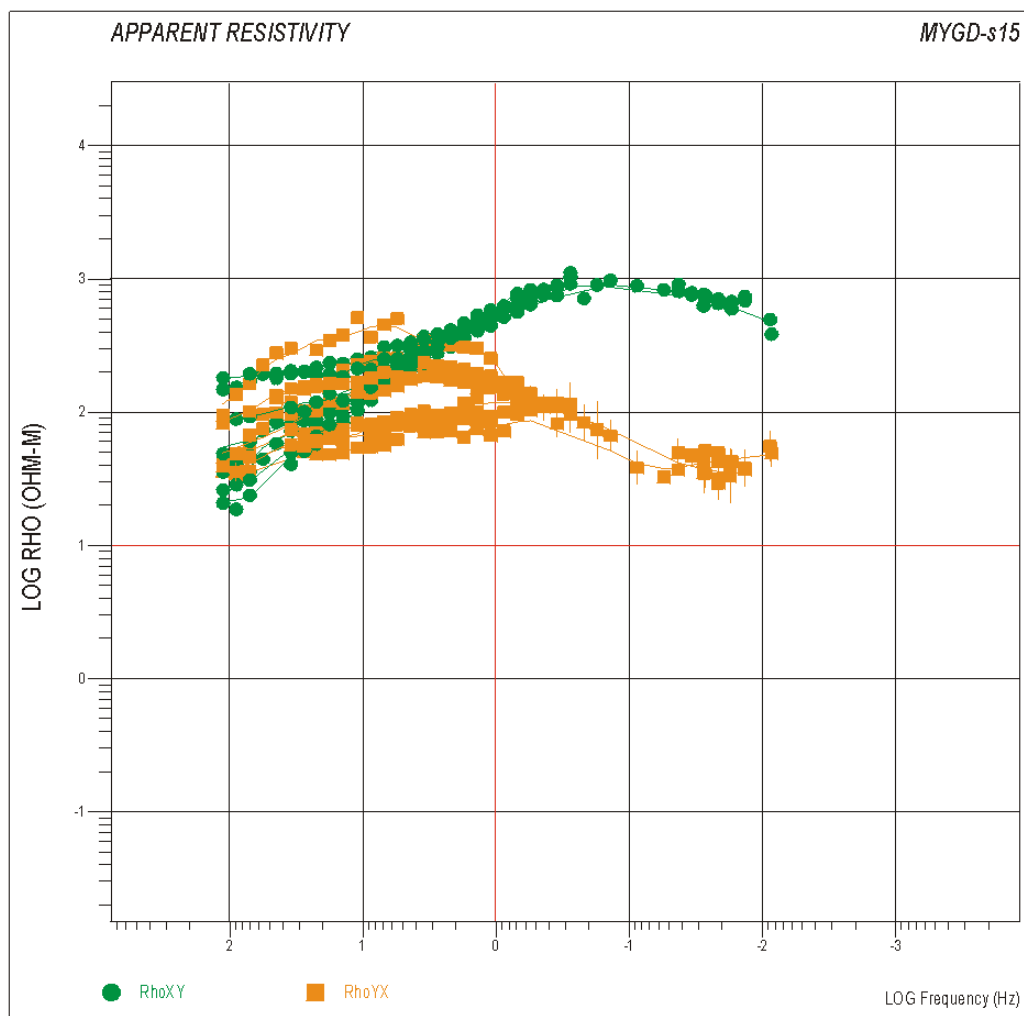
Όπως αναφέρθηκε παραπάνω η διεύθυνση παράταξης που δίνουν τα πολικά διαγράμματα καθώς και διάφοροι συντελεστές, όπως αυτοί υπολογίστηκαν για τα δεδομένα της Μυγδονίας λεκάνης, δεν είναι σταθεροί. Αυτό συμβαίνει για τις υψηλές συχνότητες και τους σταθμούς που βρίσκονται στα όρια της λεκάνης. Επίσης οι καμπύλες φαινόμενης

ειδικής αντίστασης των δύο σταθμών που βρίσκονται στα όρια της λεκάνης (s14 και s15) παρουσιάζουν μία στάθμη μεγαλύτερη από αυτή που παρατηρούμε στους υπόλοιπους σταθμούς. Λόγω αυτών των παρατηρήσεων θεωρήθηκε αναγκαία η εφαρμογή στατικής διόρθωσης.

Η στατική διόρθωση έγινε κάνοντας την παραδοχή ότι για κάθε πόλωση χωριστά, σε κάποιο βάθος η αγωγιμότητα των στρωμάτων που υπολογίζεται από τις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης είναι ίδια για όλους τους σταθμούς. Αυτό ήταν δυνατό να γίνει στα δεδομένα της περιοχής διότι η γεωλογία μας υποδεικνύει ότι στα βαθύτερα στρώματα υπάρχει ένας ενιαίος σχηματισμός. Πρώτα κατασκευάστηκαν οι καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης όλων των σταθμών. Έγινε επιλογή του εύρους των συχνοτήτων (0.6-0.25 Hz) για το οποίο θα υπολογιστούν στη συνέχεια οι μέσες τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Υπολογίστηκαν οι μέσες τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για όλους τους σταθμούς για το παραπάνω εύρος συχνοτήτων για κάθε πόλωση ξεχωριστά. Στην συνέχεια υπολογίστηκε για κάθε σταθμό και για κάθε πόλωση η μέση τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για το εύρος των συχνοτήτων που επιλέχθηκε. Ο λόγος, της μέσης τιμής που υπολογίστηκε για όλους τους σταθμούς, με την μέση τιμή που υπολογίστηκε για κάθε σταθμό ξεχωριστά και για κάθε πόλωση αποτελεί τον συντελεστή στατικής διόρθωσης για κάθε πόλωση. Στα σχήματα (2.52) και (2.53) έχουμε τις καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της συχνότητας χωρίς, και με εφαρμογή των συντελεστών στατικής διόρθωσης, αντίστοιχα.



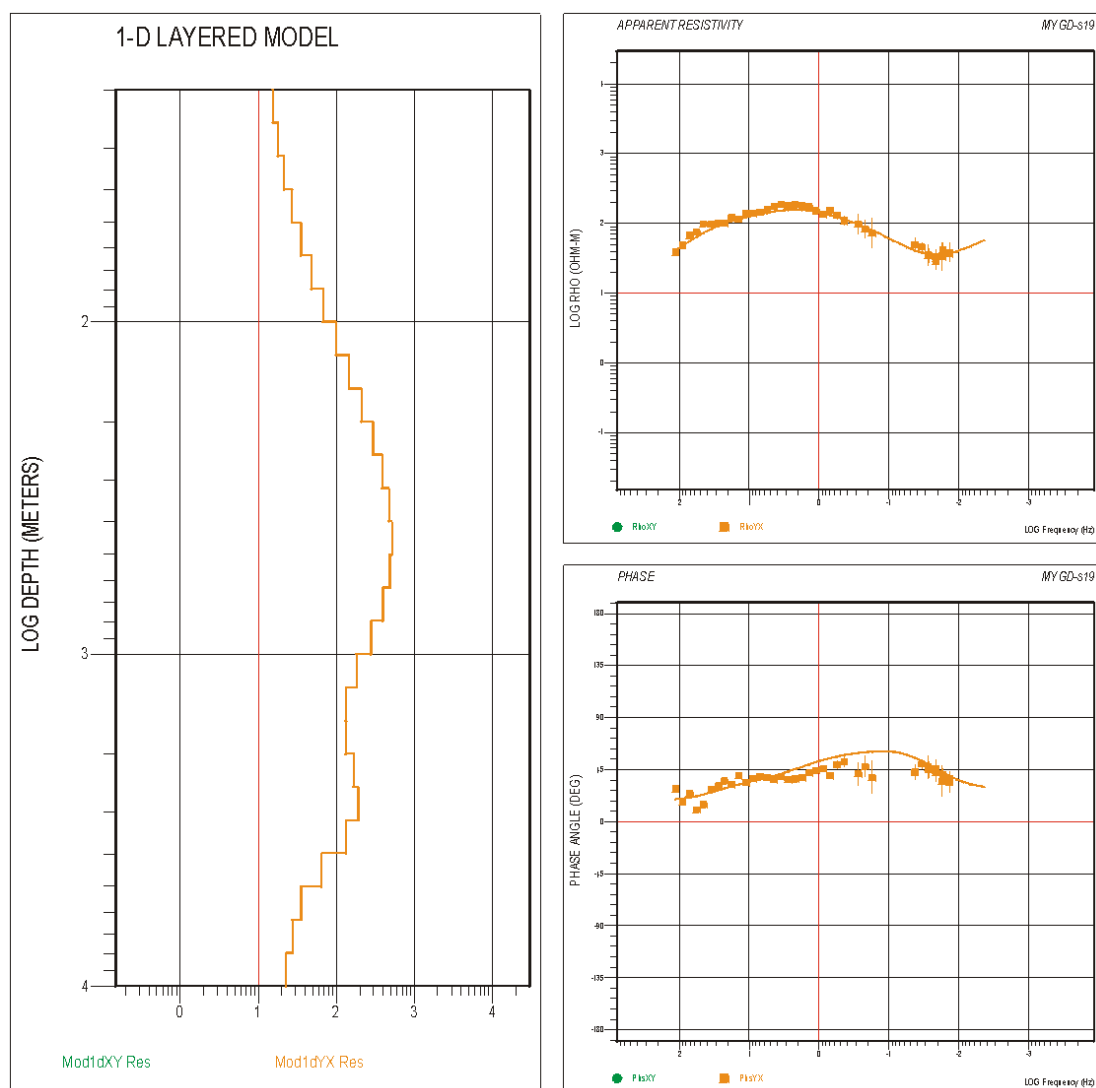
Σχήμα 2. 52. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της συχνότητας όλων των σταθμών, χωρίς την εφαρμογή των συντελεστών στατικής διόρθωσης.



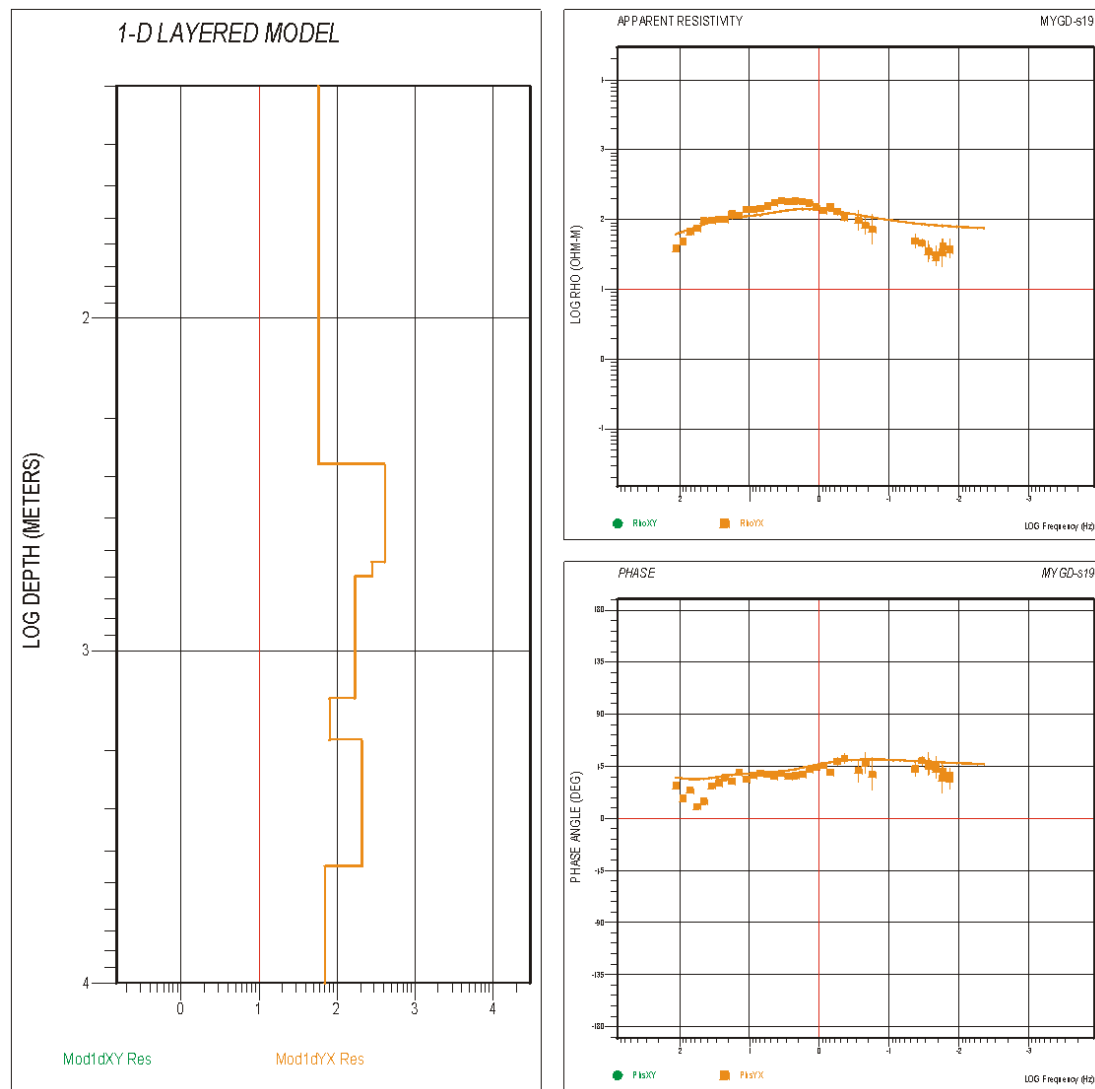
Σχήμα 2. 53. Καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης σε συνάρτηση με τον λογάριθμο της συχνότητας όλων των σταθμών, με εφαρμογή των συντελεστών στατικής διόρθωσης.

Στην συνέχεια οι καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό μονοδιάστατων μοντέλων. Έγινε χρήση δύο αλγόριθμων αντιστροφής που εφαρμόστηκαν στα δεδομένα και των δύο πολώσεων (TE και TM). Οι αλγόριθμοι που χρησιμοποιήθηκαν είναι της αντιστροφής Occam (Constable et al. 1987) και της αντιστροφής Fischer (Fischer et al. 1981). Στα σχήματα (2.54) και (2.55) έχουμε τα μονοδιάστατα μοντέλα όπως αυτά υπολογίστηκαν με τις δύο αυτές μεθόδους για την βυθοσκόπηση s19. Η μέθοδος Occam (Σχ. 2.54) δίνει έντονα εξομαλυσμένα μοντέλα. Φαίνεται επίσης ότι οι υπολογισμένες τιμές φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης παρουσιάζουν καλή προσαρμογή στα δεδομένα. Η μέθοδος Fischer δεν μπόρεσε να δώσει μονοδιάστατα μοντέλα με καλή προσαρμογή των συνθετικών στα πειραματικά δεδομένα. Για το λόγο αυτό στην συνέχεια χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Occam για τον υπολογισμό των

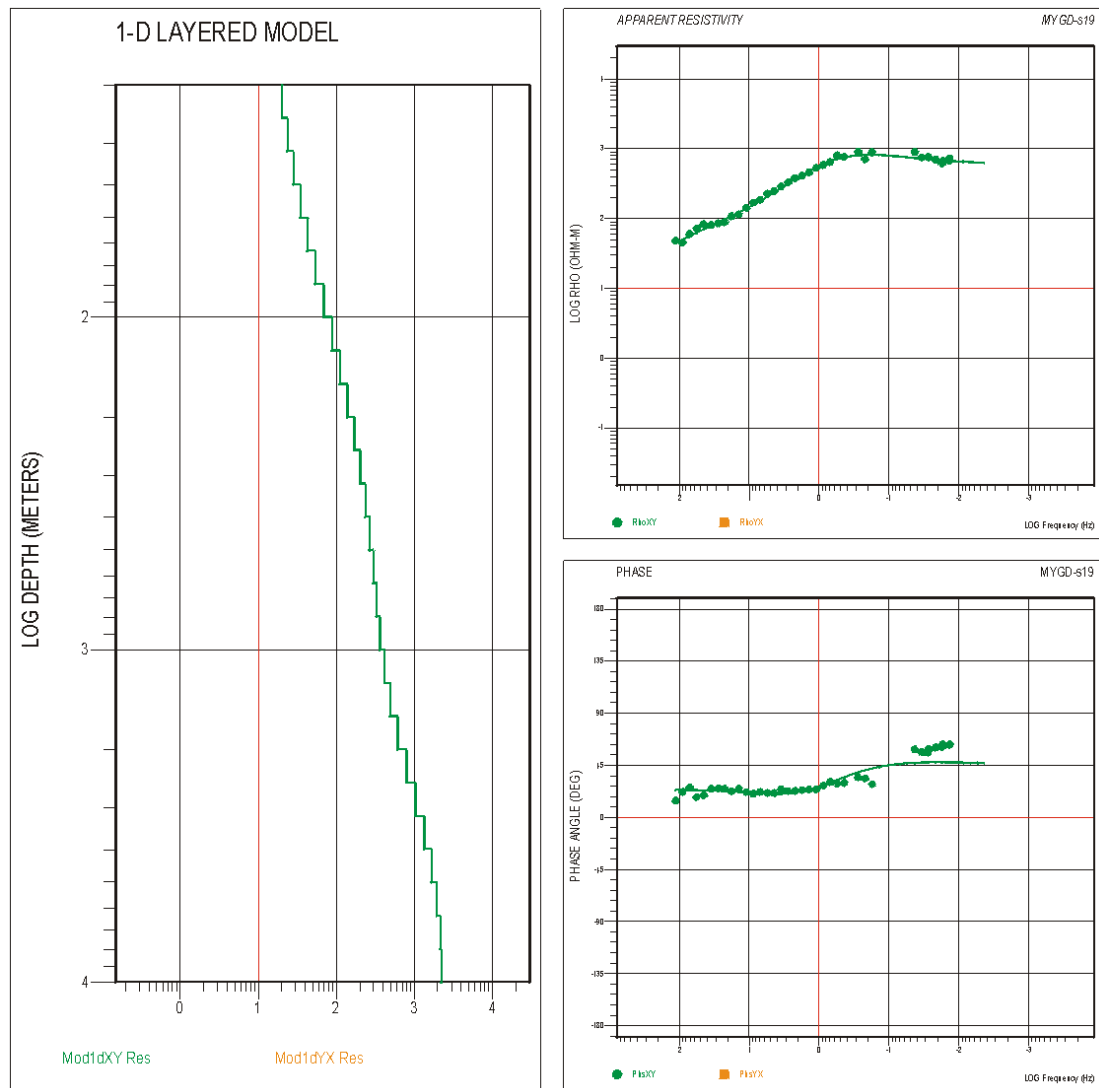
μονοδιάστατων μοντέλων. Πρέπει να σημειωθεί ότι και οι δύο μέθοδοι αντιστροφής έδωσαν πολύ καλά αποτελέσματα για δεδομένα της ΤΕ πόλωσης (Σχ. 2.56 και Σχ. 2.57).



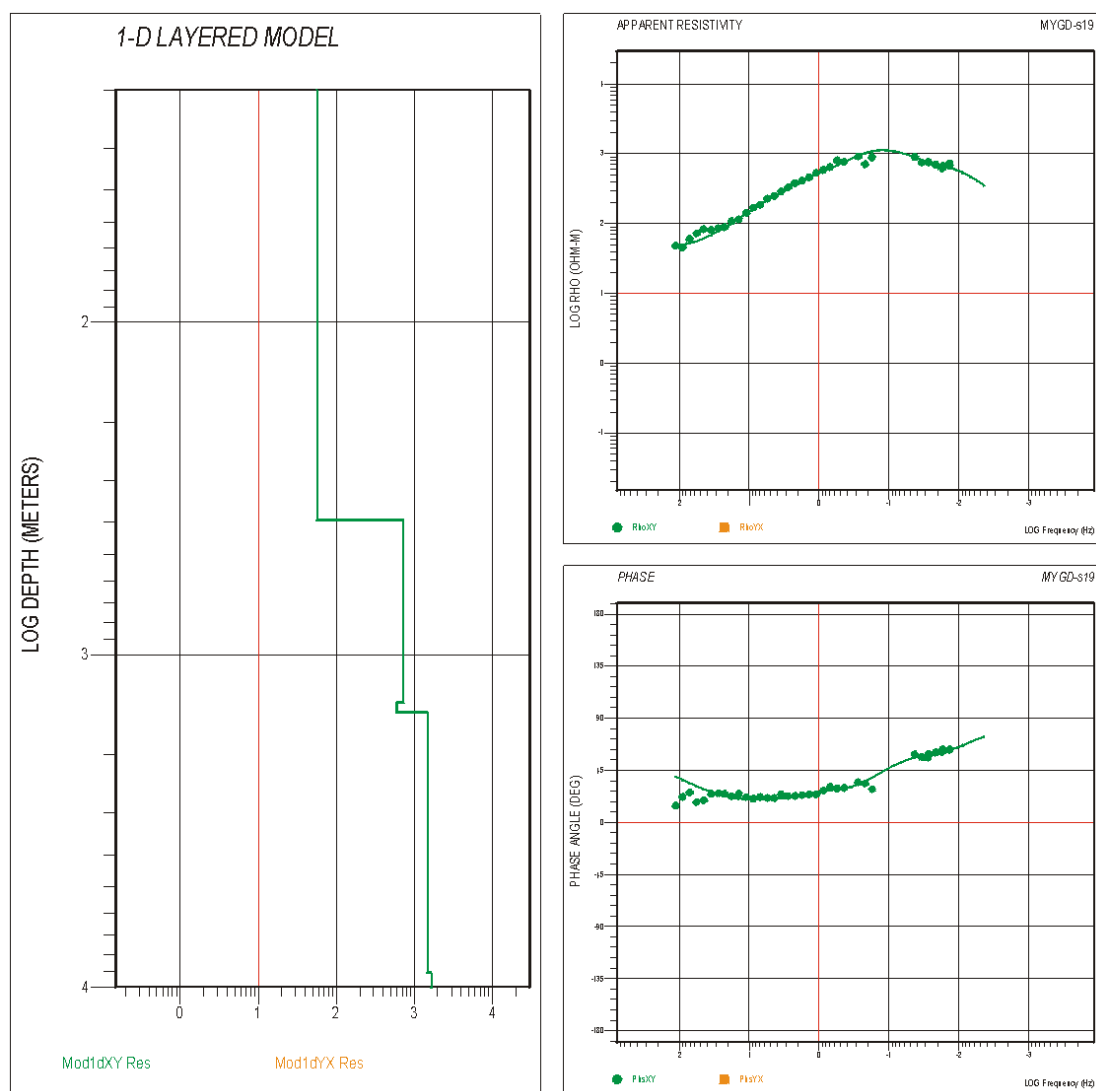
Σχήμα 2. 54. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s19. Με πορτοκαλί τετράγωνα δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πορτοκαλί γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (ΤΜ πόλωση).



Σχήμα 2. 55. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Fischer για τον σταθμό s19. Με πορτοκαλί τετράγωνα δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πορτοκαλί γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TM πόλωση).

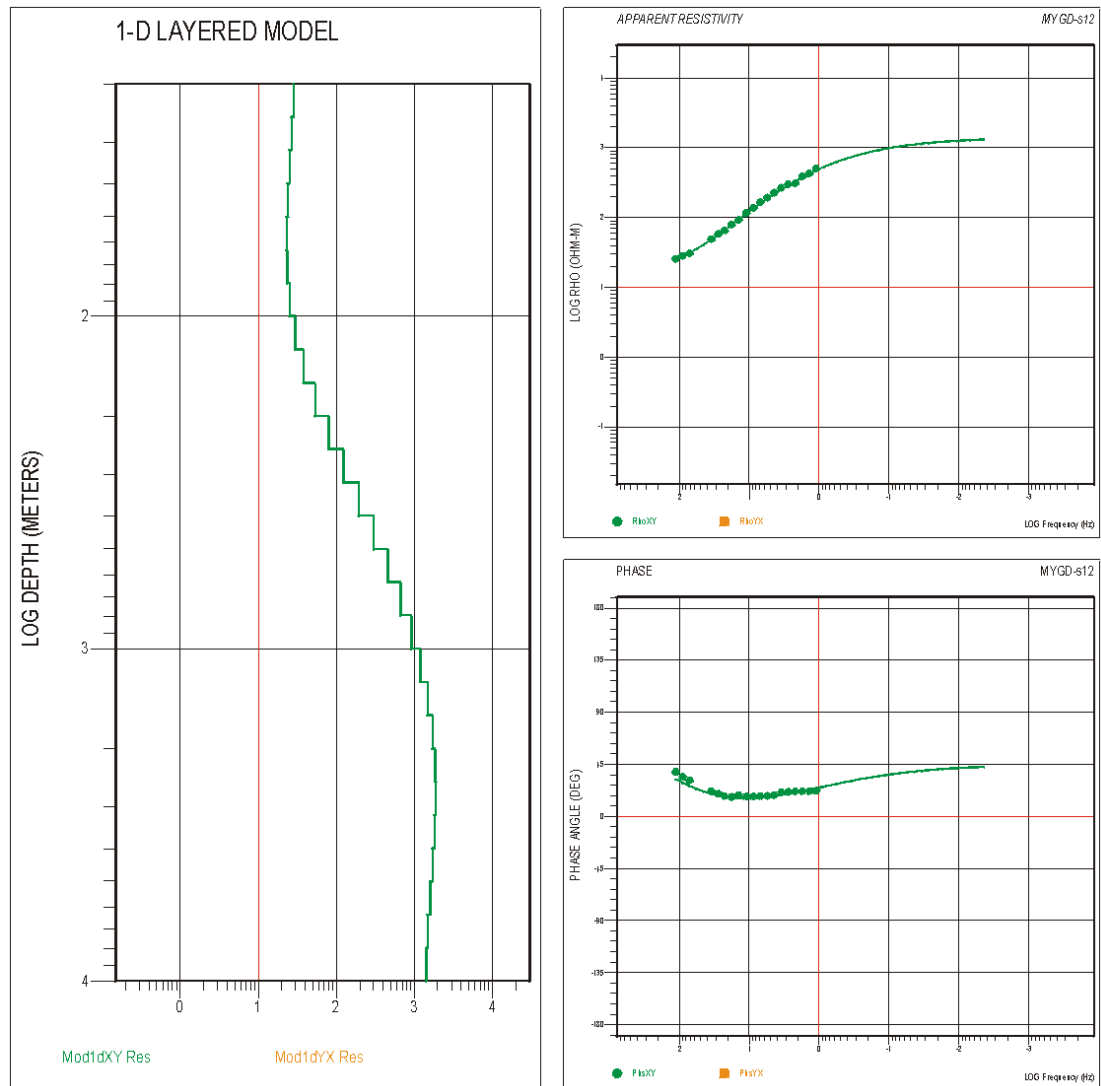


Σχήμα 2. 56. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s19. Με πράσινους κύκλους δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πράσινη γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TE πόλωση).

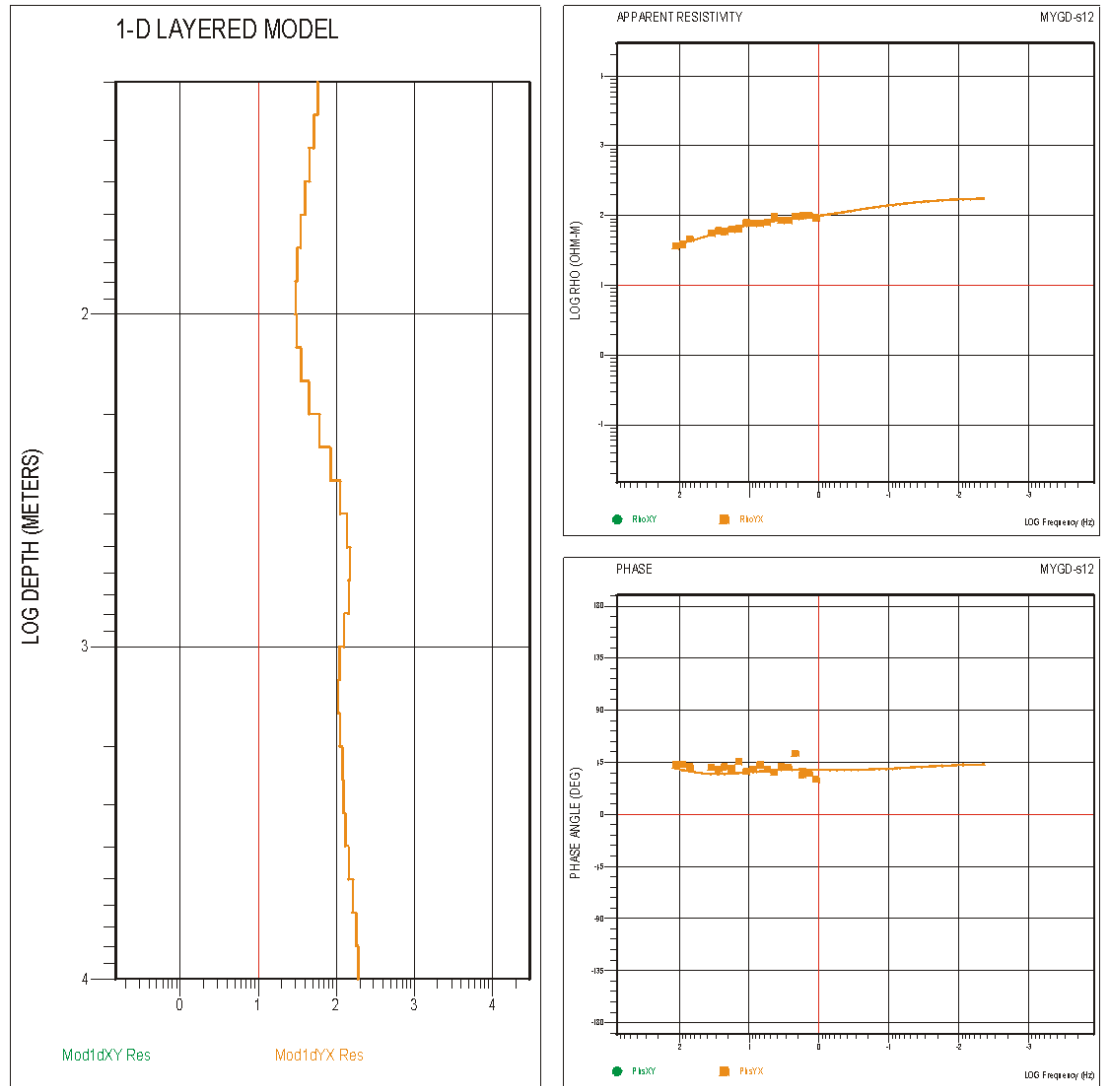


Σχήμα 2. 57. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Fischer για τον σταθμό s19. Με πράσινους κύκλους δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πράσινη γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TE πόλωση).

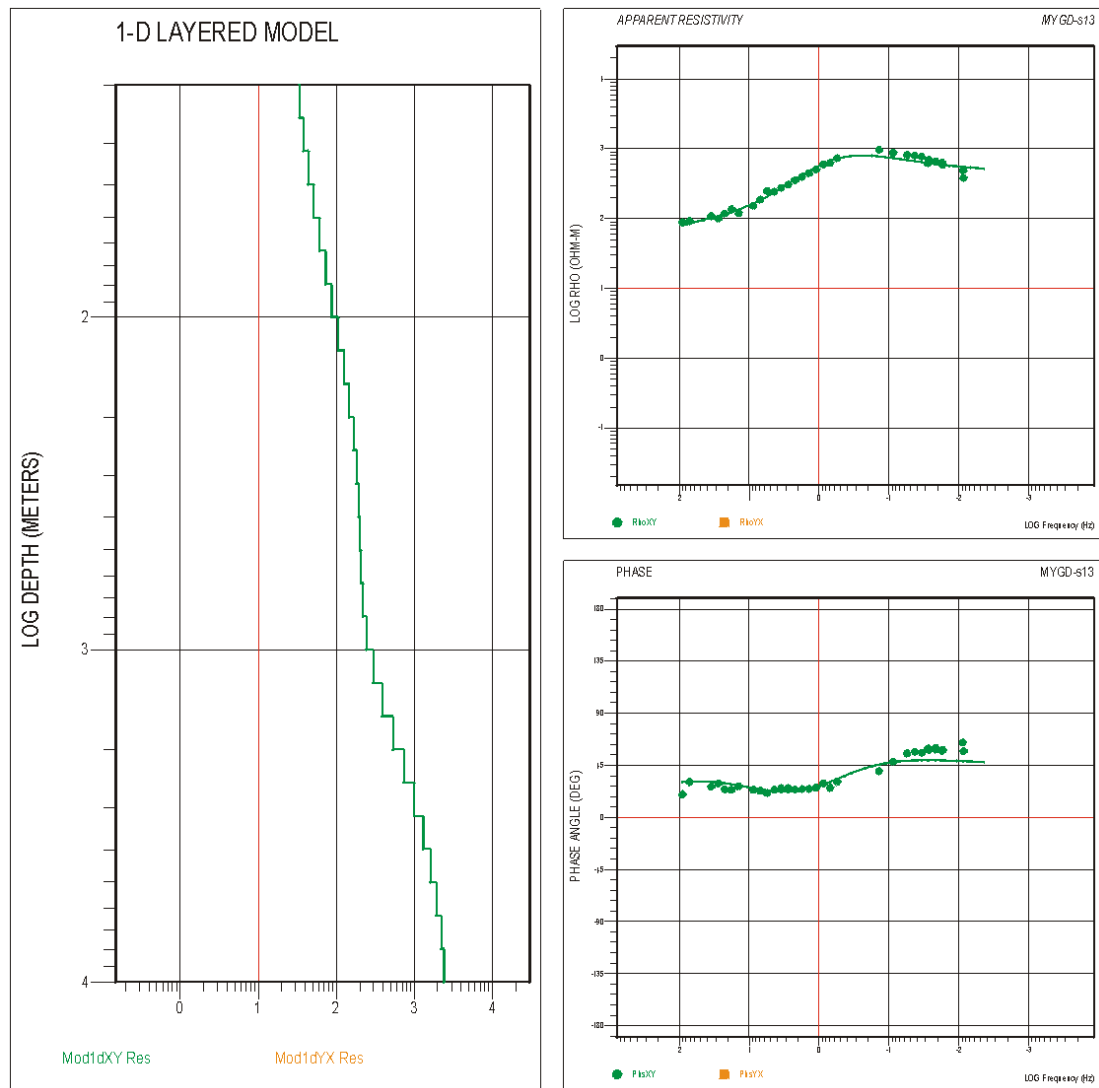
Στα σχήματα (2.58) έως (2.71) που ακολουθούν παρουσιάζονται τα μονοδιάστατα μοντέλα που υπολογίστηκαν για τους υπόλοιπους σταθμούς s12 έως s18 με την μέθοδο της αντιστροφής Occam και για τις δύο πολώσεις (TE και TM).



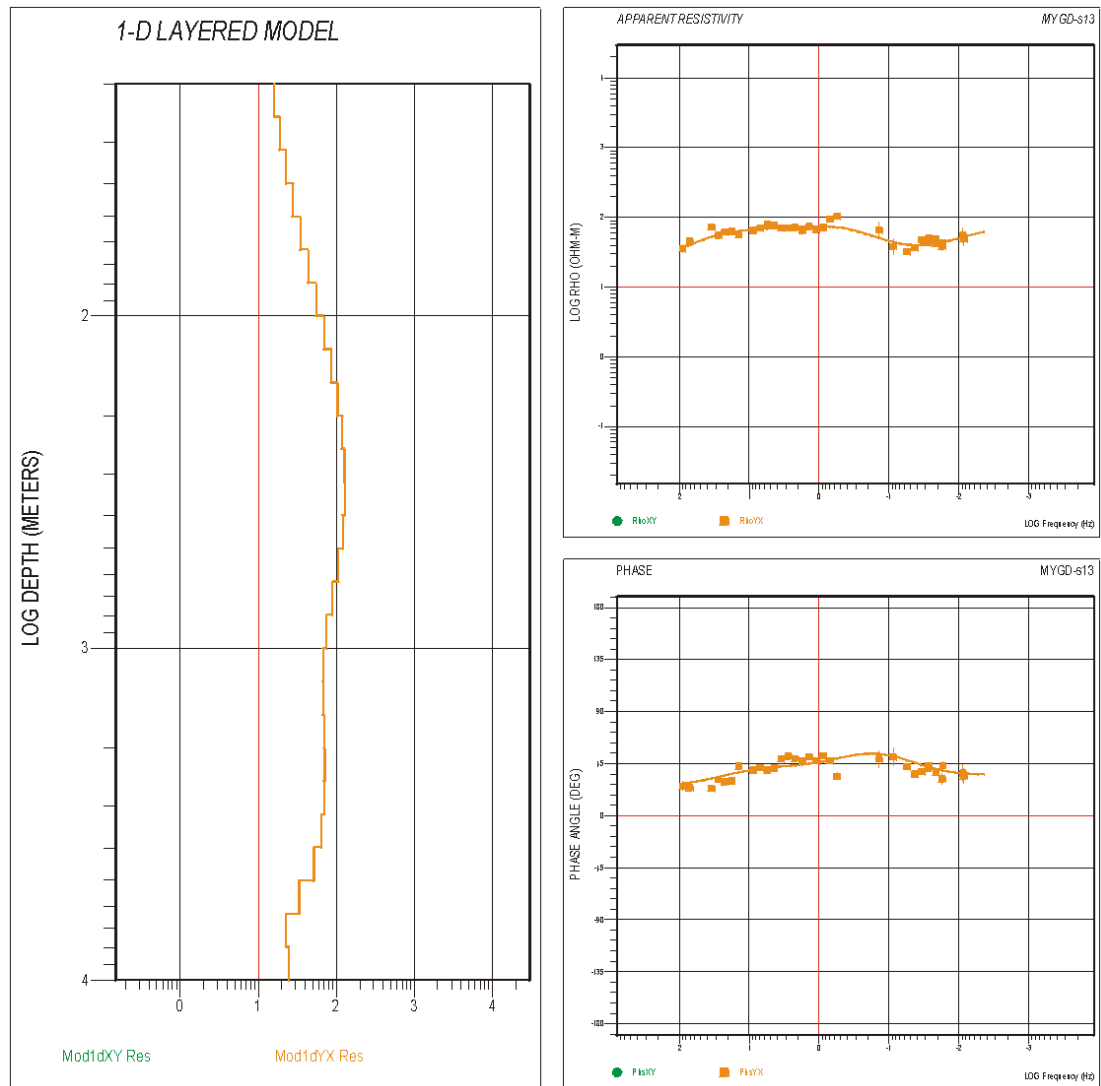
Σχήμα 2. 58 Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s12. Με πράσινους κύκλους δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πράσινη γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TE πόλωση).



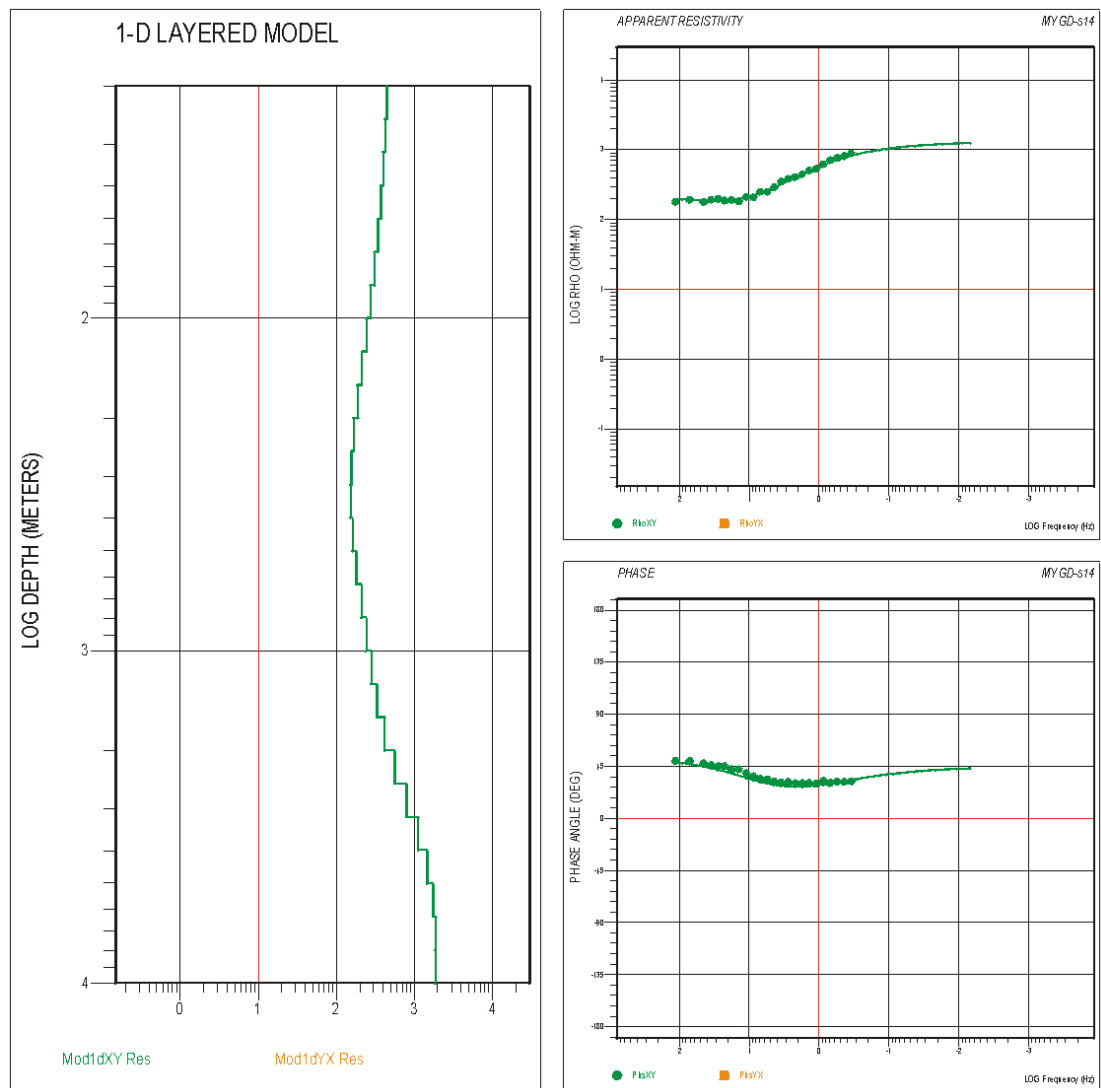
Σχήμα 2. 59. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s12. Με πορτοκαλί τετράγωνα δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πορτοκαλί γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TM πόλωση).



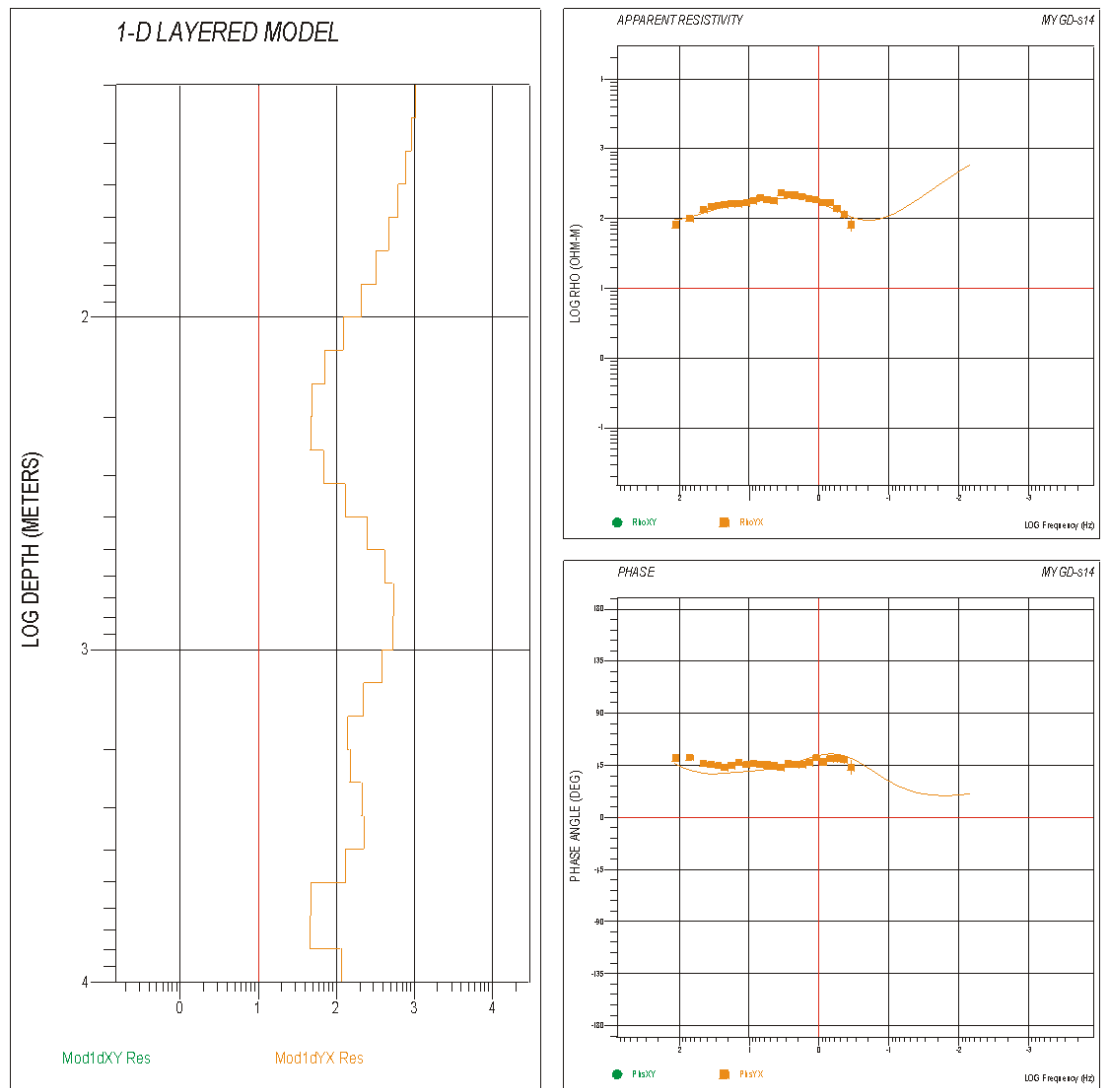
Σχήμα 2. 60. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s13. Με πράσινους κύκλους δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πράσινη γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TE πόλωση).



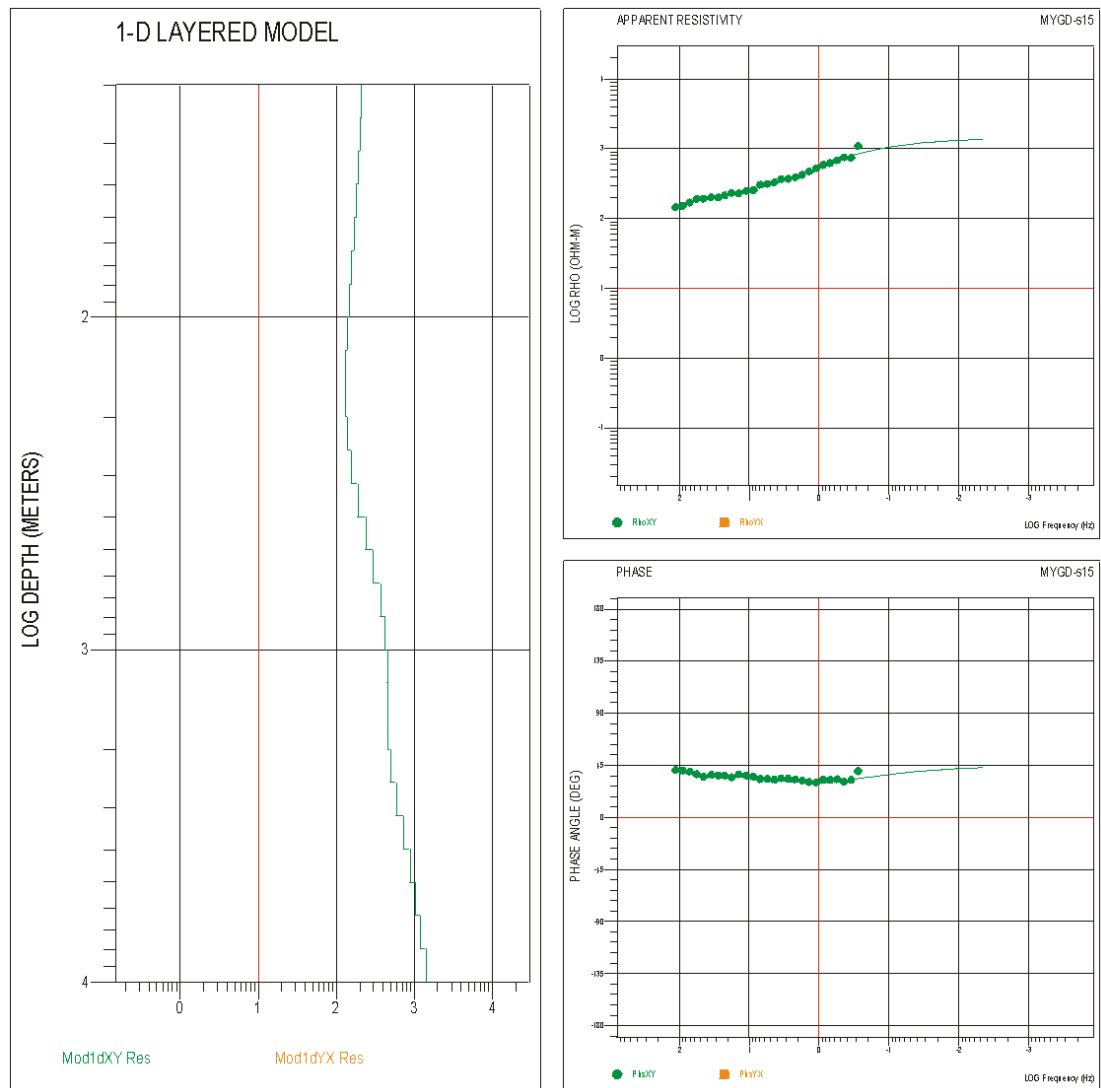
Σχήμα 2. 61. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s13. Με πορτοκαλί τετράγωνα δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πορτοκαλί γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TM πόλωση).



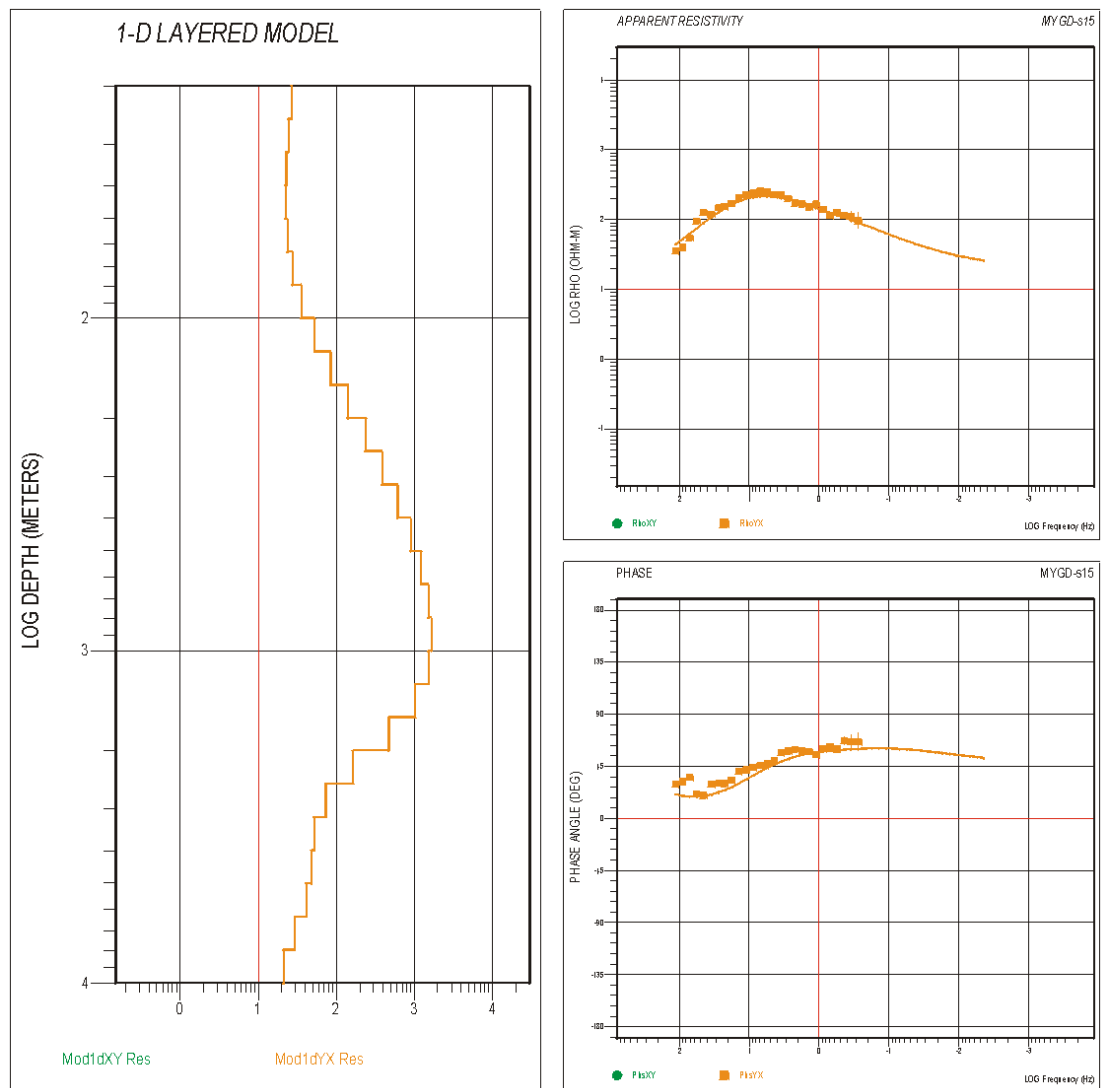
Σχήμα 2. 62. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s14. Με πράσινους κύκλους δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πράσινη γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TE πόλωση).



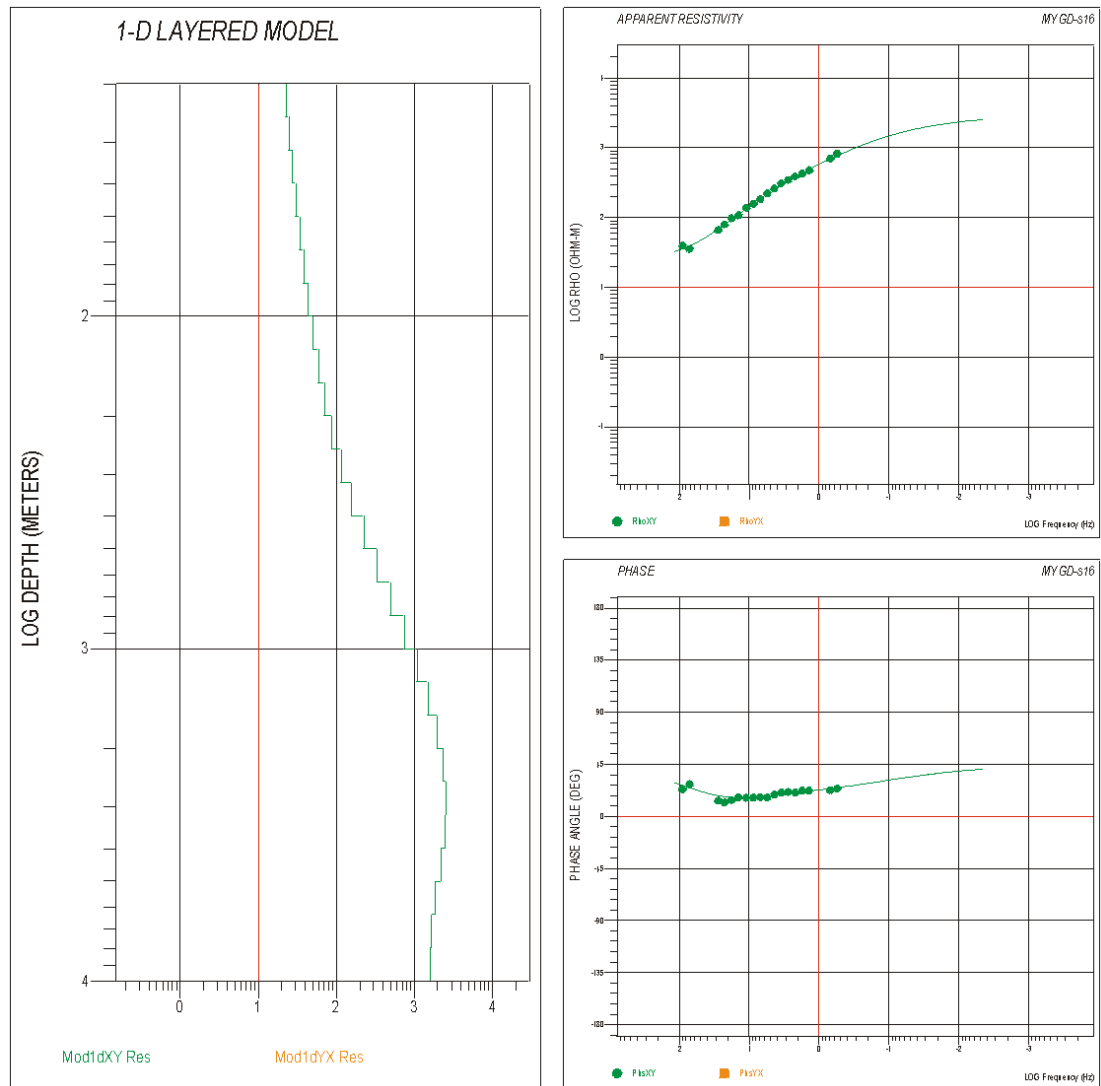
Σχήμα 2. 63. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s14. Με πορτοκαλί τετράγωνα δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πορτοκαλί γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TM πόλωση).



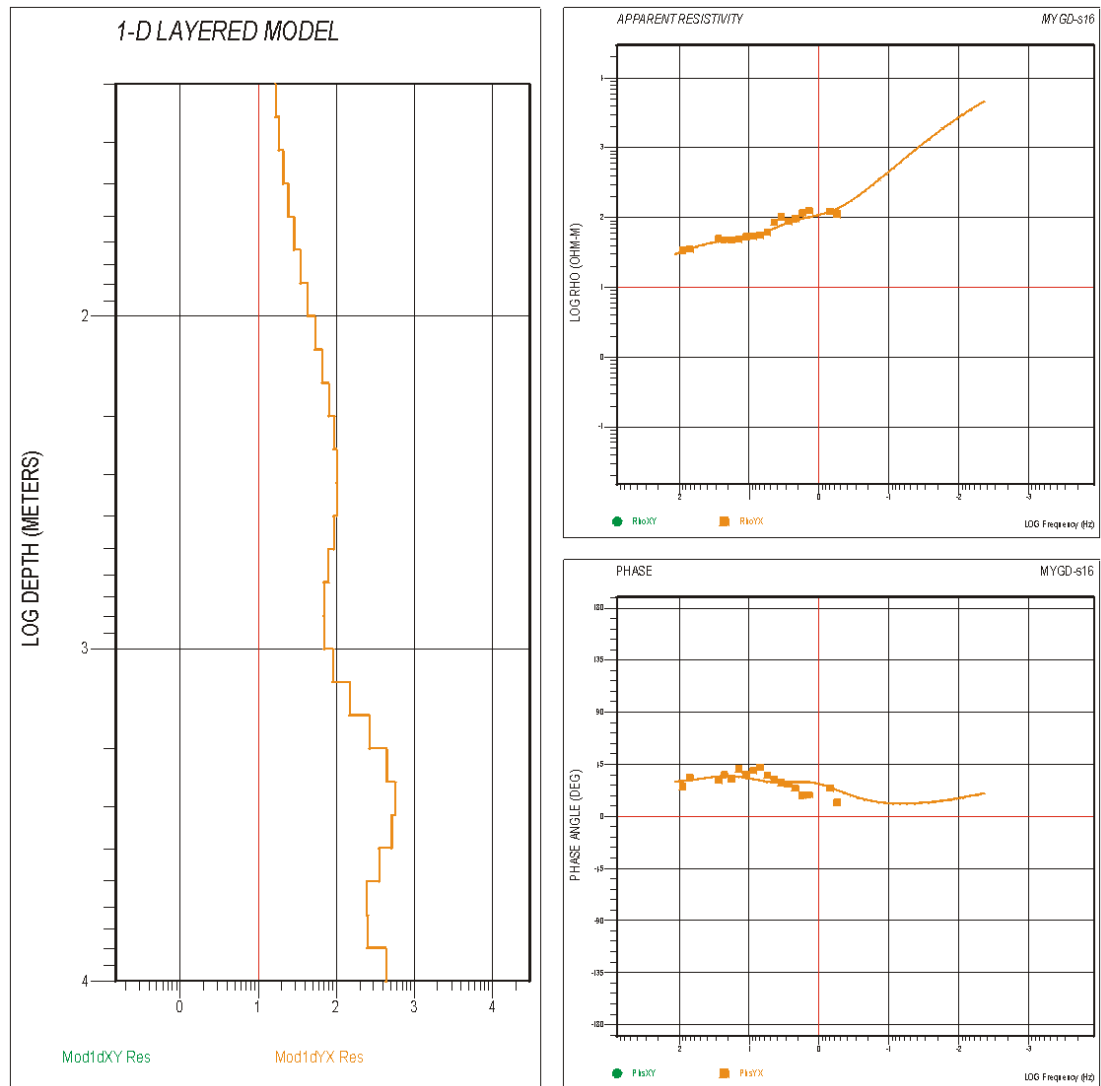
Σχήμα 2. 64. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s15. Με πράσινους κύκλους δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πράσινη γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TE πόλωση).



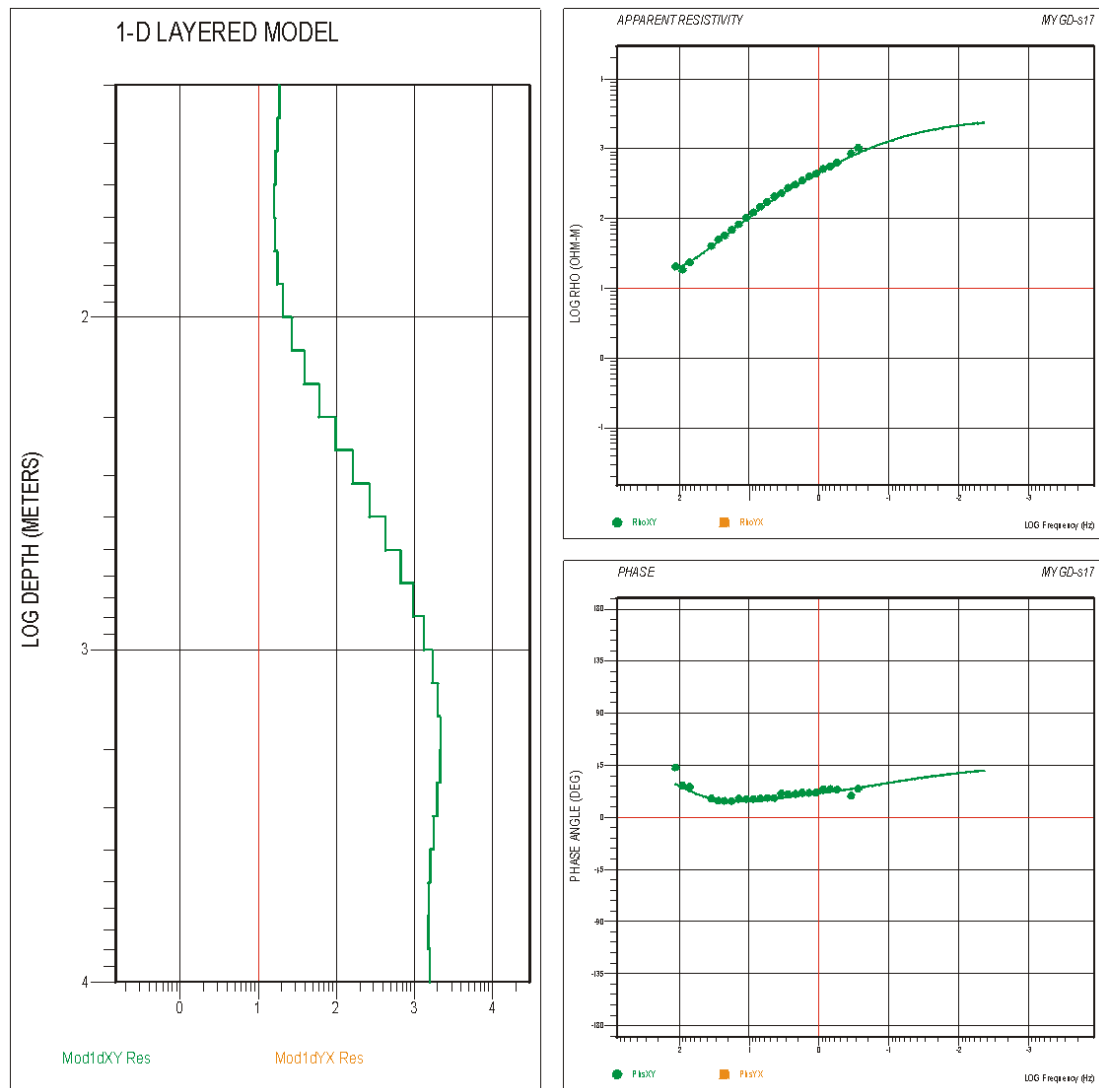
Σχήμα 2. 65. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s15. Με πορτοκαλί τετράγωνα δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πορτοκαλί γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TM πόλωση).



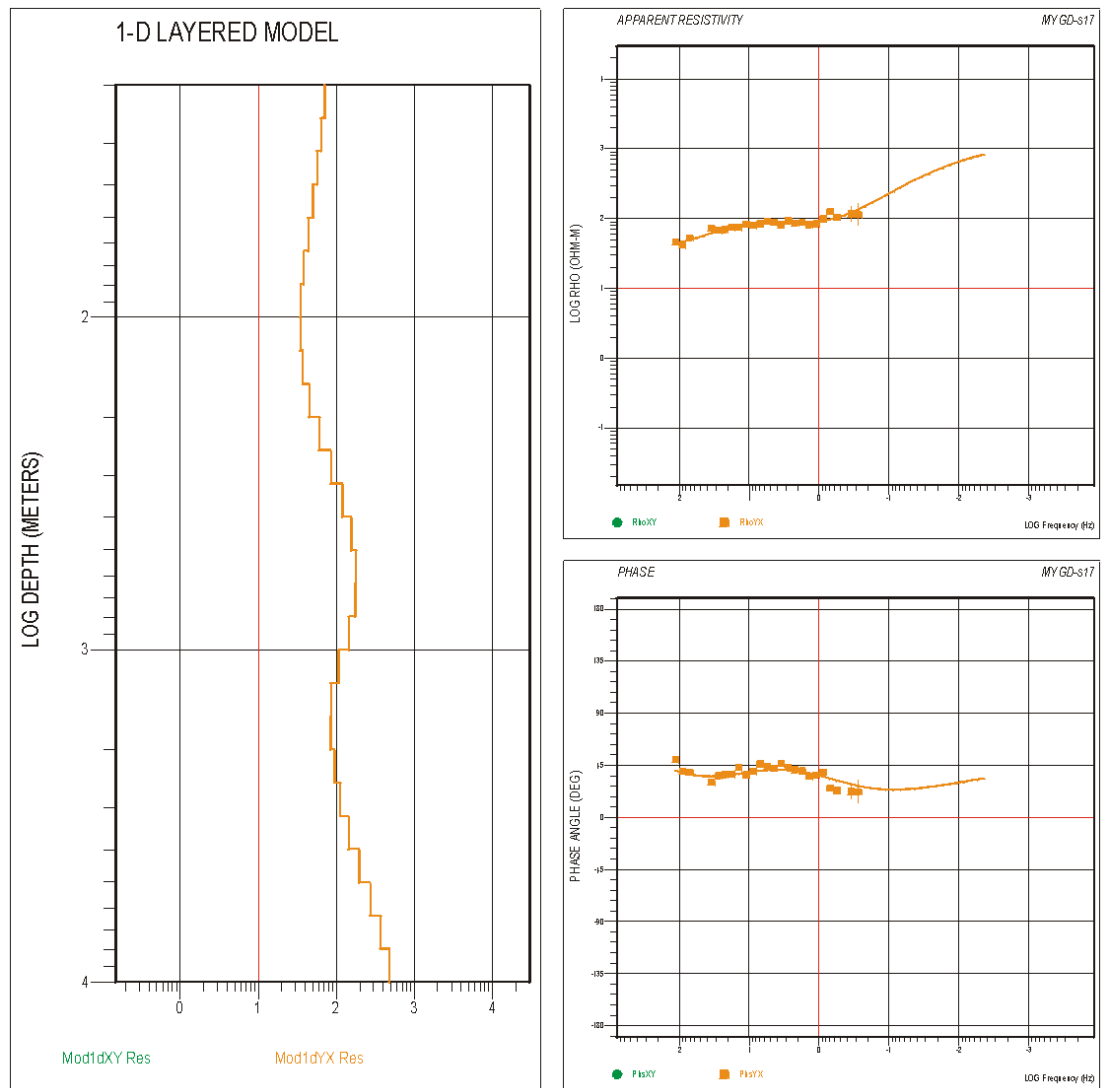
Σχήμα 2. 66. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s16. Με πράσινους κύκλους δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πράσινη γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TE πόλωση).



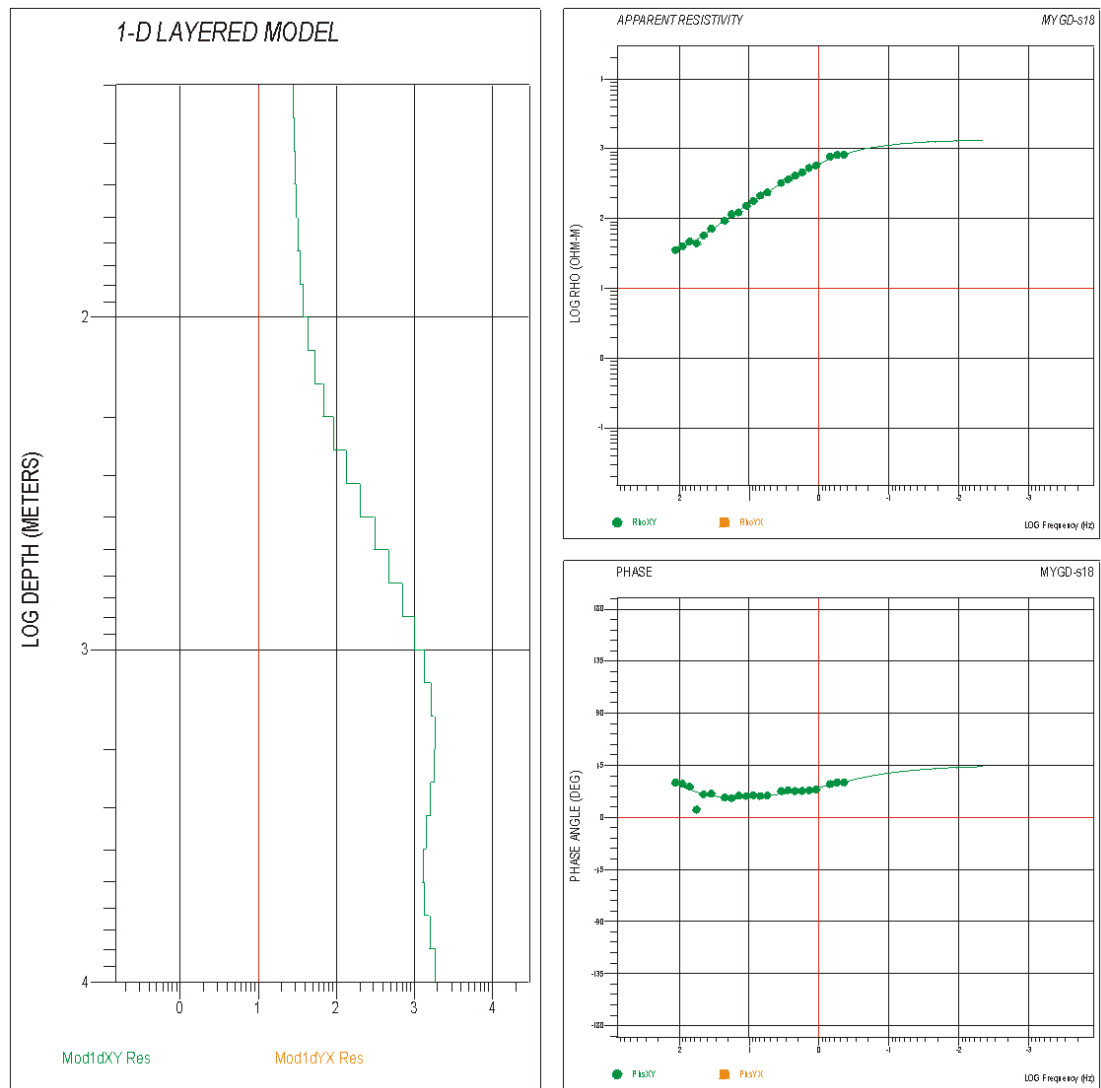
Σχήμα 2. 67. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s16. Με πορτοκαλί τετράγωνα δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πορτοκαλί γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TM πόλωση).



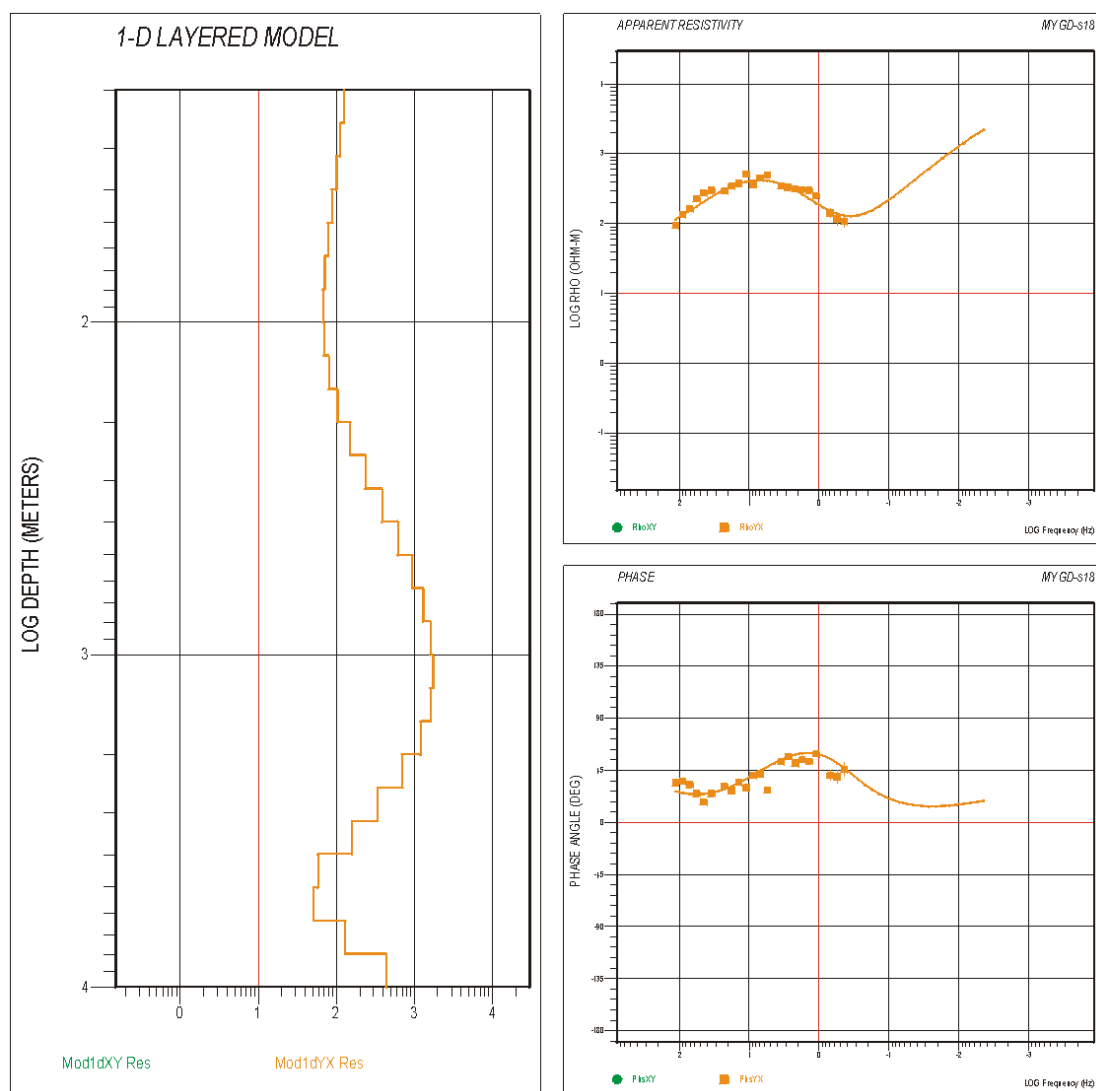
Σχήμα 2. 68. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s17. Με πράσινους κύκλους δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πράσινη γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TE πόλωση).



Σχήμα 2. 69. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s17. Με πορτοκαλί τετράγωνα δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πορτοκαλί γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TM πόλωση).



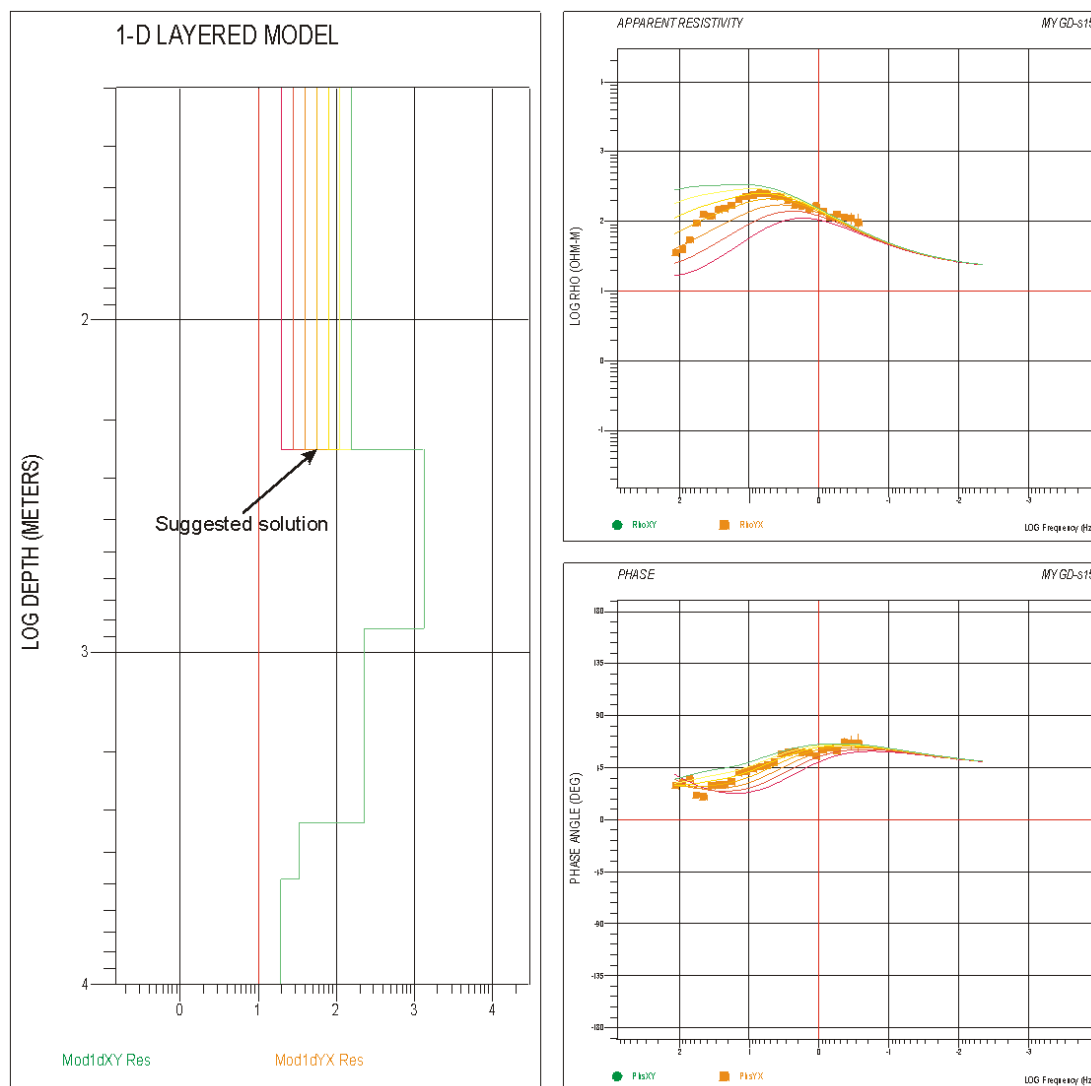
Σχήμα 2. 70. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s18. Με πράσινους κύκλους δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πράσινη γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TE πόλωση).



Σχήμα 2. 71. Μονοδιάστατο μοντέλο (αριστερά) όπως αυτό υπολογίστηκε σύμφωνα με την μέθοδο αντιστροφής Occam για τον σταθμό s18. Με πορτοκαλί τετράγωνα δίνονται τα δεδομένα της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (πάνω δεξιά) και της φάσης (κάτω δεξιά) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Με συνεχή πορτοκαλί γραμμή δίνεται η απόκριση του μονοδιάστατου μοντέλου που υπολογίστηκε (TM πόλωση).

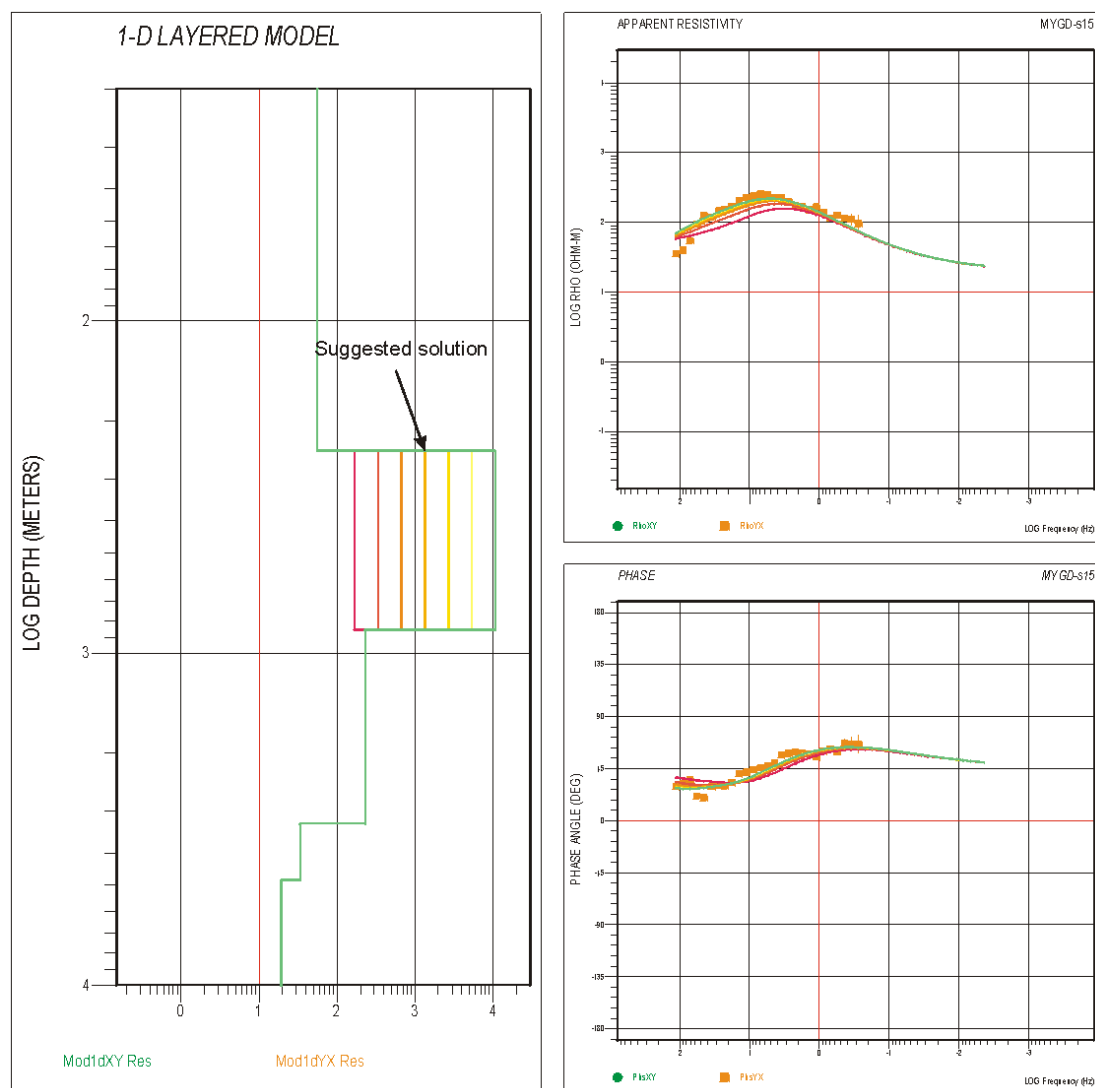
Μπορούμε να παρατηρήσουμε πως μεταβάλλεται η απόκριση ενός μονοδιάστατου μοντέλου όταν μεταβάλλουμε κάποιες από τις παραμέτρους του. Οι παράμετροι αυτοί είναι η αντίσταση και το πάχος κάποιων στρωμάτων. Στο σχήμα (2.72) φαίνεται η επίδραση της μεταβολής της αντίστασης του πρώτου στρώματος μονοδιάστατου μοντέλου στην καμπύλη της ειδικής αντίστασης και της φάσης. Όπως βλέπουμε, ακόμη και οι πολύ μικρές αυτές μεταβολές στην αντίσταση προκαλούν μεγάλες μεταβολές στην καμπύλη φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Στις καμπύλες της φάσης παρατηρούμε αξιόλογες μεταβολές

στις καμπύλες απόκρισης κυρίως όταν έχουμε στρώματα μεγαλύτερης αγωγιμότητας.



Σχήμα 2. 72. Μεταβολές της αντίστασης του πρώτου στρώματος μονοδιάστατου μοντέλου (αριστερά) και οι προκαλούμενες μεταβολές στις καμπύλες ειδικής αντίστασης και φάσης (δεξιά). Το αίτιο και το αποτέλεσμα σημειώνεται με το ίδιο χρώμα έτσι ώστε να έχουμε άμεση εποπτική εικόνα.

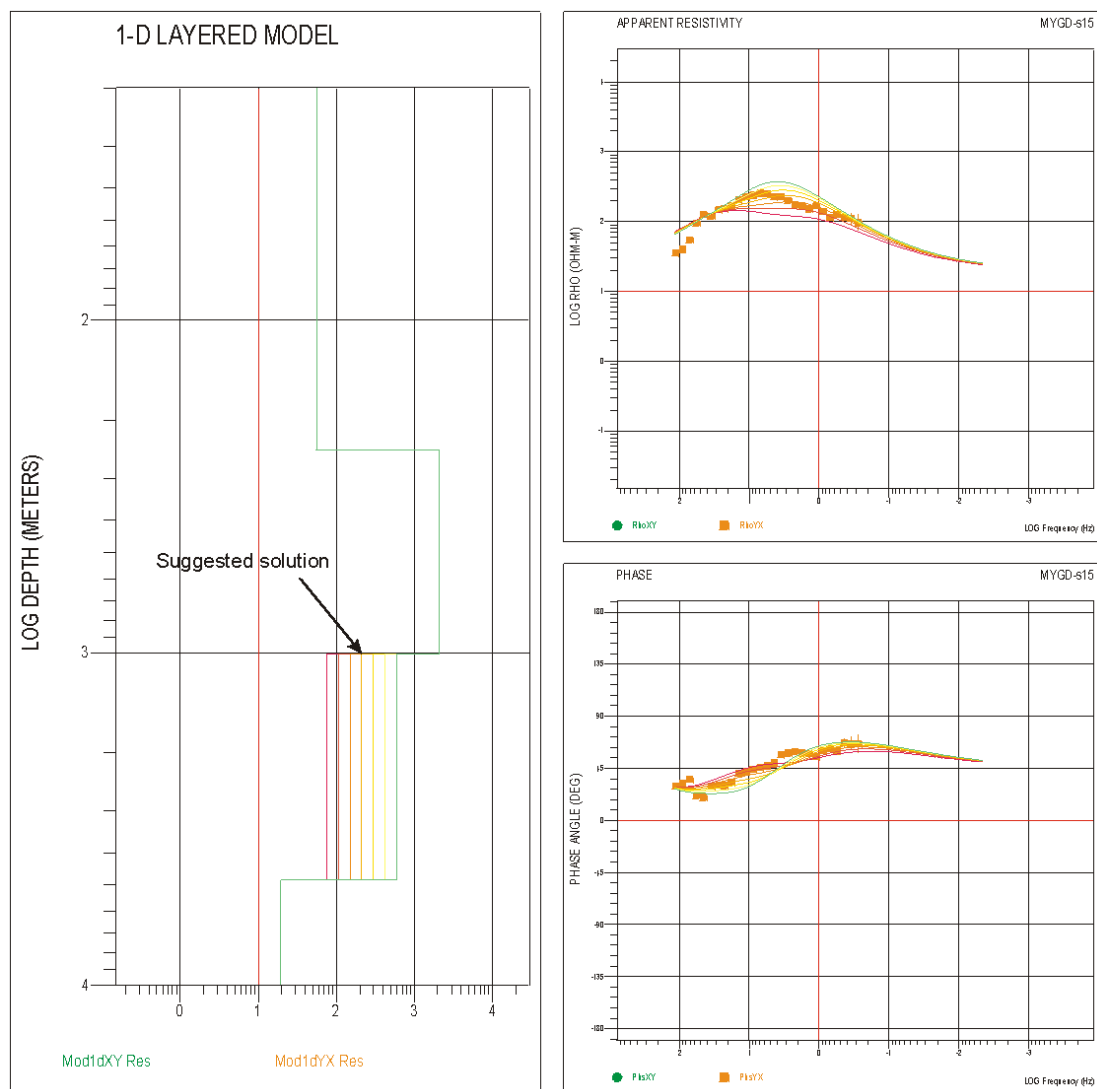
Στο σχήμα (2.73) μεταβάλλεται η αντίσταση του δεύτερου στρώματος μονοδιάστατου μοντέλου προς πιο αγωγίμες αλλά και λιγότερο αγωγίμες τιμές από την προτεινόμενη λύση. Σε αυτήν την περίπτωση στις καμπύλες της φαινόμενης ειδικής αντίστασης η απόκριση μεταβάλλεται κυρίως όταν η αγωγιμότητα αυξάνεται αρκετά. Δηλαδή οι μεταβολές στην αντίσταση του δεύτερου στρώματος επιφέρουν πολύ μικρές μεταβολές στις καμπύλες της ειδικής αντίστασης και της φάσης.



Σχήμα 2. 73. Μεταβολές της αντίστασης του δεύτερου στρώματος μονοδιάστατου μοντέλου (αριστερά) και οι αντίστοιχες αποκρίσεις (δεξιά) οι οποίες σημειώνονται με το ίδιο χρώμα το οποίο σηματοδοτεί την μεταβολή.

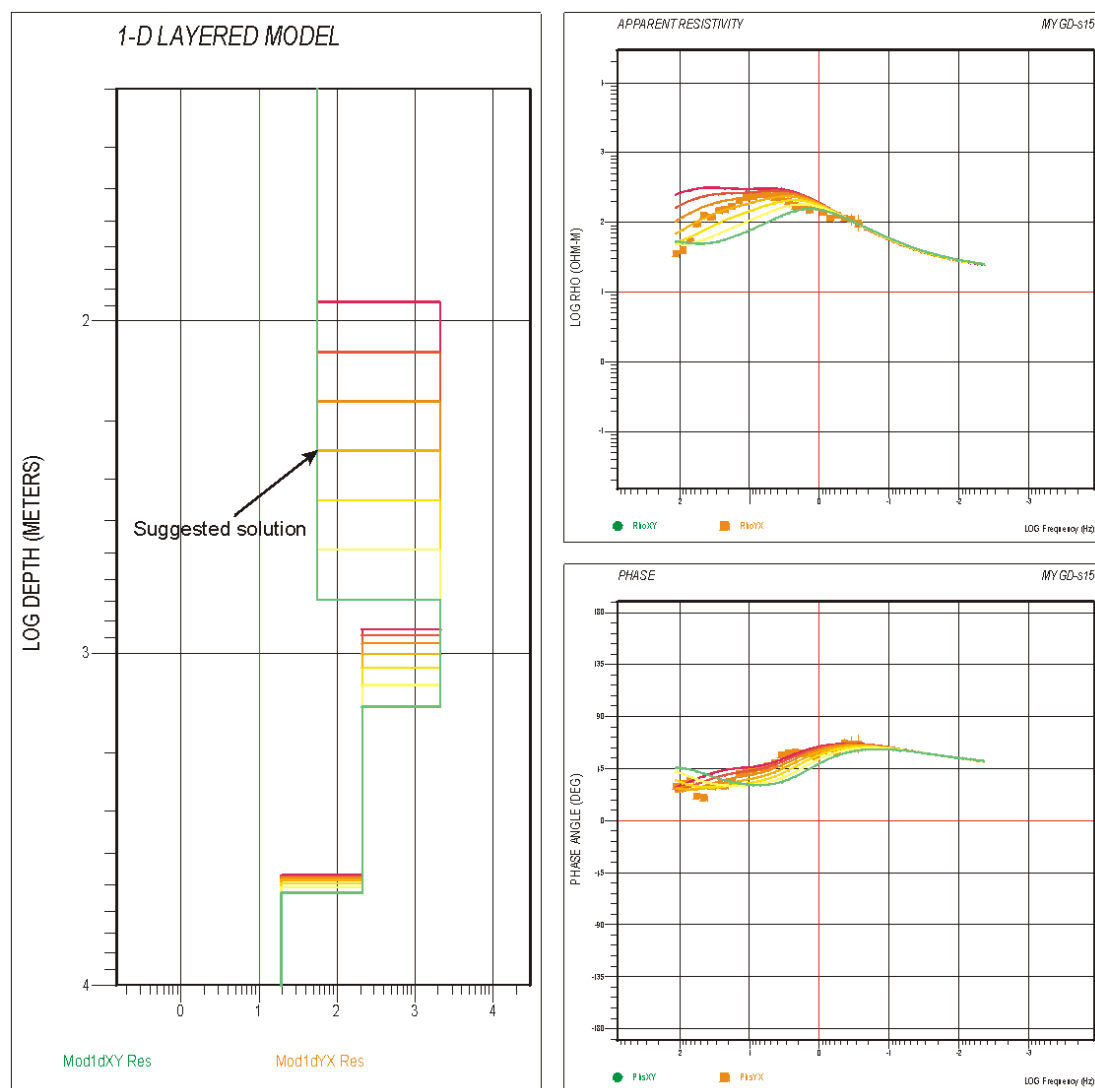
Στο σχήμα (2.74) μεταβάλλεται η αντίσταση του τρίτου στρώματος μονοδιάστατου μοντέλου από την τιμή που έχει η αντίσταση στην προτεινόμενη λύση. Σε αυτήν την περίπτωση στις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης η απόκριση μεταβάλλεται κυρίως όταν έχουμε πιο αγωγίμα στρώματα από την προτεινόμενη λύση. Συγκρίνοντας το σχήμα (2.73) με το σχήμα (2.74) παρατηρούμε ότι παρότι στο πρώτο σχήμα το βήμα μεταβολής της αντίστασης είναι μεγαλύτερο από ότι στο δεύτερο σχήμα οι αλλαγές στην απόκριση είναι μεγαλύτερες στο δεύτερο σχήμα. Αυτό συμβαίνει διότι στο μεν πρώτο σχήμα οι τιμές των αντιστάσεων που παίρνει το δεύτερο στρώμα είναι μεγαλύτερες από τις αντιστάσεις του προηγούμενου (πρώτο στρώμα) και του επόμενου (τρίτο στρώμα) στρώματος ενώ στο δεύτερο σχήμα οι τιμές

των αντιστάσεων που παίρνει το τρίτο στρώμα είναι μικρότερες από την αντίσταση του προηγούμενου στρώματος και μεγαλύτερες από την αντίσταση του επόμενου στρώματος.



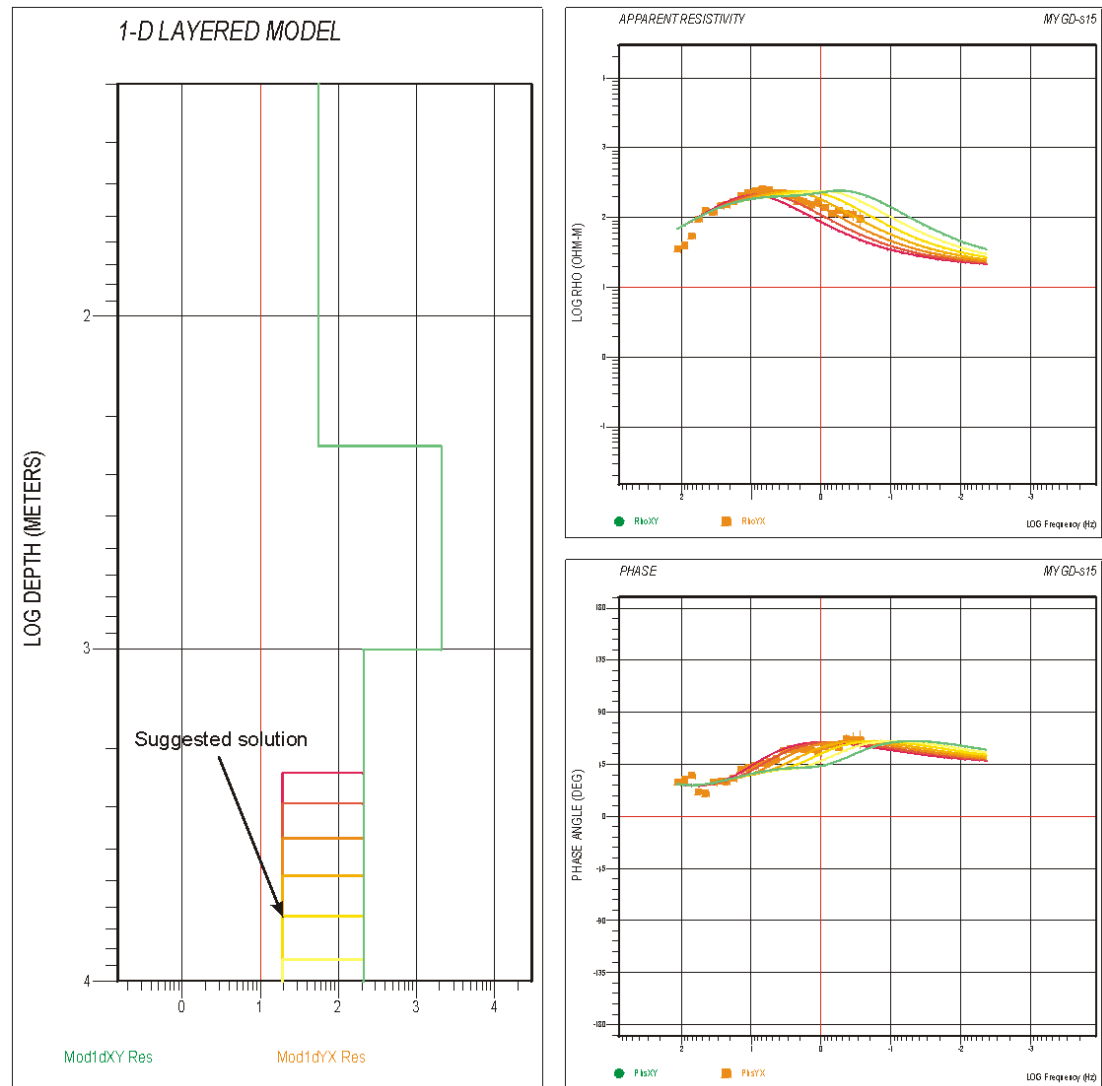
Σχήμα 2. 74. Μεταβολές της αντίστασης του τρίτου στρώματος μονοδιάστατου μοντέλου (αριστερά) και οι αντίστοιχες αποκρίσεις (δεξιά) με το ίδιο χρώμα.

Στο σχήμα (2.75) μεταβάλλεται το πάχος του πρώτου στρώματος μονοδιάστατου μοντέλου από την τιμή του στην προτεινόμενη λύση. Σε αυτήν την περίπτωση έχουμε μεταβολή στην απόκριση κυρίως στις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης αλλά και στις καμπύλες της φάσης.



Σχήμα 2. 75. Μεταβολές του πάχους του πρώτου στρώματος μονοδιάστατου μοντέλου (αριστερά) και οι αντίστοιχες αποκρίσεις (δεξιά) με το ίδιο χρώμα.

Στο σχήμα (2.76) μεταβάλλεται το βάθος του ημιχώρου προς μεγαλύτερα αλλά και μικρότερα βάθη από την προτεινόμενη λύση. Σε αυτήν την περίπτωση έχουμε μεταβολή στην απόκριση στις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης αλλά και της φάσης. Αυτό που είναι αξιοσημείωτο είναι το ότι η φάση αντιδρά σε χαμηλότερες περιόδους από ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση για ανωμαλίες που βρίσκονται σε βάθος.



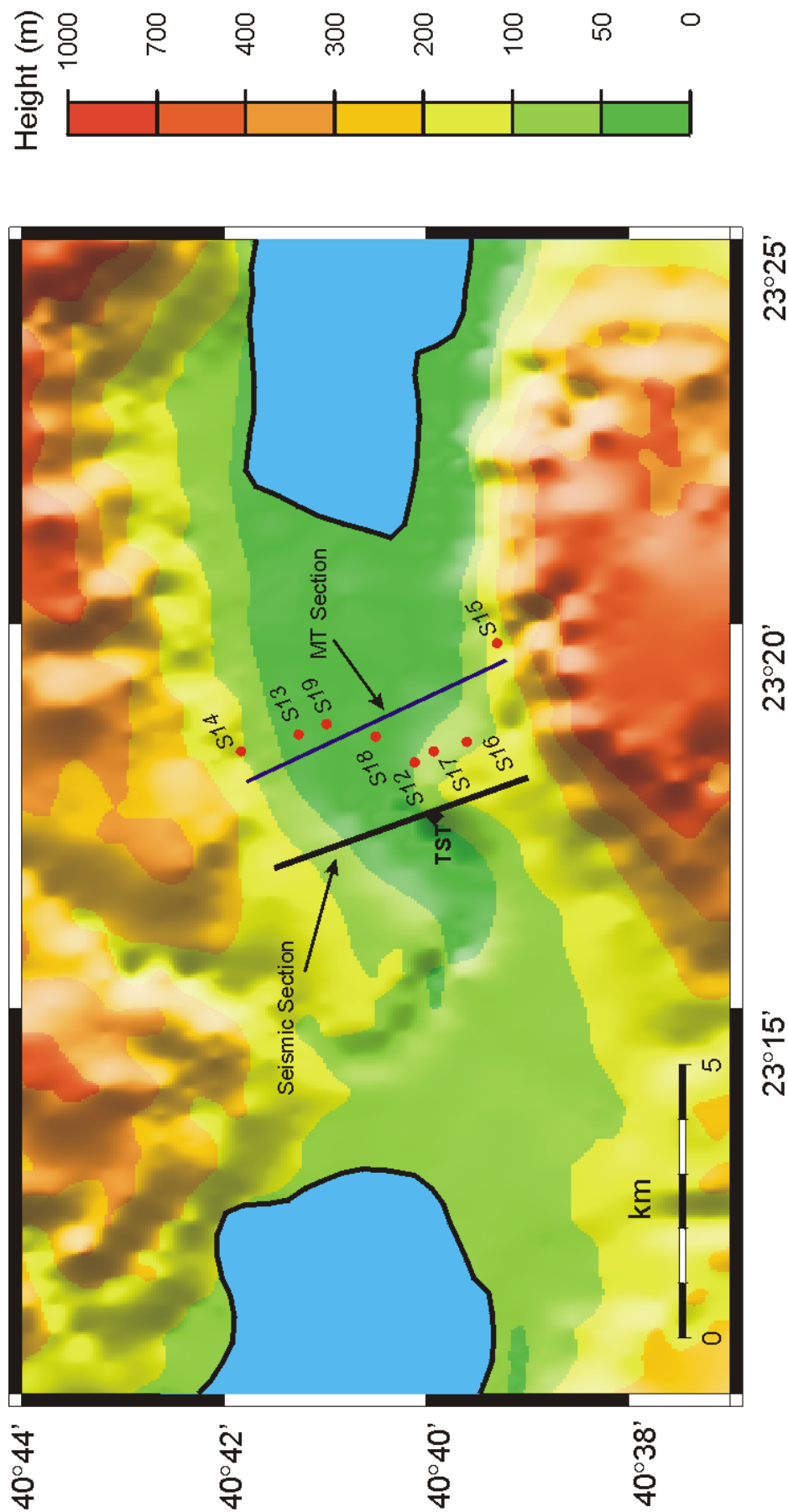
Σχήμα 2. 76. Μεταβολές του βάθους του ημιχώρου μονοδιάστατου μοντέλου (αριστερά) και οι αντίστοιχες αποκρίσεις (δεξιά) με το ίδιο χρώμα.

2.2.8 Δισδιάστατα μοντέλα

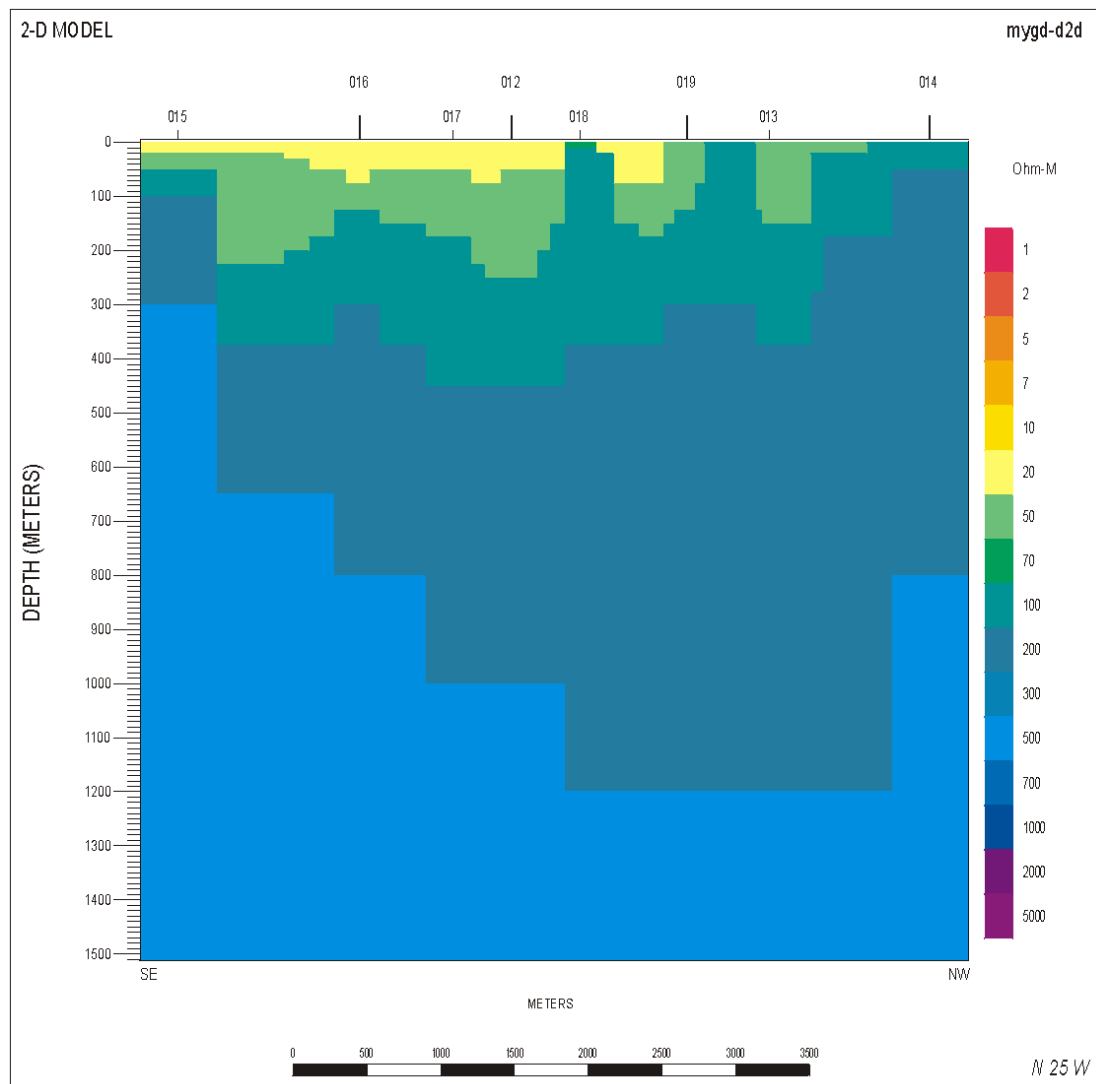
Για τον υπολογισμό του δισδιάστατου μοντέλου της περιοχής ορίστηκε τομή με διεύθυνση κάθετη στην διεύθυνση παράταξης, δηλαδή 65° , όπως αυτή ορίστηκε στη παράγραφο (2.2.5). Στο σχήμα (2.77) δίνεται η διεύθυνση της τομής καθώς και οι θέσεις των σταθμών σε χάρτη της περιοχής.

Στον υπολογισμό του δισδιάστατου μοντέλου χρησιμοποιήθηκε η αντιστροφή Occam (Constable et al. 1987, DeGroot-Hedlin and Constable 1990). Ως είσοδο στο πρόγραμμα υπολογισμού του δισδιάστατου μοντέλου δόθηκε ένα πλέγμα με διαστάσεις 68 γραμμές και 57 στήλες. Το πλέγμα αυτό για βάθος έως 500 m ήταν σύμφωνο με το δισδιάστατο μοντέλο που υπολογίστηκε από τις ηλεκτρικές διασκοπήσεις που έγιναν από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου της Θεσσαλονίκης στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης στα πλαίσια του προγράμματος EUROSEISTEST (1995). Για μεγαλύτερα βάθη το μοντέλο εισόδου αποτελούνταν από μονοδιάστατη δομή με αυξανόμενη την αντίσταση και το πάχος των στρωμάτων από 300 Ωm έως 10000 Ωm σε βάθος 10 km. Από το βάθος των 10 km και για μεγαλύτερα βάθη η αντίσταση μειωνόταν σταδιακά στην τιμή των 1000 Ωm . Λόγο του ότι τα σφάλματα των δεδομένων ήταν πολύ μικρά ορίστηκε ως όριο του επιπέδου των σφαλμάτων για την TE πόλωση ποσοστό 4% και για την TM πόλωση ποσοστό 5% της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της φάσης. Στο λογισμικό δόθηκε ως μέγιστος αριθμός επαναλήψεων το 5. Ο υπολογισμός του ευθέως προβλήματος δισδιάστατης δομής γινόταν κάθε φορά χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο που πρότειναν οι Wannamaker et al. (1987). Στην συνέχεια το δισδιάστατο μοντέλο που υπολογίστηκε αποτέλεσε είσοδο στον αλγόριθμο αντιστροφής Occam. Οι παράμετροι ελέγχου της αντιστροφής ήταν οι ίδιοι εκτός από τις διαστάσεις του πλέγματος που αυξήθηκαν και ήταν 95 γραμμές και 82 στήλες. Ο αριθμός των μέγιστων επαναλήψεων ήταν 15. Η λύση συνέκλινε ύστερα από 5 επαναλήψεις. Τα αποτελέσματα από την σύγκριση των καμπυλών φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης με την απόκριση του δισδιάστατου ήταν πολύ καλά σε όλους σταθμούς κυρίως σε αυτούς που βρίσκονταν στο κέντρο της λεκάνης. Στη συνέχεια έγιναν κάποιες αλλαγές στο μοντέλο, κυρίως στην δομή στα όρια της λεκάνης για να έχουμε καλύτερη ταύτιση μεταξύ των μετρήσεων και της απόκρισης του δισδιάστατου μοντέλου για του σταθμούς s14 και s15. Έτσι αφού υπολογίστηκε ξανά η απόκριση του νέου δισδιάστατου μοντέλου καταλήξαμε τελικά σε ένα αποδεκτό μοντέλο. Το τελικό, μοντέλο φαίνεται στα σχήματα (2.78) και (2.79). Η απόκριση του μοντέλου αυτού και η σύγκριση της απόκρισης του με τα

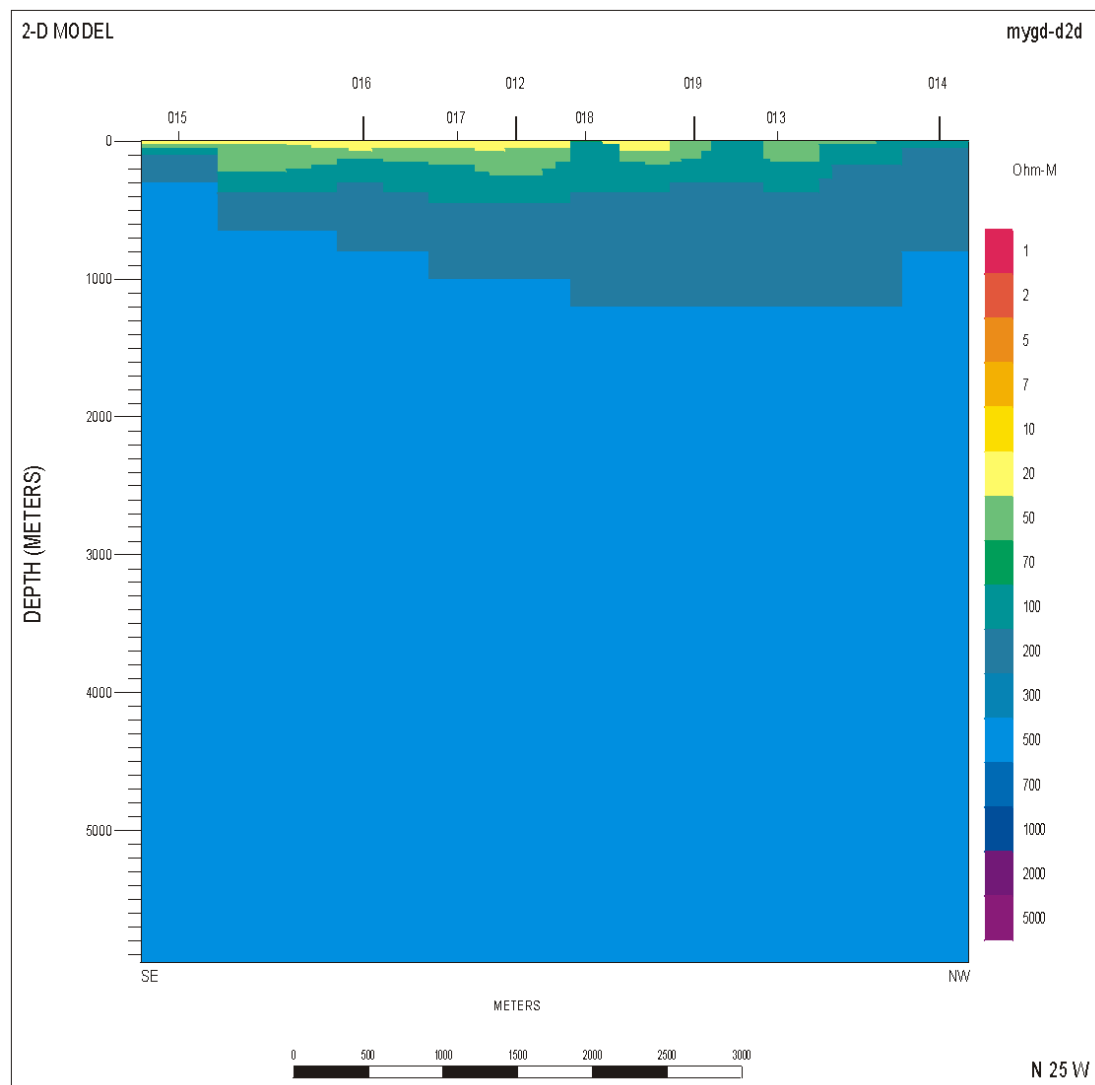
δεδομένα και για τις δύο πολώσεις (TE και TM) για τις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης αλλά και φάσης δίνονται στα σχήματα (2.80) έως (2.83).



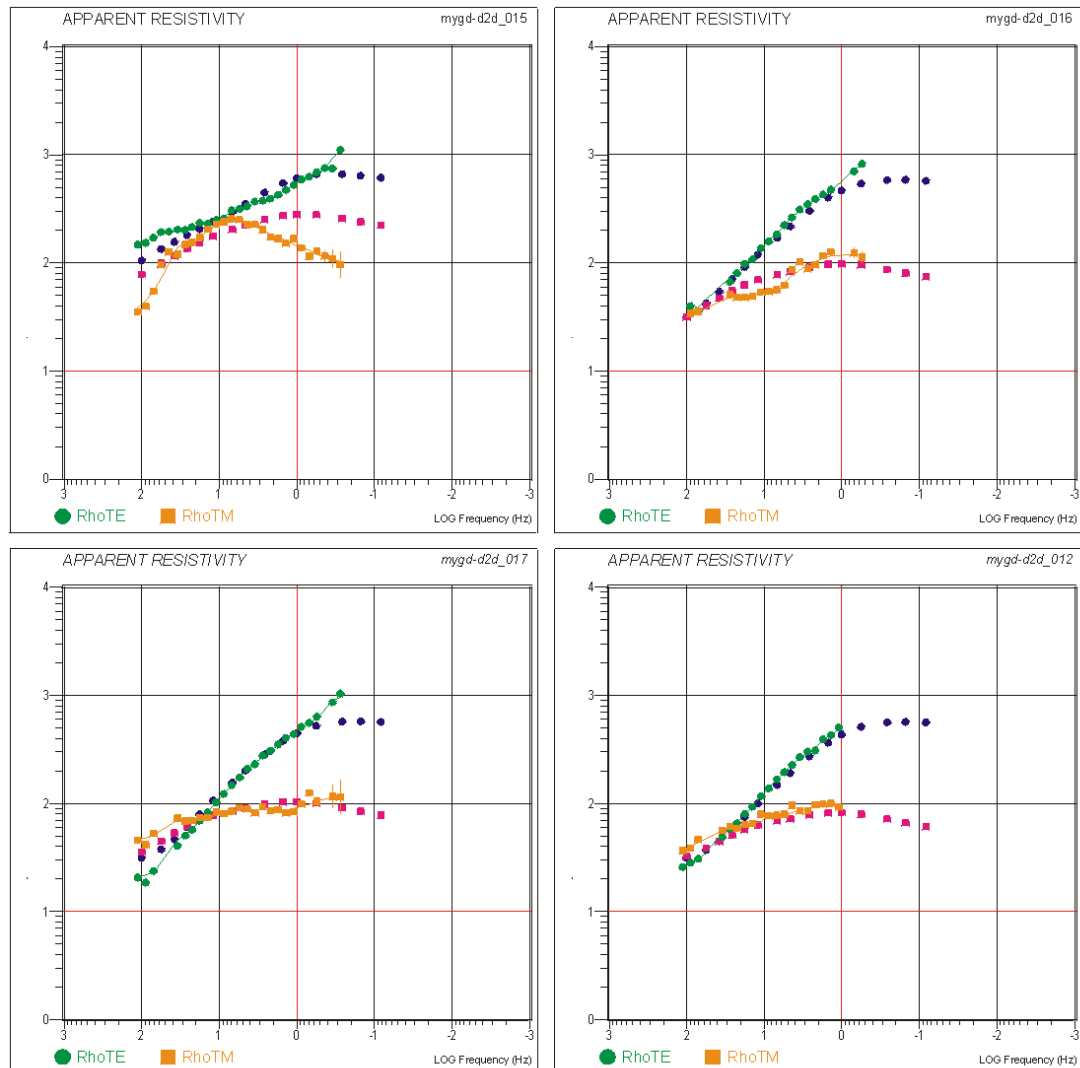
Σχήμα 2. 77. Χάρτης με τις θέσεις των σταθμών και την τομή που χαράχτηκε για τον υπολογισμό του δισδιάστατου...



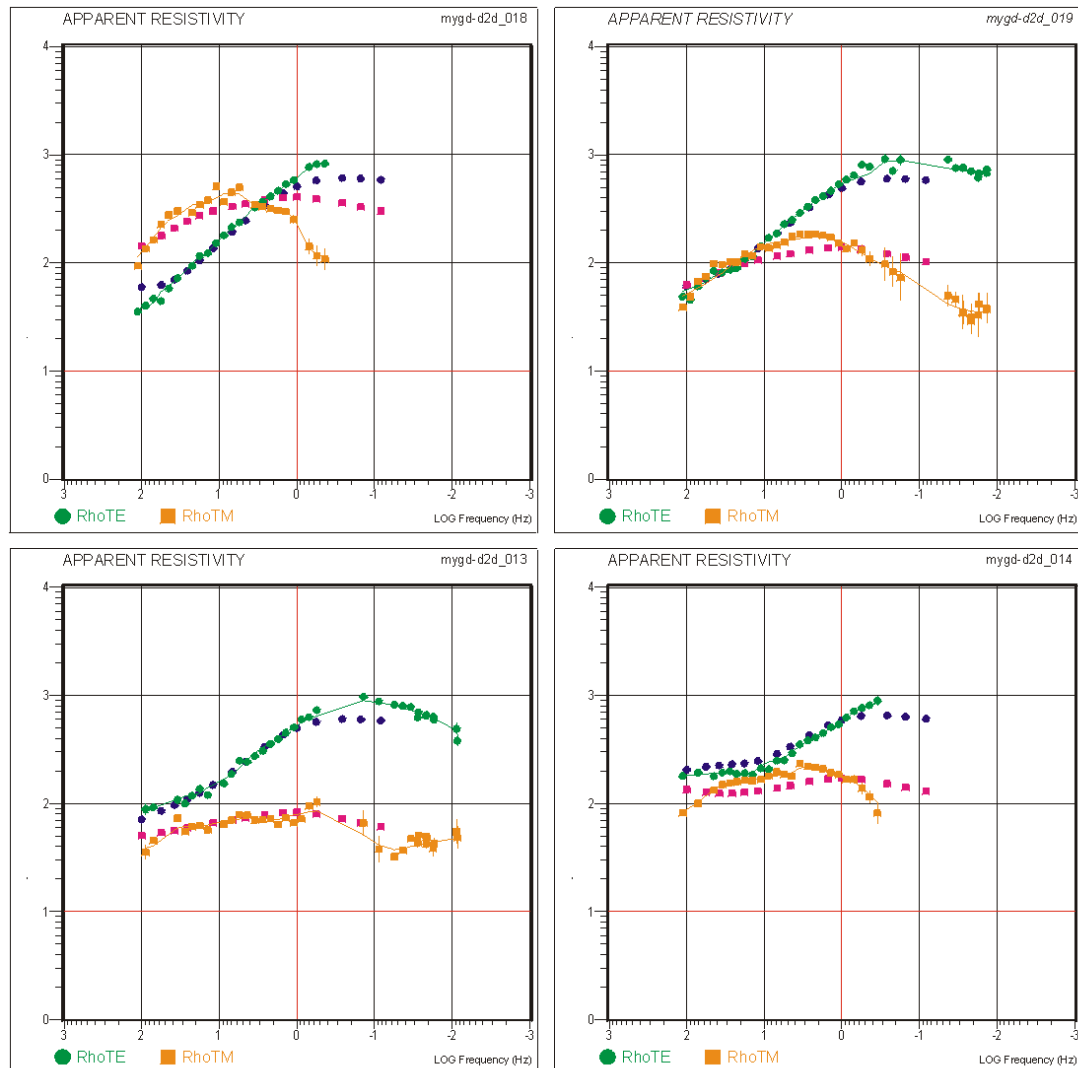
Σχήμα 2. 78. Τελικό, (βάθη 0-1500m) δισδιάστατο μοντέλο κατά μήκος της τομής που χαράχθηκε στην περιοχή (Σχ. 2.77) από τις MT καταγραφές στην Μυγδονία Λεκάνη



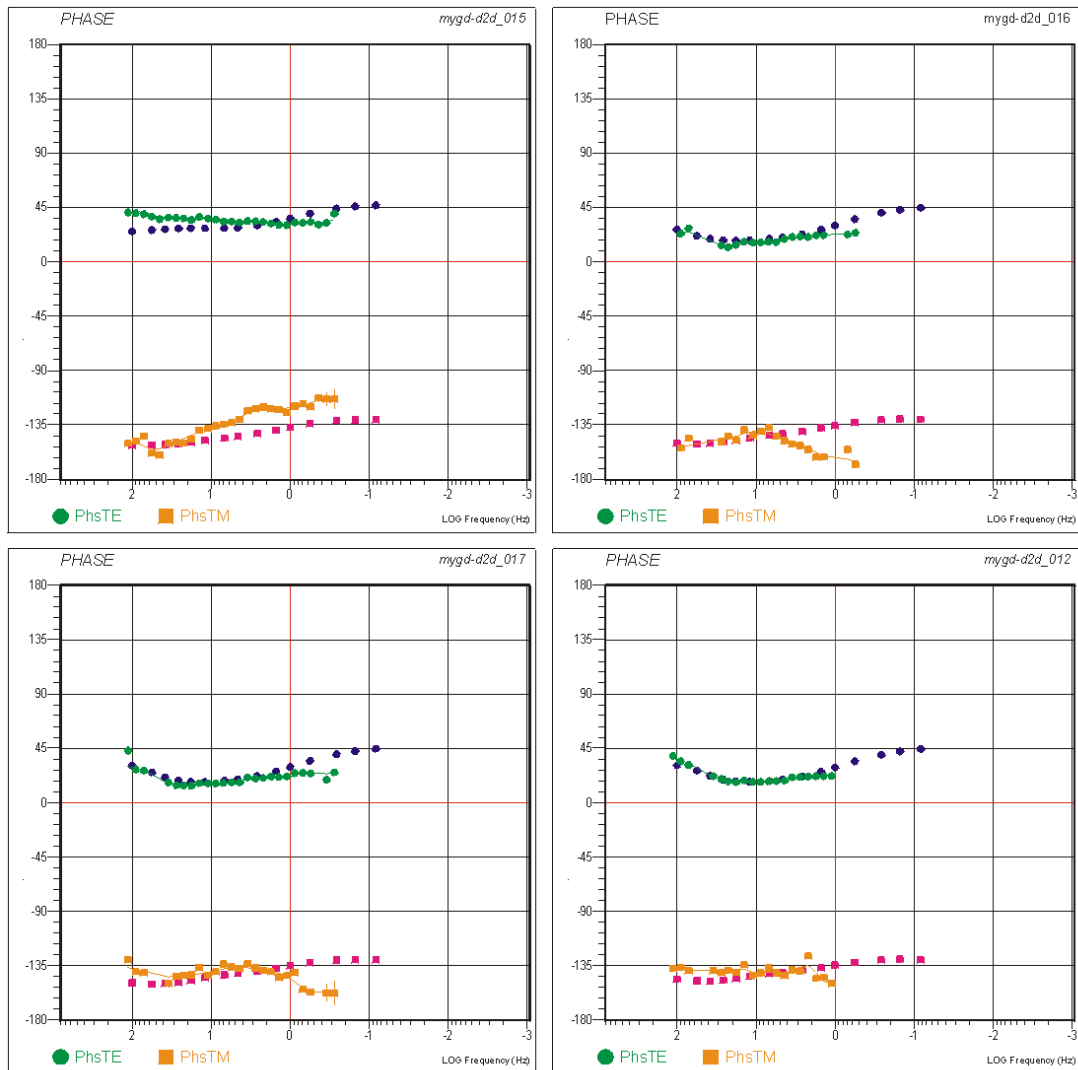
Σχήμα 2. 79. Τελικό, (βάθη 0-6km) δισδιάστατο μοντέλο κατά μήκος της τομής που χαράχθηκε στην περιοχή (Σχ. 2.77) από τις MT καταγραφές στην Μυγδονία Λεκάνη



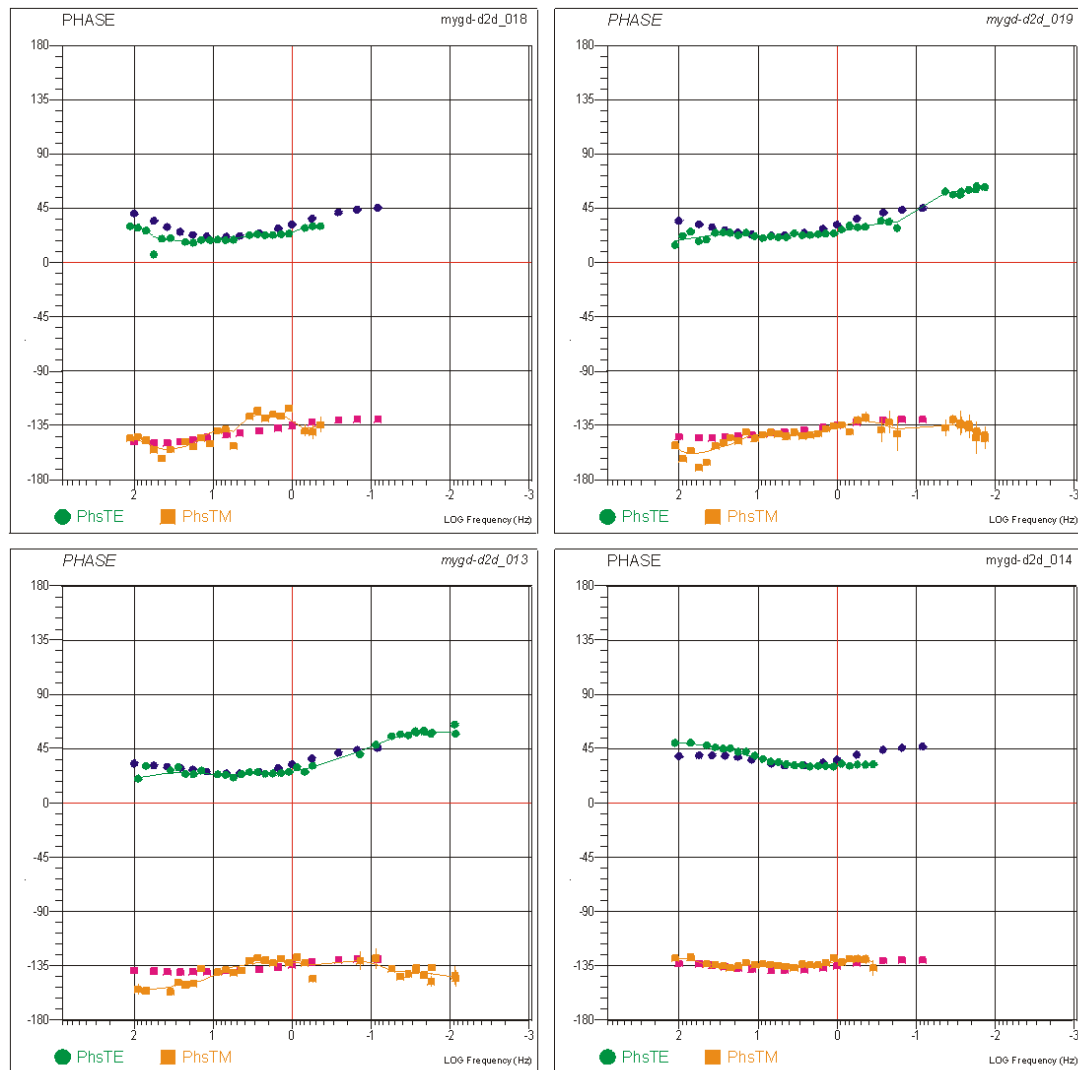
Σχήμα 2. 80. Καμπύλες απόκρισης φαινόμενης ειδικής αντίστασης του δισδιάστατου μοντέλου του σχήματος (2.79) για τους σταθμούς s015,s016,s017,s012, και για τις δύο πολώσεις, TE (μπλε κύκλοι) και TM (ροζ τετράγωνα). Επίσης δίνονται και οι καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης των δεδομένων για τους ίδιους σταθμούς και για τις δύο πολώσεις, TE (πράσινοι κύκλοι) και TM (πορτοκαλί τετράγωνα).



Σχήμα 2. 81. Καμπύλες απόκρισης φαινόμενης ειδικής αντίστασης του δισδιάστατου μοντέλου του σχήματος (2.79) για τους σταθμούς s018,s019,s013,s014, και για τις δύο πολώσεις, TE (μπλε κύκλοι) και TM (ροζ τετράγωνα). Επίσης δίνονται και οι καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης των δεδομένων για τους ίδιους σταθμούς και για τις δύο πολώσεις, TE (πράσινοι κύκλοι) και TM (πορτοκαλί τετράγωνα).



Σχήμα 2. 82. Καμπύλες απόκρισης της φάσης του δισδιάστατου μοντέλου του σχήματος (2.79) για τους σταθμούς $s015, s016, s017, s012$, και για τις δύο πολώσεις, TE (μπλε κύκλοι) και TM (ροζ τετράγωνα). Επίσης δίνονται και οι καμπύλες φάσης των δεδομένων για τους ίδιους σταθμούς και για τις δύο πολώσεις, TE (πράσινοι κύκλοι) και TM (πορτοκαλί τετράγωνα).



Σχήμα 2. 83. Καμπύλες απόκρισης της φάσης του διδιάστατου μοντέλου του σχήματος (2.79) για τους σταθμούς s018,s019,s013,s014, και για τις δύο πολώσεις, TE (μπλε κύκλοι) και TM (ροζ τετράγωνα). Επίσης δίνονται και οι καμπύλες φάσης των δεδομένων για τους ίδιους σταθμούς και για τις δύο πολώσεις, TE (πράσινοι κύκλοι) και TM (πορτοκαλί τετράγωνα).

2.3 Ερμηνεία

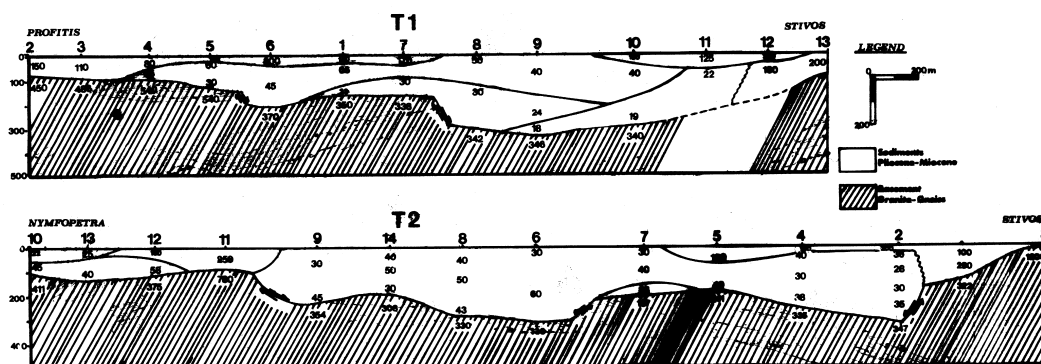
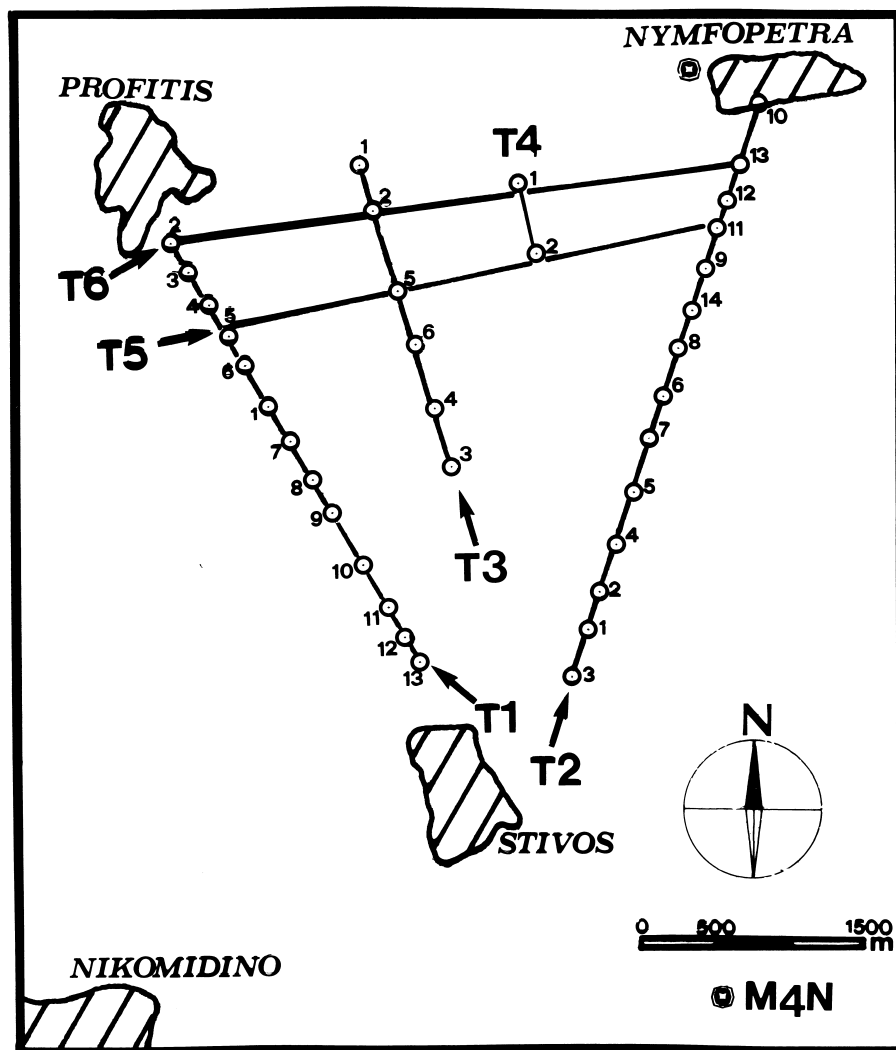
Κατά την διάρκεια υπολογισμού του δισδιάστατου μοντέλου γινόταν συνεχής συσχέτιση των δισδιάστατων ενδιάμεσων μοντέλων με άλλα μοντέλα που έχουν προταθεί προηγούμενα για την περιοχή της Μυγδονία λεκάνης. Πλήρης αναφορά στις γεωφυσικές μελέτες που έγιναν στην περιοχή υπάρχει στην παράγραφο (1.5).

Στην συνέχεια ακολουθεί συσχέτιση των νεώτερων γεωφυσικών αποτελεσμάτων με το δισδιάστατο μοντέλο που υπολογίσθηκε για την περιοχή από τις MT καταγραφές.

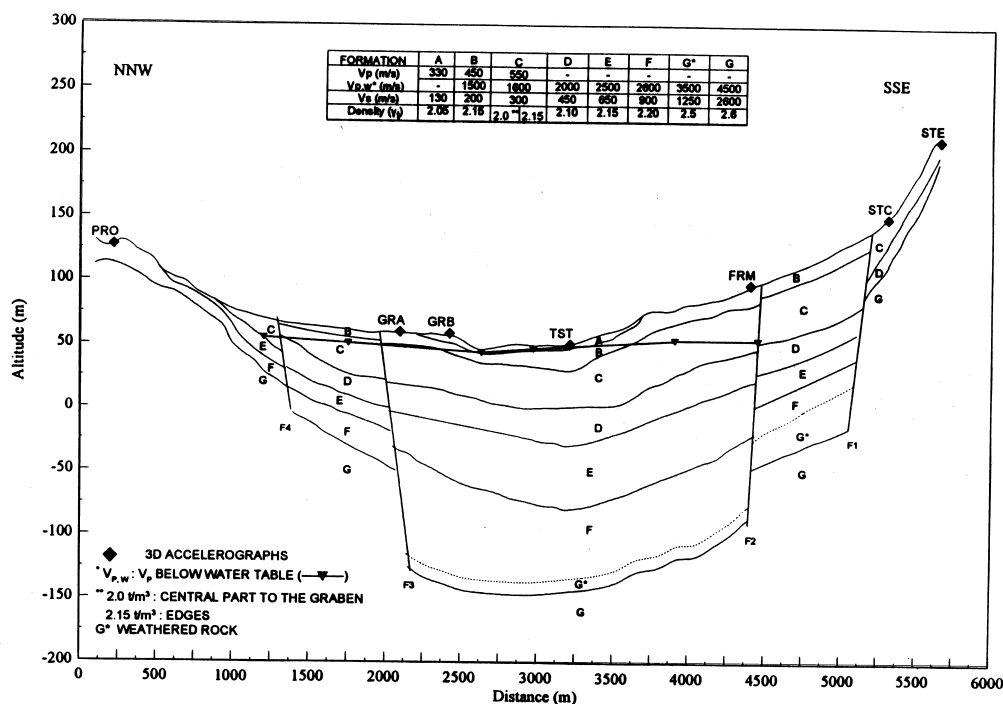
Αρχικά, έγινε μια σύγκριση του δισδιάστατου μοντέλου του σχήματος (2.78) με τα δισδιάστατα μοντέλα (Σχ. 2.84) που υπολογίσθηκαν από τις ηλεκτρικές διασκοπήσεις που έχουν γίνει στην περιοχή έρευνας από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.) (EUROSEISTEST 1995). Όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη παράγραφο τα στοιχεία των τομών αυτών χρησιμοποιήθηκαν για την δημιουργία του μοντέλου εισόδου στην αντιστροφή Occam. Συγκρίνοντας το τελικό δισδιάστατο μοντέλο του σχήματος (2.78), με τα δισδιάστατα μοντέλα του σχήματος (2.84) παρατηρούμε ότι δεν υπάρχουν διαφορές όσον αφορά τις δομές που παρατηρούμε.

Στην συνέχεια ακολουθεί σύγκριση του δισδιάστατου μοντέλου του σχήματος (2.78) με το δισδιάστατο μοντέλο του σχήματος (2.85) που υπολογίσθηκε από τις ομάδες του Jongman και των συνεργατών του (Jongman et al. 1997) καθώς και του Ραπτάκη και των συνεργατών του (Raptakis et al. 1998) χρησιμοποιώντας την μέθοδο της σεισμικής διασκόπησης. Η θέση της τομής του δισδιάστατου αυτού μοντέλου δίνεται στο σχήμα (2.77). Συγκρίνοντας τα δύο σχήματα (Σχ. 2.78 και Σχ. 2.85) δεν παρατηρούνται διαφορές όσον αφορά τις κύριες δομές στην περιοχή.

Χρησιμοποιώντας, τέλος, και τα στοιχεία της γεώτρησης TST του σχήματος (2.86) (Raptakis et al. 1998), ήταν δυνατό να γίνει μία εκτίμηση όσον αφορά τις κύριες γεωλογικές δομές της περιοχής.



Σχήμα 2. 84. Δισδιάστατα μοντέλα της περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης από ηλεκτρικές διασκοπήσεις που έγιναν στην περιοχή από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. (EUROSEISTEST 1995).



Σχήμα 2. 85. Δισδιάστατο μοντέλο της περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης από σεισμικές διασκοπήσεις που έγιναν στην περιοχή (Jongman et al. 1997, Raptakis et al. 1998).

Έτσι για τους σχηματισμούς που παρατηρούμε στα σχήματα (2.78), (2.85) και (2.86), μπορούμε να υποθέσουμε:

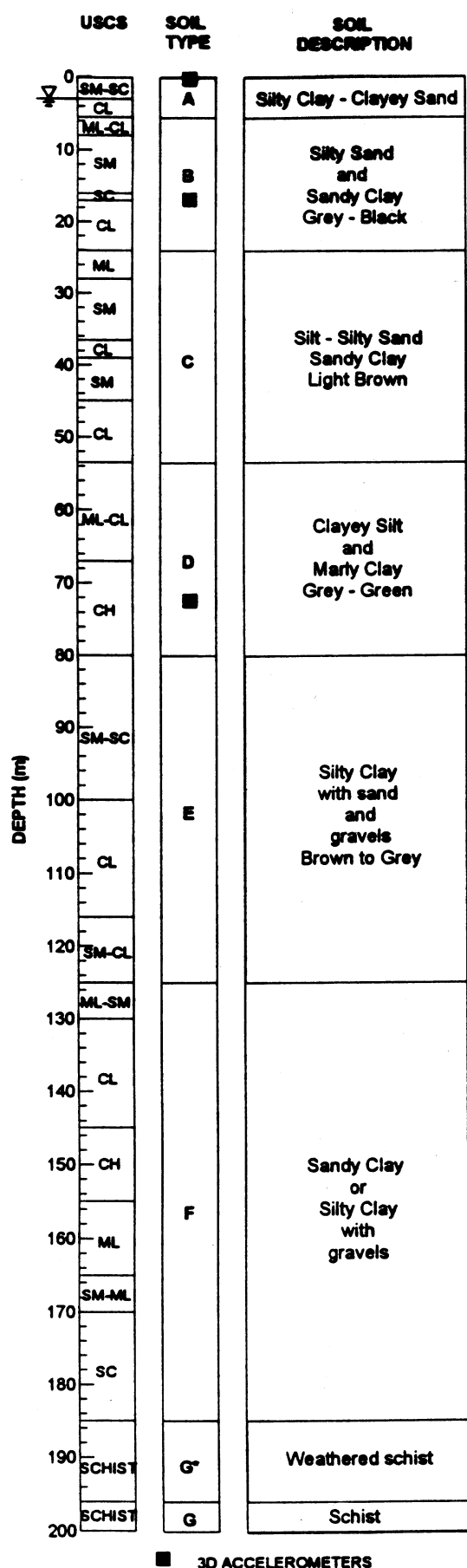
α) Το στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 20 Ωm του σχήματος (2.78) αντιστοιχεί στον γεωλογικό σχηματισμό των ένυδρων εναλλαγών άμμων και πηλού, σχηματισμοί A,B,C, και D, στα σχήματα (2.85) και (2.86).

β) Το στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 50 Ωm του σχήματος (2.78) αντιστοιχεί σε γεωλογικό σχηματισμό με εναλλαγές ξηρών πηλών και άμμων, σχηματισμοί E και F στα σχήματα (2.85) και (2.86).

γ) Το στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 100 Ωm του σχήματος (2.78) αντιστοιχεί σε γεωλογικό σχηματισμό μαρμαρυγιακού σχιστόλιθου, σχηματισμός G στα σχήματα (2.85) και (2.86).

δ) Το στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 200 Ωm του σχήματος (2.78) αντιστοιχεί σε γεωλογικό σχηματισμό γνευσίου που περιμένουμε στην περιοχή. Στο συμπέρασμα αυτό καταλήγουμε βάση της γεωλογίας της περιοχής και της προτεινόμενης λύσης που δίνουν, στην συνέχεια, τα βαρυτικά δεδομένα για το πρόβλημα της δομής στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης.

ε) Τέλος, το στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 500 Ωm του σχήματος (2.78) αντιστοιχεί στον γεωλογικό σχηματισμό του γρανίτη. Συμπέρασμα που προκύπτει και από τα βαρυτικά δεδομένα, όπως θα δούμε και στην συνέχεια.



Εδώ θα πρέπει να σημειώσουμε ότι οι δύο γεωηλεκτρικές ανυψώσεις του σχηματισμού με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 70 Ωm, που εμφανίζονται στην περιοχή (Σχ. 2.78) ερμηνεύονται, η μεν πρώτη (σταθμός s18) με την πιθανή ύπαρξη τεκτονικού κέρατος όπως αναφέρεται και στο παρελθόν (Ψιλοβίκος 1977), ενώ η δεύτερη (μεταξύ των σταθμών s19 και s13) με την πιθανότερη εκδοχή ότι πρόκειται για τραβερτίνης που συμφωνεί με τις επιφανειακές του εμφανίσεις στην περιοχή.

Σχήμα 2. 86. Γεωφυσική και γεωτεχνική στρωματογραφία γεώτρησης η οποία διανοίχθηκε στη θέση TST (Σχ. 2.77) στο κέντρο της Μυγδονίας λεκάνης.

3 ΔΥΝΑΜΙΚΑ ΠΕΔΙΑ

Οι βαρυτικές και μαγνητικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης, είναι από τις αρχαιότερες μεθόδους της εφαρμοσμένης γεωφυσικής (Heiland 1940). Οι μέθοδοι αυτές εκμεταλλεύονται το γεγονός ότι, μεταβολές στην πυκνότητα και την μαγνητική επιδεκτικότητα των πετρωμάτων προκαλούν μεταβολές σε ορισμένες φυσικές ποσότητες, οι οποίες μπορούν να μετρηθούν από κάποια απόσταση – στην επιφάνεια του εδάφους ή πάνω από αυτή – χωρίς να χρειάζεται να έρθουμε σε επαφή ή να διαταράξουμε τα πετρώματα (Paterson and Reeves 1985).

Οι βαρυτικές διασκοπήσεις εφαρμόζονται σε ευρείες κλίμακες, που κυμαίνονται από μελέτες των λιθοσφαιρικών πλακών μέχρι την έρευνα για υπεδάφειες κοιλότητες (Hinze 1985). Οι βαρυτικές μετρήσεις προηγούμενων διασκοπήσεων, μπορούν να συμπεριληφθούν σε νεώτερες έρευνες, αφού υποστούν τις κατάλληλες αναγωγές, με αποτέλεσμα ο συνολικός αριθμός των βαρυτικών δεδομένων να αυξάνει συνεχώς. Με βάση την αρχή αυτή συντάχθηκε ο νέος χάρτης ανωμαλιών Bouguer του ελληνικού χώρου (Lagios et al. 1988).

Η μαγνητική μέθοδος, κυρίως μετά την εφαρμογή των αερομαγνητικών διασκοπήσεων, είναι από τις πιο ευρέως χρησιμοποιούμενες γεωφυσικές μεθόδους. Ο Reford (1980) αναφέρει ότι η μέση ετήσια αερομαγνητική κάλυψη ήταν για το διάστημα 1961-1978, 2250000 Km παγκοσμίως. Κατά το διάστημα αυτό, συγκεκριμένα το 1966, έγινε και η αερομαγνητική κάλυψη μεγάλου τμήματος του Ελληνικού χώρου από την Σουηδική εταιρεία ABEM-AB Elektrisk Malmletning, Stockholm.

3.1 Δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν

3.1.1 Βαρυτικά δεδομένα

Ο πρώτος χάρτης των βαρυτικών ανωμαλιών για τον ελληνικό χώρο συντάχθηκε από το Πανεπιστήμιο του Αμβούργου για λογαριασμό του Ι.Γ.Μ.Ε. (Makris and Stavrou 1984). Ο τομέας Γεωλογίας και Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών σε συνεργασία με το Ι.Γ.Μ.Ε. (Lagios et al. 1988) συγκέντρωσε τα βαρυτομετρικά δεδομένα που υπήρχαν μέχρι το 1988 για τον Ελληνικό χώρο. Τα δεδομένα αυτά προήλθαν από μετρήσεις διαφόρων φορέων και ιδρυμάτων. Χρησιμοποιώντας αυτά τα δεδομένα και έχοντας ως βάση αυτά των Makris και Stavrou (1984) οι παραπάνω ερευνητές συνέταξαν τον χάρτη ανωμαλιών Bouguer του Ελληνικού χώρου.

Χρησιμοποιήθηκαν έτσι, οι μετρήσεις της έντασης του πεδίου βαρύτητας, τις οποίες πραγματοποίησαν το Ι.Γ.Μ.Ε, η Γεωγραφική Υπηρεσία Στρατού, η Δ.Ε.Π.-Ε.Κ.Υ., Πανεπιστήμια κ.α. Στο θαλάσσιο χώρο ψηφιοποιήθηκαν οι βαρυτομετρικοί χάρτες τους οποίους εκπόνησαν οι Morelli et al. (1975 a,b).

Οι Lagios et al. (1994) υπολόγισαν τις βαρυτικές ανωμαλίες (Δg_B), χρησιμοποιώντας την σχέση της γενικευμένης ανωμαλίας Bouguer

$$\Delta g_B = g_{obs} + 0.3086h - 0.0419\rho h + T\rho - g_n$$

όπου g_{obs} είναι η μετρούμενη τιμή της βαρύτητας σε mGal, h είναι το υψόμετρο του σταθμού (σε m), 0.3086 και 0.0419 είναι οι συντελεστές των αποτελεσμάτων ελεύθερου αέρα και Bouguer αντίστοιχα, T είναι ο συντελεστής τοπογραφικής

διόρθωσης ανά μονάδα πυκνότητας ($\text{mGal}/\text{gr}/\text{cm}^3$), ρ είναι η πυκνότητα αναγωγής (Bouguer) και g_n η “κανονική” βαρύτητα (σε mGal). Η τιμή της παραμέτρου g_n υπολογίζεται εφαρμόζοντας την εξίσωση του διεθνούς ελλειψοειδούς [Geodetic Reference Formula (GRF)] του 1967, οι οποία είναι

$$g_n = 978031.8495 \cdot (1 + 0.0052788944 \sin^4 \Phi + 0.0000234631 \sin^2 \Phi)$$

όπου Φ το γεωγραφικό πλάτος του σταθμού.

Τα ενοποιημένα δεδομένα βρίσκονται σε κάρναβο με βήμα δειγματοληψίας 4000m.

Για την παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν βιβλιογραφικές τιμές πυκνότητας των κυριότερων σχηματισμών (Kiraikidis 1985, Kiriakidis et al. 1989). Για τον υπολογισμό της πυκνότητας των ιζημάτων της Μυγδονίας Λεκάνης έγινε τομή με τη μέθοδο Nettleton (1954, 1976). Οι πυκνότητες των σχηματισμών που θεωρήθηκαν δίνονται στον Πίνακα 3.1.

Πίνακας 3.1. Πυκνότητες των σχηματισμών που χρησιμοποιήθηκαν για την ερμηνεία των βαρυτικών δεδομένων.

Περιοχή	Γεωλογικός Σχηματισμός	Πυκνότητα (gr/cm^3)
Μυγδονία	Υπόβαθρο Σερβομακεδονικής	2.70
Αρναία	Γρανίτης	2.60
Μυγδονία	Ιζήματα	2.10
Μονοπήγαδο	Γρανοδιορίτης-Υπόβαθρο	2.67
Μονοπήγαδο	Ασβεστόλιθοι	2.71
Μονοπήγαδο	Ιζήματα	2.35
Γαλαρινός	Οφιόλιθοι	2.79
Χορτιάτης	Επιγνεύσιοι	2.73

3.1.2 Μαγνητικά δεδομένα

Τα μαγνητικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν είναι αυτά που συλλέχθηκαν από την εταιρεία ABEM το 1966, για λογαριασμό του Ι.Γ.Μ.Ε. Η ABEM πραγματοποίησε μετρήσεις της μαγνητικής επαγωγής από αέρος στη Β.Ελλάδα, την Εύβοια και το Λαύριο.

Οι μαγνητικές καταγραφές της εταιρείας ABEM πραγματοποιήθηκαν με πτήσεις σταθερού υψομέτρου ($275 \pm 75\text{m}$) από την επιφάνεια του εδάφους. Η μέση απόσταση μεταξύ των γραμμών πτήσεων ήταν 800m. Ο λόγος για τον οποίο χρησιμοποιήθηκε ο συγκεκριμένος τρόπος συλλογής δεδομένων, ήταν ότι το πρόγραμμα είχε διεξαχθεί κυρίως για μεταλλευτικούς σκοπούς και για την περίπτωση αυτή ο τρόπος αυτός είναι ο ενδεδειγμένος. Το μαγνητόμετρο που χρησιμοποιήθηκε στην αερομαγνητική διασκόπηση κατέγραφε το ‘ολικό πεδίο’.

Για την επεξεργασία των αερομαγνητικών δεδομένων έγινε ψηφιοποίηση των τελικών χαρτών αερομαγνητικών ανωμαλιών που παρέδωσε η ABEM (MACEDONIA Sheets : 1,2,5,6) για την ευρύτερη περιοχή έρευνας.

3.1.3 Μετρήσεις μαγνητικής επιδεκτικότητας και παραμέτρων μαγνήτισης

Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις της μαγνητικής επιδεκτικότητας σε δείγματα γάββρων, γρανοδιορίτη, λευκόλιθου και ασβεστόλιθου. Οι μετρήσεις έγιναν τόσο στο υπαίθρο καθώς και στο εργαστήριο σε προσανατολισμένα δείγματα που συλλέχθηκαν. Στις μετρήσεις υπαίθρου χρησιμοποιήθηκε το όργανο της JH-8 Geoinstruments (susceptibility meter). Στο εργαστήριο χρησιμοποιήθηκε το όργανο MS2 Bartington.

Τα αποτελέσματα των μετρήσεων που έγιναν στο εργαστήριο δίνονται στον Πίνακα 3.2. Τα δείγματα αποτελούν τέσσερις ομάδες δειγμάτων και συλλέχθηκαν από τρεις περιοχές. Στην περιοχή του Μονοπήγαδου έχουμε δύο ομάδες δειγμάτων. Η πρώτη ομάδα με γεωγραφικό μήκος $23^{\circ}07'25''$ και γεωγραφικό πλάτος $40^{\circ}26'43''$, περιλαμβάνει τα δείγματα MON1A, MON1B, MON2A, MON2B, MON3A και MON3B. Η δεύτερη ομάδα αφορά τη θέση με γεωγραφικό μήκος $23^{\circ}07'03''$ και γεωγραφικό πλάτος $40^{\circ}26'56''$ περιλαμβάνει τα δείγματα MON4A και MON4B. Στην περιοχή της Μονής της Αγίας Αναστασίας έχουμε μία ομάδα δειγμάτων με γεωγραφικές συντεταγμένες θέσης, ($23^{\circ}10'52''$, $40^{\circ}28'43''$) που περιλαμβάνει όλα τα δείγματα με πρόθεμα ANAS. Τέλος στην περιοχή των Βασιλικών υπάρχει μία ομάδα Βόρεια από το χωριό των Βασιλικών στη θέση με γεωγραφικό μήκος $23^{\circ}09'26''$ και γεωγραφικό πλάτος $40^{\circ}30'0''$ που περιλαμβάνει το δείγμα LEYK1A.

Πίνακας 3.2. Μαγνητικές επιδεκτικότητες των κύριων γεωλογικών σχηματισμών που εμφανίζονται στην περιοχή έρευνας (μετρήσεις στο εργαστήριο).

Περιοχή	Σχηματισμός	Κωδικός Δείγματος	Μαγν. Επιδ. $\times 10^{-5}$ (SI)	Βάρος (gr)
ΜΟΝΟΠΗΓΑΔΟ	Γρανодиρίτης	MON1A	8.476	26.0
	Γρανодиρίτης	MON1B	10.266	29.0
	Γρανодиρίτης	MON2A-1	5.122	26.0
	Γρανодиρίτης	MON2A-2	5.805	27.0
	Γρανодиρίτης	MON2B-A	5.687	26.7
	Γρανодиρίτης	MON2B-B	5.222	25.6
	Γρανодиρίτης	MON3A	8.086	26.0
	Γρανодиρίτης	MON3B	8.242	26.0
	Γρανодиρίτης	MON4A	2.430	27.0
	Γρανодиρίτης	MON4B	3.668	28.0
ΜΟΝΗ ΑΓΙΑΣ ΑΝΑΣΤΑΣΙΑΣ	Γάββρος	ANAS1A	24.685	30.4
	Γάββρος	ANAS1B	36.235	31.4
	Γάββρος	ANAS1C	42.213	32.8
	Γάββρος	ANAS1D	33.057	30.3
	Γάββρος	ANAS1E	33.493	34.6
	Γάββρος	ANAS1F	28.440	36.0
	Γάββρος	ANAS1G	39.531	36.3
ΒΑΣΙΛΙΚΑ	Λευκόλιθος	LEYK1A	35.310	33.0

Σχεδόν σε όλα τα προσανατολισμένα δείγματα έγιναν μετρήσεις των παραμέτρων της παραμένουσας μαγνήτισης με το όργανο MS2 της Bartington. Μετρήθηκε, δηλαδή, η ένταση, η έγκλιση και η απόκλιση της παραμένουσας μαγνήτισης, οι οποίες παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.3.

Για δύο από τα παραπάνω δείγματα (MON1B και ANAS1C) ακολουθήσαμε διαδικασία απομαγνήτισης με τη μέθοδο του εναλλασσόμενου πεδίου χρησιμοποιώντας τον απομαγνητιστή MOLSPIN του Εργαστηρίου Γεωφυσικής. Οι παράμετροι της μαγνήτισης κατά την διάρκεια της απομαγνήτισης δίνονται στους Πίνακες 3.4 και 3.5.

Πίνακας 3.3. Μετρήσεις παραμέτρων παραμένουσας μαγνήτισης στα δείγματα από τους κύριους γεωλογικούς σχηματισμούς στο χώρο έρευνας. Η μαγνητική επιδεκτικότητα των δειγμάτων αυτών φαίνεται στον Πίνακα 3.2 (όπου NRM είναι η φυσική παραμένουσα μαγνήτιση).

Σχηματισμός Προέλευσης Δείγματος	Κωδικός Δείγματος	NRM ($\times 10^{-3}$) (A/m)	D° Απόκλιση	I° Έγκλιση
ΓΡΑΝΟΔΙΟΡΙΤΗΣ ΜΟΝΟΠΗΓΑΔΟΥ	MON1A	0.483	308.5	62.9
	MON1B	0.257	354.6	39.2
	MON2A-1	0.744	77.2	-3.3
	MON2A-2	0.633	108.8	-8.5
	MON2B-A	0.283	96.7	21.0
	MON2B-B	0.259	338.7	-22.0
	MON3A	0.375	302.9	-28.5
	MON3B	0.275	331.6	-45.4
	MON4A	0.113	9.3	-18.8
	MON4B	0.850	1.1	27.7
ΜΟΝΗ ΑΓΙΑΣ ΑΝΑΣΤΑΣΙΑΣ	ANAS1A	0.363	285.8	51.5
	ANAS1B	0.398	90.0	-36.4
	ANAS1C	0.361	336.0	-67.7
	ANAS1D	0.131	256.4	-10.9
	ANAS1E	0.178	308.2	-42.3
	ANAS1F	0.037	264.0	-26.0
	ANAS1G	0.032	103.5	-36.0
ΒΑΣΙΛΙΚΑ	LEYK1A	2.730	105.7	9.1

Πίνακας 3.4. Παράμετροι μαγνήτισης κατά την διάρκεια της απομαγνήτισης του δείγματος MON1B (όπου NRM είναι η φυσική παραμένουσα μαγνήτιση).

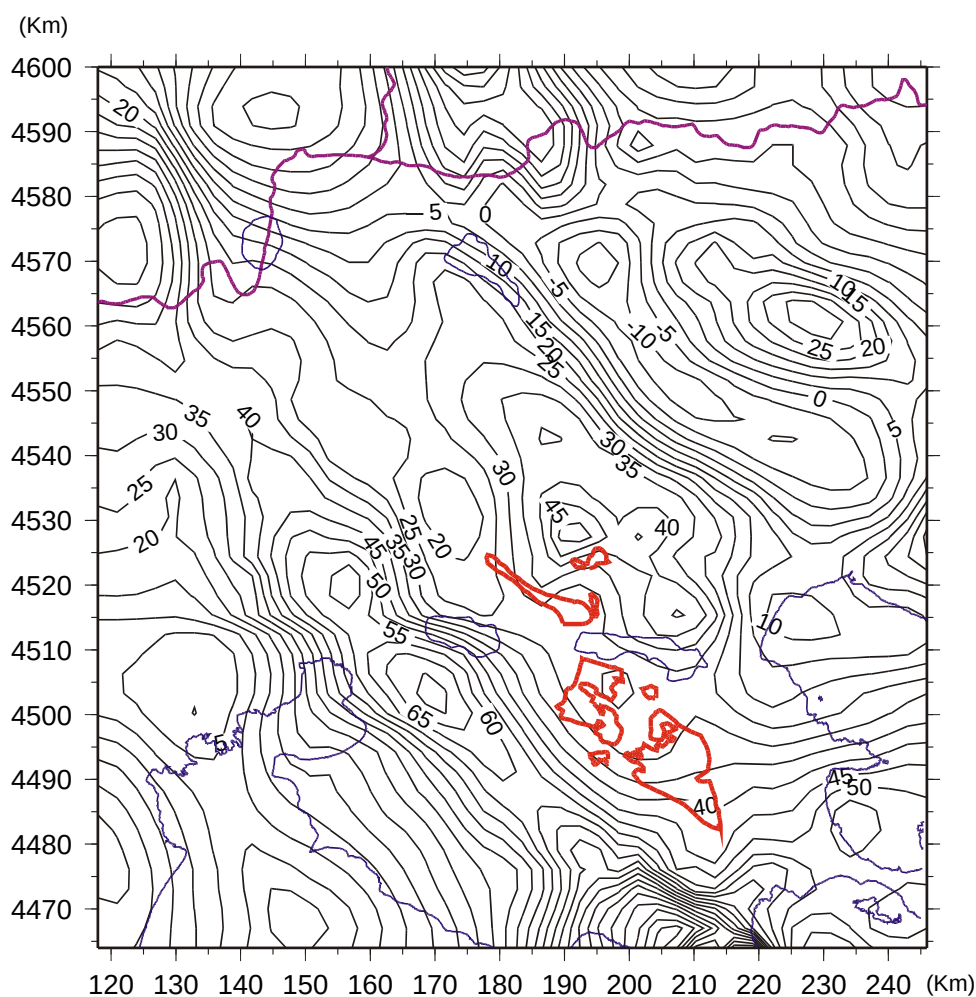
Ένταση Πεδίου (mTesla)	Mag ($\times 10^{-4}$) (A/m)	D° Απόκλιση	I° Έγκλιση
NRM	2.57	354.6	39.2
5	1.12	207.9	46.7
10	1.20	143.6	64.6
15	2.23	89.9	56.0
20	3.18	78.7	33.5
25	2.88	110.6	42.1
30	6.05	78.9	17.7
40	2.80	100.1	40.8
50	2.20	124.0	47.9
60	0.65	30.5	9.2
70	3.29	202.0	26.8
80	3.14	172.3	17.0

Πίνακας 3.5. Παράμετροι μαγνήτισης κατά την διάρκεια της απομαγνήτισης του δείγματος ANAS1C.

Ένταση Πεδίου (mTesla)	Mag ($\times 10^{-4}$) (A/m)	D° Απόκλιση	I° Έγκλιση
NRM	3.61	336.0	-67.7
5	3.00	281.9	-8.2
10	6.97	183.6	-31.7
15	3.21	81.3	-65.7
20	7.36	184.5	-39.5
25	5.34	199.9	-34.4
30	5.87	192.1	-60.8
35	4.53	169.6	-41.1
40	5.80	281.0	-62.5
50	1.33	219.3	23.5
55	5.29	150.5	-55.4
60	4.71	126.5	-34.2
70	3.02	126.3	-62.4
80	6.46	143.8	-40.4

3.2 Μαγματισμός της Μυγδονίας Λεκάνης

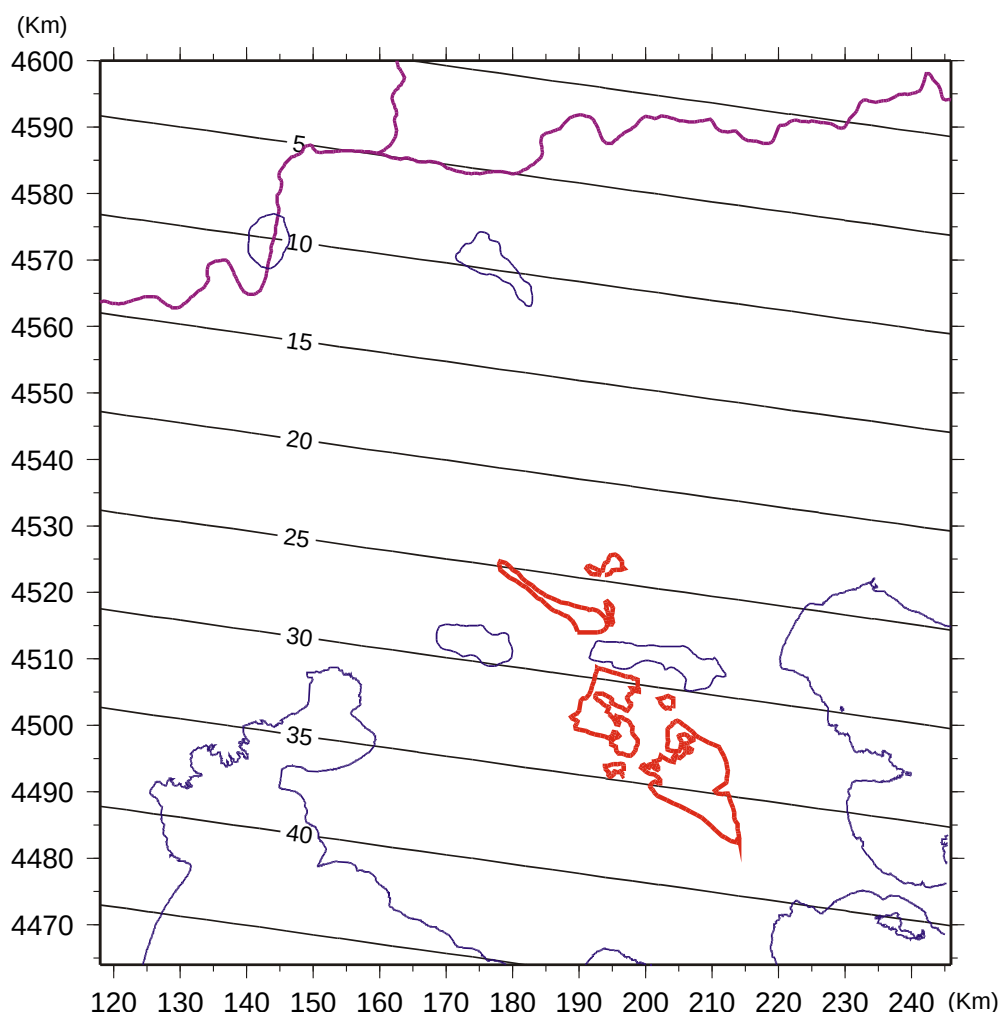
Για την περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης χρησιμοποιήθηκαν τα ενοποιημένα βαρυτομετρικά δεδομένα όπως αυτά περιγράφονται στην παράγραφο 3.1.1. Το παράθυρο των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν ορίστηκε από τις γεωγραφικές συντεταγμένες $22^{\circ}30'$ έως $24^{\circ}00'$ γεωγραφικό μήκος και $40^{\circ}15'$ έως $41^{\circ}30'$ γεωγραφικό πλάτος. Τα δεδομένα βρίσκονται σε κάρναβο με βήμα δειγματοληψίας 4000m. Το συνολικό πεδίο Bouguer της περιοχής της Μυγδονίας Λεκάνης παρουσιάζεται στο σχήμα (3.1).



Σχήμα 3.1. Χάρτης του πεδίου Bouguer στην Μυγδονία λεκάνη (Lagios et al. 1988). Για την κατασκευή του χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα σε κάρναβο με απόσταση μεταξύ σημείων 4000m. Με κόκκινο περίγραμμα δίνονται τα όρια των επιφανειακών εμφανίσεων του γρανίτη της ευρύτερης περιοχής της Μυγδονίας Λεκάνης (Γρανίτης της Αρναίας). Η ακτογραμμή και το περίγραμμα των λιμνών σημειώνονται με μπλε χρώμα ενώ τα σύνορα με σκούρο μοβ. Οι ισονόμαλες είναι σε mGal.

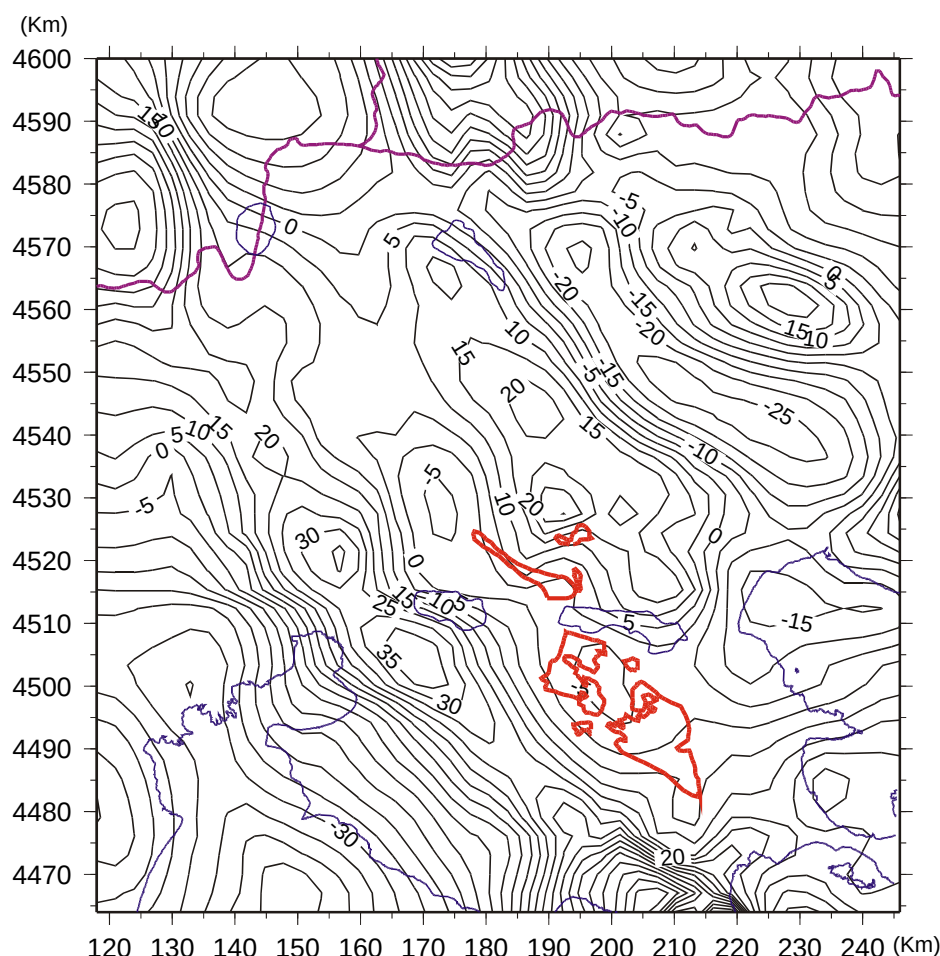
Στο σχήμα (3.2) φαίνεται η επιφάνεια 1ου βαθμού η οποία προσομοιώνει το περιφερειακό πεδίο της περιοχής. Η επιφάνεια αυτή κλίνει προς Β-ΒΑ διεύθυνση, πράγμα που παρατήρησαν και άλλοι ερευνητές (Θανάσουλας 1983α, Σταμπολίδης 1997). Το περιφερειακό πεδίο υπολογίστηκε με την μέθοδο των ελαχίστων

τετραγώνων (Agocs 1951). Στο σχήμα (3.3) παρουσιάζεται το "υπολειμματικό" πεδίο., δηλαδή το πεδίο που προέκυψε από την αφαίρεση της επιφάνειας πρώτου βαθμού από τα δεδομένα παρατήρησης.



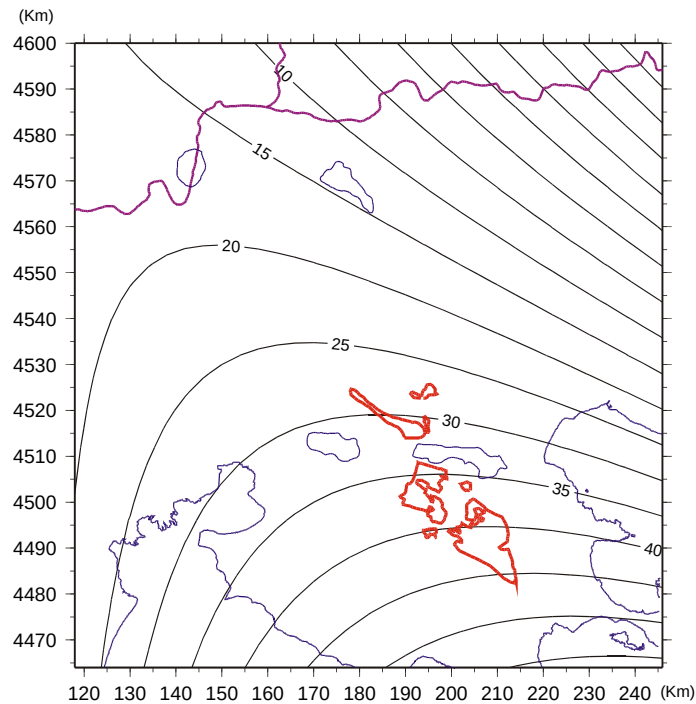
Σχήμα 3.2. Η επιφάνεια που ορίζεται από πολυώνυμο 1ου βαθμού και προσομοιάζει το περιφερειακό πεδίο Bouguer της Μυγδονίας Λεκάνης (οι ισανώμαλες είναι σε mGal).

Στο σχήμα (3.4) φαίνεται η πολωνυμική επιφάνεια 2ου βαθμού, που προσομοιώνει το περιφερειακό πεδίο στην περιοχή της Μυγδονίας. Το περιφερειακό πεδίο υπολογίστηκε με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (Agocs 1951). Στο σχήμα (3.5) παρουσιάζεται το "υπολειμματικό" πεδίο.

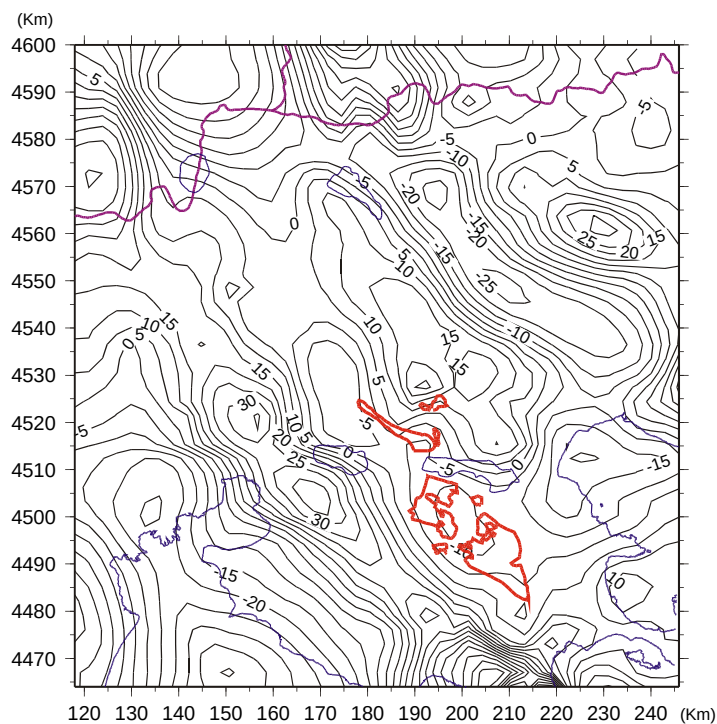


Σχήμα 3.3. Χάρτης του υπολειμματικού πεδίου Bouguer της Μυγδονίας Λεκάνης μετά την αφαίρεση της επίπεδης επιφάνειας του περιφερειακού πεδίου (οι ισανώμαλες είναι σε mGal).

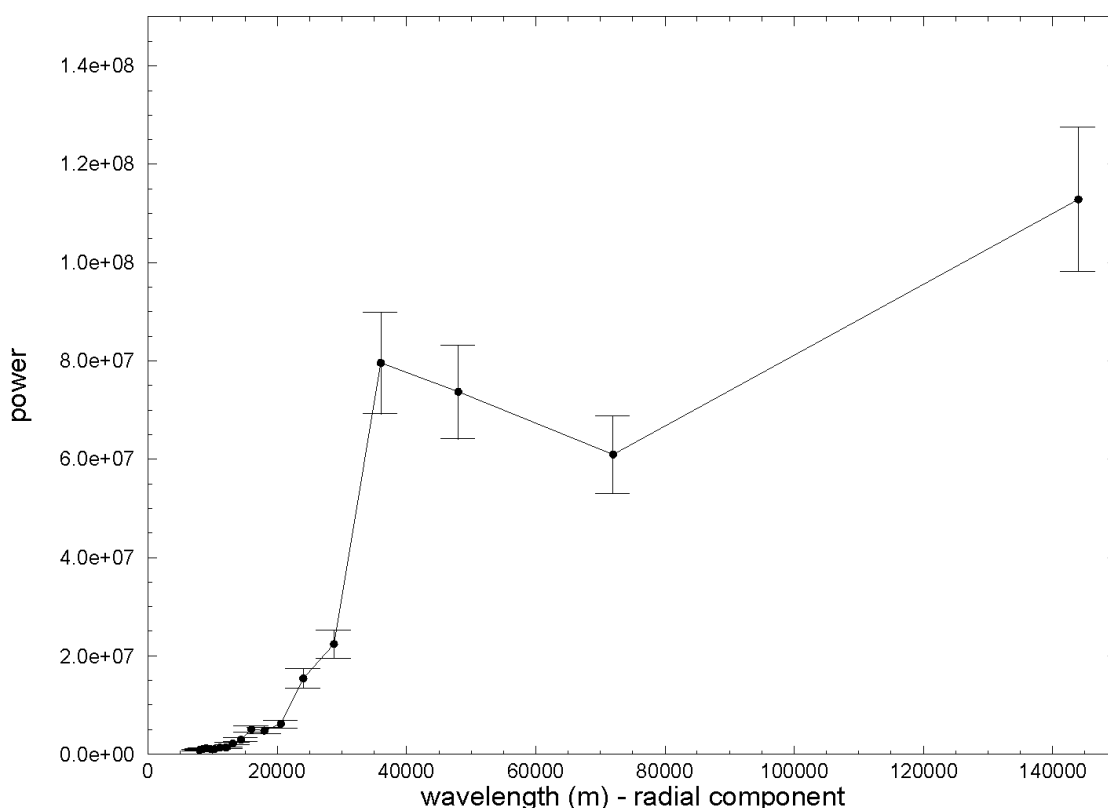
Στην συνέχεια πραγματοποιήθηκε φιλτράρισμα στο χώρο των κυματαρίθμων χρησιμοποιώντας το λογισμικό πακέτο του Hildenbrand (1983). Στο σχήμα (3.6) παρουσιάζεται το φάσμα ισχύος των δεδομένων το οποίο υπολογίστηκε σε δακτυλίους γύρω από το κέντρο στην περιοχή των κυματαρίθμων (Spector and Grand 1970). Όπως φαίνεται στο σχήμα αυτό έχουμε ισχυρό σήμα στα μήκη κύματος από 25 έως 55 km. Ισχυρό σήμα παρουσιάζεται επίσης για μήκη κύματος μεγαλύτερα των 70 km. Το σήμα όμως αυτό οφείλεται σε μεγαδομές οι οποίες δεν αποτελούν αντικείμενο έρευνας τις παρούσας διατριβής. Για τον λόγο αυτό στην συνέχεια εφαρμόστηκε φίλτρο για να απομακρύνει τις ανωμαλίες με μήκος κύματος μεγαλύτερο από 70 km και με πλάτος αποληκτικής ζώνης 10 km. Εφαρμόστηκε δηλαδή φίλτρο αποκοπής των χαμηλών κυματαρίθμων (high pass). Στο σχήμα (3.7) βλέπουμε το χάρτη των μικρών μηκών κυμάτων ύστερα από εφαρμογή φίλτρου στα δεδομένα του σχήματος (3.5), δηλαδή στο υπολειμματικό πεδίο Bouguer της Μυγδονίας Λεκάνης.



Σχήμα 3.4. Η επιφάνεια που ορίζεται από πολωννυμο 2ου βαθμού και προσομοιώνει το περιφερειακό πεδίο Bouguer της Μυγδονίας Λεκάνης.



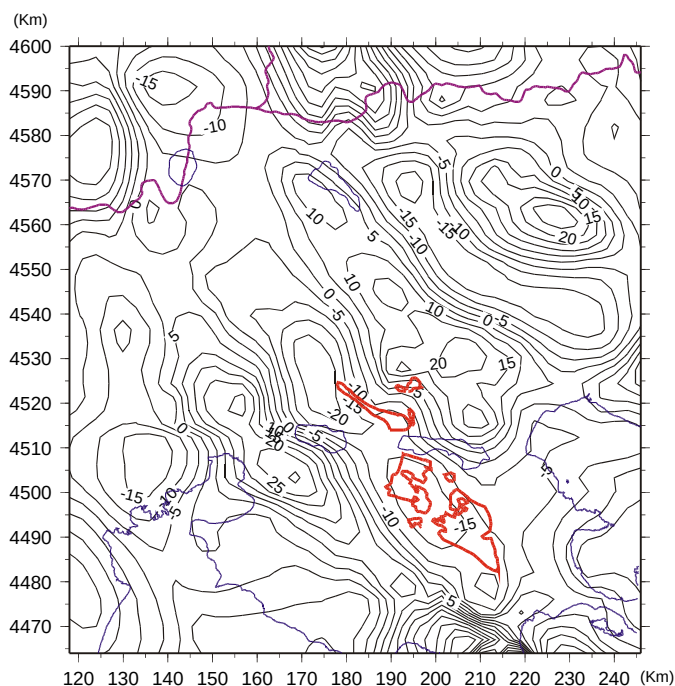
Σχήμα 3.5. Χάρτης του υπολειμματικού πεδίου Bouguer της Μυγδονίας Λεκάνης μετά την αφαίρεση της πολωννυμικής επιφάνειας 2ου βαθμού.



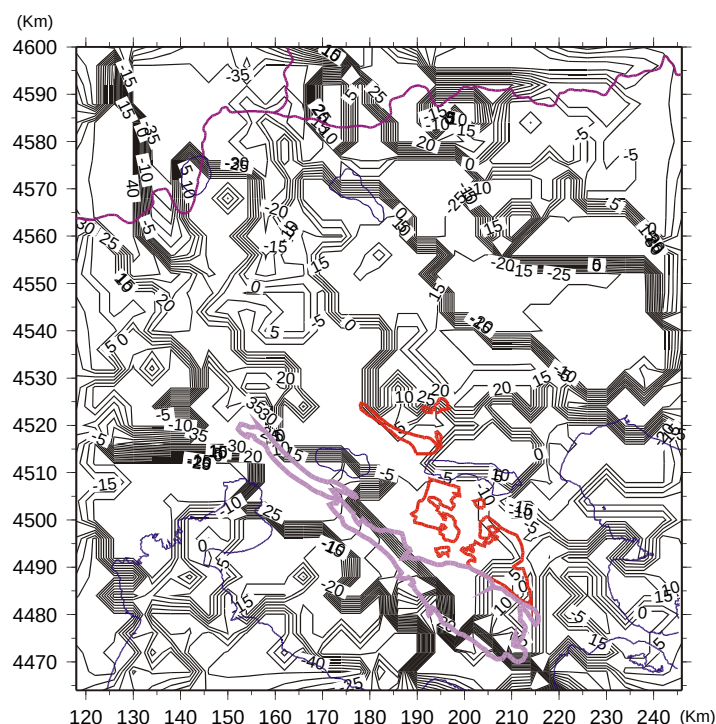
Σχήμα 3.6. Φάσμα ισχύος σε δακτυλίους στον χώρο των κυματαρίθμων. Τετμημένη του διαγράμματος αυτού είναι το μήκος κύματος που αντιστοιχεί σε συγκεκριμένη ακτίνα $k_r = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ στην περιοχή των κυματαρίθμων (k_x, k_y) . Ξεχωρίζει η ισχυρή παρουσία ανωμαλιών με μήκη κύματος από 25000 έως 55000 μέτρα (Spector and Grand 1970).

Χρησιμοποιώντας την μέθοδο των Cordell και McCafferty (1989) τα δεδομένα αντιστράφηκαν με την μέθοδο της επιπεδοποίησης σε ομογενείς επίπεδες περιοχές, που χωρίζονται από απότομα όρια. Για την επιπεδοποίηση χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πακέτο του Philips (1992). Οι απότομες κλίσεις στην χαρτογράφηση των αντεστραμμένων δεδομένων φανερώνουν περιοχές απότομης αλλαγής της πυκνότητας. Τέτοιες περιοχές είναι τα τεκτονικά ρήγματα, επωθήσεις, μεγαπτυχές κ.α. (Tsokas et. al. 1995, 1996). Αντίστοιχα, οι περιοχές με επίπεδη εμφάνιση δηλώνουν ομοιογένεια στο χώρο της φυσικής παραμέτρου (πυκνότητας) η οποία προκαλεί το πεδίο Bouguer.

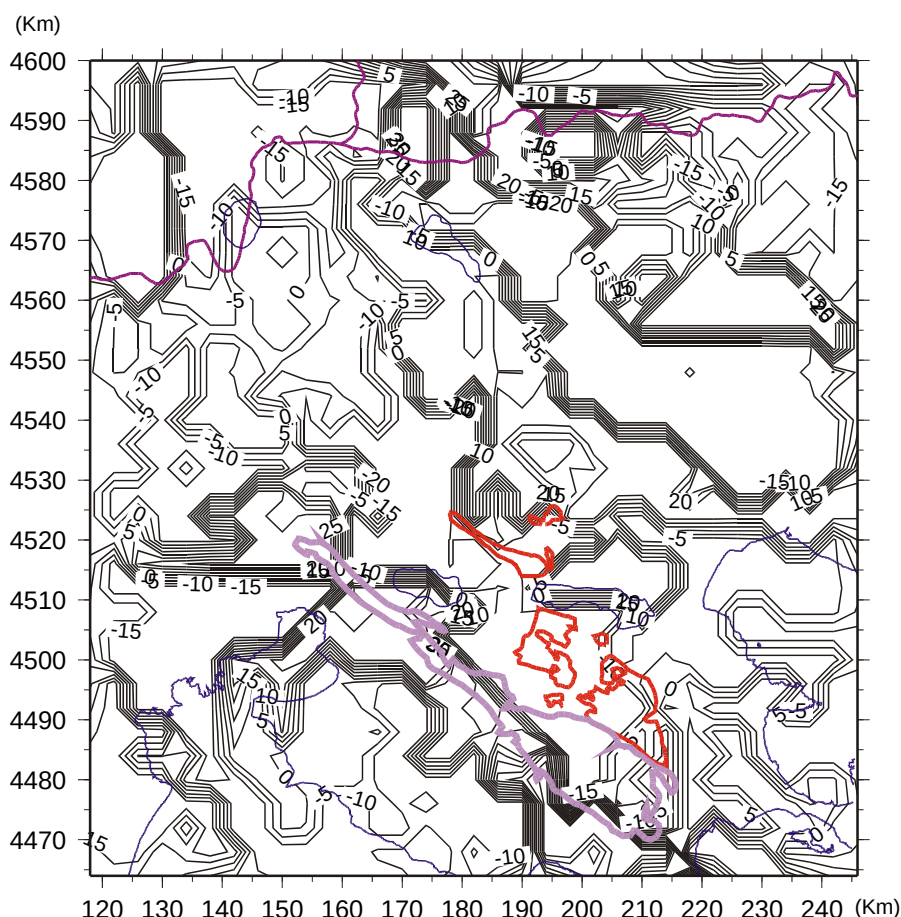
Ο χάρτης του "επιπεδοποιημένου" συνολικού πεδίου Bouguer παρουσιάζεται στο σχήμα (3.8), ενώ στο σχήμα (3.9) παρουσιάζεται το "επιπεδοποιημένο" φιλτραρισμένο πεδίο του σχήματος (3.7). Εύκολα διακρίνεται και από τα δύο αυτά σχήματα το όριο μεταξύ της Σερβομακεδονικής και της Περιοδοπικής Ζώνης. Στα σχήματα αυτά με μοβ περίγραμμα δίνονται τα όρια της σειράς της Σβούλας της ενότητας Μελισσοχωρίου-Χολομώντα της Περιοδοπικής Ζώνης που αποτελεί και τον Ανατολικότερο σχηματισμό της Περιοδοπικής Ζώνης.



Σχήμα 3.7. Χάρτης του φιλτραρισμένου βαρυτικού πεδίου της Μυγδονίας Λεκάνης, μετά την αποκοπή των χαμηλών συχνοτήτων (μήκη κύματος μεγαλύτερα από 70 km). Το πλάτος της συνημιτονοειδούς απόληξης του παραθύρου που χρησιμοποιήθηκε ήταν 10 km, δηλαδή πλήρης διέλευση των αρμονικών γίνεται στα 60 km.



Σχήμα 3.8. Χάρτης του επιπεδοποιημένου υπολειμματικού πεδίου της Μυγδονίας Λεκάνης. Με μοβ περίγραμμα δίνονται τα όρια των επιφανειακών εμφανίσεων της σειράς Σβούλας της ενότητας Μελισχωρίου-Χολομώντα της Περιοδοτικής Ζώνης.



Σχήμα 3.9. Χάρτης του επιπεδοποιημένου υπολειμματικού πεδίου των μικρού μήκους κύματος αρμονικών του πεδίου Bouguer. Με μοβ περίγραμμα δίνονται τα όρια των επιφανειακών εμφανίσεων της σειράς Σβούλας της ενότητας Μελισσοχωρίου-Χολομώντα της Περιοδοπικής Ζώνης.

Ο χάρτης του φιλτραρισμένου βαρυτικού πεδίου της Μυγδονίας Λεκάνης, μετά την αποκοπή των χαμηλών συχνοτήτων (Σχ. 3.7) χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό τρισδιάστατου μοντέλου του γρανίτη της ευρύτερης περιοχής της Μυγδονίας Λεκάνης.

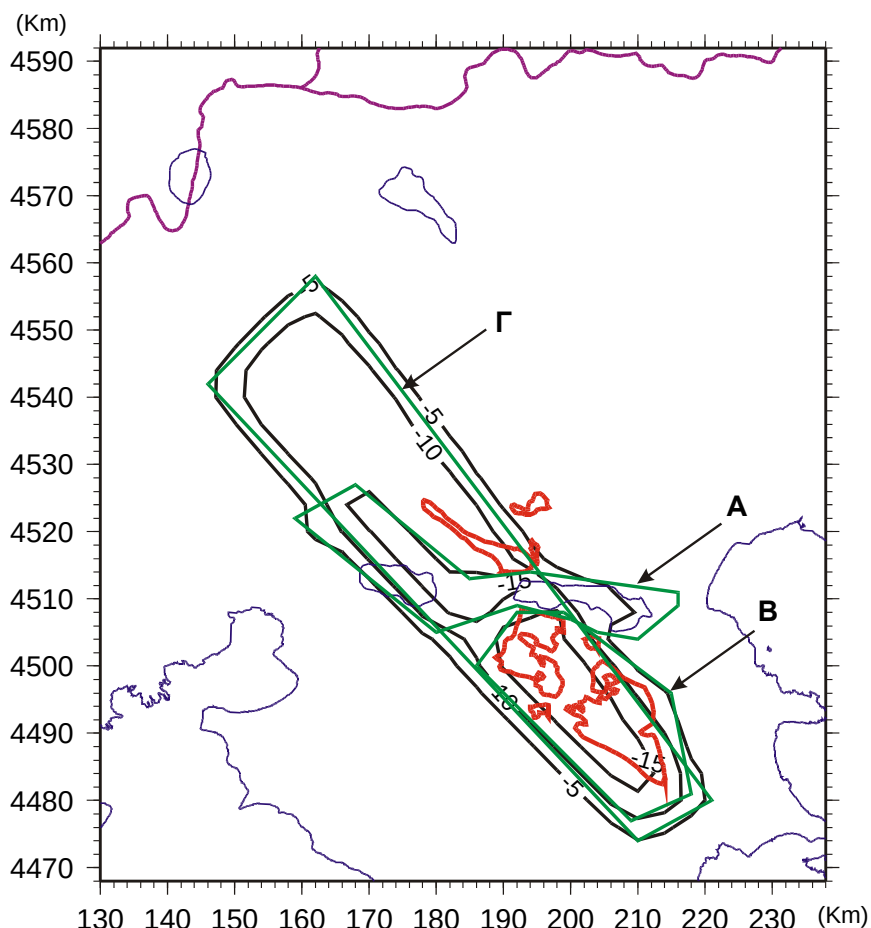
Η ερμηνεία των δεδομένων γίνεται με συσχέτιση των ανωμαλιών Bouguer, με τις ανωμαλίες Bouguer που οφείλονται σε υποθετικά σώματα στο υπέδαφος. Για την ερμηνεία των βαρυτικών αυτών ανωμαλιών χρησιμοποιήθηκε η τεχνική του ευθέως προβλήματος. Το ευθύ πρόβλημα είναι η προσπάθεια υπολογισμού της γεωμετρίας της πηγής της βαρυτικής ανωμαλίας, με την μέθοδο των διαδοχικών προσεγγίσεων. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πακέτο του Plouff (1976). Το πρόγραμμα υπολογίζει το βαρυτικό πεδίο που προκαλούν τρισδιάστατα σώματα, τα οποία αποτελούνται από στοιχειώδη στρώματα πεπερασμένου πάχους, των οποίων οι προβολές στην επιφάνεια είναι πολύγωνα. Τα πάνω και κάτω όρια των σωμάτων είναι οριζόντια, ενώ οι κάθετες πλευρές είναι τεμνόμενα επίπεδα, πρόκειται δηλαδή για πρισματικά πολύγωνα. Το πρόγραμμα δίνει την υπολειμματική ανωμαλία (residuals), δηλαδή την αλγεβρική τιμή της διαφοράς των δεδομένων από το μοντέλο, για κάθε κόμβο του καννάβου. Οι τιμές αυτές χρησιμοποιούνταν για την διόρθωση του μοντέλου εισόδου μέχρι οι υπολειμματικές ανωμαλίες να ελαχιστοποιηθούν. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι η προτεινόμενη λύση είναι μη μοναδική. Αναλυτικότερα, αν γνωρίζουμε την κατανομή του βαρυτικού πεδίου σε μία κλειστή επιφάνεια, δεν είναι

δυνατόν να προσδιοριστεί μοναδική κατανομή πυκνότητας μέσα σ' αυτή την επιφάνεια η οποία να δημιουργεί το πεδίο.

Οι πυκνότητες που χρησιμοποιήθηκαν για τους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς δίνονται στο Πίνακα 3.1. Τα πλευρικά όρια κάθε πρίσματος που φαίνονται στο σχήμα (3.10) καθορίστηκαν με διαφορετικό τρόπο. Το όριο των ιζημάτων (Α) δίνεται σύμφωνα με το όριο τους στον γεωλογικό χάρτη της Ελλάδας (Γεωτεκτονικός Χάρτης της Ελλάδας, ΙΓΜΕ, κλίμακα 1:500000). Το πάχος των ιζημάτων αυτών δίνεται από διάφορους ερευνητές (EUROSEISTEST 1995, Jongmans et. al. 1997, Savvaidis et. al. 1997, Raptakis et. al. 1998). Στη συγκεκριμένη εργασία το πάχος αυτό θεωρήθηκε ίσο με 150 m. Η τιμή αυτή αντιστοιχεί στο μέσο όρο των εκτιμήσεων των παραπάνω ερευνητών. Επομένως, η κατά την κατακόρυφο ακμή του πρίσματος Α τέθηκε στην τιμή των 150 m. Τα όρια του πρίσματος, Β, που καλύπτει την επιφανειακή εμφάνιση του Γρανίτη της Αρναίας ορίστηκαν σύμφωνα με τα όρια της επιφανειακής εμφάνισης του σχηματισμού. Το πάχος του σώματος, Β, θεωρήθηκε ως κυμαινόμενη παράμετρος και τελικά υπολογίστηκε σε 1 km. Το πρίσμα, Γ, θεωρήθηκε υπεύθυνο για την ανωμαλία στον χώρο των λιμνών όπως φαίνεται στο σχήμα (3.7). Το πάχος και το βάθος τομής του σώματος, Γ, ήταν κυμαινόμενες παράμετροι. Το βάθος της άνω επιφάνειας του σώματος εκτιμήθηκε τελικά στο 1 km και το πάχος του ίσο με 4 km (μήκος ακμής κατά την κατακόρυφο). Το σώμα Γ θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει τη συνέχεια του Γρανίτη της Αρναίας κάτω από τα ιζήματα της λεκάνης της Μυγδονίας. Στο συμπέρασμα αυτό είχαν καταλήξει και οι (Kiriakidis et al. 1989). Η συνέχεια του γρανίτη και στο βόρειο τμήμα της Μυγδονίας Λεκάνης δικαιολογείται και από το γεγονός ότι οι επιφανειακές εμφανίσεις του μαγματισμού στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης είναι της ίδιας ηλικίας (DeWet et. al. 1989). Τα όρια των πολυγώνων που αποτελούν την άνω και την κάτω επιφάνεια των πρισμάτων δίνονται σε καρτεσιανές συντεταγμένες (UTM) στον Πίνακα 3.6. Η πυκνότητα των σωμάτων καθώς και το βάθος ταφής της άνω και κάτω επιφάνειας των σωμάτων που τα προσομοιώνουν δίνονται επίσης στον Πίνακα 3.6. Η πυκνότητα του υποβάθρου της Σερβομακεδονικής θεωρήθηκε ίση με 2.7 gr/cm^3 (βλέπε Πίνακα 3.1).

Πίνακας. 3.6. Γεωμετρικές παράμετροι και πυκνότητες των πρισμάτων του τρισδιάστατου μοντέλου τα οποία προσομοιώνουν τις κύριες γεωλογικές ενότητες στην Μυγδονία λεκάνη.

Σώμα/Γεωλογία	Συντεταγμένες x, y, (km)	Πυκνότητα (gr/cm^3)	Άνω Επιφάνεια Κάτω Επιφάνεια (km)
Α. Ιζήματα	159,4522/168,4527/ 185,4513/194,4514/ 216,4511/216,4509/ 210,4504/204,4505/ 200,4507/192,4509/ 180,4505	2.1	0.0,0.15
Β. Γρανίτης	186,4500/192,4508/ 199,4508/215,4496/ 218,4481/209,4477	2.6	0.0,1.0
Γ. Γρανίτης	210,4474/146,4542/ 162,4558/221,4480	2.6	1.0,5.0



Σχήμα 3.10. Οι ισανώμαλες σε mGal δίνουν το πεδίο που υπολογίστηκε με την μέθοδο Plouf (1976) το οποίο προκαλείται από το τελικό τρισδιάστατο μοντέλο που θεωρήθηκε στη Μυγδονία λεκάνη. Το μοντέλο αυτό αποτελείται από πρίσματα με κατακόρυφες ακμές. Η κάτοψη των πρισμάτων αυτών φαίνεται με πράσινη συνεχή γραμμή στο σχήμα. Το πρίσμα Α προσομοιώνει το Ιζηματογενές στρώμα της λεκάνης. Τα πρίσματα Β και Γ προσομοιώνουν τον Γρανίτη της Αρναίας ο οποίος θεωρείται ότι

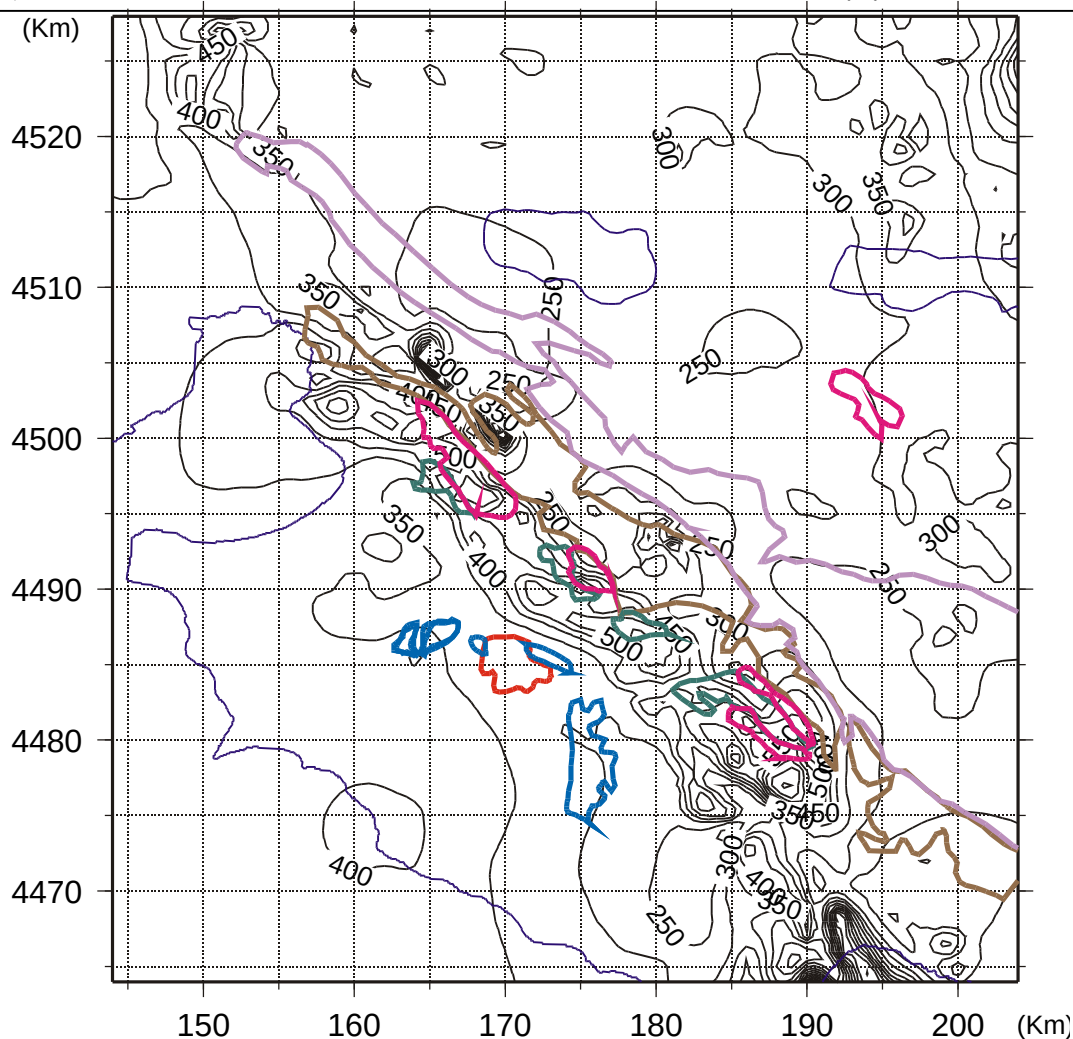
εκτείνεται κάτω από τα ιζήματα της λεκάνης προς Β-ΒΔ διεύθυνση. Το πρίσμα Β ξεκινάει από την επιφάνεια και έχει πάχος 1 km. Το πρίσμα Γ ξεκινάει από βάθος 1 km και εκτείνεται μέχρι βάθος 5 km.

3.3 Η ζώνη των οφιολίθων

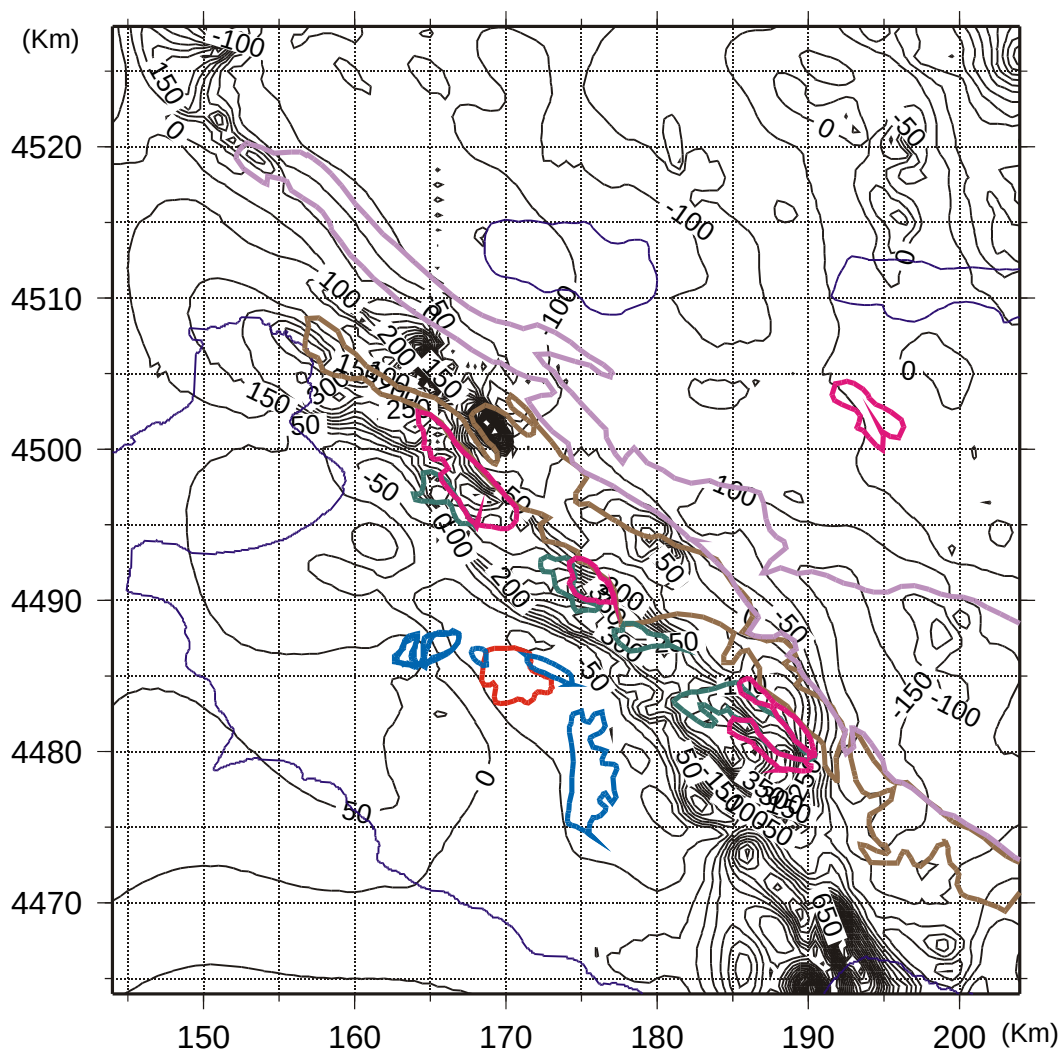
Για την περιοχή των οφιολίθων χρησιμοποιήθηκαν τα αερομαγνητικά δεδομένα που συλλέχθηκαν από την ABEM για λογαριασμό του Ι.Γ.Μ.Ε., όπως περιγράφονται στην παράγραφο 3.1.2. Το τμήμα των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε για την περαιτέρω επεξεργασία ορίζεται από τις συντεταγμένες 22°45' έως 23°30' γεωγραφικό μήκος και 40°15' έως 40°45' γεωγραφικό πλάτος.

Στο σχήμα (3.11) παρουσιάζεται ο χάρτης της ανωμαλίας ολικού πεδίου της ευρύτερης περιοχής των οφιολίθων. Τα δεδομένα καλύπτουν ένα κανονικό ορθογώνιο κάρναβο με ισοδιάσταση $\delta x = \delta y = 500\text{m}$. Ο αριθμός των στηλών του πίνακα που συμβολίζει τον κάρναβο ήταν $n_x = 121$ και αριθμός σειρών $n_y = 129$. Με διάφορα χρώματα δίνονται τα όρια των γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής. Στο σχήμα αυτό είναι εμφανείς οι υψηλές ανωμαλίες κατά μήκος της σειράς των οφιολίθων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ που συμφωνεί με την διεύθυνση των Ελληνίδων.

Στην συνέχεια ακολούθησε αναγωγή στον πόλο (Telford et. al. 1990, Blakely 1995, Σταμπολίδης 1997) των δεδομένων του σχήματος (3.11). Για την αναγωγή στον πόλο χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία για την επαγόμενη μαγνήτιση από την βιβλιογραφία. Αυτό έγινε διότι παρ' όλο που έγινε δειγματοληψία από τον γεωλογικό σχηματισμό του γάββρου και του γρανοδιορίτη της περιοχής τα αποτελέσματα της έγκλισης και απόκλισης δεν έδιναν σταθερές διευθύνσεις. Για τον λόγο αυτό προτιμήθηκε η χρησιμοποίηση βιβλιογραφικών στοιχείων όπου ήταν μεγαλύτερο το πλήθος των δειγμάτων μελέτης. Έτσι σύμφωνα με τους Edel et. al. (1991/1992) στην περιοχή μελέτης παρατηρούνται δύο κύριες διευθύνσεις επαγόμενης μαγνήτισης. Η πρώτη χρονολογείται στο Μεσοζωικό και έχει στοιχεία, $D = 314^\circ$ και $I = 35^\circ$ και η δεύτερη χρονολογείται στο Καινοζωικό και έχει στοιχεία, $D = 66^\circ$ και $I = 28^\circ$. Στην αναγωγή στον πόλο χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία της Μεσοζωικής διεύθυνσης. Για το σημερινό μαγνητικό πεδίο στην περιοχή έρευνας χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές $D = 1.5^\circ$ και $I = 54^\circ$. Πριν την εφαρμογή της αναγωγής στον πόλο έγινε και αφαίρεση μιας επίπεδης τάσης (πολυώνυμο 1ου βαθμού) από τα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου. Στο σχήμα (3.12) έχουμε τα αποτελέσματα της αναγωγής στον πόλο.

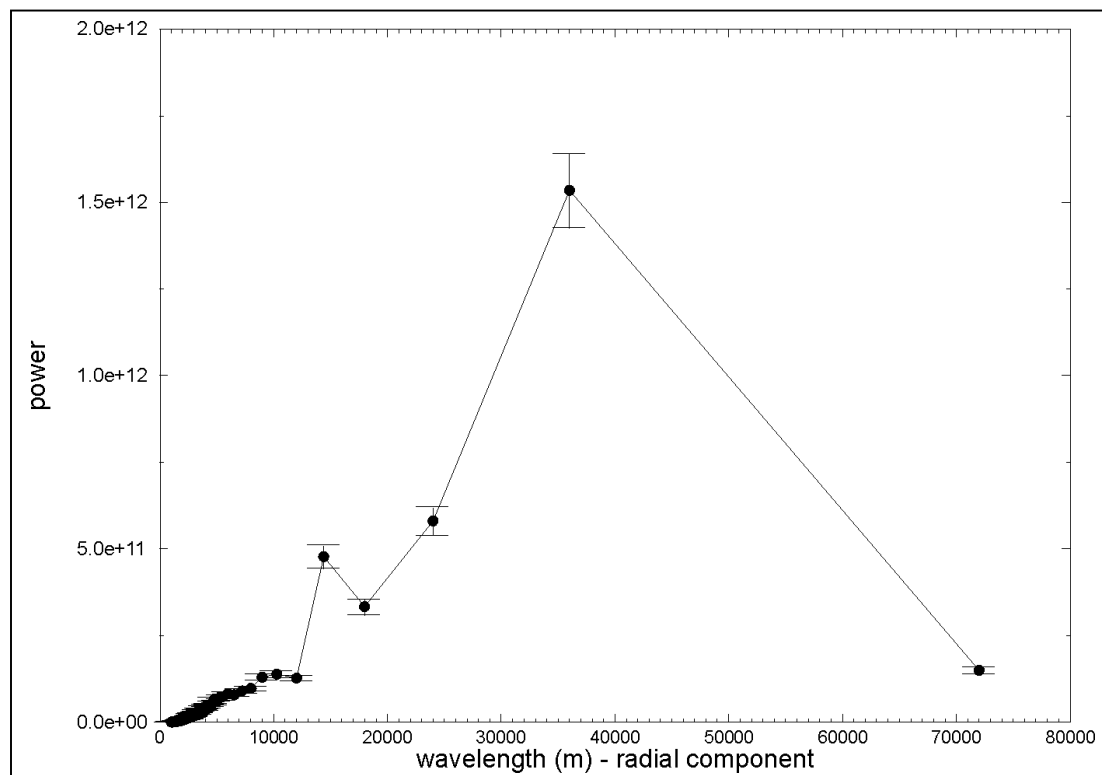


Σχήμα 3.11. Αερομαγνητικός χάρτης ολικού πεδίου της ευρύτερης περιοχής των οφιολίθων της ΒΔ Χαλκιδικής. Οι ισανώμαλες είναι σε nT (γάμα). Με διάφορα χρώματα δίνονται τα όρια των κύριων γεωλογικών σχηματισμών. 1. Σειρά ασβεστολίθων, σχιστολίθων, πηλινών, Α. Ιουρασικής ηλικίας (μπλε χρώμα). 2. Σειρά Σβούλας, σχιστόλιθοι, ψαμμίτες, μάρμαρα ή χαλαζίτες, φυλλίτες, ασβεστόλιθοι, Τριαδικής – Ιουρασικής ηλικίας (ανοιχτό μοβ χρώμα). 3. Μαγματική σειρά Χορτιάτη, πρασινοσχιστόλιθοι και επιγενέσιοι, Μεσοζωικής ηλικίας (καφέ χρώμα). 4. Γρανодиορίτης, Μεσοζωικής ηλικίας (κόκκινο χρώμα). 5. Γάββροι (σκούρο μοβ). 6. Περιδοτίτες (πράσινο χρώμα).



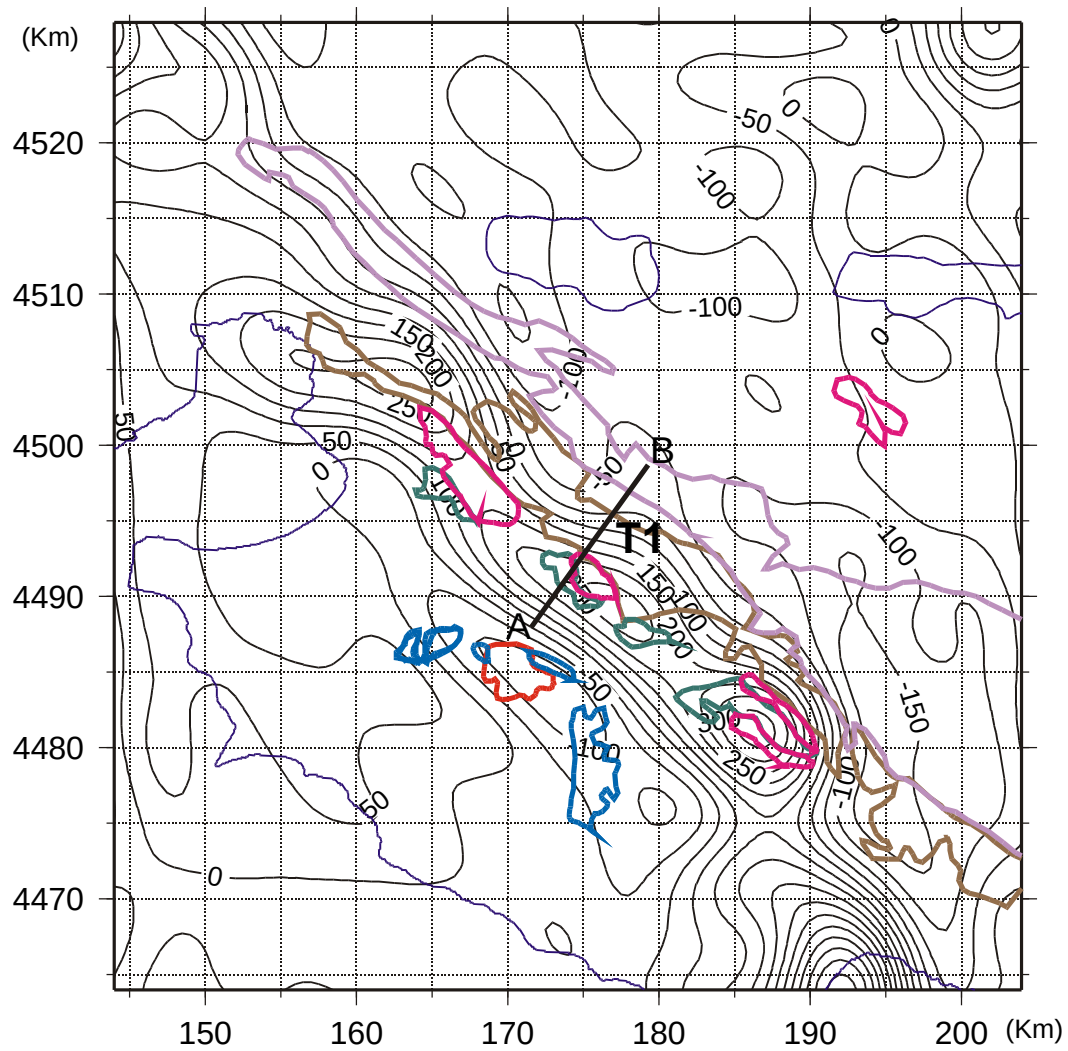
Σχήμα 3.12. Χάρτης της αναγωγής στον πόλο μετά την αφαίρεση επίπεδης τάσης από τα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου. Οι ισανώμαλες είναι σε nT. Με διάφορα χρώματα δίνονται τα όρια των κύριων γεωλογικών σχηματισμών. 1. Σειρά ασβεστολίθων, σχιστολίθων, πηλιτών, (μπλε χρώμα). 2. Σειρά Σβούλας, σχιστόλιθοι, ψαμμίτες, μάρμαρα ή χαλαζίτες, φυλλίτες, ασβεστόλιθοι, (ανοιχτό μοβ χρώμα). 3. Μαγματική σειρά Χορτιάτη, πρασινοσχιστόλιθοι και επιγνεύσιοι, (καφέ χρώμα). 4. Γρανодиוריτης, (κόκκινο χρώμα). 5. Γάββροι (σκούρο μοβ). 6. Περιδοτίτες (πράσινο χρώμα).

Στην συνέχεια ακολούθησε φασματική ανάλυση των αποτελεσμάτων της αναγωγής στον πόλο. Το φάσμα ισχύος των δεδομένων (Spector and Grant 1970) δίνεται στο σχήμα (3.13). Στην συνέχεια έγινε εφαρμογή φίλτρου αποκοπής των ανωμαλιών μικρού μήκους κύματος στον χάρτη του σχήματος (3.12). Έτσι έγινε απομάκρυνση ανωμαλιών με μήκος κύματος μικρότερο από 8 km. Το πλάτος της αποληκτικής ζώνης τέθηκε 1 km. Εφαρμόστηκε δηλαδή φίλτρο αποκοπής των χαμηλών κυματαριθμών (low pass). Στο σχήμα (3.14) φαίνεται ο χάρτης του φιλτραρισμένου και ανηγμένου στον πόλο μαγνητικού πεδίου.

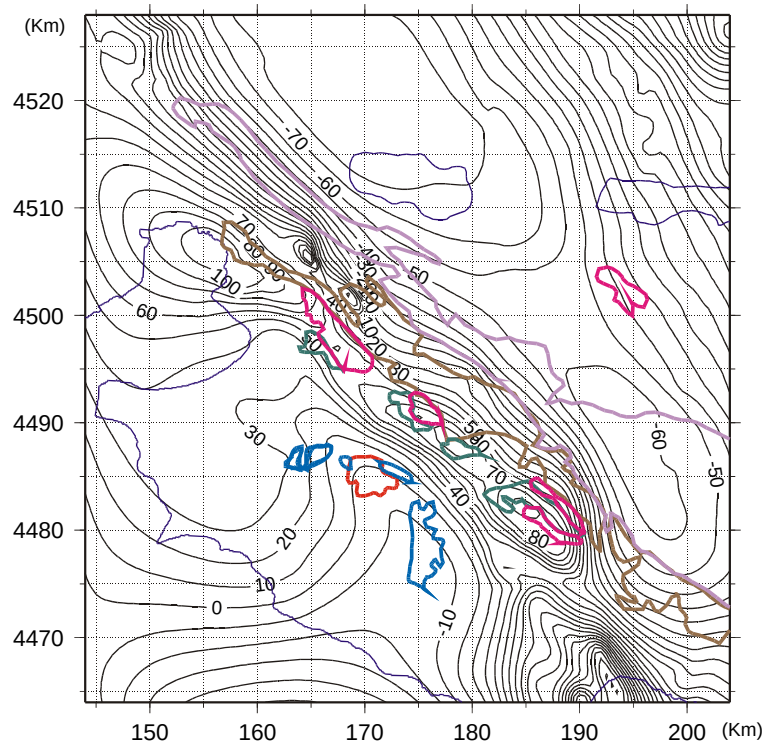


Σχήμα 3.13. Φάσμα ισχύος σε δακτυλίους γύρω από το κέντρο (0,0) στην περιοχή των κυματαριθμών (Spector and Grant 1970).

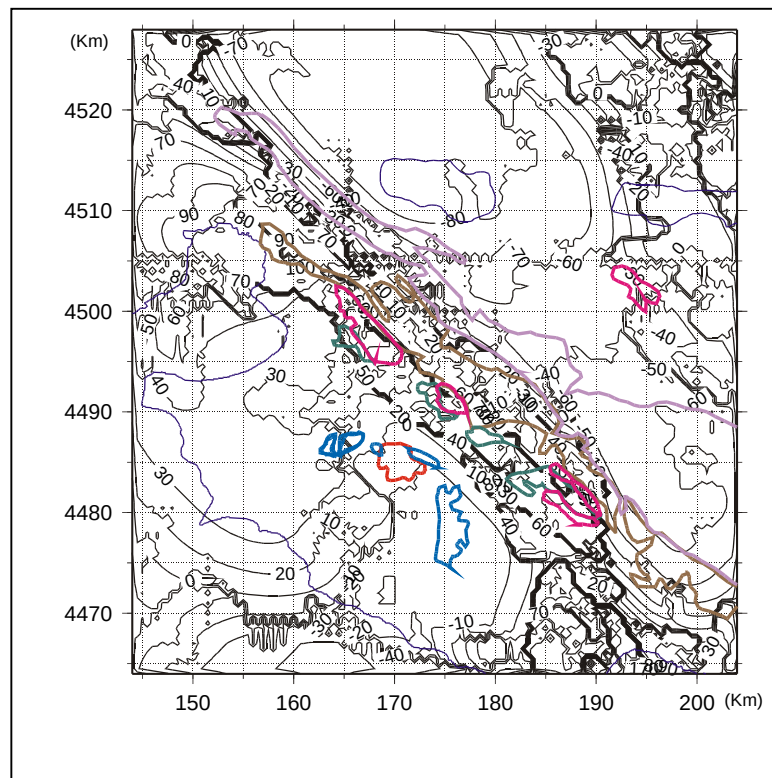
Στα δεδομένα του σχήματος (3.12) εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός της ψευδοβαρύτητας. Ο μετασχηματισμός της ψευδοβαρύτητας (Baranov 1957) πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας το λογισμικό του Hildenbrand (1983). Η ένταση της μαγνήτισης τέθηκε ως 45800γ, η οποία είναι η μέση τιμή του μαγνητικού πεδίου στην περιοχή έρευνας. Η διαφορά μαγνητικής επιδεκτικότητας από το περιβάλλον θεωρήθηκε ίση με $9 \cdot 10^{-4}$ (CGS) για τους οφιολίθους (Philippopoulos προσωπική επικοινωνία), ενώ η διαφορά πυκνότητας μεταξύ των πετρωμάτων της περιοχής τέθηκε ίση με $0.52 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$, (Kiriakidis 1985). Λόγω του ότι τα δεδομένα έχουν ήδη αναχθεί στον πόλο δεν χρησιμοποιήθηκε η έγκλιση και η απόκλιση του διανύσματος της μαγνήτισης κατά την εφαρμογή του μετασχηματισμού ψευδοβαρύτητας. Τα αποτελέσματα του μετασχηματισμού ψευδοβαρύτητας δίνονται στον χάρτη του σχήματος (3.15). Χρησιμοποιώντας την μέθοδο των Cordell και McCafferty (1989), τα δεδομένα αντιστράφηκαν με την μέθοδο της επιπεδοποίησης σε ομογενείς επίπεδες περιοχές, που χωρίζονται από απότομα όρια. Για την επιπεδοποίηση χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πακέτο του Philips (1992) όπως και στα βαρυτικά δεδομένα. Οι επίπεδες αυτές περιοχές αντιστοιχούν σε περιοχές με ίσες τιμές της φυσικής ποσότητας που στην περίπτωση του μαγνητικού πεδίου είναι η μαγνήτιση. Στο σχήμα (3.16) έχουμε τον χάρτη του επιπεδοποιημένου πεδίου ψευδοβαρύτητας του αναγόμενου στον πόλο μαγνητικού πεδίου. Στο σχήμα αυτό είναι εμφανές ότι η εμφάνιση των οφιολίθων συνεχίζεται προς τα Νότιο-Δυτικά σε σχέση με την επιφανειακή εμφάνισή τους. Στο συμπέρασμα αυτό έχουν καταλήξει και ο Kiriakidis (1985) και ο Tsokas (1995).



Σχήμα 3.14. Χάρτης του φιλτραρισμένου μαγνητικού πεδίου της περιοχής της ΒΔ Χαλκιδικής, μετά την αποκοπή των υψηλών συχνοτήτων (μήκη κύματος μικρότερα από 8 km). Το πλάτος των συνημιτονοειδών απολήξεων του παραθύρου που χρησιμοποιήθηκε ήταν 1 km (δηλαδή πλήρης διέλευση των αρμονικών γίνεται στα 9 km). Στο χάρτη φαίνεται επίσης και η τομή T1 κατά μήκος της οποίας έγινε κατασκευή μοντέλου. Οι ισανώμαλες είναι σε nT.



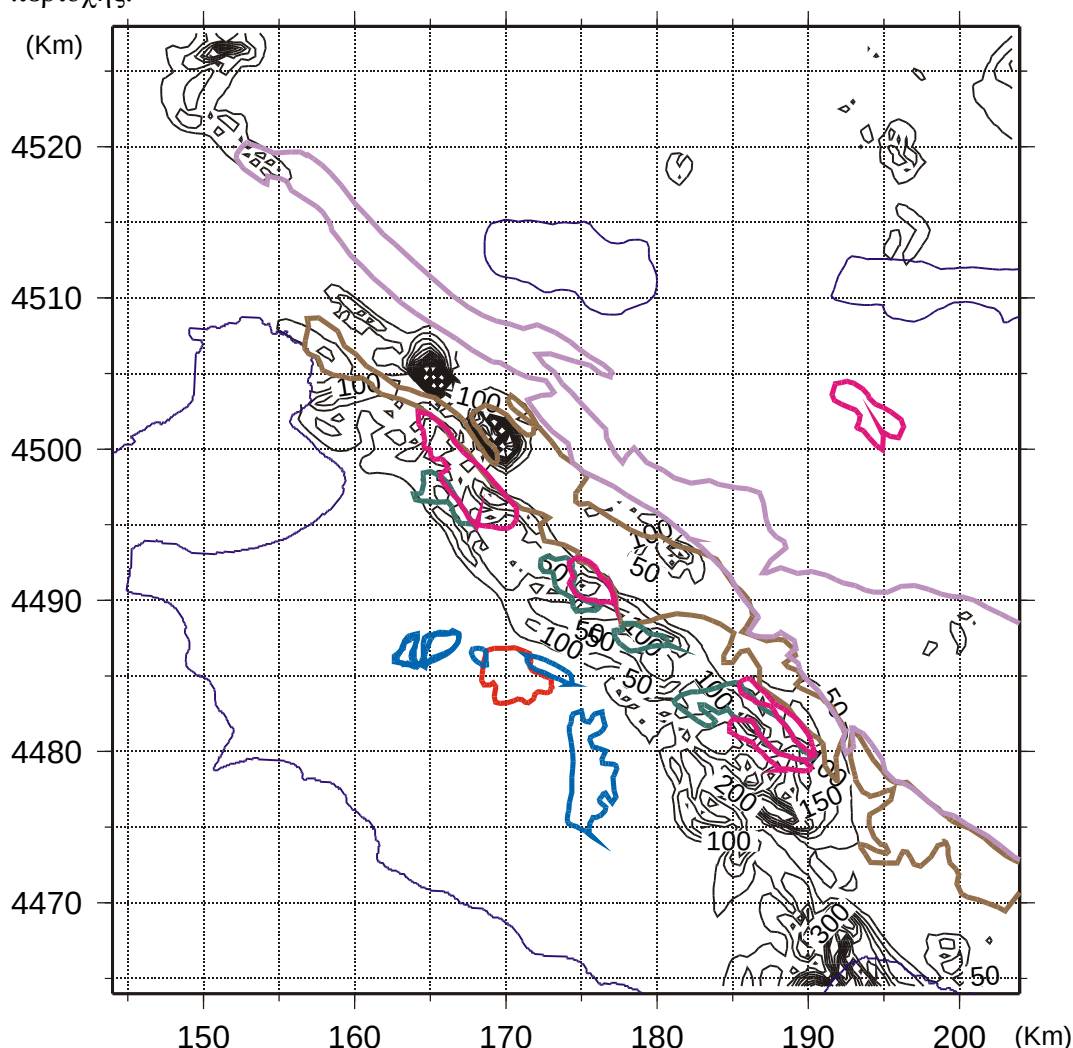
Σχήμα 3.15. Χάρτης του μετασχηματισμού ψευδοβαρύτητας του αναγόμενου στον πόλο μαγνητικού πεδίου της περιοχής έρευνας (Σχ. 3.12). Οι μονάδες είναι αυθαίρετες.



Σχήμα 3.16. Χάρτης του επιπεδοποιημένου πεδίου ψευδοβαρύτητας του αναγόμενου στον πόλο μαγνητικού πεδίου. Οι μονάδες είναι αυθαίρετες.

Στα δεδομένα του ολικού μαγνητικού πεδίου της ευρύτερης περιοχής (Σχ. 3.11) έγινε υπολογισμός της οριζόντιας παραγώγου του μαγνητικού πεδίου. Ο υπολογισμός της οριζόντιας παραγώγου πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας επίσης το λογισμικό

του Hildenbrand (1983). Στο σχήμα (3.17) έχουμε την οριζόντια παράγωγο του ολικού μαγνητικού πεδίου. Είναι προφανές και σε αυτό το σχήμα ότι οφιολίθοι εκτείνονται προς τα Νότιο-Δυτικά κάτω από τους άλλους σχηματισμούς της περιοχής.



Σχήμα 3.17. Χάρτης της οριζόντιας παραγώγου του ολικού μαγνητικού πεδίου. Οι ισανώμαλες είναι σε nT/km .

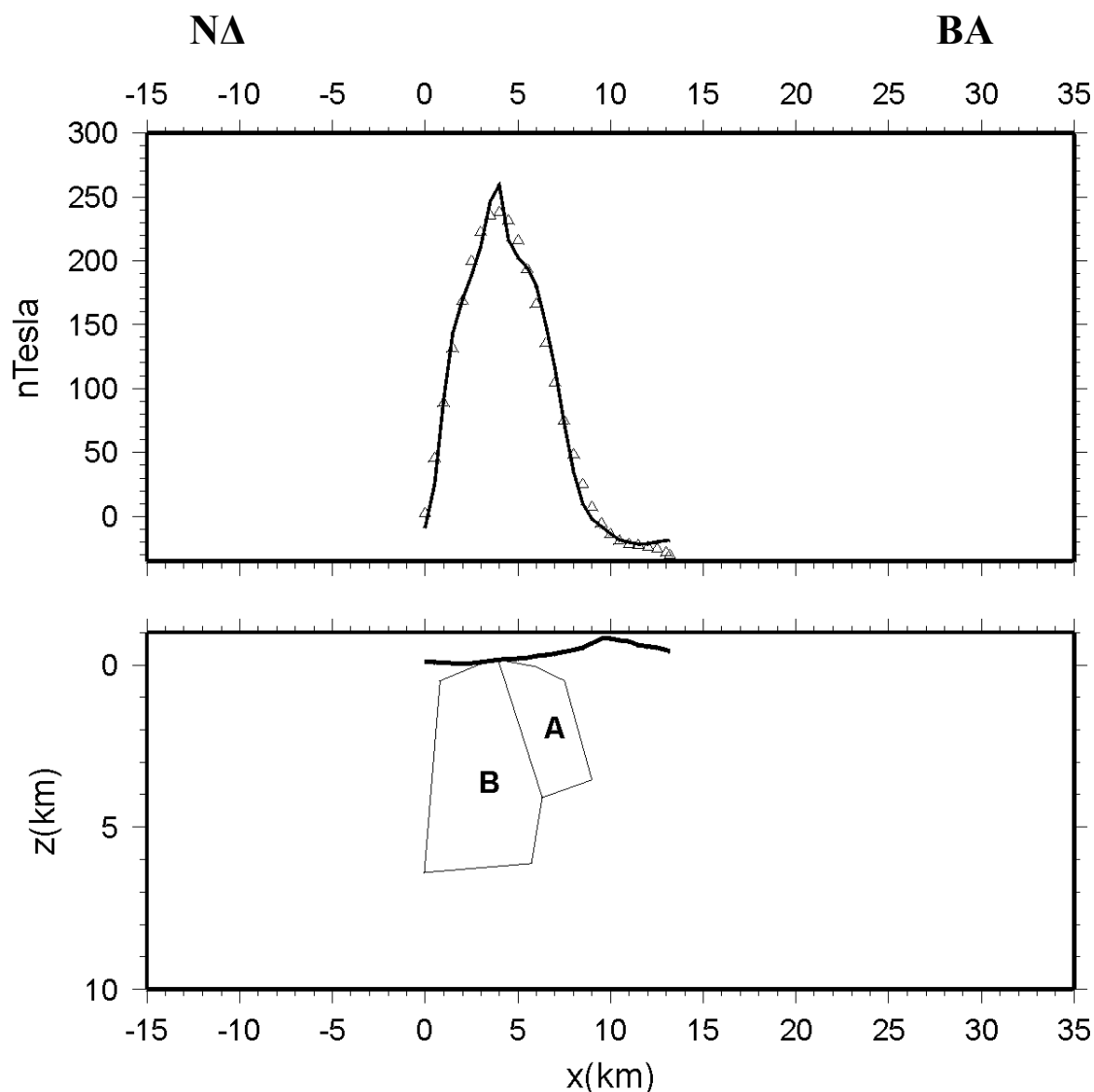
Για την ερμηνεία των παραπάνω μαγνητικών δεδομένων εφαρμόστηκε αντιστροφή διαστάσεων (2.5D) κατά μήκος τομής (T1) που φαίνεται στο σχήμα (3.14). Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος που προτάθηκε από τον Webring (1985), η οποία χρησιμοποιεί τον αλγόριθμο της ημιαυτόματης αντιστροφής Marquardt-Levenberg για την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος. Ο υπολογισμός του μοντέλου γίνεται κατά μήκος μιας τομής του πεδίου, η οποία πρέπει να είναι κάθετη στην ανωμαλία που θέλουμε να ερμηνεύσουμε. Το μοντέλο είναι 2.5 διαστάσεων, γιατί θεωρούμε ότι αυτό αποτελείται από πρίσματα με καθορισμένο μήκος πλευρών κάθετα στο επίπεδο της τομής.

Η τομή T1 έχει μήκος 12 km και ξεκινάει από το σημείο A με συντεταγμένες (x, y) 171.6/4488 και τελειώνει στο σημείο B με συντεταγμένες 179.3/4498.7. Η τομή αυτή έχει διεύθυνση BA-ΝΔ (50° δεξιόστροφα από τον Βορρά) και είναι κάθετη στην διεύθυνση που ορίζει η επιφανειακή εμφάνιση των οφιολίθων. Στην αντιστροφή των μαγνητικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν ως περιορισμοί τα επιφανειακά όρια του περιδοτίτη που συναντά η τομή. Η τιμή για την μαγνητική επιδεκτικότητα των

οφιολίθων που χρησιμοποιήθηκε είναι ίση με $9 \cdot 10^{-4}$ (CGS) (Philippopoulos προσωπική επικοινωνία). Η τιμή αυτή εάν και είναι μεγαλύτερη από τις τιμές της μαγνητικής επιδεκτικότητας που μετρήσαμε στα δείγματα που συλλέξαμε στο ύπαιθρο θεωρήθηκε ως η αντιπροσωπευτικότερη για τους οφιολίθους της περιοχής ύστερα και από προσωπική επικοινωνία με τον κ. Φιλιππόπουλο ο οποίος έχει δουλέψει σε ένα μεγάλο όγκο δειγμάτων από τους οφιολίθους της περιοχής έρευνας.

Στο σχήμα (3.18) παρουσιάζεται το μοντέλο των οφιολίθων της περιοχής έρευνας. Στο σχήμα αυτό φαίνεται η ύπαρξη δύο σωμάτων τα οποία έχουν την ίδια μαγνητική επιδεκτικότητα. Ο λόγος του διαχωρισμού αυτού σε δύο σώματα έγκειται στην πιθανή ύπαρξη τεκτονικής ασυνέχειας στην επιφάνεια που διαχωρίζεται το ένα σώμα από το άλλο. Το μέγιστο βάθος της κάτω επιφάνειας του σώματος (Α) είναι ίσο με 5 km ενώ του σώματος (Β) είναι 6.5 km. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ των δεδομένων και του μοντέλου βρέθηκε ίσο με 10.8 nTesla.

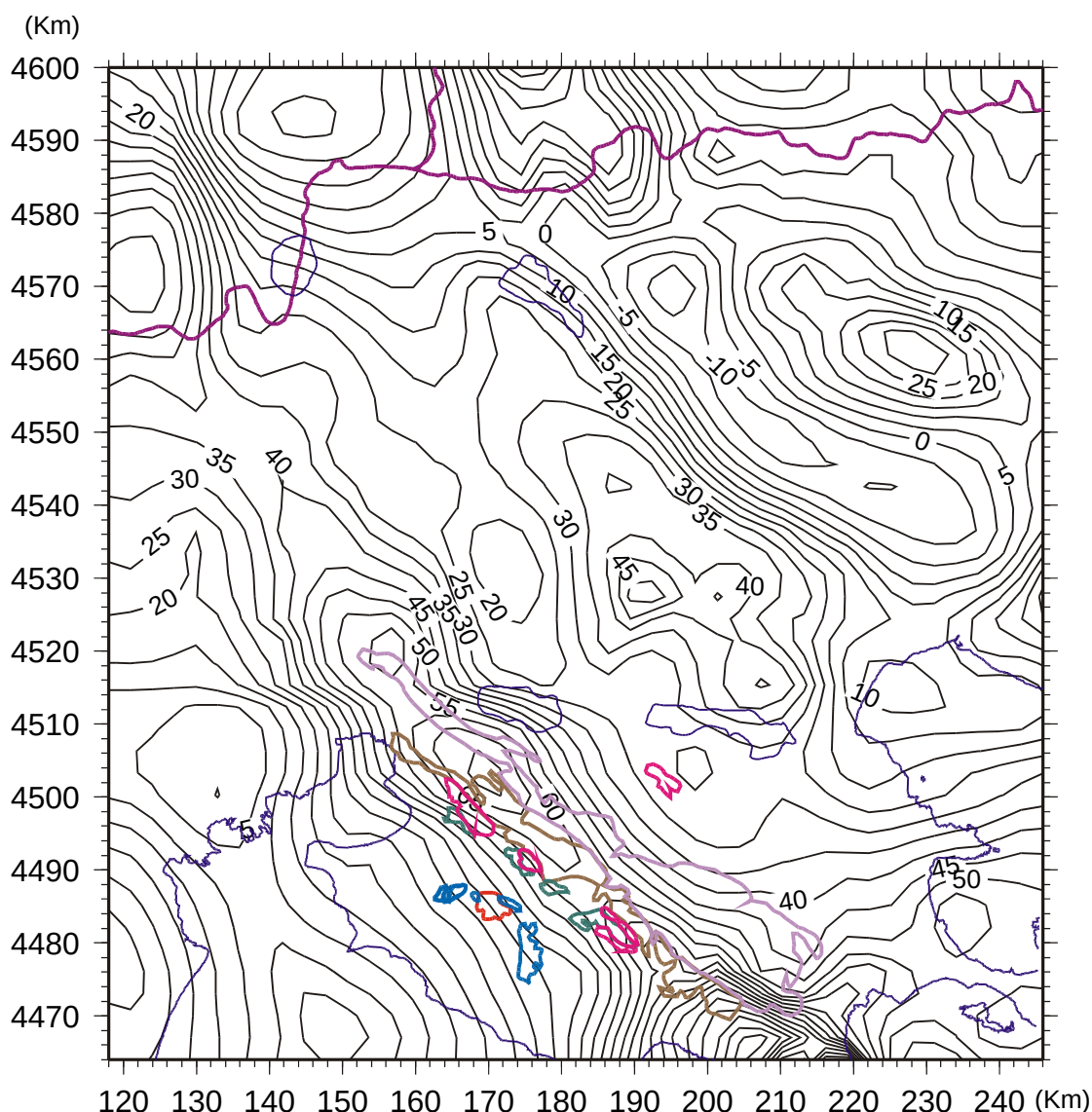
Το μοντέλο είναι 2.5D οπότε υπάρχουν οριζόντιες διαστάσεις των σωμάτων εκατέρωθεν της τομής κάθετα δηλαδή στο επίπεδο του σχήματος. Οι διαστάσεις αυτές και για τα δύο σώματα είναι 50 km εμπρός και 20 km πίσω από την τομή.



Σχήμα 3.18. Μοντέλο της μαγνητικής ανωμαλίας που οφείλεται στους οφιολίθους της περιοχής έρευνας. Στο πάνω τμήμα του σχήματος δίνονται το παρατηρούμενο πεδίο (τρίγωνα), και το υπολογιζόμενο από το μοντέλο πεδίο (μαύρη γραμμή). Στο κάτω σχήμα δίνονται το προτεινόμενο μοντέλο (δύο σώματα οφιολίθων που συνδέονται με τεκτονική επαφή), και η τοπογραφία (μαύρη γραμμή).

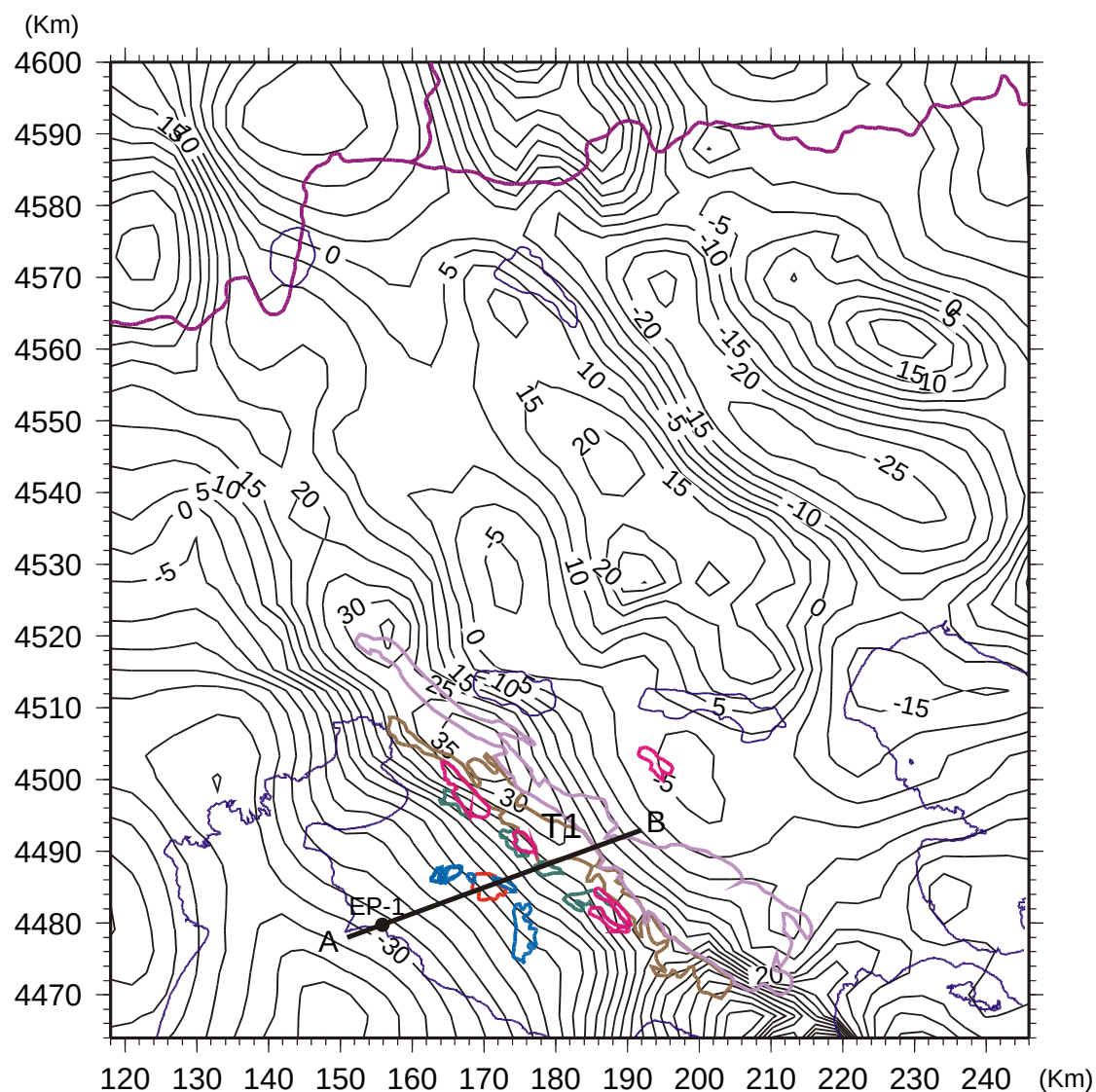
3.4 Περιοχή του Μονοπήγαδου

Για την περιοχή του Μονοπήγαδου χρησιμοποιήθηκαν τα ενοποιημένα βαρυτομετρικά δεδομένα όπως αυτά περιγράφονται στην παράγραφο 3.1.1. Το παράθυρο των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν είναι ίδιο με αυτό που χρησιμοποιήθηκε και στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης. Τα δεδομένα βρίσκονται σε κάρναβο με βήμα δειγματοληψίας 4000m. Το συνολικό πεδίο Bouguer της ευρύτερης περιοχής του Μονοπήγαδου (Lagios et al. 1988) παρουσιάζεται στο σχήμα (3.19).



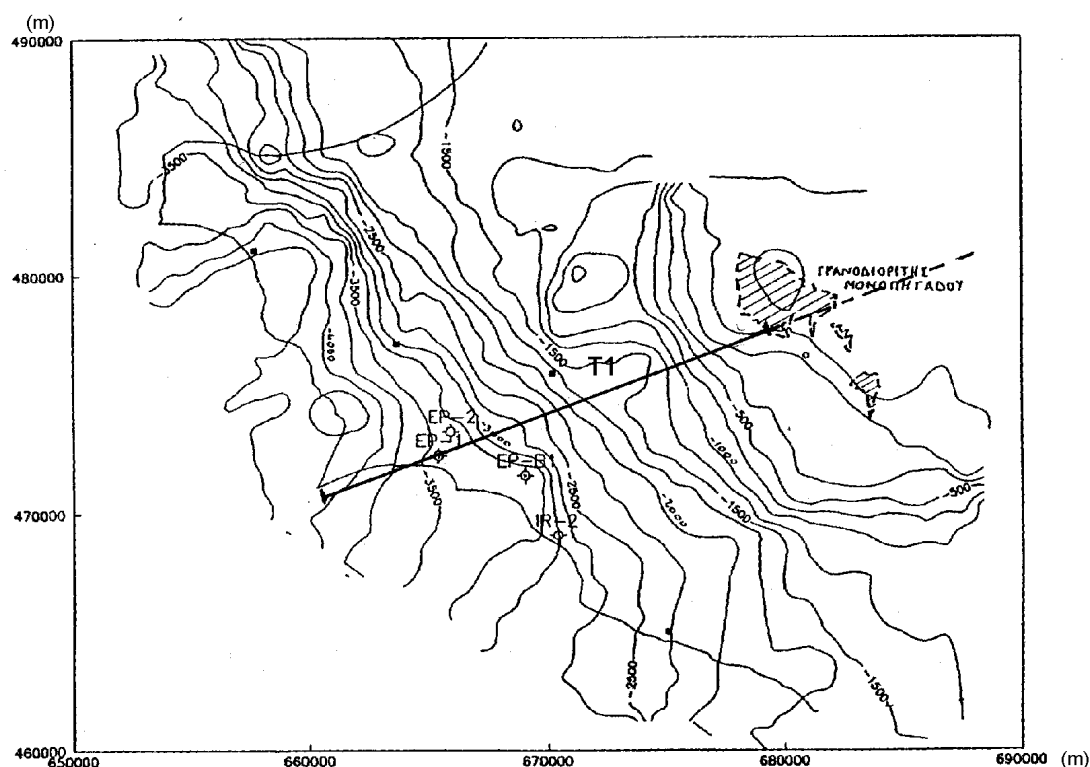
Σχήμα 3.19. Χάρτης του πεδίου Bouguer στην περιοχή του Μονοπήγαδου. Για την κατασκευή του χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα σε κάναβο με απόσταση μεταξύ σημείων 4000m (Lagios et al. 1988). Με διάφορα χρώματα δίνονται τα όρια των γεωλογικών σχηματισμών. 1. Σειρά ασβεστολίθων, σχιστολίθων, πηλινών, του Α. Ιουρασικού (μπλε χρώμα). 2. Σειρά Σβούλας, σχιστόλιθοι, ψαμμίτες, μάρμαρα ή χαλαζίτες, φυλλίτες, ασβεστόλιθοι, του Τριαδικού – Ιουρασικού (ανοιχτό μοβ χρώμα). 3. Μαγματική σειρά Χορτιάτη, πρασινοσχιστόλιθοι και επιγνεύσιοι, του Μεσοζωικού (καφέ χρώμα). 4. Γρανодиορίτης, του Μεσοζωικού (κόκκινο χρώμα). 5. Γάββροι (σκούρο μοβ). 6. Περιδοτίτες (πράσινο χρώμα).

Στο σχήμα (3.20) έχουμε το “υπολειμματικό” πεδίο Bouguer της περιοχής του Μονοπήγαδου μετά την αφαίρεση της επίπεδης επιφάνειας περιφερειακού πεδίου όπως αυτή ορίζεται από πολυώνυμο 1ου βαθμού. Το περιφερειακό πεδίο υπολογίστηκε με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (Agocs 1951). Στο σχήμα (3.20) παρουσιάζεται και η τομή T1 κατά μήκος της οποίας έγινε κατασκευή 2.5 διαστάσεων μοντέλου. Η τομή T1 έχει μήκος 44 km και ξεκινάει από το σημείο Α με συντεταγμένες (x,y) (151,4478) και τελειώνει στο σημείο Β με συντεταγμένες (192,4493). Η τομή αυτή έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (70° δεξιόστροφα από τον Βορρά).



Σχήμα 3.20. Χάρτης του υπολειμματικού πεδίου Bouguer της περιοχής του Μονοπήγαδου μετά την αφαίρεση της επίπεδης επιφάνειας περιφερειακού πεδίου όπως αυτή ορίζεται από πολώνυμο 1ου βαθμού. Στο χάρτη δίνεται η θέση της ερευνητικής γεώτρησης της Δ.Ε.Π., EP-1, καθώς επίσης και η τομή T1 κατά μήκος της οποίας έγινε κατασκευή μοντέλου.

Ο Σουσιούνης (1993) χρησιμοποιώντας βαθιές γεωτρήσεις στις περιοχές της Επανομής και της Ηράκλειας καθώς και σεισμικά δεδομένα Δυτικά της περιοχής του Μονοπήγαδου, έδωσε ισοβαθής του γρανοδιορίτη (Σχ. 3.21). Χρησιμοποιώντας τα στοιχεία της παραπάνω εργασίας καθώς και των ορίων των γεωλογικών σχηματισμών που ορίζονται από την γεώτρηση EP-1, έγινε κατασκευή μοντέλου κατά μήκος της τομής T1.

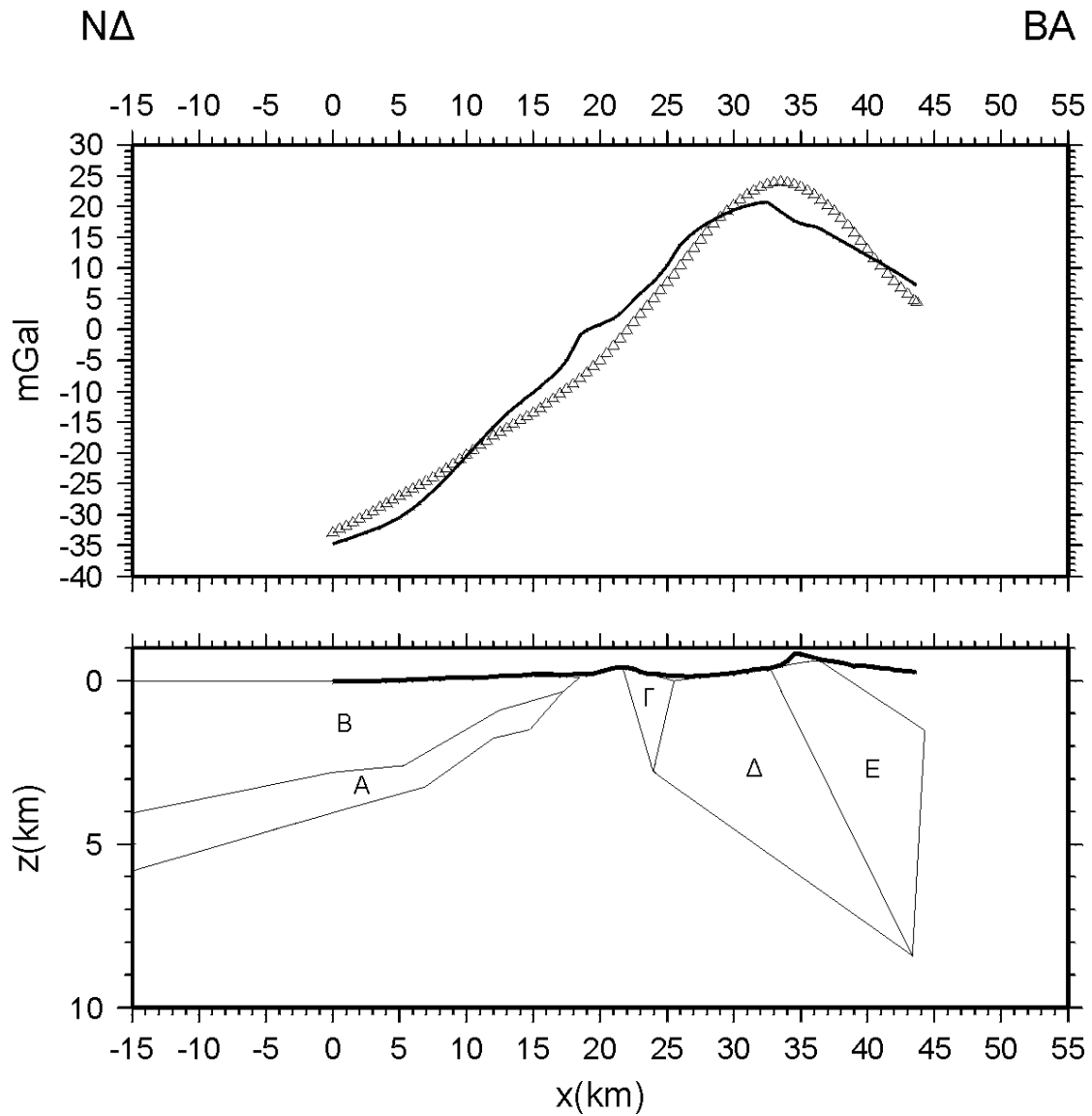


Σχήμα 3.21. Ισοβαθείς Γρανодиρίτη (Σουσούνης 1993). Η τομή T1 αποτελεί το τμήμα της T1 του σχήματος (3.20). Για την τομή αυτή χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία των ισοβαθών του γρανοδιρίτη για την οριοθέτηση του υποβάθρου στην κατασκευή του μοντέλου Δυτικά της επιφανειακής εμφάνισης του γρανοδιρίτη στο Μονοπήγαδο.

Στα δεδομένα του υπολειμματικού πεδίου της τομής T1, εφαρμόστηκε αντιστροφή 2.5 διαστάσεων (2.5D). Για την αντιστροφή χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό του Webring (1985). Στο σχήμα (3.22) παρουσιάζεται το 2.5 διαστάσεων μοντέλο. Οι πυκνότητες που χρησιμοποιήθηκαν κατά την αντιστροφή δίνονται στον Πίνακα 3.1. Στην αντιστροφή θεωρήθηκε ότι το υπόβαθρο έχει μέση πυκνότητα $2.67 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$, και ότι αποτελεί ένα ενιαίο σχηματισμό όπου το φυσικό όριο του γρανοδιρίτη και του υποβάθρου δεν είναι δυνατό να βρεθεί λόγω της παρόμοιας πυκνότητας των παραπάνω σχηματισμών. Στην αντιστροφή των βαρυτικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν ως περιορισμοί το όριο του ασβεστολίθου (Α) με το υπόβαθρο, όπως αυτό δίνεται από τον Σουσούνη (1993), και τα βάθη στα οποία η γεώτρηση EP-1 συναντά τον ασβεστόλιθο (Α) και το υπόβαθρο. Επίσης ετέθησαν ως περιορισμοί τα επιφανειακά όρια του γρανοδιρίτη του Μονοπήγαδου με τα ιζήματα (Β) και με τον ασβεστόλιθο (Γ), του ασβεστόλιθου (Γ) με τους οφιόλιθους (Δ) καθώς και των οφιολίθων (Δ) με τους επιγνεύσιους (Ε).

Το βάθος των ιζημάτων (Β) φτάνει τα 3 km στα όρια του ακρωτηρίου της Επανομής, ενώ στην ίδια θέση το όριο του ασβεστολίθου (Α) με το υπόβαθρο φτάνει τα 6 km. Η επαφή του ασβεστολίθου (Γ) με τους οφιολίθους (Δ) είναι πιθανόν τεκτονική. Το πάχος των οφιολίθων (Δ) είναι περίπου 5 km, αποτέλεσμα που συμφωνεί και με το μοντέλο που έδωσαν και τα μαγνητικά δεδομένα για το ΝΔ άκρο του σχηματισμού αυτού. Όσον αφορά το ΒΑ τμήμα των οφιολίθων δεν συμφωνεί με το αποτέλεσμα των μαγνητικών δεδομένων. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι οι φυσικές ιδιότητες που προκαλούν τις μαγνητικές και βαρυτικές ανωμαλίες, δεν μεταβάλλονται με τον ίδιο τρόπο μέσα στην μάζα των γεωλογικών σχηματισμών. Το

μέσο βάθος των επιγενευσίων (E) είναι 5 km. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ των δεδομένων και του μοντέλου βρέθηκε ίσο με 3.22 mGal. Το μοντέλο είναι 2.5 D οπότε υπάρχουν οριζόντιες διαστάσεις των σωμάτων εκατέρωθεν της τομής. Οι διαστάσεις αυτές είναι και για τα όλα τα σώματα 50 km εμπρός και 20 km πίσω από την τομή.



Σχήμα 3.22. Μοντέλο της βαρυτικής ανωμαλίας που οφείλεται στα ιζήματα, στους ασβεστόλιθους, οφιόλιθους και τους επιγνευσίους της περιοχής έρευνας. Στο πάνω σχήμα δίνονται το παρατηρούμενο πεδίο (τρίγωνα), και το υπολογισμένο από το μοντέλο πεδίο (συνεχής γραμμή). Στο κάτω σχήμα δίνονται το προτεινόμενο μοντέλο και η τοπογραφία (μαύρη γραμμή). Α. Ασβεστόλιθοι, Β. Ιζήματα, Γ. Ασβεστόλιθοι, Δ. Οφιόλιθοι, Ε. Επιγνεύσιοι. Ο περιβάλλον σχηματισμός είναι σώμα με πυκνότητα $2.67 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$ (Γρανодиρίτης ή Γνεύσιος).

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή μελετήθηκε η γεωφυσική δομή του ΒΔ τμήματος της χερσονήσου της Χαλκιδικής με τη χρήση μαγνητοτελλουρικών (MT) δεδομένων και δεδομένων δυναμικών πεδίων. Λόγω του ανθρωπογενή ηλεκτρομαγνητικού θορύβου δεν ήταν δυνατή η επεξεργασία των MT δεδομένων της περιοχής της Επανομής.

Τα κύρια αποτελέσματα της εργασίας αυτής είναι:

Α. Στην περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης έγιναν οκτώ (8) MT διασκοπήσεις. Τα δεδομένα αυτά αναλύθηκαν, και υπέστησαν επεξεργασία με κατάλληλο λογισμικό. Κατά την επεξεργασία έγινε εκτίμηση της διάστασης των υπεδάφινων δομών. Προέκυψε ότι τα συγκεκριμένα δεδομένα προκαλούνται από δομή δύο διαστάσεων. Η κύρια διεύθυνση παράταξης που επικρατεί στην περιοχή είναι των 65° (Α-ΒΑ). Αυτή αποτελεί και την κύρια διεύθυνση που δίνουν σεισμοτεκτονικά και τεκτονικά στοιχεία για την περιοχή. Από τα πολικά διαγράμματα της εμπέδησης έχουμε για τους περιφερειακούς σταθμούς (σταθμοί στα όρια της λεκάνης) μία διαφοροποίηση για τις υψηλές συχνότητες (επιφανειακά στρώματα). Έτσι για τα επιφανειακά στρώματα έχουμε διευθύνσεις παράταξης που ξεκινάνε από ΒΔ και μετακινούνται με το βάθος σε διευθύνσεις Α-Δ καταλήγοντας για τα βαθύτερα στρώματα σε διεύθυνση Α-ΒΑ, που είναι και η κύρια διεύθυνση στην περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης.

Δίνονται μονοδιάστατα μοντέλα αλλά και ένα δισδιάστατο κατά μήκος τομής που βρίσκεται μέσα στην Μυγδονία Λεκάνη με διεύθυνση κάθετη στην κύρια διεύθυνση παράταξης της περιοχής. Το μήκος της τομής είναι περίπου 6 km και ξεκινάει, Ανατολικά από το χωριό Στίβος, στο Νότιο άκρο της λεκάνης, και τερματίζει, Δυτικά από το χωριό Νυμφόπετρα. Η γεωηλεκτρική δομή της τομής καθώς και οι αντίστοιχοι γεωλογικοί σχηματισμοί είναι:

Α. Στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 20 Ωm που ξεκινάει από την επιφάνεια και φτάνει μέχρι το βάθος των 100 m και αντιστοιχεί σε γεωλογικό σχηματισμό εναλλαγών άμμων και πηλού με υδροφορία.

Β. Στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 50 Ωm που έχει την ανώτερη επιφάνεια του σε βάθος 100 m και φτάνει μέχρι το βάθος των 200 m και αντιστοιχεί σε γεωλογικό σχηματισμό εναλλαγών ξηρών πηλών και άμμων.

Γ. Στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 100 Ωm που έχει την ανώτερη επιφάνεια σε βάθος 200 m και φτάνει μέχρι το βάθος των 400 m στο κέντρο της λεκάνης. Ο γεωηλεκτρικός αυτός σχηματισμός αντιστοιχεί σε γεωλογικό σχηματισμό μαρμαρυγιακού σχιστολίθου.

Δ. Στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 200 Ωm ανώτερη και κατώτερη επιφάνεια σε βάθη 400 m και 1200 m αντίστοιχα. Ο γεωηλεκτρικός αυτός σχηματισμός αντανakλά το γνεύσιο που αποτελεί και το υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής.

Ε. Στρώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 500 Ωm που έχει ανώτερη επιφάνεια σε βάθος 1200 m στο κέντρο της λεκάνης και φτάνει μέχρι το βάθος των 5500 m. Ο γεωηλεκτρικός αυτός σχηματισμός αντανakλά πιθανά το γρανίτη που πρέπει να συνεχίζεται κάτω από τους σχηματισμούς της λεκάνης.

ΣΤ. Σώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 100 Ωm στο κέντρο της λεκάνης στα επιφανειακά στρώματα δηλώνει την πιθανή ύπαρξη τεκτονικού κέρατος

που ανεβάζει των σχηματισμό του μαρμαρυγιακού σχιστόλιθου σε βάθη μέχρι 50 m.

Ζ. Σώμα με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 100 Ω m μεταξύ του κέντρου και του Βόρειου τμήματος της λεκάνης αντιστοιχεί σε σχηματισμό τραβερτίνη που συμφωνεί με τις επιφανειακές εμφανίσεις του στην περιοχή.

Τα ρήγματα που παρατηρούνται στα όρια της λεκάνης είναι δυνατό να αποτελούν και τις διόδους από όπου ανεβαίνουν τα θερμά νερά που δίνουν τις επιφανειακές εμφανίσεις των θερμών λουτρών που έχουμε στην περιοχή.

Τα παραπάνω στοιχεία για βάθος μέχρι 400 m επιβεβαιώθηκαν από ερευνητική γεώτρηση που έγινε στην περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης. Συμφωνούν επίσης με τις ηλεκτρικές διασκοπήσεις που έγιναν στην περιοχή αλλά και με τη σεισμική διασκόπηση που πραγματοποιήθηκε.

Στην ίδια περιοχή τα βαρυτικά δεδομένα δείχνουν την ύπαρξη ενός σώματος το οποίο ερμηνεύτηκε ότι αντανακλά τον γρανίτη. Το σώμα αυτό ξεκινάει από βάθος 1 km και να φτάνει μέχρι το βάθος των 5 km. Επίσης από τα βαρυτικά δεδομένα προέκυψε ότι το σώμα αυτό συνεχίζεται προς τα Βόρειο-Δυτικά με μία διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ με συνολικό μήκος 95 km και πλάτος 20 km. Το τμήμα αυτό του γρανίτη αποτελεί συνέχεια του γρανίτη της Αρναίας που έχει επιφανειακή εμφάνιση στην περιοχή της Αρναίας. Αυτό το αποτέλεσμα συμφωνεί και με τα στοιχεία που δίνουν παλαιομαγνητικά και γεωλογικά δεδομένα για την ηλικία και την πετρολογική σύσταση των πλουτώνιων εμφανίσεων στην ευρύτερη περιοχή της Μυγδονίας Λεκάνης.

Η συμπλήρωση των MT μετρήσεων με άλλες μετρήσεις στον εσωτερικό αλλά και στον εξωτερικό χώρο της Μυγδονίας Λεκάνης θα έδινε πολύ πιθανά μία ακριβέστερη εικόνα των δομών που αναπτύσσονται μέσα στην λεκάνη αλλά και των γενικότερων μεγαδομών που αναπτύσσονται έξω από αυτή.

Β. Στην ευρύτερη περιοχή της Επανομής από τα μαγνητικά δεδομένα κατασκευάστηκε 2.5 διαστάσεων μοντέλο. Στο μοντέλο αυτό γίνεται διαχωρισμός των οφιολίθων σε δύο σώματα που βρίσκονται σε τεκτονική επαφή. Το μέσο βάθος των οφιολίθων είναι ίσο με 6 km. Το βάθος αυτό είναι μεγαλύτερο από αυτό που δίνει ο Κυριακίδης (1985) σε τομή που έγινε βορειότερα από την τομή που παρουσιάζεται στην παρούσα διατριβή.

Από τα βαρυτικά δεδομένα της ευρύτερης περιοχής της Επανομής κατασκευάστηκε 2.5 διαστάσεων μοντέλο για τομή που ξεκινάει από την θαλάσσια περιοχή της Επανομής, έχει διεύθυνση 70° (δεξιόστροφα από τον Βορρά) και μήκος 40 km. Χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα σεισμικής διασκόπησης στην περιοχή που έγινε από την Δ.Ε.Π.-Ε.Κ.Υ. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα από τα σεισμικά διατηρήθηκε σταθερό το όριο του υποβάθρου της περιοχής με τον ασβεστόλιθο για την περιοχή Δυτικά της επιφανειακής εμφάνισης του Γρανίτη του Μονοπήγαδου.

Το βαρυτικό μοντέλο δίνει την επαφή του ασβεστόλιθου Ανατολικά του Γρανίτη του Μονοπήγαδου να βρίσκεται σε επαφή με τους οφειόλιθους και να φτάνει σε βάθος μέχρι 3.5 km. Οι οφειόλιθοι φτάνουν σε βάθος μέχρι 5 km στο Δυτικό τους όριο και 9 km στο Ανατολικό τους όριο. Τέλος το μέσο βάθος των επιγενεσίων που βρίσκονται Ανατολικά των οφιολίθων είναι 5 km.

Τα μαγνητικά δεδομένα δίνουν ακριβέστερο μοντέλο για την δομή των οφιολίθων στην περιοχή έρευνας διότι τα βαρυτικά δεδομένα έχουν βήμα δειγματοληψίας 4 km. Η δειγματοληψία αυτή δεν επιτρέπει την εκπόνηση λεπτομερών βαρυτομετρικών μοντέλων στην περιοχή.

Για την περιοχή της Επανομής οι μόνοι μέθοδοι που θα μπορούσαν να δώσουν κάποια ακριβέστερα αποτελέσματα για την δομή της περιοχής είναι η μέθοδος της σεισμικής διασκόπησης και η μαγνητοτελλουρική μέθοδος ελεγχόμενης πηγής (Control Source Tensor Magnetotellurics). Και οι δύο μέθοδοι έχουν μεγάλο κόστος σε σύγκριση με τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους.

5 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Agocs, W.B., 1951: 'Least-squares residual anomaly determination', *Geophysics* 16, p.686-696.
- Andronopoulos, B., Eleftheriou, A. and Mouyaris, N., 1983: 'Geological, Tectonic and Macro seismic study of the area between Thessaloniki and Volvi Lake (The Earthquake Sequence of May-June-July 1978)', 'The Thessaloniki, Northern Greece, Earthquake of June 20, 1978 and its Seismic Sequence', Technical Chamber of Greece Section of Central Macedonia, editors, Papazachos B.C. and Carydis P.G., p.77-113.
- Baranov, V., 1957: 'A new method for the interpretation of aeromagnetic maps: pseudogravimetric anomalies', *Geophysics*, 22, p.359-383.
- Berdichevsky, M.N. and Dmitriev, V.I., 1976: 'Basic principles of interpretation of magnetotelluric curves in Geoelectric and Geothermal studies', Adam A. Ed., Akademini Kiado, 165-221.
- Blakely, R.J., 1995: 'Potential theory in Gravity and Magnetic Applications', Cambridge University Press, Cambridge, pp.441.
- Bostick, F.X. and Smith, H.W., 1962: 'Investigation of large-scale inhomogeneities in the earth by the magnetotelluric method' *Proc. IRE*, v.50. p.2339-2346.
- Bracewell, N.R., 1986: 'The Fourier Transform and its applications', Second Edition, Mc Graw Hill, p.474.
- Brigham, O.E., 1974: 'The Fast Fourier Transform', Prentice-Hall Inc., p.252.
- Cagniard, L., 1953: 'Basic Theory of the Magnetotelluric Method of geophysical prospecting', *Geophysics*, 18, p.605-635.
- Cantwell, T., 1960: Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals, Ph.D. thesis, Mass. Inst. Tech.
- Constable, C.S., Parker, L.R., and Constable, G.C., 1987: 'Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data', *Geophysics*, 52, No.3, p.289-300.
- Cordell, L. and McCafferty, A.E., 1989: 'A Terracing Operator for Physical Property Mapping with Potential Field Data', *Geophysics*, 54, p.621-634.
- DeGroot-Hedlin, C., and Constable, S., 1990: 'Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data', *Geophysics*, 55, No. 12, p.1613-1624.
- DeWet, A.P., Miller, J.A., Bickle, M.J. and Chapman, H.J., 1989: 'Geology and geochronology of the Arnea, Stihonia and Ouranopolis intrusions, Chalkidiki Peninsula, northern Greece', *Tectonophysics*, 161, p.65-79.
- Edel, J.B., Kondopoulou, D., Pavlides, S. and Westphal, M., 1991/1992: 'Paleomagnetic evidence for a large counterclockwise rotation of northern Greece prior to the Tertiary clockwise rotation', *Geodinamica Acta* (Paris), 5, 4, p.245-259.
- EUROSEISTEST, 1995: 'Volvi-Thessaloniki: A European Test Site for Engineering Seismology, Earthquake Engineering & Seismology', Final Scientific Report, October 1995.
- Fischer, G., Schnegg, P.-A., Peguiron, M., 1981: 'An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme', *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, p.257-278.

- Geotools, 1997: 'Geotools MT User's Guide', Geotools Corporation, p.448.
- Groom, R.W. and Bailey, R.C., 1989: 'Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of three-dimensional galvanic distortion', J. Geophys. Res., 94B, 1913-1926.
- Groom, R.W. and Bailey, R.C., 1991: 'Analytic investigations of the effects of near-surface 3-D galvanic scatterers on MT tensor decompositions', Geophysics, 56, 496-518.
- Heiland, C.A., 1940: 'A Geophysical Exploration', Prentice-Hall, Inc., New York.
- Hildenbrand, T.G., 1983: 'FFTFIL: A Filtering Program Based on Two-dimensional Fourier Analysis', U.S.G.S. Open-file Report p.83-287.
- Hinze, W.J., 1985: 'The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps', Soc. Explor. Geophys. Ed..
- Hohmann, G.W., 1975: 'Three dimensional Induced Polarization and Electromagnetic Modelling', Geophysics, 40, 309-324.
- Hohmann, G.W., 1988: 'Numerical modeling for electromagnetic methods of geophysics, 313-363, in Nabighian, M.N., Ed., Electromagnetic methods in applied geophysics-Theory', Vol. I, 131-311, SEG Investigation in Geophysics No 3.
- Hughes, W.J. and Southwood, D.J., 1976a: 'The screening of micropulsation signals by the atmosphere and ionosphere', J. Geophys. Res., 81, 3234-3240.
- Hughes, W.J. and Southwood, D.J., 1976b: 'An illustration of modification of geomagnetic micropulsation structure by the ionosphere', J. Geophys. Res., 81, 3241-3247.
- Jepsen, J.B. and Pedersen, L.B., 1981: 'Evaluation of Tensor AMT Measurement System', Department of Geology, Aarhus University, p.68.
- Jones, F.W., and Vozoff, K., 1978: 'The calculation of magnetotelluric quantities for three-dimensional conductivity inhomogenities', Geophysics, 43, 1167-1175.
- Jongmans, D., Pitilakis, K., Demanet, D., Raptakis, D., Horrent, C., Tsokas, G., Lontzetidis, K. and Riepl, J., 1997: 'EURO-SEISTEST: Determination of the Geological Structure of the Volvi Graben and validation of the basin response to one earthquake and one shot', (submitted in Bull. Seism. Soc. Am. April 1997).
- Kiriakidis, L.G., 1985: 'Geophysical studies of the Eastern margin of the Vardar Zone in Central Macedonia', Greece, Ph.D. Thesis, Univ. of Thessaloniki, pp.372.
- Kiriakidis, L.G., Tsokas, G.N. and Brooks, M., 1989: 'Gravity modeling of the Arnea granite and its continuation below the mygdonia graben sediments', Bull. of the Geological Society of Greece, XXIII, 3, 227-239.
- Lagios, E., Hipkin, R.G., Angelopoulos, A. and Nikolaou, S., 1988: 'The Gravity Anomaly Map of Greece – A Recompilation', I.G.M.E..
- Lagios, E., Chailas, S., Hipkin, R.G. and Drakopoulos, J., 1994: 'Gravity and Topographic Data Banks of Greece', University of Athens, Athens.
- Larsen, J.C., 1977: 'Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves', Acta. Geodaet. Geophys. Mont., 12, p.183-186.
- Madden, T.R. and Mackie, R.L., 1989: 'Three-dimensional magnetotelluric modeling and inversion', Proc. Inst. Elect. and Electron. Eng., 77, 318-333.

- Makino, M. and Ogawa, T., 1984: 'Responses of atmospheric electric field and air-earth current to variations of conductivity profiles', *Journ. of Atmos. And Terres. Physics*, 46,5, 431-445.
- Makris, J. and Moller, L., 1977: 'Geophysical studies of the Chalkidiki ophiolites and their tectonic implications', *Proc. 6th Coll. of geology of the Aegean region*. I.G.M.E. Athens, Vol. 2, 61-85.
- Makris, J. and Stavrou, A., 1984: 'Compilation of gravity maps of Greece', Hamburg University, Institute of Geophysics, Hamburg, pp. 12.
- Mercier, J.L., Mouyaris, N., Simeakis, C., Rondoyannis, T. and Angelidis, C., 1979: 'Intra plate deformation: a quantitative study of the faults activated by the 1978 Thessaloniki earthquakes', *Nature*, 278, p.45-48.
- Moreli, C., Gantar, G. and Pisani, M., 1975a. 'Bathymetry, gravity and magnetism in the strait of Sicily and the Ionian sea', *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 17, p.39-58.
- Moreli, C., Pisani, M. and Gantar, G., 1975b. 'Geophysical Studies in the Aegean Sea and in the Eastern Mediterranean', *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 18, p.127-167.
- Μουντράκης, Μ.Δ., 1985: 'Γεωλογία της Ελλάδας', University Studio Press, σ.207.
- Mountrakis, D., Psilovikos, A. and Papazachos, B., 1983: 'The Geotectonic regime of the 1978 Thessaloniki earthquakes', "The Thessaloniki, Northern Greece, Earthquake of June 20, 1978 and its Seismic Sequence", Technical Chamber of Greece Section of Central Macedonia, editors, Papazachos B.C. and Carydis P.G., p.12-27.
- Nettleton, L.L., 1954: 'Regionals, residuals and structures', *Geophysics* 19, p.1-22.
- Nettleton, L.L., 1976: 'Gravity and Magnetics in Oil Prospecting', New York, McGraw-Hill, p.464.
- Ogawa, T., 1982: 'The lightning current', in Volland H., Ed., *CRC Handbook of Atmospherics*, Vol. 1: CRC Press Inc., 23-63.
- Orr, D., 1984: 'Magnetospheric hydromagnetic waves: their eigenperiods, amplitudes and phase variations; a tutorial introduction', *J. Geophys.*, 55, 76-84.
- Papazachos, B.C., Mountrakis, D., Psilovikos, A. and Leventakis, G., 1979a: 'Focal properties of the 1978 earthquakes in the Thessaloniki area', *Bulgar. Geophys. Jour.*, 6,p.72-80.
- Papazachos, B.C., Mountrakis, D., Psilovikos, A., and Leventakis, G., 1979b: 'Surface fault traces and fault plane solutions of the May-June 1978 major shocks in the Thessaloniki area, Greece', *Tectonophysics*, 53, p.171-183.
- Papazachos, C.B., and Kiratzi, A.A, 1996: 'A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area', *Tectonophysics*, 253, p.129-153.
- Papazachos, B.C., and Papazachou, C., 1997: 'The Earthquakes of Greece', ZITI Editions, Thessaloniki, pp.304.
- Parkinson, W.D., 1983: 'Introduction to geomagnetism', Scottish Academic Press.
- Paterson, N.R. and Reeves, C. V., 1985: 'Applications of gravity and magnetic surveys: The state of-the-art in 1985', *Geophysics*, 50, p.2558-2594.
- Pavlidis, S.B., Kondopoulou, D.P., Kiliass, A.A., and Westphal, M., 1988: 'Complex rotational deformations in the Serbo-Macedonian massif (north Greece): structural and paleomagnetic evidence', *Tectonophysics*, 145, 329-335.
- Pellerin, L. and Hohmann, G.W., 1990: 'Transient Electromagnetic Inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts', *Geophysics*, 55, 1242-1250.

- Phillips, J.D., 1992: 'TERRACE: A Technical Procedure for Gridded Data, with FORTRAN Programs, and VAX command procedures, Unix C-Shell and DOS implementations.', U.S.G.S. Open File Report 92-5, p.27, 1 diskette.
- Plouf, D. 1976: 'Gravity and Magnetic Fields of Polygonal Prisms and Application to Magnetic Terrain Correction', *Geophysics*, 41, p.727-741.
- Polk, C., 1982: 'Schuman resonances', in Volland, H., Ed., *CRC Handbook of Atmospherics*, Vol 1: CRC Press, Inc., 112-178.
- Potemra, T.A., 1984: 'Magnetospheric currents', *Am. Geo-phys. Union*. pp.488.
- Ranganayaki, R.P. and Madden, T.R., 1980: 'Generalized thin sheet analysis in magnetotellurics', *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 60, 445-457.
- Raptakis, D., Theodoulidis, N., and Ptilakis, K., 1998: 'Standard spectral ratio and horizontal-to-vertical spectral ratio techniques: Data analysis of the Euroseistest strong motion array in Volvi-Thessaloniki (Greece)', *Earthquake Spectra*, (in press).
- Reddy, I.K., Rankin, D. and Phillips, R.J., 1977: 'Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational sounding', *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 51, 313-315.
- Reford, M.S., 1980: 'Magnetic method', *Geophysics*, 45, p.1640-1658.
- Ritter, O., 1995: 'An audiomagnetotelluric investigation of the Southern Upland Fault: novel instrumentation, field procedures and 3D modelling', PhD Thesis, University of Edinburgh, p.137.
- Rokityanski, I.I., 1961: 'On the application of the magnetotelluric method to anisotropic and inhomogeneous masses', *Izvestia*, 11, 1607-1613.
- Rostoker, G., 1979: 'Geomagnetic Micropulsations', *Fund. of Cosmic Phys.*, 4, 211-311.
- Sternberg, B.K., Washburne, J.C. and Anderson, R.G., 1985: 'Investigation of MT static shift correction methods', 55th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophysicists Extended abstract, 264-267.
- Straton, J.A., 1941: 'Electromagnetic Theory', McGraw-Hill., pp.615.
- Σαββαΐδης, Α.Σ., 1997: 'Ανάλυση Θορύβου στα Μαγνητοτελλουρικά Δεδομένα της Επανομής', Διατριβή Ειδίκευσης, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σ. 117.
- Savvaidis, A.S., Tsokas, G. and Pedersen, L., 1997: 'Crustal Structure of the Mygdonia Basin by MT Soundings', 29th General Assembly of IASPEI, 18-28 August 1997, Thessaloniki, Greece.
- Σουσουνής, Γ., 1993: 'Εκτίμηση θερμών ξηρών πετρωμάτων (ΘΞΠ) με στοιχεία από βαθιές γεωτρήσεις και σεισμικά δεδομένα', Πρακτικά 2^{ου} Συνέδριου Συλλόγου Γεωφυσικών Ελλάδος, Φλώρινα, 5-7 Μαΐου 1993, 276-287.
- Spector, A. and Grant, F.S., 1970: 'Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data', *Geophysics*, 35, p.290-302.
- Σταμπολίδης, Α., 1997: 'Γεωφυσική μελέτη της Θάσου με τη χρήση δυναμικών πεδίων', Διατριβή Ειδίκευσης, Εργαστήριο Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σ.86.
- Swift, C.M., 1967: 'A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in the South Western United States', Ph.D., Thesis, Massachusetts Institute of Technology, p.211.

- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E., 1990: 'Applied Geophysics', Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge, pp.770.
- Ting, S.C. and Hohmann, G.W., 1981: 'Integral equation modeling of three-dimensional magnetotelluric response', *Geophysics*, 46, 182-197.
- Tikhonov, A.N., 1950: 'On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust', 2-3, in Vozoff, K., Ed., *Magnetotelluric Methods*, SEG Geophysics Reprint Series No 5.
- Tsokas, G.N. 1995: 'Gravity and magnetic expression of the concealed basic and ultrabasic bodies in Chalkidiki, Northern Greece', *PAGEOPH*, 144, 1, p.117-134.
- Tsokas, G.N., Hansen R.O., Fytikas, M., Vassilelis, G.D. and Thanassoulas, C., 1995: 'Geological and Geophysical study of the island of Kimolos (Greece) and Geothermal implications', *Geothermics*, 24, 5/6, p.679-693.
- Tsokas, G.N., Christofides, G.C. and Papakonstantinou, C., 1996: 'A geophysical study of the granites and the sedimentary basins of the Xanthi area (N.Greece)', *PAGEOPH*, 146, 2, p.365-392.
- Θανάσουλας, Π.Κ., 1983α: 'Γεωφυσική διασκόπηση της Μυγδονίας Λεκάνης και της ευρύτερης περιοχής', Διδακτορική Διατριβή, Εργαστήριο Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σ.146.
- Θανάσουλας, Π.Κ., 1983β: 'Γεωφυσική μελέτη περιοχής Ανθεμούντα (Γεωηλεκτρικά)', *ΙΓΜΕ*, σ.37.
- Vozoff, K., 1972: 'The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins', *Geophysics*, 36, 53-57.
- Vozoff, K., 1993: 'The Magnetotelluric Method', 641-711, in Nabighian, M.N., Ed., *Electromagnetic methods in applied geophysics-Application*, Vol. II, SEG Investigation on Geophysics No 3.
- Wannamaker, P.E., Hohmann, G.W. and San Filippo, W.A., 1984a: 'Electromagnetic modeling of three-dimensional bodies in layered earths using integral equations', *Geophysics*, 49, 60-74.
- Wannamaker, P.E., Hohmann, G.W. and Ward, S.H., 1984b: 'Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths', *Geophysics*, 49, 1517-1533.
- Wannamaker, P.E., Stodt, J.A. and Rijo, L., 1986: 'Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modelled using finite elements', *Geophysics*, 51, 2131-2144.
- Wannamaker, P. E., Stodt, J. A. and Rijo, L., 1987: 'A Stable Finite-Element Solution for Two - Dimensional Magnetotelluric Modeling', *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 88, p.277-296.
- Webring, M.W., 1985: 'SAKI – A FORTRAN program for generalized inversion of gravity and magnetic profiles', U. S. Geol. Surv. Open-File Rep., p.85-122.
- Zhang, P., Roberts, R.G. and Pedersen, L.B., 1987: 'Magnetotelluric strike rules', *Geophysics*, 52, 267-278.
- Zhdanov, M.S. and Keller, G.V., 1994: 'The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration', Elsevier Science, pp.873.
- Ψιλοβίκος, Α., 1977: 'Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της Λεκάνης και της Λίμνης της Μυγδονίας (Λαγκαδά – Βόλβης)', Διδ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σ.156.