ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



# ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ – ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΗΜΗΤΡΗΣ ΤΟΥΡΝΑΣ

# ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΗΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΕΥΡΩΠΑΪΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΔΟΚΙΜΩΝ (EUROSEISTEST) ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΠΕΔΙΟΥ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005

Ευχαριστίες1				
Πρόλογ	ος	2		
ΚΕΦΑΛ	ΑΙΟ 1 - Εισαγωγή	4		
1.1	Γενικά	4		
1.2	Γεωλογία της περιοχής	5		
1.3	Παλαιογεωγραφία και τεκτονική εξέλιξη της περιοχής	8		
1.4	Νεοτεκτονική της περιοχής	9		
1.5	Αποτελέσματα προηγούμενων ερευνών	11		
ΚΕΦΑΛ	ΑΙΟ 2 - Επεξεργασία υφιστάμενων δεδομένων	15		
2.1	Εισαγωγή	15		
2.2 2.2.1 2.2.2 2.2.3	Δεδομένα από τη B.R.G.M. Δεδομένα από γεωτρήσεις 2 Δεδομένα από γεωηλεκτρικές μετρήσεις 3 Δεδομένα από σεισμικές μετρήσεις	16 16 19 25		
2.3	Δεδομένα από Θανάσουλα	28		
2.4	Δεδομένα από Euroseis	31		
2.4.1 2.4.2	Δεοομενα απο ηλεκτρικες μετρησεις 2 Δεδομένα από σεισμικές μετρήσεις	. 31 . 34		
2.5	Δεδομένα από Ι.Γ.Μ.Ε. – Υ.Ε.Β.	38		
ΚΕΦΑΛ	ΑΙΟ 3 - Ηλεκτρικές μέθοδοι	41		
3.1	Εισαγωγή	41		
3.2	Βασικές αρχές της μεθόδου ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης	42		
3.3	Υπολογισμός του δυναμικού σε ομογενής και ισότροπη Γη	43		
3.4	Διατάξεις ηλεκτροδίων	46		
3.5	Τρόποι μέτρησης της μεθόδου ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης	48		
3.6 3.6.1 3.6.2	Επίλυση ευθέως προβλήματος σε μονοδιάστατα μοντέλα Προσαρμογή της λύσης στις οριακές συνθήκες 2 Μετασχηματισμός ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης-Φαινόμενη αντίσταση	51 54 55		
3.7	Επίλυση ευθέως προβλήματος σε διδιάστατα μοντέλα	56		
3.8 3.8.1 3.8.2 3.8.3 3.8.4	Επίλυση αντίστροφου προβλήματος στα γεωηλεκτρικά δεδομένα Μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων Μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων απόσβεσης (Levenberg-Marquadt) Μέθοδος ιδιαζουσών τιμών Μέθοδος εξομαλυμένης αντιστροφής	59 61 63 64 65		
ΚΕΦΑΛ	ΑΙΟ 4 - Λήψη μετρήσεων και επεξεργασία δεδομένων	69		
4.1	Γενικά	69		
4.2	Εξοπλισμός	70		
4.3 4.3.1 4.3.2 4.3.3	Γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις Λήψη μετρήσεων γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων Επεξεργασία και ερμηνεία των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων Τομογραφική ερμηνεία βυθοσκοπήσεων	71 71 73 85		

4.4 4.4.2 4.4.2	Γεωηλεκτρικές τομογραφίες 1 Λήψη μετρήσεων γεωηλεκτρικών τομογραφιών 2 Επεξεργασία και ερμηνεία μετρήσεων γεωηλεκτρικών τομογραφιών	
ΚΕΦΑΛ	ΑΙΟ 5 - Σύνοψη - Συμπεράσματα	102
5.1	Εισαγωγή	102
5.2	Σύγκριση των αποτελεσμάτων με υφιστάμενα δεδομένα	103
5.3	Γεωστατιστική επεξεργασία των δεδομένων	107
5.4 μοντέλ	Παρουσίαση του τελικού μοντέλου υποβάθρου και σύγκριση του με προη α	γούμενα 110
5.5	Συμπεράσματα	115
Βιβλιογ	ραφία	116
Παράρτ	ημα	

# Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κύριο επιβλέποντα της διατριβής αυτής Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Κωνσταντίνο Παπαζάχο, για την ανάθεση του θέματος, την καθοδήγησή του σε επιστημονικά θέματα και την αδιάκοπη παρακολούθηση της πορείας μου. Τον ευχαριστώ επίσης για την ηθική συμπαράσταση του και την συνεχή παρότρυνση καθ' όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών. Ευχαριστώ τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Παναγιώτη Τσούρλο για τις ουσιαστικές παρατηρήσεις και συμβουλές του στην επεξεργασία και ερμηνεία των ηλεκτρικών μετρήσεων αλλά και για τις εύστοχες παρατηρήσεις του στο τελικό κείμενο. Επίσης ευχαριστώ τον Καθηγητή κ. Παναγιώτη Χατζηδημητρίου για την σημαντική οικονομική ενίσχυση που μου παρείχε και για την προσεκτική ανάγνωση και διόρθωση του κειμένου.

Ευχαριστώ θερμά τον Λέκτορα κ. Γιώργο Βαργεμέζη για την βοήθεια του στην επεξεργασία των δεδομένων, την διάθεση του να απαντά πάντα στις απορίες μου και την μεγάλη συμβολή του στη συλλογή δεδομένων και λήψη μετρήσεων πεδίου.

Ευχαριστώ τον Καθηγητή κ. Γρηγόρη Τσόκα για την παραχώρηση υφιστάμενων πρωτογενών μετρήσεων.

Ευχαριστώ τον κ Νικόλαο Βεράνη ερευνητή του Ι.Γ.Μ.Ε. για την παραχώρηση πολύτιμων δεδομένων που αφορούν την δομή της λεκάνης της Μυγδονίας.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω σε όλους τους φίλους και συνάδελφους μεταπτυχιακούς φοιτητές οι οποίοι με βοήθησαν σημαντικά στη διαδικασία λήψης των μετρήσεων.

Τέλος, εκφράζω την αγάπη μου και απεριόριστη ευγνωμοσύνη μου στην οικογένειά μου για την ηθική στήριξη σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

# Πρόλογος

### Σκοπός της διατριβής

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης με ειδίκευση στη Γεωφυσική.

Κύριος στόχος της διατριβής είναι η μελέτη της γεωμετρίας των βαθύτερων στρωμάτων της Μυγδονίας λεκάνης στην περιοχή έρευνας. Για το σκοπό αυτό αρχικά συλλέχθηκαν όσο το δυνατό περισσότερα υφιστάμενα δεδομένα που σχετίζονται με την δομή του εσωτερικού της λεκάνης αυτής. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν νέες μετρήσεις πεδίου σε θέσεις κυρίως για τις οποίες δεν υπήρχαν διαθέσιμα στοιχεία αλλά επίσης και σε σημεία όπου υπήρχαν δεδομένα, για να ελεγχθεί η αξιοπιστία τους. Ακολούθησε η επεξεργασία όλων των δεδομένων προκειμένου να κατασκευαστεί ένα νέο μοντέλο υποβάθρου της περιοχής μελέτης και να συγκριθεί με αντίστοιχα αποτελέσματα προηγουμένων ερευνών.

Οι λόγοι που καθιστούν το μοντέλο υποβάθρου καινούργιο και διαφορετικό από τα προηγούμενα είναι ότι για να δημιουργηθεί αυτό πραγματοποιήθηκε: νέα ερμηνεία των υφιστάμενων δεδομένων για τα οποία η ερμηνεία ήταν προβληματική, πύκνωση των δεδομένων με την υλοποίηση νέων μετρήσεων και έλεγχος της αξιοπιστίας των ερμηνειών με σύγκριση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή διάφορων μεθοδολογιών.

Με δεδομένο ότι ένα μοντέλο υποβάθρου επηρεάζει την διάδοση των σεισμικών κυμάτων και τις προσομοιώσεις, το μοντέλο που προτείνεται στην παρούσα διατριβή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για εξαγωγή νέων συμπερασμάτων που σχετίζονται με θέματα Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας για την περιοχή του Ευρωπαϊκού πεδίου δοκιμών (EUROSEISTEST). Επίσης μπορεί να βοηθήσει στην επίλυση γεωλογικών - υδρογεωλογικών προβλημάτων (π.χ. για την διερεύνηση των υδροφορέων της περιοχής).

#### Δομή της διατριβής

Στο πρώτο κεφάλαιο περιγράφονται γενικά στοιχεία για την περιοχή μελέτης που σχετίζονται με τη γεωλογία, την παλαιογεωγραφία και τα νεοτεκτονικά

χαρακτηριστικά της. Επιπλέον παρουσιάζονται τα αποτελέσματα προηγουμένων ερευνών.

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα υφιστάμενα δεδομένα που ήταν διαθέσιμα και χρησιμοποιήθηκαν στην διατριβή. Επίσης περιγράφεται η επεξεργασία των δεδομένων που ακολουθήθηκε ανάλογα με τον τύπο και την αξιοπιστία τους

Στο τρίτο κεφάλαιο μελετάται η βασική θεωρία των ηλεκτρικών μεθόδων και πιο συγκεκριμένα της μεθόδου της ειδικής αντίστασης. Περιγράφονται οι διάφοροι μέθοδοι λήψης των μετρήσεων και παρουσιάζονται οι ευρύτερα χρησιμοποιούμενες διατάξεις ηλεκτροδίων. Τέλος περιγράφονται οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την επίλυση του ευθέως και αντίστροφου προβλήματος σε μονοδιάστατα και διδιάστατα μοντέλα.

Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται λόγος για τον τρόπο λήψης των μετρήσεων πεδίου και την επεξεργασία των νέων δεδομένων που προέκυψαν. Περιγράφονται οι διαφορετικοί τρόποι ερμηνείας που χρησιμοποιήθηκαν και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των βυθοσκοπήσεων και των τομογραφιών. Στη συνέχεια απεικονίζονται τα αποτελέσματα της συνδυασμένης ερμηνείας των δύο μεθόδων και σχολιάζονται τα συμπεράσματα που εξάγονται από αυτά.

Στο πέμπτο κεφάλαιο συγκρίνονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την μονοδίαστατη αλλά και τομογραφική ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων στην περιοχή μεταξύ Προφήτη και Στίβου με αυτά των σεισμικών μετρήσεων. Μετέπειτα περιγράφεται ο τρόπος με τον οποίο πραγματοποιήθηκε αναγωγή των αποτελεσμάτων της ηλεκτρικής μεθόδου σε αντίστοιχα της σεισμικής. Στη συνέχεια περιγράφεται η γεωστατιστική επεξεργασία που εφαρμόστηκε στα δεδομένα και παρουσιάζεται το προτεινόμενο τελικό μοντέλο υποβάθρου για την περιοχή. Ακολουθεί σύγκριση του μοντέλου με τα προηγούμενα και στο τέλος εξάγονται τα τελικά συμπεράσματα της διατριβής.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

# Εισαγωγή

### 1.1 Γενικά

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται στην κεντρική Μακεδονία και πιο συγκεκριμένα στο νομό Θεσσαλονίκης. Ειδικότερα περικλείεται από τις κοινότητες Ευαγγελισμός, Νυμφόπετρα στο Βορρά και από τις Βασιλούδι, Περιστερώνα στο Νότο. Οι λίμνες Λαγκαδά (διαφορετικά Κορώνεια ή Αγίου Βασιλείου) και Βόλβη αποτελούν τα φυσικά όρια της ως προς τη διεύθυνση Α-Δ, ενώ οριοθετείται από τα όρη Βερτίσκου και Χορτιάτη – Χολομώντα στη διεύθυνση Β-Ν.

Η τοποθεσία στην οποία πραγματοποιήθηκε η έρευνα συμπίπτει με την περιοχή του ευρωπαϊκού πεδίου δοκιμών (EUROSEISTEST) και συνάμα αποτελεί τμήμα της λεκάνης της Μυγδονίας. Η λεκάνη αυτή εκτείνεται ως τα Κερδύλλια όρη και το Στρυμονικό κόλπο προς την Ανατολή και ως τον ορεινό όγκο της Καμήλας προς τη Δύση. Τα όρη Βερτίσκου και Βόλβης ορίζουν το βόρειο τμήμα της ενώ η νότια πλευρά της ορίζεται από Δυτικά προς Ανατολικά από τα βουνά Χορτιάτη, Χολομώντα και Στρατονικού (Σχήμα 1.1).

Η λεκάνη της Μυγδονίας είναι ένα επίμηκες τεκτονικό βύθισμα με γενική διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ εντός του οποίου βρίσκονται οι λίμνες Λαγκαδά και Βόλβη, οι οποίες είναι υπολειμματικές μορφές της μεγάλης Πλειστοκαινικής λίμνης της Μυγδονίας. Το βύθισμα αυτο αποτελεί τμήμα ενός ευρύτερου βυθίσματος, του Προμυγδονιακού, το οποίο περιλαμβάνει και τις γειτονικές λεκάνες του Ζαγκλιβερίου και της Μαραθούσας (Ψιλοβίκος, 1977).



Σχήμα 1.1. Μορφολογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μυγδονίας. Το πλαίσιο μεταξύ των λιμνών αντιστοιχεί στην περιοχή μελέτης.

### 1.2 Γεωλογία της περιοχής

Η περιοχή μελέτης γεωλογικά ανήκει στη Σερβομακεδονική και στη Περιροδοπική ζώνη. Η Σερβομακεδονική ζώνη θεωρείται ηπειρωτική μάζα με προέλευση από τη λιθοσφαιρική πλάκα της Λαυρασίας. Η Περιροδοπική είναι η ζώνη κατά μήκους του δυτικού περιθωρίου της Σερβομακεδονικής και θεωρείται ότι αντιπροσώπευε την ηπειρωτική κατωφέρεια από τις ηπειρωτικές μάζες της Ελληνικής ενδοχώρας (Ροδόπη και Σερβομακεδονική) προς την ωκεάνια περιοχή της ζώνης Αξιού.

Στη Σερβομακεδονική ζώνη επικρατούν τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, τα οποία διακρίνονται σε δύο μεγάλες σειρές, την κατώτερη σειρά Κερδυλλίων και την ανώτερη σειρά του Βερτίσκου. Στην περιοχή μελέτης υπάρχουν μόνο πετρώματα της σειράς Βερτίσκου, που είναι βιοτιτικοί και διμαρμαρυγιακοί γνεύσιοι, οφθαλμογνεύσιοι, μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι και ακόμη μεταγάββροι, μεταδιαβάσες και αμφιβολίτες που προήλθαν από μεταμόρφωση βασικών πυριγενών (Μουντράκης, 1985). Συχνά επίσης παρεμβάλλονται με τεκτονικές επαφές σερπεντινικά σώματα μέσα σε άλλα πετρώματα. Τα κρυσταλλικά αυτά πετρώματα είναι ηλικίας Παλαιοζωικού ή είναι ακόμη παλιότερα (Προκάμβριο) ενώ μεταξύ τους παρεμβάλλεται ο Μεσοζωικός γρανιτικός όγκος του όρους του Βερτίσκου.

Η Περιροδοπική ζώνη αυτή περιλαμβάνει τρεις ενότητες σχηματισμών: Ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά, ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολωμόντα και ενότητα Ασπρης Βρύσης-Χορτιάτη. Στην περιοχή μελέτης εμφανίζονται ορισμένοι μόνο σχηματισμοί από τις πρώτες δύο ενότητες. Στη βάση της ενότητας Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά βρίσκεται ένας σχηματισμός που αποτελείται από μετα-ψαμμίτες, χαλαζίτες, χαλαζιακούς σχιστόλιθους και μετα-κροκαλοπαγή, ηλικίας Περμίου, που είναι γνωστός ως σχηματισμός Εξαμιλίου (ΒΔ του Ευαγγελισμού). Τέλος ΝΔ του Βασιλούδι απαντά ένας σχηματισμός που περιλαμβάνει χαλαζίτη και χαλαζιακούς ψαμμίτες με ενστρώσεις φυλλιτών, ηλικίας Τριαδικού-Μέσου Ιουρασικού. Στο σχήμα 1.2 απεικονίζεται ο γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής.



Σχήμα 1.2. Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής.

Πάνω από το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο επικάθονται οι Νεογενείς και Τεταρτογενείς σχηματισμοί, που είναι κυρίως χερσαία και λιμναία ιζήματα. Οι ιζηματογενείς σχηματισμοί οι οποίοι αποτέθηκαν στην παλαιότερη και συνάμα μεγαλύτερη λεκάνη (Προμυγδονιακή), από τη λεκάνη της Μυγδονίας ορίζουν το Προμυγδονιακό σύστημα. Αυτό συνίσταται από την παρακάτω ακολουθία ιζημάτων (από κάτω προς τα πάνω): 1) Κροκαλοπαγή, 2) Ψαμμίτες, 3) Αργιλοψαμμίτες, 4) Ερυθροστρώματα, ενώ έχει ηλικία μεταξύ Ανώτερου Μειοκαίνου και Κατώτερου Πλειστόκαινου (Ψιλοβίκος, 1977).

Οι σχηματισμοί οι οποίοι αποτέθηκαν στη λεκάνη της Μυγδονίας μετά τη δημιουργία της, αποτελούν το Μυγδονιακό σύστημα. Αυτό απαρτίζεται από δύο σειρές σχηματισμών. Η κατώτερη σειρά περιλαμβάνει στρώματα κροκάλων και

άμμου, εναλλασσόμενων στρώσεων ιλύος με άμμο και αργιλικών στρώσεων. Η ανώτερη ακολουθία συνίσταται από αργίλους με εναλλασσόμενα στρώματα ιλύος και άμμου, κροκάλων με άμμο και αποθέσεις τραβερτίνη. Το Μυγδονιακό σύστημα που έχει μεγάλη εξάπλωση στην περιοχή, χρονολογείται μεταξύ Μέσου Πλειστόκαινου και Ολόκαινου.



Σχήμα 1.3. Στήλες γεωτρήσεων τις B.R.G.M. για τις περιοχές του Σχολαρίου (αριστερά) και του Λαγκαδά (δεξιά). Η διάκριση μεταξύ Μυγδονιακού και Προμυγδονιακού συστήματος πραγματοποιήθηκε από τον Ψιλοβίκο (1977).

Στο σχήμα 1.3 παρουσιάζονται ενδεικτικά τα αποτελέσματα δύο γεωτρήσεων που εκτελέστηκαν στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης της Μυγδονίας. Η διάκριση του

Προμυγδονιακού συστήματος από το Μυγδονιακό βασίζεται στην παρουσία των ερυθροστρωμάτων (αποθέσεις αργίλου, άμμου και κροκάλων χαλαρής συνοχής και ερυθροφαίου χρώματος). Τα ερυθροστρώματα απαντώνται τόσο στις πλευρές της Μυγδονίας λεκάνης ως επιφανειακοί σχηματισμοί, όσο και εντός αυτής σε βάθος μεγαλύτερο των 160m (σχήμα 1.3). Τα αργιλοψαμμιτικά ιζήματα παρουσιάζονται υποκείμενα των ερυθροστρωμάτων σε βάθος μεγαλύτερο των 280m και το πάχος τους κυμαίνεται από λίγα μέτρα στις παρυφές της λεκάνης μέχρι και πάνω από 100m στην κεντρική περιοχή αυτής (Ψιλοβίκος, 1977). Αξίζει να σημειωθεί ότι η πλήρης στρωματογραφική ακολουθία του Προμυγδονιακού συστήματος (όπως αυτή απεικονίζεται στην αριστερή στήλη γεώτρησης του σχήματος για την περιοχή του Σχολαρίου) δεν παρουσιάζεται σε ολόκληρη την λεκάνη εξαιτίας κυρίως της δράσης της διάβρωσης και της ρηξιγενής τεκτονικής στην περιοχή. Σε ορισμένες περιπτώσεις έτσι οι αργιλοψαμμίτες εμφανίζονται να επικάθονται απευθείας στο υπόβαθρο χωρίς να παρεμβάλλεται το στρώμα με τα κροκαλοπαγή.

### 1.3 Παλαιογεωγραφία και τεκτονική εξέλιξη της περιοχής

Η σημερινή μορφή της ευρύτερης περιοχής μελέτης είναι αποτέλεσμα πολλαπλών τεκτονικών διεργασιών στο παρελθόν. Η πρώτη κύρια τεκτονική δράση ήταν προ – Ανω Παλαιοζωική και έδρασε μόνο στο χώρο της Σερβομακεδονικής μάζας ενώ ακολούθησαν δύο ακόμη φάσεις πτυχώσεων που ασκήθηκαν και στην Περιροδοπική ζώνη. Κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Ιουρασικού και Κάτω Κρητιδικού έλαβε χώρα η μία από αυτές, που είχε σαν αποτέλεσμα την δημιουργία σχεδόν ισοκλινών πτυχών. Στο Τριτογενές πραγματοποιήθηκε η τελική ορογενετική διεργασία που δημιούργησε ανοιχτές πτυχές, πτυχές τύπου knick και επιπλέον λεπιώσεις των στρωμάτων και επωθήσεις. Ετσι εξηγείται και το γεγονός ότι κρυσταλλικό υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής εφιππεύει τα νεώτερα Περμοτριαδικά μεταϊζήματα της Περιροδοπικής.

Στο Μέσο Παλαιογενές μετά από ισχυρό τεκτονικό επεισόδιο σχηματίστηκε η Προμυγδονιακή λεκάνη, η οποία στη συνέχεια κατακερματίστηκε, άρχισε να βυθίζεται και τελικά κατακλύστηκε από ύδατα για να σχηματίσει την Προμυγδονιακή λίμνη. Στη φάση αύτη αποτέθηκαν όλα τα ιζήματα της σειράς εκτός από τα ερυθροστρώματα, τα οποία δημιουργήθηκαν μετά από ακόλουθη χέρσευση λόγω ανοδικών κίνησεων της ξηράς. Τα ιζήματα της Προμυγδονιακής σειράς αποτέθηκαν από το Μειόκαινο μέχρι το Κατώτερο Πλειστόκαινο. Στο Κατώτερο Πλειστόκαινο έλαβε χώρα νέο ισχυρό τεκτονικό γεγονός, το οποίο προκάλεσε τη διάρρηξη και βύθιση ενός τμήματος της Προμυγδονιακής λεκάνης με συνέπεια το σχηματισμό της λεκάνης της Μυγδονίας. Εξαιτίας της διακοπής της υδάτινης επικοινωνίας της νέας λεκάνης με τον Στρυμωνικό κόλπο και της συγκέντρωσης των υδάτων της περιοχής εντός αυτής, σχηματίστηκε η Μυγδονία λίμνη. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε ταπείνωση της στάθμης της, ώσπου τελικά χωρίστηκε στις λίμνες Λαγκαδά και Βόλβη.

#### 1.4 Νεοτεκτονική της περιοχής

Η εύρυτερη περιοχή μελέτης παρουσιάζει έντονη νεοτεκτονική δραστηριότητα από το Μειόκανο έως σήμερα. Η δημιουργία άλλωστε της λεκάνης της Μυγδονίας είναι αποτέλεσμα των κανονικών ρηγμάτων που δημιουργήθηκαν λόγω της δράσης ενός συνεχούς εφελκυστικού πεδίου έως και τώρα. Τα ρήγματα που κυριαρχούν στην περιοχή έχουν διεύθυνση Α-Δ, ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ και ορισμένα από αυτά είναι υπεύθυνα για την πρόκληση ισχυρών σεισμών στο παρελθόν. Στο σχήμα 1.4 παρουσιάζονται τα πιο σημαντικά ρήγματα της περιοχής.



Σχήμα 1.4. Μορφολογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης με τα σημαντικότερα ρήγματα. Με κόκκινο χρώμα εμφανίζονται τα κύρια ρήγματα (Tranos et al., 2003), με μαύρες συνεχείς γραμμές οι προεκτάσεις των κυρίων ρηγμάτων και με μαύρες στικτές οι πιθανές προεκτάσεις αυτών (Τρανός, 1998)

<u>1) Ρήγμα Γερακαρούς – Νικομηδινού – Στίβου – Περιστερώνα</u> : Βρίσκεται στο Νότιο περιθώριο της λεκάνης και αποτελεί τμήμα της σεισμικής ζώνης Βόλβης, που είναι η σημαντικότερη ρηξιγενής δομή της ευρύτερης περιοχής. Το ρήγμα είναι ενεργό και μάλιστα έχει προκαλέσει τον μεγάλο σεισμό της Θεσσαλονίκης το 1978 (Papazachos et al. 1979a, b). Η γενική διεύθυνση του είναι Α-Δ, ενώ κατά θέσεις μεταβάλλεται από ΔΒΔ-ΑΝΑ μέχρι ΑΒΑ-ΔΝΔ. ). Επιφανειακά εμφανίζει μεγάλες γωνίες κλίσης (75°-85°) προς Βορρά, σταδιακά με το βάθος όμως η κλίση του μειώνεται (35°), δηλαδή το ρήγμα είναι λιστρωτό. Είναι ορατό στην επιφάνεια αφού φαίνεται να παρεμβάλλεται μεταξύ των πετρωμάτων του υποβάθρου και των αναβαθμίδων των ιζημάτων του Νεογενούς και Τεταρτογενούς. Το συνολικό άλμα του γεωλογικού ρήγματος σε όλη τη διάρκεια του Τεταρτογενούς υπολογίζεται με βάση τις ιζηματολογικές ενδείξεις σε 250m.

2) Ρήγμα Λουτρών Βόλβης – Νέα Απολλωνία : Το ρήγμα αυτό αποτελεί την προς τα Ανατολικά συνέχεια του σεισμικού ρήγματος από τον Περιστερώνα προς την Απολλωνία δια μέσου των Λουτρών Βόλβης (Μουντράκης και συνεργάτες, 1996α, 1997α). Εχει μήκος περίπου 10km, γενική διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, μετάπτωση προς τα BBA και άλμα σε όλη τη διάρκεια του Τεταρτογενούς ίσο με 250m. Είναι φανερό στην ύπαιθρο και συνδέεται με τις θερμές πηγές της Βόλβης, αφού στο σημείο που διασταυρώνεται με δύο μικρότερα ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, εκδηλώνονται θερμές πηγές.

3) Σεισμική Ρηξιγενής Ζώνη Σχολαρίου – Ανάληψης - Ασσήρου : Η ρηξιγενής αυτή ζώνη έχει μήκος πάνω από 30km και οριοθετεί τη βορειοανατολική πλευρά του βυθίσματος Λαγκαδά από το χωριό Σχολάρι μέχρι την Άσσηρο. Τμήμα της ρηξιγενούς αυτής ζώνης που περιγράφεται ως το Σεισμικό ρήγμα Σχολαρίου (Papazachos et al., 1979; Mountrakis et al., 1983) ενεργοποιήθηκε στο σεισμό της Θεσσαλονίκης το 1978 σαν ένας κλάδος του συστήματος ρηγμάτων με επιφανειακά ίχνη ανάμεσα στα χωριά Ευαγγελισμός-Σχολάρι-Στίβος. Εχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ με μετάπτωση προς τα ΝΔ και σημαντική αριστερόστροφη συνιστώσα, ενώ το μήκος της επιφανειακής διάρρηξης στο σεισμό ήταν 8km.

<u>4) Ρήγμα Λητής – Λαγυνών – Αγίου Βασιλείου - Βασιλουδίου</u> : Είναι στη συνέχεια προς τα ΔΒΔ του σεισμικού ρήγματος Γερακαρούς-Νικομηδινού-Στίβου-Περιστερώνα (Μουντράκης και συνεργάτες, 1996α, 1997α). Εχει ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, μήκος πάνω από 20km και αποτελείται από δύο παράλληλους κλάδους ρηγμάτων με

μετάπτωση προς τα BA. Το συνολικό άλμα του στο Τεταρτογενές εκτιμάται σε 220m. Αν και το ρήγμα είναι ενεργό δεν υπάρχουν στοιχεία για συγκεκριμένη σεισμική δράση σε ιστορικούς χρόνους κατά μήκος αυτού.

#### 1.5 Αποτελέσματα προηγούμενων ερευνών

Τα τελευταία χρόνια έχουν εκπονηθεί πολυάριθμες έρευνες με στόχο τη μελέτη της γεωμετρίας και στρωματογραφίας της λεκάνης της Μυγδονίας. Τα τελικά αποτελέσματα τους παρουσιάζονται συνοπτικά στην ενότητα αυτή ενώ στο επόμενο κεφάλαιο περιγράφεται η επεξεργασία των δεδομένων τους που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Συγκεκριμένα παρουσιάζονται χάρτες ισοβαθών του κρυσταλλικού υποβάθρου της περιοχής οι οποίοι στο τελευταίο κεφάλαιο συγκρίνονται με το μοντέλο υποβάθρου που προτείνεται σε αυτή την εργασία.

Η πρώτη έρευνα που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή ήταν αυτή της Γαλλικής Γεωλογικής Εταιρίας (B.R.G.M.) μετά από ανάθεση της Νομαρχίας Θεσσαλονίκης και με στόχο τη διερεύνηση δυνατότητας υδροδότησης του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης, από το υδάτινο δυναμικό της Μυγδονίας λεκάνης. Για το σκοπό αυτό υλοποιήθηκαν πολυάριθμες μετρήσεις με χρήση διάφορων μεθόδων, μεταξύ των οποίων και ηλεκτρικές και σεισμικές διασκοπήσεις. Στο σχήμα 1.5 παρουσιάζεται ο τελικός χάρτης της B.R.G.M. με τις ισοβαθείς του υποβάθρου καθώς και οι θέσεις τριών σεισμικών προφίλ. Τα τεταρτογενή ιζήματα που καταλαμβάνουν την μεγαλύτερη έκταση αποτυπώνονται χωρίς χρώμα, τα νεογενή ιζήματα εμφανίζονται με κουκίδες, το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο αναπαριστάται με παράλληλες γραμμές και τέλος με παχιά συνεχή γραμμή παρουσιάζεται το γεωλογικό όριο τους. Οι μεγαλύτερες τιμές του υποβάθρου (300m) όπως φαίνεται από το χάρτη συγκεντρώνονται στο δυτικό τμήμα της λεκάνης, μεταξύ του Σχολαρίου και των Λαγκαδικίων, ενώ αντίθετα προς τα ανατολικά οι ισοβαθείς είναι πιο αραιές και το μέγιστο βάθος που εμφανίζεται το υπόβαθρο εκεί είναι τα 100m.



Σχήμα 1.5. Χάρτης ισοβαθών του υποβάθρου της B.R.G.M. στην περιοχή μελέτης. Οι τιμές του βάθους (σε μέτρα) έχουν αναχθεί στο επίπεδο της θάλασσας. Οι γραμμές CC', DD', ΕΕ' αναπαριστούν τα προφίλ διάθλασης και η διακεκομμένη γραμμή στο κέντρο της λεκάνης αποτυπώνει τον άξονα του υποβάθρου.

Ο Θανάσουλας (1983) στα πλαίσια της διδακτορικής του διατριβής πραγματοποίησε γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις στο μεγαλύτερο τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης με σκοπό την μελέτη της γεωλογικής δομής και της τεκτονικής των βαθύτερων στρωμάτων της περιοχής. Σύμφωνα με την έρευνα αυτή διακρίνονται δύο κύριες ασυνέχειες: μια κύρια που χωρίζει τα επιφανειακά ιζήματα, από έναν σχηματισμό με τιμές ειδικής αντίστασης μεταξύ 100 και 2000hm.m, που θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει τους ανώτερους ορίζοντες του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου και μία που εντοπίζεται σε μεγαλύτερο βάθος όπου και παρουσιάζονται μεγάλες τιμές αντίστασης (πάνω από 600ohm.m.). Αξίζει να σημειωθεί ότι ο βαθύτερος αυτός ορίζοντας δεν εμφανίζεται στην μελέτη της B.R.G.M. ενώ τα βάθη του υποβάθρου (σχήμα 1.6) που εκτιμήθηκαν είναι σημαντικά μεγάλα σε ορισμένες περιοχές (ξεπερνούν τα 1000m).



Σχήμα 1.6. Χάρτης ισοβαθών της πάνω επιφάνειας του γεωλογικού στρώματος (κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο) ειδικής αντίστασης 100 μέχρι 2000hm.m, από την επιφάνεια της θάλασσας (Θανάσουλας, 1983).

Το Ι.Γ.Μ.Ε. το 2001 εκπόνησε μελέτη (Βεράνης και Κατιρτζόγλου, 2001) με στόχο την γεωλογική, στρωματογραφική, τεκτονική και υδρογεωλογική ανάλυση της υπολεκάνης της λίμνης Κορώνειας με ιδιαίτερη έμφαση στα υδρογεωλογικά χαρακτηριστικά του βαθύτερου υδροφορέα, μετά από ανάθεση έργου από την Νομαρχία Θεσσαλονίκης. Στην έρευνα αυτή χρησιμοποιήθηκαν μεταξύ άλλων τα αποτελέσματα της μελέτης της Β.R.G.M., της διατριβής του Θανάσουλα καθώς και αυτά που προέκυψαν από συμπληρωματικές βυθοσκοπήσεις που πραγματοποίησε το Ι.Γ.Μ.Ε. (Ατζέμογλου, 2001). Στο σχήμα 1.7 παρουσιάζεται ο χάρτης ισοβαθών υποβάθρου από την επιφάνεια της θάλασσας, ο οποίος μάλιστα εμφανίζει πολλές ομοιότητες με τον αντίστοιχο χάρτη της Β.R.G.M.

Στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest στο οποίο συμμετείχαν διάφορα ανώτατα εκπαιδευτικά ιδρύματα και ινστιτούτα δημιουργήθηκε ένα Ευρωπαϊκό πεδίο δοκιμών στο κεντρικό τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης (περιοχή μεταξύ των κοινοτήτων Σχολαρίου, Νυμφόπετρας και Στίβου), με στόχο να δημιουργηθεί ένα μεγάλης κλίμακας φυσικό εργαστήριο για την έρευνα διάφορων προβλημάτων Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικής Μηχανικής. Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκαν πολυάριθμες μετρήσεις πεδίου κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 90 εφαρμόζοντας διάφορες μεθόδους. Το τελικό μοντέλο υποβάθρου παρουσιάζεται στο επόμενο κεφάλαιο (σχήμα 2.12) καθώς τα δεδομένα που προέκυψαν από αυτό επεξεργάστηκαν για να χρησιμοποιηθούν στην παρούσα διατριβή.



Σχήμα 1.7. Χάρτης ισοβαθών του υποβάθρου του Ι.Γ.Μ.Ε. στην περιοχή μελέτης.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

# Επεξεργασία υφιστάμενων δεδομένων

# 2.1 Εισαγωγή

Η περιοχή μελέτης ειδικότερα είναι μία λεκάνη που η σημερινή της μορφή είναι αποτέλεσμα έντονων τεκτονικών διεργασιών που συνεχίζονται ως σήμερα. Ενεργά μεγάλα ρήγματα που οριοθετούν την λεκάνη, γεωθερμικά πεδία που αναπτύσσονται εντός αυτής και ισχυρή αντίθεση μορφολογίας, συνθέτουν ένα πολύπλοκο χώρο έρευνας. Είναι λοιπόν προφανές ότι είναι απαραίτητη η συλλογή πολυάριθμων δεδομένων για την εκπλήρωση της έρευνας με επιτυχία. Για το λόγο αυτό καταβλήθηκε προσπάθεια για τη συγκέντρωση όσο είναι δυνατό περισσότερων δεδομένων που αφορούσαν την περιοχή έρευνας. Αρχικά αναζητήθηκαν όλες οι προηγούμενες εργασίες που πραγματοποιήθηκαν στον ίδιο χώρο και είχαν ανάλογο στόχο με την παρούσα εργασία, δηλαδή την μελέτη της γεωμετρίας και στρωματογραφίας της συγκεκριμένης λεκάνης. Η κάθε εργασία αξιοποιήθηκε με διαφορετικό τρόπο, ανάλογα με τον τύπο και την αξιοπιστία των δεδομένων της.

Η πρώτη έρευνα που χρησιμοποιήθηκε (με βάση τη χρονολογική σειρά) ήταν αυτή της Γαλλικής Γεωλογικής Εταιρίας (B.R.G.M.) που εκπονήθηκε τα πρώτα χρόνια της δεκαετίας του 70 και είχε ως στόχο τη μελέτη για τη δυνατότητα χρήσης του υδάτινου δυναμικού της Μυγδονίας λεκάνης στην υδροδότηση του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης. Ακολούθησε η διδακτορική διατριβή του Θανάσουλα το 1983, στην οποία εφάρμοσε γεωφυσικές διασκοπήσεις για να εξάγει συμπεράσματα για τη γεωλογία και την τεκτονική των βαθύτερων στρωμάτων της λεκάνης. Στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού προγράμματος Euroseis-Test στο οποίο συμμετείγαν διάφορα ανώτατα εκπαιδευτικά ιδρύματα ινστιτούτα και πραγματοποιήθηκαν έρευνες στη δεκαετία του 90 με στόχο την ανάπτυξη, βελτίωση και πειραματική τεκμηρίωση προχωρημένων μεθόδων σε θέματα σεισμολογίας, τεχνικής σεισμολογίας και αντισεισμικής μηχανικής. Η περιοχή μελέτης για τις έρευνες αυτές είναι το κεντρικό τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης μεταξύ του Στίβου, Προφήτη και Σχολάρι. Τέλος στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκαν μελέτες του

ΙΓΜΕ (Τραγανός, 1987, Βεράνης και Κατιρτζόγλου, 2001), όπως επίσης και στοιχεία της Υ.Ε.Β. που αφορούσαν κυρίως γεωτρήσεις στο εσωτερικό της λεκάνης.

## 2.2 Δεδομένα από τη B.R.G.M.

Η Νομαρχία Θεσσαλονίκης το 1970 ανέθεσε έργο στη Γεωλογική Εταιρεία της Γαλλίας (B.R.G.M.), με σκοπό τη διερεύνηση δυνατότητας υδροδότησης του πολεοδομικού συγκροτήματος της Θεσσαλονίκης, από το υδάτινο δυναμικό της Μυγδονίας λεκάνης. Ετσι η B.R.G.M. εκπόνησε διάφορες μελέτες και εργασίες οι οποίες εκπονήθηκαν σε διάστημα αρκετών ετών. Για να εξαχθεί ένα αξιόπιστο αποτέλεσμα και λόγω της πολυπλοκότητας του προβλήματος χρησιμοποιήθηκε ένα μεγάλο εύρος μεθόδων και μετρήσεων. Ετσι, πραγματοποιήθηκαν υδρογεωλογικές χαρτογραφήσεις, υδρολογικές μετρήσεις, δοκιμές άντλησης, υδροχημική μελέτη των επιφανειακών και υπογείων υδάτων, γεωτρήσεις και διαγραφίες γεωτρήσεων και τέλος γεωφυσικές διασκοπήσεις (σεισμικές και ηλεκτρικές).

Από τα δεδομένα αυτά, ορισμένα μόνο χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή αφού δεν μπορούν να αξιοποιηθούν στοιχεία και αποτελέσματα που αφορούν, π.χ. την παρακολούθηση της στάθμης του νερού στους επιφανειακούς ορίζοντες, αφού η εργασία αυτή έχει ως κύριο στόχο τον καθορισμό της γεωμετρίας του υποβάθρου της περιοχής. Ετσι τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στη διατριβή είναι αυτά που προέκυψαν από τις γεωτρήσεις και τις ηλεκτρικές και σεισμικές μετρήσεις.

## 2.2.1 Δεδομένα από γεωτρήσεις

Στην πλειοψηφία τους οι γεωτρήσεις της B.R.G.M. φτάνουν σε πολύ μικρό βάθος και δεν ήταν δυνατόν να αξιοποιηθούν στα πλαίσια της διατριβής. Στις αβαθείς αυτές γεωτρήσεις τοποθετήθηκαν από την B.R.G.M. πιεζόμετρα με τη βοήθεια των οποίων, ελέγχονταν η μεταβολή στη στάθμη του νερού κατά τη διάρκεια του χρόνου.

Ορισμένες γεωτρήσεις ήταν βαθιές και παρέχουν πολύ χρήσιμες πληροφορίες για την γεωλογική δομή των βαθύτερων στρωμάτων της λεκάνης. Το πιο χρήσιμο δεδομένο που εξάγεται από αυτές τις γεωτρήσεις για την παρούσα διατριβή είναι το βάθος στο οποίο συναντάται το κρυσταλλικό υπόβαθρο. Επίσης σημαντικό είναι ότι

υπάρχει η δυνατότητα να μελετηθεί η ιζηματογενής ακολουθία και να αναγνωρισθούν πιθανά ρήγματα, μετά από συσχέτιση των στρωματογραφικών στηλών.

Συγκεντρώθηκαν στήλες από συνολικά 49 γεωτρήσεις, από τις οποίες μόνο οι 15 εντοπίζονται εντός της περιοχής μελέτης (πίνακας 2.1). Οι θέσεις των γεωτρήσεων οι οποίες αποτυπώνονται σε υδρογεωλογικό χάρτη της B.R.G.M. (σχήμα 2.1) ψηφιοποιήθηκαν ώστε να καθοριστούν οι συντεταγμένες στις οποίες αντιστοιχούν και επιπλέον για να χρησιμοποιηθούν στο στάδιο επεξεργασίας του τελικού μοντέλου υποβάθρου.

Η σημαντικότερη αξιοποιήσιμη πληροφορία προκύπτει από μία βαθιά γεώτρηση στην περιοχή του Σχολαρίου, η οποία τερματίζει στα 407m, αφού πρώτα συναντήσει το υπόβαθρο (αποσαθρωμένος μαρμαρυγιακός σχιστόλιθος) στα 402m. Επιπλέον δύο άλλες γεωτρήσεις δίνουν στοιχεία για το βάθος του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου. Στη Γερακαρού απαντάται ένας σχηματισμός φυλλίτη στα 63m ενώ Νότια του Προφήτη και στα 31m βάθος εντοπίζεται ο χαρακτηριστικός γνεύσιος της Σερβομακεδονικής μάζας.

ΤΟΠΟΘΕΣΙΑ ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ	κωδικός	ΒΑΘΟΣ ΕΡΕΥΝΑΣ (m)
ΣΧΟΛΑΡΙ	P5 bis	26
ΣΧΟΛΑΡΙ	S3 bis	26
ΣΧΟΛΑΡΙ	P5	407
ΣΧΟΛΑΡΙ	S3	407
ΣΧΟΛΑΡΙ	6b 22	100
ΒΑΣΙΛΟΥΔΙ	P13	20
ΒΑΣΙΛΟΥΔΙ	S11	16
ΔΕΡΒΕΝΙ	P15	21
ΔΕΡΒΕΝΙ	S13	20
ΔΕΡΒΕΝΙ	P21	20.5
ΔΕΡΒΕΝΙ	S19	15.5
ΠΡΟΦΗΤΗΣ	P16	20
ΠΡΟΦΗΤΗΣ	S14	21
ΠΡΟΦΗΤΗΣ	7a 16	85
ΓΕΡΑΚΑΡΟΥ	6b 24	80

Πίνακας 2.1. Γεωτρήσεις της B.R.G.M. στην περιοχή μελέτης.



Σχήμα 2.1. Υδρογεωλογικός χάρτης της B.R.G.M. στην περιοχή μελέτης. Τα σημεία με το κόκκινο χρώμα απεικονίζουν τις θέσεις των γεωτρήσεων για τις οποίες συλλέχθηκαν στοίχεια.

## 2.2.2 Δεδομένα από γεωηλεκτρικές μετρήσεις

Στα πλαίσια των μελετών της B.R.G.M. εφαρμόστηκαν και μέθοδοι γεωφυσικών διασκοπήσεων, στην προσπάθεια να συλλεχθούν στοιχεία που αφορούν τα βαθύτερα στρώματα της λεκάνης. Συγκεκριμένα πραγματοποιήθηκαν ηλεκτρικές και σεισμικές μετρήσεις στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής της Μυγδονίας.

Οι ηλεκτρικές μετρήσεις χρησιμοποίησαν τη μέθοδο των ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων με στόχο τον καθορισμό της κατακόρυφης κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος. Η μέθοδος αυτή θα περιγραφεί αναλυτικότερα σε επόμενο κεφάλαιο. Στο σχήμα 2.2 απεικονίζονται οι θέσεις στις οποίες εκτελέστηκαν οι βυθοσκοπήσεις και ανήκουν στην περιοχή έρευνας.

Δυστυχώς τα πρωτογενή δεδομένα που προέκυψαν από τις ηλεκτρικές αυτές μετρήσεις δεν κατέστη δυνατό να συλλεχθούν. Το γεγονός αυτό απέτρεψε την εκ νέου ερμηνεία τους και ταυτόχρονα την σύγκριση των νέων αποτελεσμάτων με εκείνα που παρουσίασε η B.R.G.M. Τα μοναδικά πρωτογενή δεδομένα που ήταν διαθέσιμα στην περιοχή έρευνας, είναι μια καμπύλη φαινόμενων αποτελεσμάτων (σχήμα 2.3). Συγκεκριμένα πρόκειται για δεδομένα που προέκυψαν από μία βυθοσκόπηση που πραγματοποιήθηκε πλησίον βαθιάς γεώτρησης (P5) στην περιοχή του Σχολαρίου. Το βάθος του υποβάθρου που υπολογίστηκε παρουσιάζει μεγάλο εύρος διακύμανσης και προσδιορίζεται μεταξύ 350 - 500m σύμφωνα με τεχνική έκθεση της B.R.G.M. Σημαντικό επικουρικό ρόλο στην ερμηνεία παίζουν οι δύο γεωτρήσεις (S3, P5) οι οποίες έχουν το ίδιο βάθος (407m) ενώ μόνο η μία από αυτές (S3) συναντά το υπόβαθρο (402m), παρόλο που η μεταξύ τους απόσταση είναι πολύ μικρή. Με βάση την καμπύλη βυθοσκόπησης (σχήμα 2.3) ανακτήθηκαν οι πρωτογενείς μετρήσεις και έγινε νέα ερμηνεία που εντοπίζει το υπόβαθρο σε βάθος άνω των 450m, χωρίς ωστόσο να ληφθεί υπόψη η σημαντική πληροφορία της γεώτρησης.

Η B.R.G.M. για την ερμηνεία των ηλεκτρικών μετρήσεων που εκτέλεσε, χρησιμοποίησε ένα κοινό τρόπο ταξινόμησης για όλους της σχηματισμούς της λεκάνης, με βάση τις τιμές της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης που παρουσιάζουν αυτοί. Διακρίθηκαν λοιπόν τρεις κύριοι σχηματισμοί που από πάνω προς τα κάτω είναι: Ο σχηματισμός A, ο οποίος χωρίζεται σε άλλους τρεις (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub>) και αντιπροσωπεύει το επιφανειακά ιζήματα της περιοχής. Ο διαχωρισμός αυτός οφείλεται στην εμφάνιση ενός αγώγιμου στρώματος (A<sub>2</sub>) που παρουσιάζει μικρότερες



Σχήμα 2.2. Χάρτης της B.R.G.M. στην περιοχή μελέτης, που απεικονίζει τις θέσεις των βυθοσκοπήσεων (με το κόκκινο χρώμα) και των σεισμικών προφίλ.

τιμές φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης, σε σχέση με τα άλλα δύο στρώματα (A<sub>1</sub>, A<sub>3</sub>). Το πάχος των ιζημάτων που συνιστούν το σχηματισμό A υπολογίζεται από 100 ως 150m. Ακολουθεί ο σχηματισμός B που είναι εξαιρετικά αγώγιμος (πολύ μικρές τιμές φαινόμενης αντίστασης) και δείχνει να έχει πάρα πολύ μεγάλο πάχος. Στο τέλος εμφανίζεται ο σχηματισμός C ο οποίος αντιστοιχεί στο κρυσταλλοσχιστώδης υπόβαθρο (ή και σε συνεκτικά κροκαλοπαγή πάνω από αυτό) και παρουσιάζει όπως ήταν φυσικό, μεγάλες αντιστάσεις.



Σχήμα 2.3. Καμπύλη βυθοσκόπησης της B.R.G.M. στην περιοχή του Σχολαρίου. Στο κάτω μέρος διακρίνεται η στήλη της γεώτρησης P5 που εντοπίζεται σε γειτονική περιοχή.

Η B.R.G.M. χρησιμοποίησε δύο διαφορετικούς τρόπους ερμηνείας των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων. Για να εξαχθούν οι ζητούμενες τιμές των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων από τις φαινόμενες αντιστάσεις χρησιμοποίησαν τη μέθοδο των πρότυπων καμπύλων (τμήμα της μεθοδολογίας αυτής, περιγράφεται σε επόμενο κεφάλαιο). Η διαφορά στην ερμηνεία εντοπίζεται στην τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης του υποβάθρου. Στη μία περίπτωση αυτή θεωρήθηκε άπειρη ενώ στην άλλη χρησιμοποιήθηκε η τιμή η οποία υπολογίζεται με τη μέθοδο αυτή και είναι συνήθως της τάξης των 300 – 10000hm.m.

Στο σχήμα 2.4 απεικονίζονται τα κυριότερα ηλεκτρικά προφίλ που καλύπτουν την περιοχή έρευνας, με βάση την υπόθεση ότι η τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης του υποβάθρου είναι άπειρη. Πρόκειται για αποτύπωση των αποτελεσμάτων των βυθοσκοπήσεων οι οποίες διατάσσονται σε ευθεία γραμμή, δηλαδή εμφανίζονται όλα τα διακριθέντα στρώματα μαζί με το υπόβαθρο, συνοδευόμενα από τις αντίστοιχες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Τα επιφανειακά στρώματα που έχουν αντιστάσεις πάνω από 500hm.m παρουσιάζονται με διαβαθμίσεις του γκρι χρώματος, ο παχύς αγώγιμος σχηματισμός (20-300hm.m) απεικονίζεται χωρίς χρώμα, ενώ ο ημιχώρος περιγράφεται με παράλληλες γραμμές.

Τα αποτελέσματα των βυθοσκοπήσεων που προκύπτουν με τον εναλλακτικό τρόπο ερμηνείας (μεταβαλλόμενη αντίσταση υποβάθρου) εμφανίζονται στο σχήμα 2.5. Οι στήλες που παρεμβάλλονται στα σεισμικά προφίλ αναπαριστούν τα μοντέλα που προέκυψαν από την επεξεργασία των βυθοσκοπήσεων. Το κάτω τμήμα των στηλών που εμφανίζεται γραμμοσκιασμένο αντιπροσωπεύει το υπόβαθρο ενώ το μη χρωματισμένο άνω μέρος την ανώτερη ακολουθία ιζημάτων.

Τα βάθη που αντιστοιχούν στο υπόβαθρο και απορρέουν από την επεξεργασία των ηλεκτρικών μετρήσεων με βάση τις δύο μεθοδολογίες δεν συμφωνούν απόλυτα μεταξύ τους. Στις περισσότερες βυθοσκοπήσεις η διαφορά αυτή είναι μικρή σχετικά, ωστόσο υπάρχουν θέσεις στις οποίες τα αποτελέσματα διαφέρουν σημαντικά. Στην παρούσα εργασία οι τιμές αυτές συγκρίθηκαν με εκείνες που προκύπτουν από τις σεισμικές μετρήσεις της B.R.G.M., από γεωτρήσεις καθώς και άλλες ηλεκτρικές μετρήσεις που εκτελέστηκαν σε γειτονικά σημεία. Ετσι για την κατασκευή του τελικού μοντέλου χρησιμοποιήθηκαν μόνο τα βάθη που θεωρήθηκαν αξιόπιστα. Μάλιστα για να επιτευχθεί αυτό ψηφιοποιήθηκαν όλες οι θέσεις των βυθοσκοπήσεων και των σεισμικών προφίλ ώστε να ανακτηθούν οι συντεταγμένες των σημείων για τις οποίες είναι διαθέσιμες πληροφορίες για το βάθος του υποβάθρου.



Σχήμα 2.4. Ηλεκτρικά προφίλ της B.R.G.M. στην περιοχή μελέτης. Τα αποτελέσματα προέκυψαν μετά την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων θεωρώντας άπειρη την τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης του υποβάθρου. Οι τιμές αντιστοιχούν στις ηλεκτρικές αντιστάσεις που παρουσιάζει κάθε στρώμα.



Σχήμα 2.5. Σεισμικά προφίλ της B.R.G.M. στην περιοχή μελέτης. Οι αριθμοί εντός των στηλών αντιστοιχούν στις τιμές ηλεκτρικής αντίστασης που προέκυψαν από τις ερμηνείες των βυθοσκοπήσεων ενώ εκείνοι που βρίσκονται εκτός αυτών αντιπροσωπεύουν τις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων με βάση τα αποτελέσματα των σεισμικών μετρήσεων.

### 2.2.3 Δεδομένα από σεισμικές μετρήσεις

Η B.R.G.M. χρησιμοποίησε την σεισμική μέθοδο διασκόπησης, παράλληλα με την ηλεκτρική, ώστε να συλλεχθούν περισσότερα δεδομένα που αφορούν τη γεωμετρία των βαθύτερων στρωμάτων της Μυγδονίας λεκάνης. Για το λόγο αυτό εκτελέσθηκαν σεισμικές μετρήσεις που καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα του γνωστού αυτού βυθίσματος. Συγκεκριμένα πραγματοποίησε έξι μεγάλα σεισμικά προφίλ από τα οποία, τα τρία (προφίλ 3, 4, 5) εντοπίζονται στην περιοχή μελέτης της εργασίας αυτής και οι θέσεις τους αποτυπώνονται στο χάρτη του σχήματος 2.2. Τα προφίλ 3 και 4 έχουν διεύθυνση Βορρά – Νότου, ενώ το προφίλ 5 που είναι και το μεγαλύτερο σε μήκος, είναι παράλληλο περίπου προς τον άξονα της λεκάνης και προσανατολίζεται στην διεύθυνση Δύσης – Ανατολής.

Οι πρωτογενείς σεισμικές μετρήσεις δεν ήταν δυνατό να συλλεχθούν και έτσι χρησιμοποιήθηκαν μόνο τα τελικά αποτελέσματα που προέκυψαν από αυτές, δηλαδή ένα μοντέλο που απαρτίζεται από ένα αριθμό στρωμάτων και από αντίστοιχες τιμές ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Ανάλογα με το εύρος των τιμών αυτών και με την χρήση άλλων δεδομένων (κυρίως τις στήλες από γεωτρήσεις), κατασκευάστηκε το πιθανό γεωλογικό μοντέλο της περιοχής.

Στην περιοχή ενδιαφέροντος, δηλαδή στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης, η B.R.G.M. χρησιμοποιώντας την σεισμική μέθοδο διέκρινε τέσσερις κύριους σχηματισμούς, που από πάνω προς τα κάτω είναι: Τα νέα ιζήματα που καλύπτουν την επιφάνεια και εντός αυτών οι ταχύτητες είναι μικρές και κυμαίνονται μεταξύ 400 – 900m/s. Ακολουθεί ένας πιο παχύς σχηματισμός που εμφανίζει ταχύτητες από 1400 ως 1900m/s και αντιστοιχεί σε άμμους ή αργίλους ενώ το γεγονός ότι σε ορισμένα σημεία οι ταχύτητες είναι λίγο μεγαλύτερες (2000 – 2200m/s), ερμηνεύθηκε με την πιθανή παρουσία ενός στρώματος από ίδιας προέλευσης ιζήματα, αλλά πιο συμπαγή. Σε μεγαλύτερο βάθος οι ταχύτητες αυξάνονται γρήγορα και αποκτούν υψηλές τιμές οι οποίες είναι αντιπροσωπευτικές για τα πετρώματα που συνιστούν το κρυσταλλικό υπόβαθρο. Αυτό διαχωρίζεται σε δύο επιμέρους τμήματα (μόνο σε ορισμένες θέσεις), στον εξαλλειωμένο και λιγότερο συνεκτικό σχηματισμό του υποβάθρού (3200 – 3700m/s) και στο υποκείμενο, υγιής πέτρωμα στο οποίο αντιστοιχούν ταχύτητες σεισμικών κυμάτων πάνω από 3800m/s.

Τα τρία κύρια σεισμικά προφίλ καθώς και τα αποτελέσματα τους απεικονίζονται στο σχήμα 2.5. Τα επιφανειακά ιζήματα αναπαριστώνται χωρίς χρώμα, και οι κατά τόπου πιο συνεκτικοί ιζηματογενείς σχηματισμοί εμφανίζονται με κουκίδες. Το αποσαθρωμένο τμήμα του υποβάθρου παριστάνεται γραμμοσκιασμένο με παράλληλες γραμμές ενώ τα βαθύτερα συνεκτικά κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα περιγράφονται με πλέγμα διασταυρούμενων γραμμών. Τα νούμερα αντιστοιχούν στις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων ενώ οι στήλες που παρεμβάλλονται στα σεισμικά προφίλ αντιπροσωπεύουν τα αποτελέσματα των ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων.

Οι θέσεις των σεισμικών προφίλ και το βάθος του υποβάθρου που προκύπτει από την ερμηνεία των μετρήσεων (σχήμα 2.5) ψηφιοποιήθηκαν ώστε να αποκτηθούν περισσότερες πληροφορίες για την δομή της λεκάνης, οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν στο τελικό στάδιο δημιουργίας του μοντέλου υποβάθρου. Αντίστοιχη ψηφιοποίηση πραγματοποιήθηκε και για τα αποτελέσματα της ηλεκτρικής μεθόδου, όπου σε ορισμένες περιπτώσεις οι θέσεις των μετρήσεων συμπίπτουν με αυτές των σεισμικών.

Τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή και των δύο μεθοδολογιών παρουσιάζονται στον πίνακα 2.2. Στις βυθοσκοπήσεις, το βάθος του υποβάθρου δίνεται δύο φορές εξαιτίας των ξεχωριστών ερμηνειών που πραγματοποιήθηκαν. Η μία από αυτές θεωρεί την ηλεκτρική αντίσταση του υποβάθρου άπειρη ενώ η άλλη χρησιμοποιεί συγκεκριμένες τιμές που προέκυψαν από την ερμηνεία, οι οποίες αποτυπώνονται στην έκτη στήλη του πίνακα. Στις σεισμικές μετρήσεις (που εκτελέστηκαν σε κοινά ή γειτονικά σημεία με τις ηλεκτρικές) προσδιορίζεται και το βάθος των αποσαθρωμένων κρυσταλλικών πετρωμάτων, όπου αυτό εντοπίζεται με βάση τις ταχύτητες διάδοσης των κυμάτων.

Τα βάθη του υποβάθρου που απορρέουν από την ερμηνεία των ηλεκτρικών και σεισμικών μετρήσεων γενικά συμφωνούν μεταξύ τους. Ωστόσο υπάρχουν αποτελέσματα που παρουσιάζουν μεγάλες διαφορές και δεν είναι δυνατόν να συσχετιστούν. Σε περιοχή κοντά στον Στίβο και ειδικότερα στην αρχή του σεισμικού προφίλ 4 (βυθοσκοπήσεις 400, 401), παρατηρείται ίσως η πιο αξιοσημείωτη αντίθεση στις τιμές του βάθους (πίνακας 2.2). Στην συγκεκριμένη τοποθεσία όπως φαίνεται και από την ερμηνεία της B.R.G.M., μεταξύ των επιφανειακών ιζημάτων και του υποβάθρου, παρεμβάλλεται ένας συμπαγής "ιζηματογενής" σχηματισμός που παρουσιάζει πολύ μεγαλύτερες τιμές ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων, από τα υπερκείμενα ιζήματα (1000 έναντι 2200m/s). Στα πλαίσια της εργασίας αυτής εκτελέστηκαν ηλεκτρικές μετρήσεις στην ίδια περιοχή και η διακύμανση των τιμών της ηλεκτρικής αντίστασης δεν είχε την τυπική συμπεριφορά, δημιουργώντας έτσι προβλήματα στην ερμηνεία. Η αμφίβολη και ασταθής εκτίμηση του βάθους του υποβάθρου στον τόπο αυτό, ίσως να οφείλεται και στην παρουσία ρηγμάτων που λειτουργούν σαν αγωγοί κυκλοφορίας θερμών ρευστών, δεδομένου του γεγονότος ότι εντός της λεκάνης της Μυγδονίας αναπτύσσονται σημαντικά γεωθερμικά πεδία. Εξαιτίας της αβεβαιότητας του αποτελέσματος, τα βάθη αυτά που προέρχονταν από το σεισμικό προφίλ, δεν χρησιμοποιήθηκαν στην κατασκευή του τελικού μοντέλου. Επιπρόσθετα λήφθηκε υπόψη το βάθος του στρώματος των αποσαθρωμένων κρυσταλλικών πετρωμάτων (στα σημεία που εντοπίζεται) αντί του υγιούς υποβάθρου, λόγω αντίστοιχης συμφωνίας με τα συμπεράσματα των βυθοσκοπήσεων.

ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ		ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ			ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ		
x	Y	ΚΩΔΙΚΟΣ ΒΥΘΟΣΚ ΟΠΗΣΗΣ	ΠΑΧΟΣ (ρ=∞)	ΠΑΧΟΣ	ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ	ΠΑΧΟΣ	ΠΑΧΟΣ (ΖΩΝΗ ΑΠΟΣΑΘΡΩΜΕ ΝΟΥ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ )
23.187735	40.647403	201	250				
23.191679	40.656144	202	360				
23.209228	40.62637	301	60	65	175	140	65
23.210411	40.639055	302	380	400	1000	590	360
23.209951	40.649769	303	420	450	400	420	
23.209097	40.660482	304	380	400	1000	370	
23.2135	40.670933	305	310			270	
23.215143	40.680923	306	240	260	1000	270	230
23.218824	40.691702	307	110	135	950		110
23.224871	40.666726	308	290	350	500	310	
23.311499	40.652989	400	160	350	1000	90	
23.31301	40.656736	401	235	300	750	140	
23.31071	40.663703	402	250	250	500	220	
23.31347	40.669815	403	160	230	1000	140	
23.314719	40.678163	404	150	150	450	100	
23.3161	40.688876	405	80				
23.310973	40.693477	406	40	45	700	45	
23.234664	40.664623	501	310	400	250	330	
23.248664	40.663768	502	320	400	600	340	
23.26273	40.664097	503	260	350	1000	255	
23.276992	40.66482	504	180	200	1000	180	
23.288494	40.670341	505	160	160	500	135	
23.29625	40.680332	500	25	30	300	130	 
23.309133	40.683881	507	40	55 120	600	100	90
23.320903	40.003947	500	100	140	200	120	05
23.332920	40.684200	509	200	140	500	150	90
23.345210	40.004209	5021	200	195	500		
23.245041	40 653000	5021	380	420	750	370	
23.247.941	40.055909	5022	260	300	300	570	
23 255894	40.679609	5023	170	500	500		
23 276204	40.644971	5024	180				
23 277387	40 655355	5042	250				
23 299076	40 654632	5051	230				
23 294015	40 661665	5052	170				
23.332071	40.659628	5091	100				
23.332531	40.667449	5092	120				
23.347254	40.664426	5093	130				
23.342456	40.694134	601	30				
23.376568	40.696763	603	70				
23.2252	40.652661	3052	480				
23.229078	40.674482	3053	330				

Πίνακας 2.2. Αποτελέσματα των ηλεκτρικών και σεισμικών μετρήσεων της B.R.G.M. Οι τιμές του πάχους των ιζημάτων που εμφανίζονται πάνω από το υπόβαθρο είναι σε μέτρα ενώ η τιμή της αντίστασης σε Ohm.m.

## 2.3 Δεδομένα από Θανάσουλα

Ο Θανάσουλας (1983) στα πλαίσια της διδακτορικής του διατριβής πραγματοποίησε γεωφυσικές μετρήσεις στο μεγαλύτερο τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης. Σκοπός της μελέτης ήταν να ερευνηθεί η γεωλογική δομή και η τεκτονική των βαθύτερων στρωμάτων της περιοχής. Πραγματοποιήθηκαν ηλεκτρικές μετρήσεις ενώ λήφθηκαν υπόψη τα αποτελέσματα από παλαιότερες έρευνες. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα, από την μαγνητική μελέτη που διεξήγαγε το Ι.Γ.Μ.Ε. το 1966 και την εργασία του Μακρή για το βαρυτικό πεδίο (Makris, 1977).

Συνολικά πραγματοποιήθηκαν 48 βυθοσκοπήσεις, οι θέσεις των οποίων αποτυπώνονται στο σχήμα 2.6 με κόκκινο χρώμα ενώ με δύο μικρά ευθύγραμμα τμήματα εκατέρωθεν των σημείων μέτρησης περιγράφεται η διεύθυνση της γραμμής ρεύματος, η οποία στις παρυφές της λεκάνης προσανατολιζόταν παράλληλα προς την παράταξη των γεωλογικών σχηματισμών. Η μέγιστη απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος ήταν 4km και η μέση απόσταση μεταξύ των βυθοσκοπήσεων 3km. Επιπλέον δημιουργήθηκαν συνολικά 15 τομές σε διευθύνσεις BA-NΔ και BΔ-NA, οι οποίες συμπεριλάμβαναν δεδομένα από τουλάχιστον τρεις μετρήσεις (σχήμα 2.6).

Σύμφωνα με τον Θανάσουλα (1983) τρία κύρια στρώματα προέκυψαν από την τελική ερμηνεία που από πάνω προς τα κάτω είναι: Ενα επιφανειακό στρώμα αργιλικής σύστασης με κατά τόπους ενστρώσεις άμμων και κροκάλων και με ειδική αντίσταση από 10 ως 1000hm.m. Ακολουθεί ένα στρώμα με τιμές ηλεκτρικής αντίστασης μεταξύ 100 – 2000hm.m, που θεωρείται ότι συνίσταται από τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα ενώ ακόμη πιο βαθιά διακρίνεται το υπόβαθρο που εμφανίζει υψηλότερες τιμές αντίστασης (πάνω από 6000hm.m.).

Στο σχήμα 2.7 απεικονίζονται ενδεικτικά τρεις τομές (T6, T7, T8) που ανήκουν γεωγραφικά στο τμήμα της λεκάνης μεταξύ των λιμνών. Στο πάνω τμήμα παρουσιάζονται οι τιμές φαινόμενης αντίστασης που μετρήθηκαν στο πεδίο, σε συνάρτηση με την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB/2) με την μορφή καμπυλών ισοαντίστασης ενώ στο κάτω μέρος δίνεται το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε μετά την ερμηνεία. Στο μοντέλο ουσιαστικά αποτυπώνεται η κατανομή των στρωμάτων (που έχουν συγκεκριμένη τιμή ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης) σε σχέση με το βάθος ενώ παράλληλα έχουν σχεδιαστεί και τα πιθανά ρήγματα.

Τα πρωτογενή δεδομένα όλων των βυθοσκοπήσεων ήταν διαθέσιμα και έτσι συλλέχθηκαν με σκοπό να χρησιμοποιηθούν στην παρούσα εργασία. Από το



Σχήμα 2.6. Χάρτης στον οποίο αποτυπώνονται οι θέσεις των βυθοσκοπήσεων (με κόκκινο χρώμα) που εκτέλεσε ο Θανάσουλας (1983) στην περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης.



Σχήμα 2.7. Από πάνω προς τα κάτω οι τομές Τ6, Τ7, Τ8 (βλέπε σχήμα 2.6) φαινόμενων ηλεκτρικών αντιστάσεων και τα αντίστοιχα γεωηλεκτρικά μοντέλα (Θανάσουλας, 1983).

σύνολο των μετρήσεων λήφθηκαν υπόψη μόνο αυτές που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή μελέτης, οι θέσεις των οποίων ψηφιοποιήθηκαν ώστε να γίνουν γνωστές οι συντεταγμένες τους. Πρόκειται για 10 βυθοσκοπήσεις, που συμμετέχουν στις τομές T6, T7, T8, T13 και οι οποίες ερμηνεύθηκαν ξανά εφαρμόζοντας σύγχρονη μεθοδολογία ερμηνείας. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν γενικά δεν συμφωνούν με τα αντίστοιχα της εργασίας του Θανάσουλα και παρουσιάζονται σε επόμενο κεφάλαιο.

## 2.4 Δεδομένα από Euroseis

Το 1993 στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest δημιουργήθηκε ένα Ευρωπαϊκό πεδίο δοκιμών στο κεντρικό τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης. Συγκεκριμένα στην περιοχή μεταξύ των κοινοτήτων Σχολαρίου, Νυμφόπετρας και Στίβου πραγματοποιήθηκαν πολυάριθμες γεωφυσικές μετρήσεις, εφαρμόζοντας διαφορετικές μεθοδολογίες. Ο κύριος στόχος ήταν να υπάρχει ένα μεγάλης κλίμακας φυσικό εργαστήριο για την έρευνα διάφορων προβλημάτων Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικής Μηχανικής. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν σεισμολογικά δεδομένα που προέρχονταν από δίκτυο σεισμογράφων και επιταχυνσιογράφων, πραγματοποιήθηκαν διάφορα προφίλ διάθλασης, εκτελέστηκαν ηλεκτρικές μετρήσεις και σεισμικές διαγραφίες σε γεωτρήσεις ενώ παράλληλα έγιναν διάφορες γεωτεχνικές δοκιμές στο εργαστήριο. Με τον τρόπο αυτό συγκεντρώθηκε σημαντικό πλήθος δεδομένων για την περιοχή, έτσι ώστε τα εξαγόμενα συμπεράσματα που αφορούσαν μεταξύ άλλων και την δομή των βαθύτερων γεωλογικών σχηματισμών της λεκάνης να ήταν όσο το δυνατόν πιο αξιόπιστα και ακριβή. Η πρώτη φάση του ερευνητικού αυτού προγράμματος ολοκληρώθηκε το 1999 ενώ ακολούθησαν νεώτερα ερευνητικά έργα μέχρι σήμερα (Euroseismod - Euroseisrisk).

### 2.4.1 Δεδομένα από ηλεκτρικές μετρήσεις

Στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή έρευνας βυθοσκοπήσεις και ηλεκτρικές τομογραφίες με στόχο τον καθορισμό της γεωμετρίας του κρυσταλλικού υποβάθρου και τον εντοπισμό πιθανών ρηγμάτων. Στο σχήμα 2.8 παρουσιάζονται οι θέσεις των βυθοσκοπήσεων καθώς και η διεύθυνση των

προφίλ τους. Συγκεκριμένα εκτελέστηκαν 34 βυθοσκοπήσεις εφαρμόζοντας τη μέθοδο Schlumberger με μέγιστη απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος 1000m ενώ η μέση απόσταση μεταξύ των βυθοσκοπήσεων περίπου 300m. Η ερμηνεία των μετρήσεων έγινε, χρησιμοποιώντας ένα αρχικό μοντέλο σε κατάλληλο πρόγραμμα ηλεκτρονικού υπολογιστή (Resgraph), που βελτιώνει τη λύση εφαρμόζοντας τη μέθοδο της μέγιστης κλίσης (Koefoed, 1979). Στις περισσότερες βυθοσκοπήσεις εντοπίστηκε το υπόβαθρο, για το οποίο οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κυμαίνονται μεταξύ 187 και 7800hm.m.



Σχήμα 2.8. Οι θέσεις των βυθοσκοπήσεων και των τομών που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος Euroseistest.

Τα μονοδιάστατα γεωηλεκτρικά μοντέλα που προέκυψαν με την ερμηνεία της κάθε βυθοσκόπησης ξεχωριστά, τοποθετήθηκαν μαζί σε σειρά ώστε να σχεδιαστεί μία διδιάστατη ψευδοτομή. Στο σχήμα 2.9 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για τις τομές T1, T2, T3, T5 και T6. Το γραμμοσκιασμένο τμήμα περιγράφει το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, τα νεώτερα υπερκείμενα ιζήματα αποτυπώνονται χωρίς χρώμα ενώ οι αριθμοί αντιστοιχούν στις ερμηνευμένες τιμές ηλεκτρικής αντίστασης. Δεν κατέστη δυνατός ο διαχωρισμός μεταξύ Μυγδονιακών και προΜυγδονιακών ιζημάτων, παρά μόνο ο εντοπισμός των αποθέσεων τραβερτίνη ο οποίος εμφανίζει υψηλές τιμές ηλεκτρικής αντίστασης. Με βάση τα αποτελέσματα των μετρήσεων, αναγνωρίστηκαν πιθανά ρήγματα στα σημεία οπού το υπόβαθρο φαίνεται να κάνει σημαντικά άλματα. Στην τομή T1 το φαινόμενο αυτό παρατηρείται μεταξύ των βυθοσκοπήσεων S5 - S6 και S7 – S8, στο προφίλ T2 παρουσιάζεται στις μετρήσεις S1 – S2, S7 – S6, S8 – S14 και S9 – S11 και στην τομή T3 στο τμήμα S4 – S6. Γενικά το υπόβαθρο εμφανίζεται να βυθίζεται στο κεντρικό με νότιο τμήμα της περιοχής και αντίστοιχα ανυψώνεται στα βόρεια και νότια περιθώρια της λεκάνης, όπως ήταν άλλωστε και αναμενόμενο από το γεωλογικό περιβάλλον που επικρατεί στην τοποθεσία αυτή.



Σχήμα 2.9. Γεωηλεκτρικά μοντέλα των τομών Τ1, Τ2, Τ3, Τ5 και Τ6.
Οι πρωτογενείς μετρήσεις όλων των βυθοσκοπήσεων συγκεντρώθηκαν για να χρησιμοποιηθούν στην παρούσα εργασία. Οι θέσεις των μετρήσεων ψηφιοποιήθηκαν για να ανακτηθούν οι συντεταγμένες τους και να χρησιμοποιηθούν στη συνέχεια στο τελικό μοντέλο υποβάθρου. Πρέπει να σημειωθεί ότι τα δεδομένα από ορισμένες μετρήσεις δεν ήταν ιδιαίτερα καλής ποιότητας και αυτό είχε σαν αποτέλεσμα η ερμηνεία να μην είναι σε μεγάλο βαθμό αξιόπιστη. Επιπλέον δεν αξιοποιήθηκαν όλες οι βυθοσκοπήσεις αφού μερικές από αυτές δεν εντόπισαν το υπόβαθρο (π.χ. οι βυθοσκοπήσεις S11, S12 της τομής T1). Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την νέα ερμηνεία που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της διατριβής αυτής συμφωνούν σε γενικές γραμμές με αυτά της προηγούμενης έρευνας και θα παρουσιαστούν σε επόμενο κεφάλαιο.

## 2.4.2 Δεδομένα από σεισμικές μετρήσεις

Οι σεισμικές μετρήσεις στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest πραγματοποιήθηκαν στο χώρο μεταξύ των κοινοτήτων Προφήτη και Στίβου. Οι κύριες μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν ήταν διάθλαση επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων, σεισμικές διαγραφίες σε γεωτρήσεις και αντιστροφή των επιφανειακών κυμάτων.

Οι θέσεις των σεισμικών προφίλ και των γεωτρήσεων παρουσιάζονται στο χάρτη του σχήματος 2.10. Υλοποιήθηκαν συνολικά 82 προφίλ μεταξύ των οποίων τα 60 αφορούσαν ταχύτητες επιμήκων κυμάτων και τα 22, ταχύτητες εγκαρσίων κυμάτων. Ορισμένα προφίλ εκτελέστηκαν παράλληλα προς την κύρια τομή μεταξύ Προφήτη και Στίβου, ενώ αλλά κάθετα προς την διεύθυνση αυτή. Ανάλογα με το επιθυμητό βάθος διασκόπησης τα μήκη των προφίλ κυμαίνονταν από 44 ως 511m και η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων από 2 ως 20m. Δηλαδή οι πληροφορίες που προέκυψαν από τις μετρήσεις αντιπροσώπευαν εκτός από τα βαθιά στρώματα και τα επιφανειακά.

Το τελικό μοντέλο που δημιουργήθηκε ήταν αποτέλεσμα διαδοχικών βελτιώσεων που διεξήχθησαν στις διάφορες φάσεις του προγράμματος. Το αρχικό μοντέλο είχε στηριχθεί κυρίως στα προφίλ των επιμήκων κυμάτων (Jongmans et al, 1998) ενώ στη συνέχεια και μετά από νέα ερμηνεία κατασκευάστηκε ένα καινούριο μοντέλο που βασίζεται σε μεγαλύτερο βαθμό, στις μετρήσεις εγκαρσίων κυμάτων (Raptakis et al, 2000).



Σχήμα 2.10. Θέσεις των σεισμικών προφίλ και των γεωτρήσεων που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest.

Εκτός από τα δεδομένα της σεισμικής διάθλασης, χρησιμοποιήθηκαν και στοιχεία που προέκυψαν από τις σεισμικές διαγραφίες σε γεωτρήσεις καθώς και από τις γεωτεχνικές δοκιμές που έγιναν στο εργαστήριο. Στο σχήμα 2.11 παρουσιάζονται τα μονοδιάστατα γεωφυσικά και γεωτεχνικά προφίλ κατά μήκος της τομής Προφήτης – Στίβος (Pitilakis et al, 1999). Οι θέσεις των προφίλ αυτών αποτυπώνονται στο χάρτη του σχήματος 2.10. Στην αριστερή στήλη περιγράφονται οι γεωλογικοί σχηματισμοί όπως προέκυψαν από τη γεωτεχνική ανάλυση και στη δεξιά διαχωρίζονται τα στρώματα με βάση τις τιμές της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων, που υπολογίστηκαν από το σύνολο των σεισμικών μεθόδων που εφαρμόστηκαν. Διακρίνονται συνολικά οκτώ διαφορετικοί σχηματισμοί με διαδοχικά αυξανόμενες ταχύτητες σεισμικών κυμάτων (από πάνω προς τα κάτω). Το βάθος του υποβάθρου χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, αφού πριν ψηφιοποιήθηκαν τα σημεία μέτρησης.



Σχήμα 2.11. Μονοδιάστατα γεωφυσικά και γεωτεχνικά προφίλ κατά μήκος της τομής Προφήτης – Στίβος (Pitilakis et al, 1999).

Το τελικό διδιάστατο μοντέλο (σχήμα 2.12) κατασκευάστηκε παίρνοντας υπόψη αρκετούς παράγοντες, οι σημαντικότεροι από τους οποίους ήταν η επίδραση της τοπικής γεωμορφολογίας και τα σεισμικά προφίλ διάθλασης των εγκαρσίων κυμάτων. Σε αυτό γίνεται διάκριση μεταξύ των προ-Μυγδονιακών σχηματισμών (E, F, G\*, G) και των υπερκείμενων και νεώτερων Μυγδονιακών (A, B, C, D). Οι τιμές των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων παρουσιάζονται στο πάνω τμήμα του σχήματος 2.12.

Ο σχηματισμός Α εντοπίζεται μόνο στο κεντρικό τμήμα της τομής και είναι ιλυώδεις αργιλούχες άμμοι ενώ ο σχηματισμός Β που παρουσιάζεται με διακυμάνσεις στο πάχος αποτελείται από ιλυώδεις άμμους και από γκρίζο-μαύρους αμμώδεις αργίλους. Η ενότητα C συνίσταται από μαργαϊκή ιλύς και ιλυώδεις άμμους και η D από μάργες, αμμώδεις αργίλους και αργιλούχα ιλύς. Οι σχηματισμοί Ε, F που έχουν μεγάλο αλλά μεταβαλλόμενο πάχος, εμφανίζονται σαν εναλλασσόμενες στρώσεις αργιλό-ιλυώδη άμμων με αμμώδεις αργίλους και κροκάλες. Τέλος το στρώμα G\* αντιπροσωπεύει τα αποσαθρωμένα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα ενώ το G το υγιές υπόβαθρο.



Σχήμα 2.12. Δυσδιάστατο μοντέλο της δομής της Μυγδονίας λεκάνης κατά μήκος της τομής Προφήτη – Στίβου. Διακρίνονται οκτώ σχηματισμοί, ενώ δίνονται και οι αντίστοιχες ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων (Raptakis et al, 2000).

Η μεταβολή του πάχους των στρωμάτων και η εξαφάνιση τους σε συγκεκριμένα σημεία, πιθανολογούν τη δράση πιθανών ρηγμάτων. Για την περιοχή μελέτης προτάθηκαν τέσσερα κανονικά ρήγματα (F1-F4) που αποτυπώνονται στο σχήμα 2.12

και χωρίζουν την λεκάνη σε τρία κύρια μέρη. Το ρήγμα F1 βρίσκεται κοντά στον Στίβο και είναι το γνωστό ενεργό ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό στην Θεσσαλονίκη το 1978. Τα ρήγματα F2, F3 εντοπίζονται στο κεντρικό τμήμα της τομής, ενώ το F4 εμφανίζεται στο βόρειο περιθώριο της λεκάνης γειτονικά του Προφήτη.

Οι ορίζοντες των στρωμάτων που παρουσιάζονται στο τελικό μοντέλο, ψηφιοποιήθηκαν για τους σκοπούς της διατριβής αυτής. Με τον τρόπο αυτό ανακτήθηκαν τα βάθη των γεωλογικών ενοτήτων για κάθε θέση πάνω στην κύρια τομή Προφήτη – Στίβου. Δόθηκε βαρύτητα στην επιφάνεια του υποβάθρου επειδή ο κύριος στόχος της παρούσας εργασίας είναι να καθοριστεί η γεωμετρία αυτού. Πραγματοποιήθηκε επίσης σύγκριση των αποτελεσμάτων με εκείνα που προέκυψαν από την τομή ηλεκτρικών μετρήσεων Τ1, η οποία έγινε σε διεύθυνση παράλληλη με το κύριο σεισμικό προφίλ και σε μικρή σχετικά απόσταση από αυτό. Διαπιστώθηκαν ομοιότητες αλλά και διαφορές μεταξύ των δύο μοντέλων, οι οποίες αναλύονται σε επόμενο κεφάλαιο, αλλά τελικά θεωρήθηκαν πιο αξιόπιστα τα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη σεισμική έρευνα, λόγω των περισσότερων δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν. Εξαιτίας αυτού, για την κατασκευή του μοντέλου υποβάθρου, οι τιμές του βάθους που προέρχονταν από τη σεισμική μελέτη λήφθηκαν υπόψη σε μεγαλύτερο βαθμό.

## 2.5 Δεδομένα από Ι.Γ.Μ.Ε. – Υ.Ε.Β.

Το Ι.Γ.Μ.Ε. στα πλαίσια του ερευνητικού έργου «διερεύνηση των δυνατοτήτων εκμετάλλευσης του βαθύτερου υδροφορέα της υπολεκάνης της λίμνης Κορώνειας» που του ανατέθηκε από τη Νομαρχιακή Αυτοδιοίκηση Θεσσαλονίκης εκπόνησε υδρογεωλογική μελέτη που ολοκληρώθηκε το 2001. Στην μελέτη περιλαμβάνονταν μεταξύ άλλων, η απογραφή και αξιολόγηση των υφιστάμενων υδρογεωτρήσεων, με σκοπό την χρησιμοποίηση τους για τις ανάγκες της έρευνας (Βεράνης και Κατιρτζόγλου, 2001).

Στο σχήμα 2.13 παρουσιάζεται τμήμα ενός χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. που αποτυπώνει τις θέσεις των γεωτρήσεων που λήφθηκαν υπόψη στη μελέτη. Απεικονίζονται κυρίως αβαθείς υδρογεωτρήσεις του πιεζομετρικού δικτύου, αλλά και αρκετές βαθιές που εκτελέστηκαν από την Υ.Ε.Β. ή από ιδιώτες. Συνολικά στην απογραφή που διεξήγαγε



Σχήμα 2.13. Χάρτης του Ι.Γ.Μ.Ε. που απεικονίζει θέσεις γεωτρήσεων που εντοπίζονται στην περιοχή μελέτης. Με μπλε χρώμα αποτυπώνονται οι βαθιές γεωτρήσεις, με πράσινο οι γεωτρήσεις του πιεζομετρικού δικτύου, με κόκκινο οι παραγωγικές και πιεζομετρικές στις οποίες πραγματοποιήθηκαν δοκιμαστικές αντλήσεις, με ρόζ οι αβαθείς και τέλος με κίτρινο η γεώτρηση S3 της B.R.G.M.

το Ι.Γ.Μ.Ε. συγκεντρώθηκαν οι στρωματογραφικές στήλες από 106 γεωτρήσεις, οι οποίες παραχωρήθηκαν από τη Διεύθυνση Υδάτινων Πόρων και Εγγείων Βελτιώσεων του Νομού Θεσσαλονίκης και από άλλες 13 που πραγματοποιήθηκαν κυρίως από τη Νομαρχιακή Αυτοδιοίκηση Θεσσαλονίκης. Από αυτές, 40 εντοπίζονται στην περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας, τα αποτελέσματα των οποίων αποτυπώνονται στον πίνακα 2.3. Συγκεκριμένα δίνονται οι συντεταγμένες των γεωτρήσεων οι οποίες ανακτήθηκαν από την ψηφιοποίηση του χάρτη, το βάθος που σταματούν και όπου εντοπίζουν το υπόβαθρο ορισμένες από αυτές. Τα βάθη στα οποία εμφανίζεται το υπόβαθρο χρησιμοποιήθηκαν για την κατασκευή του τελικού μοντέλου. Οι γεωτρήσεις GGEO, GP2, GP3 δεν παρουσιάζονται στο χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. γιατί αυτές συλλέχθηκαν απευθείας από την Υ.Ε.Β. Η γεώτρηση GGEO βρίσκεται ΝΑ της Νυμφόπετρας ενώ οι άλλες δύο εντοπίζονται στην περιοχή μεταξύ Περιστερώνα και Στίβου.

ΚΩΔΙΚΟΣ	×	V	ΒΑΘΟΣ	
ΓΕΩΤΡΗΣΗΣ	^	T	ΕΡΕΥΝΑΣ	TIOBAGPO
61	23.192307	40.634986	93	86
62	23.192379	40.638102	151	140
63	23.18919	40.643655	170	146
64	23.20875	40.626209	72	63
65	23.210176	40.632095	120	
66	23.20946	40.633916	120	
67	23.210176	40.63808	144	
68	23.214079	40.633136	200	
69	23.219804	40.63756	162	
70	23.231904	40.639706	100	
71	23.237434	40.642699	140	
72	23.24446	40.64439	100	
74	23.240557	40.636649	64	
75	23.246399	40.632693	116	110
76	23.248493	40.626891	104	
77	23.260398	40.655189	120	
78	23.260788	40.654148	135	
79	23.26248	40.646082	140	
80	23.283942	40.645589	145	132
81	23.280955	40.651416	163	
82	23.283948	40.649399	160	
83	23.296569	40.657141	124	
84	23.315044	40.670933	140	
85	23.313353	40.671843	178	
86	23.3337	40.65605	160	0
87	23.342302	40.663516	109	
88	23.339049	40.666899	180	
89	23.32812	40.692856	79	
90	23.3221667	40.6936667	58	53
91	23.3276667	40.7011167	165	12
92	23.3242167	40.7015333	96	0
93	23.304576	40.686965	104	78
94	23.2873	40.6841	83	20
96	23.274484	40.696243	138	8
97	23.272729	40.691263	77	8
98	23.246997	40.677308	100	
99	23.245761	40.676657	174	
102	23.2191667	40.69205	132	22
Г6	23.251616	40.662345	252	
P6	23.252592	40.66202	221	
GGEO	23.3545833	40.6871167	163	150
GP2	23.33445	40.6647333	190	180
GP3	23.3243167	40.6619167	140	120

Πίνακας 2.3. Γεωτρήσεις στην περιοχή έρευνας.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

## Ηλεκτρικές μέθοδοι

## 3.1 Εισαγωγή

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκαν γεωφυσικές μετρήσεις στο κεντρικό τμήμα της Μυγδονίας λεκάνης με σκοπό τον καθορισμό της γεωμετρίας των βαθύτερων στρωμάτων της περιοχής. Η μέθοδος διασκόπησης που χρησιμοποιήθηκε ήταν η ηλεκτρική. Στόχος αυτής είναι ο καθορισμός των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης με μετρήσεις ηλεκτρικών ποσοτήτων στην επιφάνεια της Γης. Αναλυτικότερα επιδιώκεται ο καθορισμός της γεωηλεκτρικής δομής, δηλαδή της κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος, μετρώντας την ηλεκτρική τάση ενώ η γεωλογική ερμηνεία της δομής αυτής αποτελεί τον τελικό στόχο, ο οποίος παρουσιάζει δυσκολίες και συνήθως απαιτεί πρόσθετα στοιχεία (γεωλογικά, γεωφυσικά κλπ).

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι χωρίζονται σε δύο κατηγορίες. Σε αυτές που βασίζονται σε μετρήσεις φυσικών ηλεκτρικών ρευμάτων ή πεδίων (μέθοδοι φυσικού δυναμικού, τελλουρικών ρευμάτων) και σε εκείνες που βασίζονται σε μετρήσεις τεχνητών ηλεκτρικών ρευμάτων ή πεδίων (μέθοδοι ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, ισοδυναμικών γραμμών, επαγόμενης πολικότητας). Στα πλαίσια της μελέτης αυτής χρησιμοποιήθηκε η δεύτερη κατηγορία και ειδικότερα η μέθοδος ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Οι μεθοδολογίες αυτές εφαρμόζονται για τη χαρτογράφηση γεωλογικών στρωμάτων, την ανεύρεση και χαρτογράφηση υδάτινων πόρων, την εύρεση του βάθους του μητρικού πετρώματος σε τοποθεσίες κατασκευής τεχνητών φραγμάτων, την ανίχνευση γεωθερμικών πεδίων, την αναζήτηση μεταλλευμάτων, τον εντοπισμό μολυσμένων υπόγειων υδάτων και διαρροών αποβλήτων καθώς και για τη διερεύνηση στόχων αρχαιολογικού ενδιαφέροντος.

## 3.2 Βασικές αρχές της μεθόδου ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης

Για τους σκοπούς της μεθόδου ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, διαβιβάζεται στο έδαφος ηλεκτρικό ρεύμα δια μέσου ενός ζεύγους ηλεκτροδίων και μετριέται σε διάφορες θέσεις του εδάφους το δυναμικό που δημιουργεί το ρεύμα αυτό με ένα δεύτερο ζεύγος ηλεκτροδίων (σχήμα 3.1). Πραγματοποιούνται μετρήσεις τόσο της έντασης ρεύματος (Ι) όσο και του δυναμικού (ΔV) που παράγεται, με στόχο τον καθορισμό της κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, ρ, στο υπέδαφος. Η ωμική αντίσταση που υπολογίζεται σαν το πηλίκο των δύο αυτών μεγεθών (ΔV/Ι) χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης η οποία με τη σειρά της μας επιτρέπει τον υπολογισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.



#### Σχήμα 3.1. Βασική διάταξή γεωηλεκτρικών μετρήσεων.

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ ενός στερεού σώματος κυλινδρικού σχήματος, διατομής S και μήκους L, που έχει ηλεκτρική αντίσταση R, ορίζεται από τη σχέση:

$$\rho = \frac{RS}{L} \tag{3.1}$$

και αντικατοπτρίζει την δυσκολία με την οποία το ηλεκτρικό ρεύμα ρέει μέσα στο υπέδαφος. Η μονάδα μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο S.I. είναι το Ohm.m. Το αντίστροφο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (1/ρ) ονομάζεται ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα σ και αντίστοιχα προσομοιάζει την ευκολία με την οποία το ηλεκτρικό ρεύμα ρέει μέσα στο υπέδαφος. Η μονάδα μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αγωγιμότητας είναι το siemens ανά μέτρο (S/m).

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των υπεδάφιων σχηματισμών επηρεάζεται από πολλές παραμέτρους όπως είναι η ορυκτολογική σύσταση, το πορώδες, η χημική σύσταση του νερού, η θερμοκρασία και η πίεση. Κατά κύριο λόγο εξαρτάται από την ηλεκτρολυτική αγωγιμότητα, αφού το ρεύμα διαδίδεται μέσω των ιόντων που είναι διαλυμένα στο νερό, το οποίο βρίσκεται στους πόρους και τις ρωγμές των γεωλογικών σχηματισμών. Τα πυριγενή και τα μεταμορφωμένα πετρώματα παρουσιάζουν συνήθως υψηλές τιμές αντίστασης. Η αντίσταση αυτών των πετρωμάτων εξαρτάται από το βαθμό ρωγμάτωσής τους και από το ποσοστό του νερού που περιέχουν στους πόρους τους. Τα ιζηματογενή πετρώματα που συνήθως είναι περισσότερο πορώδη και φιλοξενούν έτσι μεγαλύτερο ποσοστό νερού εμφανίζουν χαμηλότερες αντιστάσεις. Η αντίσταση του νερού ποικίλει από 10 έως 1000hm.m, ανάλογα με την περιεκτικότητά του σε διαλυμένα άλατα. Επιπλέον η τις θερμοκρασίας προκαλεί ελάττωση του ιξώδους του νερού που έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της ειδικής αντίστασης.

Επειδή η ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι ευμετάβλητο μέγεθος είναι πιθανό για ίδιο γεωλογικό σχηματισμό να παρουσιάζει διαφορές στην τιμή της ενώ παράλληλα να εμφανίζει αντίστοιχες τιμές για διαφορετικά πετρώματα. Για το λόγο αυτό κρίνεται απαραίτητο για την εξαγωγή των τελικών συμπερασμάτων, να συνυπολογίζονται όλες οι πληροφορίες που αφορούν την γεωλογία της περιοχής.

## 3.3 Υπολογισμός του δυναμικού σε ομογενής και ισότροπη Γη

Για να ερμηνευτούν ποσοτικά οι ηλεκτρικές μετρήσεις πρέπει πρώτα να βρεθεί μία αναλυτική έκφραση προσδιορισμού του δυναμικού στην επιφάνεια της Γης. Η πρώτη προσέγγιση στο θέμα αυτό είναι να βρεθεί μία έκφραση για το δυναμικό από σημειακή πηγή, στην περίπτωση που θεωρηθεί η Γη ομογενής και ισότροπη (σχήμα 3.2). Η πυκνότητα ρεύματος **J** μέσα στη Γη σύμφωνα με το νόμο του Ohm δίνεται από την σχέση:

$$\mathbf{E} = \rho \mathbf{J} \tag{3.2}$$

όπου **Ε** η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου και ρ η ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Εξαιτίας της ακτινικής συμμετρίας η ένταση και το δυναμικό V είναι συναρτήσεις μόνο της ακτινικής απόστασης r, από την πηγή. Αρα θα ισχύει η σχέση:

$$\mathbf{E} = -\nabla V = -\frac{dV}{dr} \tag{3.3}$$

από τις σχέσεις (3.2) και (3.3) προκύπτει:

$$\mathbf{J} = -\frac{1}{\rho} \frac{dV}{dr} \tag{3.4}$$

Η ένταση του ρεύματος i που διαρρέει την ισοδυναμική επιφάνεια S, η οποία έχει ακτίνα r (σχήμα 3.2), είναι:

$$i = \int_{S} \mathbf{J} ds \Leftrightarrow \mathbf{J} = \frac{i}{2\pi r^{2}}$$
(3.5)



Σχήμα 3.2. Η διεύθυνση του ηλεκτρικού ρεύματος και οι ισοδυναμικές επιφάνειες στην περίπτωση σημειακής πηγής σε ομογενές και ισότροπο έδαφος. Οι γραμμές ροής του ρεύματος είναι κάθετες στις ισοδυναμικές επιφάνειες.

Από τις σχέσεις (3.4) και (3.5) προκύπτει τελικά:

$$V = \frac{\rho i}{2\pi r} \tag{3.6}$$

Η παραπάνω σχέση ορίζει το δυναμικό στην περίπτωση σημειακής πηγής σε ομογενής και ισότροπη Γη. Συνήθως όμως για να πραγματοποιηθούν οι μετρήσεις χρησιμοποιείται διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων. Δύο ηλεκτρόδια (A, B) με τα οποία διαβιβάζεται στο έδαφος ηλεκτρικό ρεύμα και δύο ηλεκτρόδια δυναμικού (M, N) τα οποία μετράνε την πτώση τάσης που προκαλείται (σχήμα 3.3). Η χρήση τεσσάρων ηλεκτροδίων αντί δύο οφείλεται στις υψηλές αντιστάσεις επαφής που αναπτύσσονται στη δεύτερη περίπτωση.

Το δυναμικό που δημιουργούν δύο ηλεκτρόδια ισοδυναμεί με το αλγεβρικό άθροισμα των δυναμικών του καθενός, θεωρούμενου ως σημειακή πηγή. Αυτό ισχύει επειδή το δυναμικό είναι μονόμετρο μέγεθος. Κατά συνέπεια χρησιμοποιώντας την βασική σχέση (3.6) καταλήγουμε εύκολα στην μαθηματική έκφραση υπολογισμού της διαφοράς δυναμικού μεταξύ των ηλεκτροδίων M, N:



Σχήμα 3.3. Διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων.

Η παραπάνω σχέση μπορεί να γραφεί και ως εξής:

$$\rho_{\alpha} = 2\pi \frac{\Delta V}{i} \frac{1}{K} = 2\pi \frac{R}{K}$$
(3.8)

όπου Κ είναι ένας συντελεστής, ο οποίος ονομάζεται γεωμετρικός παράγοντας και εξαρτάται από την διάταξη των ηλεκτροδίων. Στην περίπτωση ομογενούς και ισότροπου εδάφους και για οποιαδήποτε διάταξη, όταν ο γεωμετρικός παράγοντας πολλαπλασιάζεται με την μετρούμενη αντίσταση, το αποτέλεσμα είναι η πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους.

Επειδή όμως η Γη είναι ανισότροπη και ανομοιογενής η σχέση (3.8) στην πραγματικότητα εκφράζει ένα άλλο μέγεθος το οποίο ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ<sub>α</sub>. Η παράμετρος αυτή εισάγεται για να ληφθεί υπόψη η γεωμετρία της μέτρησης, οι θέσεις δηλαδή των ηλεκτροδίων. Η φαινόμενη αντίσταση δεν είναι η πραγματική αντίσταση του υπεδάφους, αλλά μια φαινόμενη τιμή, η οποία θα παρουσίαζε το έδαφος εάν ήταν ομογενές και ισότροπο.

Στην πράξη η φαινόμενη αντίσταση ρ<sub>α</sub>, αποτελεί ένα είδος μέσου όρου των ηλεκτρικών αντιστάσεων του ανομοιογενούς υπεδάφους, συνεπώς δεν δίνει ακριβώς την πραγματική αλλά μια "παραμορφωμένη" εικόνα της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Για αυτόν τον λόγο η απευθείας χρήση των μετρήσεων φαινόμενης αντίστασης για την εξαγωγή συμπερασμάτων είναι παρακινδυνευμένη. Η πραγματική αντίσταση μπορεί να βρεθεί μόνο μετά από κατάλληλη επεξεργασία (λύση του αντίστροφου προβλήματος) η οποία θα περιγραφεί αργότερα.

#### 3.4 Διατάξεις ηλεκτροδίων

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι κατά τους οποίους διατάσσονται τα ηλεκτρόδια του ρεύματος και του δυναμικού. Παρακάτω παρουσιάζονται οι ευρύτερα χρησιμοποιούμενες διατάξεις: Wenner, Schlumberger, διπόλου-διπόλου, πόλουδιπόλου και πόλου-πόλου (σχήμα 3.4). Το κύριο χαρακτηριστικό μιας διάταξης είναι ο γεωμετρικός της παράγοντας, ο οποίος σχετίζεται μονοσήμαντα με τις σχετικές αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων (Tsourlos, 1995).



Σχήμα 3.4. Οι συχνότερα χρησιμοποιούμενες διατάξεις ηλεκτροδίων (Tsourlos, 1995).

Διάταξη Wenner. Κατά τη διάταξη αυτή τα ηλεκτρόδια δυναμικού Μ,Ν τοποθετούνται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού Α,Β (σχήμα 3.4α).Οι αποστάσεις μεταξύ των παρακείμενων ηλεκτροδίων είναι ίσες με α. Η φαινόμενη αντίσταση δίνεται από την σχέση:

$$\rho_{\alpha} = 2\pi \alpha \frac{\Delta V}{i} \tag{3.9}$$

Διάταξη Schlumberger. Η διάταξη αυτή είναι παρόμοια με τη διάταξη Wenner, αλλά όλα τα ηλεκτρόδια τοποθετούνται συμμετρικά ως προς ένα κέντρο, ενώ τα ηλεκτρόδια ρεύματος είναι τοποθετημένα σε απόσταση πολύ μεγαλύτερη από την απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού (σχήμα 3.4β). Αν η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος είναι 2L, η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού είναι 2ℓ και ισχύει L≥10ℓ, τότε η φαινόμενη αντίσταση είναι:

$$\rho_{\alpha} = \frac{\pi L^2}{2l} \cdot \frac{\Delta V}{i}$$
(3.10)

Διάταξη Διπόλου-Διπόλου. Στη διάταξη αυτή τα ηλεκτρόδια ρεύματος είναι απομακρυσμένα από τα ηλεκτρόδια δυναμικού (σχήμα 3.4γ). Τα δύο δίπολα έχουν σταθερή απόσταση ίση με α (AB = MN = α), ενώ η απόσταση μεταξύ τους είναι na. Η φαινόμενη αντίσταση για τη διάταξη διπόλου-διπόλου είναι:

$$\rho_{\alpha} = -\pi n(n+1)(n+2)\alpha \frac{\Delta V}{i}$$
(3.11)

Διάταξη Πόλου-Διπόλου. Τα ηλεκτρόδια δυναμικού βρίσκονται μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος, αλλά ένα από τα ηλεκτρόδια ρεύματος, για παράδειγμα το B, είναι τοποθετημένο σε απόσταση πολύ μεγαλύτερη από τα υπόλοιπα τρία ηλεκτρόδια (σχήμα 3.4δ). Με τον τρόπο αυτό, οι αποστάσεις BM και BN θεωρούνται άπειρες και συνεπώς οι όροι 1/BM και 1/BN του γεωμετρικού παράγοντα είναι πρακτικά μηδέν. Αν η απόσταση MN είναι ίση με α και η απόσταση AM ίση με nα, τότε η φαινόμενη αντίσταση είναι:

$$\rho_{\alpha} = 2\pi n(n+1)\alpha \frac{\Delta V}{i}$$
(3.12)

Διάταξη Πόλου-Πόλου. Η διάταξη αυτή αποτελεί μια επιπλέον διαφοροποίηση της διάταξης πόλου-διπόλου και λαμβάνεται με μετακίνηση και ενός εκ των ηλεκτροδίων δυναμικού, λόγου χάρη του Ν, σε άπειρη απόσταση από τα υπόλοιπα ηλεκτρόδια Α, Μ (σχήμα 3.4ε). Επομένως, οι αποστάσεις που θεωρούνται άπειρες είναι οι BM, BN και AN. Αν ΑΜ=α, ο γεωμετρικός παράγοντας γίνεται K=1/α, ο ίδιος δηλαδή με αυτόν της διάταξης Wenner και η φαινόμενη αντίσταση δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_{\alpha} = 2\pi \alpha \frac{\Delta V}{i} \tag{3.13}$$

## 3.5 Τρόποι μέτρησης της μεθόδου ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης

Υπάρχουν τρεις τρόποι μέτρησης που χρησιμοποιούν τη μέθοδο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Η επιλογή μία εξ αυτών βασίζεται στο στόχο της έρευνας. Δηλαδή αν πρόκειται να μελετηθούν οι κατακόρυφες μεταβολές της ειδικής αντίστασης, οι πλευρικές μεταβολές ή τέλος τόσο οι πλευρικές όσο και οι κατακόρυφες. Στην πρώτη περίπτωση η διαδικασία που εφαρμόζεται ονομάζεται βυθοσκόπηση (vertical electrical sounding, ves), στη δεύτερη, όδευση ή οριζοντιγραφία (lateral profiling) και στη τρίτη, διδιάστατη διασκόπηση (vertical profiling, 2D).

**Βυθοσκόπηση.** Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στο γεγονός ότι το βάθος διείσδυσης του ρεύματος αυξάνει όταν αυξάνεται η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος. Ετσι, κατά τη διάρκεια των μετρήσεων η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος μεγαλώνει σταδιακά σε σχέση με το σταθερό κέντρο της διάταξης. Δηλαδή μετράται η κατακόρυφη κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο κέντρο της διάταξης των ηλεκτροδίων (σχήμα 3.5). Η ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων γίνεται θεωρώντας ύπαρξη οριζόντιων στρωμάτων γι' αυτό και εφαρμόζεται κυρίως σε ιζηματογενείς λεκάνες. Η βασική υπόθεση είναι ότι μέσα στη Γη η αντίσταση μεταβάλλεται μόνο με το βάθος (μονοδιάστατη ερμηνεία). Στις βυθοσκοπήσεις χρησιμοποιούνται σχεδόν αποκλειστικά οι διατάξεις που έχουν εσωτερική συμμετρία και συνηθέστερα η διάταξη Schlumberger.



Σχήμα 3.5. Βυθοσκόπηση με χρήση της διάταξης Schlumberger (αριστερά) και οι μετρήσεις της φαινόμενης αντίστασης (δεξιά) για μοντέλο τριών οριζόντιων στρωμάτων.

Όδευση. Χρησιμοποιείται για να εντοπίζει πλευρικές μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αντίθετα με τη βυθοσκόπηση, οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων παραμένουν σταθερές και λαμβάνεται μια σειρά μετρήσεων με πλευρική μετακίνηση της διάταξης των ηλεκτροδίων ως συνόλου με σταθερό βήμα (σχήμα 3.6). Έτσι, χαρτογραφούνται οι μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε σταθερό βάθος κατά μήκος μιας όδευσης και εντοπίζονται δομές που παρουσιάζουν διαφορετική αντίσταση με το περιβάλλον τους. Χρησιμοποιείται στον εντοπισμό ρηγμάτων, φακών άμμου ή χαλικιών, επαφών, κενών και ιδιαίτερα στην αρχαιομετρία.



Σχήμα 3.6. Οδευση στον εντοπισμό ρήγματος.

Διδιάστατη διασκόπηση. Η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας αποτελεί συνδυασμό των μεθόδων της βυθοσκόπησης και της όδευσης και παρέχει τη δυνατότητα λήψης πληροφοριών τόσο για την πλευρική όσο και για τη σε βάθος μεταβολή της αντίστασης. Η ηλεκτρική τομογραφία μπορεί να περιγραφεί ως μία σειρά από συνεχόμενες ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις κατά μήκος της γραμμής έρευνας ή ως μία σειρά από οδεύσεις πάνω από την ίδια περιοχή με διαδοχικά αυξανόμενες αποστάσεις ηλεκτροδίων. Με τον τρόπο αυτό λαμβάνεται μια διδιάστατη εικόνα της περιοχής μελέτης.

Πρόδρομος της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι η μέθοδος της "ψευδοτομής" που έχει χρησιμοποιηθεί εκτεταμένα στην χαρτογράφηση μεταλλευμάτων (Edwards 1977) αλλά και σε διάφορες άλλες εφαρμογές (π.χ. υδρογεωλογικές, Griffiths et al. 1990). Στην διαδικασία της "ψευδοτομής" μπορούν να χρησιμοποιηθούν διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων (διπόλου-διπόλου, Wenner, πόλου-διπόλου) (σχήμα 3.7). Η ηλεκτρική τομογραφία όμως είναι πιο γενικευμένος όρος που περιλαμβάνει και μετρήσεις με μη

συμβατικές διατάξεις καθώς επίσης και μετρήσεις που λαμβάνονται με ηλεκτρόδια σε γεωτρήσεις (π.χ. Shima 1992).



Σχήμα 3.7. Διδιάστατη διασκόπηση με τη μέθοδο διπόλου-διπόλου (α) Τρόπος διάταξης ηλεκτροδίων κατά τη συλλογή των δεδομένων με 8 ηλεκτρόδια και μέγιστο ανάπτυγμα n=4 (β) Τρόπος τοποθέτησης των μετρήσεων κατά την απεικόνιση με τη μέθοδο της ψευδοτομής (γ) Ψευδοτομή δεδομένων από τον αρχαιολογικό χώρο της Ευρωπού (Tsourlos 1995).

Ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι ότι, σε σύγκριση με τις άλλες τεχνικές, λαμβάνεται ένας αρκετά μεγάλος αριθμός μετρήσεων (άρα και χρήσιμης πληροφορίας). Με αυτόν τον τρόπο αυξάνεται η διακριτική ικανότητα και ανάλυση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Παράλληλα όμως, λόγω του μεγάλου αριθμού τους, οι μετρήσεις είναι δύσκολο να ληφθούν με χειροκίνητη αλλαγή των ηλεκτροδίων και γι' αυτό χρησιμοποιούνται συστήματα αυτοματοποιημένων πολυπλεκτών.

#### 3.6 Επίλυση ευθέως προβλήματος σε μονοδιάστατα μοντέλα

Όπως προαναφέρθηκε, η βασική υπόθεση κατά την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων είναι ότι μέσα στο έδαφος η αντίσταση μεταβάλλεται μόνο σε μία διάσταση, το βάθος. Για να λυθεί το ευθύ πρόβλημα στο συγκεκριμένο μονοδιάστατο μοντέλο θα πρέπει να υπολογιστούν οι τιμές των δυναμικών και κατά επέκταση των φαινόμενων αντιστάσεων που θα προέκυπταν από τις μετρήσεις πεδίου, αν ήταν γνωστή η γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους, δηλαδή οι ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις και τα πάχη των στρωμάτων. Αυτό πραγματοποιείται χρησιμοποιώντας διάφορες τεχνικές (οι οποίες θα αναφερθούν στην αντίστοιχη ενότητα για τα διδιάστατα μοντέλα) ενώ παρακάτω εφαρμόζεται η αναλυτική μέθοδος που στηρίζεται στην επίλυση των εξισώσεων που περιγράφουν το ηλεκτρικό πεδίο.

Πριν υπολογιστεί το δυναμικό που προκαλεί σημειακή πηγή στην επιφάνεια της Γης πρέπει πρώτα να θεωρηθεί δεδομένο ότι: α) η Γη αποτελείται από πεπερασμένο πλήθος στρωμάτων σταθερού πάχους και το τελευταίο στρώμα της είναι ημιχώρος, β) κάθε στρώμα είναι ηλεκτρικά ομογενές και ισότροπο δηλαδή έχει σταθερή ειδική ηλεκτρική αντίσταση.

Το δυναμικό V μέσα σε ομογενή και ισότροπη Γη σύμφωνα με το νόμο Laplace δίνεται από τη σχέση:

$$\nabla^2 V = 0 \tag{3.14}$$

Είναι βολικό να χρησιμοποιηθούν οι κυλινδρικές συντεταγμένες r, θ, z όπου r είναι η οριζόντια ακτινική απόσταση από το ηλεκτρόδιο ρεύματος, θ το οριζόντιο αζιμούθιο ως προς αυθαίρετο άξονα (π.χ. το Βορρά) και z η συντεταγμένη της κατακόρυφης διεύθυνσης. Εξαιτίας της κυλινδρικής συμμετρίας του προβλήματος σε σχέση με την κατακόρυφο, θεωρείται ότι το δυναμικό δεν εξαρτάται από τη γωνία θ (η μερική παράγωγος του δυναμικού ως προς το θ είναι 0). Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω η σχέση (3.14) γίνεται:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0$$
(3.15)

Η λύση αυτής της διαφορικής εξίσωσης προκύπτει από το γραμμικό συνδυασμό ειδικών λύσεων. Οι ειδικές λύσεις της παραπάνω εξίσωσης έχουν την μορφή:

$$V(r,z) = U(r)W(z)$$
(3.16)

Αν αντικατασταθεί η σχέση (3.16) στη σχέση (3.15) θα προκύψει:

$$\frac{1}{w}\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = -\frac{1}{U}\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} - \frac{1}{U}\frac{1}{r}\frac{\partial U}{\partial r}$$
(3.17)

Η παραπάνω σχέση είναι μία ισότητα δύο συναρτήσεων διαφορετικών μεταβλητών. Για να ισχύει θα πρέπει τα δύο μέλη της ισότητας να είναι ίσα με μία σταθερά k. Με αυτό τον τρόπο προκύπτουν δύο εξισώσεις. Από το αριστερό μέλος της σχέσης (3.17) προκύπτει η εξίσωση:

$$\frac{1}{w}\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = k \tag{3.18}$$

η οποία έχει δύο λύσεις:

$$W = C_1 e^{\sqrt{k}z} + C_2 e^{-\sqrt{k}z} \qquad k > 0$$
(3.19)

$$W = C_{3} \sin(\sqrt{|k|}z) + C_{4} \cos(\sqrt{|k|}z) \quad k < 0$$
(3.20)

Η λύση για να είναι σωστή θα πρέπει σε κάποιο βάθος να τείνει στο μηδέν. Η πρώτη από τις δύο λύσεις ικανοποιεί αυτή την προϋπόθεση, αν για παράδειγμα σε ορισμένο βάθος ισχύει C<sub>1</sub>=0. Ωστόσο η δεύτερη λύση δεν εκπληρώνει το κριτήριο αυτό γιατί είναι μία περιοδική λύση και έτσι απορρίπτεται. Για ευκολία στους υπολογισμούς πραγματοποιείται η αντικατάσταση μεταβλητής:  $\kappa=\lambda^2>0$ , οπότε η λύση θα είναι:

$$W = C_1 e^{\lambda z} + C_2 e^{-\lambda z} \tag{3.21}$$

Η δεύτερη εξίσωση που προκύπτει από το δεξιό μέλος της σχέσης (3.17) είναι:

$$-\frac{1}{U}\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} - \frac{1}{U}\frac{1}{r}\frac{\partial U}{\partial r} = k = \lambda^2$$
(3.22)

Οι διαφορικές εξισώσεις αυτής της μορφής λύνονται με τη χρήση συγκεκριμένων συναρτήσεων, οι οποίες ονομάζονται συναρτήσεις Bessel. Στην περίπτωση αυτή η λύση της εξίσωσης (3.22) μπορεί να γραφεί:

$$U(r) = C_3 J_0(\lambda r) \tag{3.23}$$

όπου  $J_0$  η συνάρτηση Bessel μηδενικής τάξης. Η γενική λύση όπως προαναφέρθηκε δίνεται από τον γραμμικό συνδυασμό των ειδικών λύσεων. Ετσι αν συνδυαστούν οι σχέσεις (3.21) και (3.23) θα εξαχθεί η γενική λύση:

$$V(r,z) = \int_{0}^{\infty} [\Phi(\lambda)e^{-\lambda z} + \Psi(\lambda)e^{\lambda z}]J_{0}(\lambda r)d\lambda \qquad (3.24)$$

όπου Φ(λ), Ψ(λ) αυθαίρετες συναρτήσεις του λ. Η λύση της παραπάνω σχέσης είναι γενική με την έννοια ότι περιέχει όλες τις πιθανές λύσεις για συγκεκριμένα προβλήματα.

Η σχέση (3.24) μπορεί να γραφεί έτσι ώστε να περιλαμβάνει σαν ανεξάρτητο όρο το δυναμικό που προκαλείται από σημειακή πηγή σε ομογενή Γη. Σε αυτή την περίπτωση το δυναμικό (σε κυλινδρικές συντεταγμένες) δίνεται από τη σχέση:

$$V = \frac{\rho_{\rm l} {\rm I}}{2\pi \sqrt{r^2 + z^2}}$$
(3.25)

όπου ρ<sub>1</sub> η ειδική ηλεκτρική αντίσταση της ομογενούς Γης. Η σχέση αυτή μπορεί να γραφεί σε παρόμοια μορφή με την σχέση (3.24) με την βοήθεια του ολοκληρώματος Lipschitz (σχέση (3.26)) που είναι γνωστό από τη θεωρία των συναρτήσεων Bessel.

$$\int_{0}^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda = \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}}$$
(3.26)

Οπότε συνδυάζοντας τις σχέσεις (3.25) και (3.26) προκύπτει:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda$$
(3.27)

Αρα η γενική λύση της διαφορικής εξίσωσης (3.24) μπορεί να γραφεί με τη μορφή:

$$V(r,z) = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty \left[ e^{-\lambda z} + \Theta(\lambda) e^{-\lambda z} + X(\lambda) e^{+\lambda z} \right] J_0(\lambda r) d\lambda$$
(3.28)

όπου Θ(λ), X(λ) αυθαίρετες συναρτήσεις του λ. Οι λύσεις των σχέσεων που έχουν την παραπάνω μορφή ισχύουν για όλα τα υπεδάφια στρώματα, ωστόσο δεν είναι απαραίτητο οι συναρτήσεις Θ(λ), X(λ) να είναι ίδιες σε κάθε στρώμα. Στην περίπτωση σημειακής πηγής στην επιφάνεια της Γης η οποία απαρτίζεται από οριζόντια στρώματα, το δυναμικό μπορεί να εκφραστεί για κάθε ξεχωριστό στρώμα. Ετσι για το στρώμα i προσδιορίζεται από την σχέση:

$$V_{i} = \frac{\rho_{1}I}{2\pi} \int_{0}^{\infty} \left[ e^{-\lambda z} + \Theta_{i}(\lambda)e^{-\lambda z} + X_{i}(\lambda)e^{+\lambda z} \right] J_{0}(\lambda r) d\lambda$$
(3.29)

όπου  $\rho_1$  η ειδική ηλεκτρική αντίσταση του πρώτου στρώματος. Αν θεωρήσουμε ομογενή Γη στην οποία το πάνω στρώμα είναι και το μοναδικό η  $\rho_1$  είναι η σταθερή (σε όλο το χώρο) ειδική ηλεκτρική αντίσταση, οπότε  $\Theta_1(\lambda)=X_1(\lambda)=0$ .

#### 3.6.1 Προσαρμογή της λύσης στις οριακές συνθήκες

Η λύση που προέκυψε για το συγκεκριμένο μονοδιάστατο μοντέλο Γης, θα πρέπει να υπάκουει στις παρακάτω οριακές συνθήκες (Koefoed, 1979):

α) Το δυναμικό πρέπει να είναι συνεχές στις συνοριακές επιφάνειες των στρωμάτων. β) Η κάθετη συνιστώσα της πυκνότητας ρεύματος οφείλει να είναι συνεχής στις συνοριακές επιφάνειες των στρωμάτων. γ) Η κάθετη συνιστώσα της πυκνότητας ρεύματος πρέπει να είναι μηδέν παντού πάνω στη πάνω οριακή επιφάνεια (εκτός από μία απειροστή περιοχή γύρω από την πηγή). Αυτό συμβαίνει γιατί η αντίσταση του αέρα θεωρείται άπειρη, δηλαδή η πυκνότητα ρεύματος του είναι μηδενική. δ) Γειτονικά της πηγής το δυναμικό πρέπει να προσεγγίζει το άπειρο και να περιγράφεται από την σχέση (3.25). ε) Σε άπειρο βάθος το δυναμικό πρέπει να τείνει στο μηδέν.

Από τις οριακές συνθήκες προκύπτει τελικά ένα σύστημα 2n εξισώσεων με 2n αγνώστους, που είναι οι συναρτήσεις  $\Theta_i(\lambda)$ ,  $X_i(\lambda)$ , με i=1,...,n. Για οικονομία χώρου παραλείπονται οι αναλυτικές εκφράσεις τον εξισώσεων και παρουσιάζεται απευθείας η λύση που προκύπτει για το δυναμικό στην επιφάνεια της Γης (Stefanescu et al., 1930):

$$V(z=0) = V_1 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty [1+2\Theta_1(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda$$
(3.30)

όπου Θ<sub>1</sub>(λ) η συνάρτηση πυρήνα Stefanescu, η οποία καθορίζεται από τις αντιστάσεις των στρωμάτων και από τα βάθη των οριακών επιφανειών. Στην σχέση αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν όρος και μία άλλη συνάρτηση (Slichter, 1933) που ορίζεται ως:

$$K_1(\lambda) = 1 + 2\Theta_1(\lambda) \tag{3.31}$$

και ονομάζεται συνάρτηση πυρήνα Slichter. Με βάση αυτήν, η σχέση (3.30) μετατρέπεται τελικά σε:

$$V_1 = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^\infty K_1(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda$$
(3.32)

Δηλαδή για να οριστεί το δυναμικό στην επιφάνεια της Γης αρκεί να προσδιοριστεί η συνάρτηση K<sub>1</sub>(λ) για οποιοδήποτε μοντέλο στρωμάτων. Ο πιο εύκολος τρόπος υπολογισμού της είναι να χρησιμοποιηθούν γνωστές αναδρομικές σχέσεις (Pekeris, 1940, Flathe, 1955).

#### 3.6.2 Μετασχηματισμός ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης-Φαινόμενη αντίσταση.

Από τις αναδρομικές σχέσεις που προαναφέρθηκαν, χρησιμοποιείται συνήθως η σχέση του Pekeris. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι αυτή έχει πιο απλή δομή από την αντίστοιχη του Flathe αφού υπολογίζει τη συνάρτηση  $K_1(\lambda)$  χρησιμοποιώντας μόνο μία σχέση σε αντίθεση με την άλλη που χρειάζεται δύο. Συγκεκριμένα η σχέση Pekeris είναι:

$$K_i = \frac{K_{i+1} + p_i \tanh(\lambda t_i)}{p_i + K_{i+1} \tanh(\lambda t_i)}$$
(3.33)

όπου t<sub>i</sub> το πάχος του i στρώματος (t<sub>i</sub>=h<sub>i</sub>-h<sub>i-1</sub>) και p<sub>i</sub>=p<sub>i</sub>/p<sub>i+1</sub>. Η σχέση αυτή μπορεί να προσδιορίσει το K<sub>1</sub>(λ)=K(λ), με δεδομένο ότι ισχύει K<sub>n</sub>=0. Η ισότητα αυτή προκύπτει με βάση το δεδομένο ότι σε άπειρο βάθος το δυναμικό πρέπει να τείνει στο μηδέν (X<sub>n</sub>(λ)=0). Η σχέση (3.33) χρησιμοποιείται για να προστεθεί ένα νέο στρώμα στην κορυφή της ακολουθίας των στρωμάτων αφού K<sub>i</sub> είναι η συνάρτηση πυρήνα Slichter για το πρώτο στρώμα. Με τον τρόπο αυτό υπολογίζονται οι τιμές της K(λ) για κάθε στρώμα διαδοχικά, ξεκινώντας από το βαθύτερο στρώμα και καταλήγοντας τελικά στο επιφανειακό.

Ο Koefoed (1970) εισήγαγε το μέγεθος του μετασχηματισμού της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (resistivity transform) καθορίζοντας το με την εξίσωση:

$$T_i = \rho_i \mathbf{K}_i \tag{3.34}$$

Η σχέση του Pekeris μετατρέπεται τώρα σε:

$$T_{i} = T_{i+1} \left[\frac{1 + \left(\frac{\rho_{i}}{T_{i+1}}\right) \tanh(\lambda t_{i})}{1 + \left(\frac{T_{i+1}}{\rho_{i}}\right) \tanh(\lambda t_{i})}\right]$$
(3.35)

Ο μετασχηματισμός ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης έχει διαστάσεις ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Επιπλέον αυτός ως συνάρτηση του μήκους (1/λ) παρουσιάζει ομοιότητες με τη φαινόμενη αντίσταση που εξαρτάται από την απόσταση των

ηλεκτροδίων. Γενικά το αποτέλεσμα της αύξησης του όρου 1/λ ισοδυναμεί με αύξηση του βάθους διασκόπησης. Αν αυτός ο όρος τείνει στο άπειρο το  $T_i$  προσεγγίζει το  $T_{i+1}$ , ενώ αν τείνει στο μηδέν το  $T_i$  πλησιάζει το  $\rho_1$ . Επιπλέον αν  $T_i > \rho_1$  τότε  $T_{i+1} > T_i$  και αν  $T_i < \rho_1$  ισχύει  $T_{i+1} < T_i$ .

Η σχέση (3.32) που εκφράζει το δυναμικό στην επιφάνεια της Γης, χρησιμοποιώντας το μετασχηματισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης γίνεται:

$$V_1 = \frac{I}{2\pi} \int_0^\infty T_1(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda$$
(3.36)

Η παραπάνω σχέση δίνει το δυναμικό στην επιφάνεια της Γης για οποιοδήποτε μοντέλο στρωμάτων, με βάση τη σχέση (3.35) με την βοήθεια της οποίας υπολογίζεται η συνάρτηση T(λ).

Αφού πλέον το δυναμικό μπορεί να προσδιοριστεί το επόμενο βήμα είναι να γίνει το ίδιο και για την φαινόμενη αντίσταση. Για την πιο συνηθισμένη διάταξη ηλεκτροδίων Schlumberger (η οποία χρησιμοποιήθηκε και στην παρούσα εργασία), η σχέση (3.10) που υπολογίζει την φαινόμενη αντίσταση σε ομογενή Γη, μετασχηματίζεται (λαμβάνοντας υπόψη και τη σχέση (3.36)) στην παρακάτω:

$$\rho_{\alpha} = 2 \frac{L^2 - l^2}{4l} \int_0^\infty T(\lambda) [J_0(\lambda(L-l))d\lambda - J_0(\lambda(L+l))]d\lambda$$
(3.37)

Κατά συνέπεια μπορούν να οριστούν αναλυτικές λύσεις για το δυναμικό στην επιφάνεια της Γης αλλά και για διατάξεις στην περίπτωση n στρωμάτων.

## 3.7 Επίλυση ευθέως προβλήματος σε διδιάστατα μοντέλα

Για την επίλυση του ευθέως προβλήματος στην ηλεκτρική μέθοδο, οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται μπορούν να διακριθούν σε δύο κύριες κατηγορίες. Στις αναλυτικές μεθόδους και στις αριθμητικές.

Αναλυτικές μέθοδοι. Στηρίζονται στην επίλυση των εξισώσεων που περιγράφουν το πεδίο (Το ευθύ πρόβλημα στα μονοδιάστατα γεωηλεκτρικά μοντέλα επιλύθηκε με αυτό τον τρόπο, σε προηγούμενη ενότητα). Είναι οι πιο ακριβείς, αλλά περιορίζονται από το ότι προσδιορίζουν μόνο απλές δομές, όπως οι σφαιρικές ή οι κυλινδρικές (Cook and Van Nostrand, 1954).

**Αριθμητικές μέθοδοι.** Αποτελούν μαθηματικές διαδικασίες που βασίζονται σε αριθμητικούς χειρισμούς και διεξάγονται με ηλεκτρονικό υπολογιστή. Στις μεθόδους

αυτές γίνεται προσπάθεια να βρεθεί ένας τρόπος έκφρασης της λύσης των εξισώσεων συνεχούς πεδίου με έναν πεπερασμένο αριθμό διακριτών σημείων. Οι αριθμητικές μέθοδοι χωρίζονται σε δύο επιμέρους κατηγορίες:

Μέθοδοι ολοκληρωτικών εξισώσεων. Η λύση αυτών, βρίσκεται στην επιφάνεια γεωηλεκτρικών ασυνεχειών και οι αριθμητικοί υπολογισμοί βασίζονται στη χρήση συναρτήσεων του Green. Βασικά, υποτίθεται ότι η ύπαρξη μιας δομής διαφορετικής αντίστασης από το περιβάλλον είναι ισοδύναμη με μια κατανομή στοιχειωδών ηλεκτροστατικών πηγών στην επιφάνειά του.

Διαφορικές μέθοδοι. Η προς επίλυση περιοχή διακριτοποιείται και περιορίζεται με την εισαγωγή τεχνητών ορίων, έτσι ώστε το πρόβλημα να είναι συμβατό με τα πεπερασμένα μαθηματικά που χρησιμοποιούν οι ηλεκτρονικοί υπολογιστές. Η λύση υπολογίζεται για κάθε ένα διακριτό τμήμα της περιοχής μελέτης. Ετσι, σε κάθε ένα διακριτό τμήμα μπορεί να δοθεί μια διαφορετική τιμή αντίστασης και συνεπώς επιλύεται οποιοδήποτε κατανομή αντίστασης, ανεξάρτητα από την πολυπλοκότητα αυτής.

Οι γνωστότερες τεχνικές αυτού του είδους είναι οι μέθοδοι των πεπερασμένων στοιχείων και των πεπερασμένων διαφορών. Αυτές υποδιαιρούν το υπέδαφος σε όσα κελιά διαφορετικής αντίστασης είναι επιθυμητό (σχήμα 3.8B). Η τιμή της αντίστασης σε κάθε κελί θεωρείται σταθερή. Η διαφορά των δύο αυτών τεχνικών βασίζεται στο ότι η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών (Mufti 1976, Dey and Morrison 1979a,b), χωρίζει το υπέδαφος σε έναν μεγάλο αριθμό ορθογώνιων κελιών (σχήμα 3.8Γ), ενώ στη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Coggon 1971, Silvester and Ferrari 1990), χρησιμοποιούνται τριγωνικά στοιχεία (σχήμα 3.8Δ.).

Όλες οι μέθοδοι μπορούν να ανταποκριθούν στην επίλυση δικτύων που περιέχουν στοιχεία με ποικίλα μεγέθη. Ωστόσο, μόνο η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων μπορεί να επιλύσει περιορισμένες δομές ακανόνιστου σχήματος. Αυτό το πλεονέκτημα είναι πολύ σημαντικό στη γεωηλεκτρική μέθοδο, επειδή η αντίσταση είναι ευαίσθητη σε τοπογραφικές ανωμαλίες. Με τη χρήση αυτής της τεχνικής το δίκτυο των στοιχείων μπορεί να προσαρμοστεί στην τοπική γεωμορφολογία, δίνοντας έτσι τη δυνατότητα εντοπισμού και απομόνωσης του ψευδοθορύβου που οφείλεται σε τοπογραφικές ανωμαλίες (Fox et al., 1980; Molano et al., 1990).



Σχήμα 3.8. Α) Γεωηλεκτρική παράμετρος δύο διαστάσεων. Β) Διαδικασία παραμετροποίησης. Γ) Διακριτοποίηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. Δ) Διακριτοποίηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων.

## 3.8 Επίλυση αντίστροφου προβλήματος στα γεωηλεκτρικά δεδομένα

Η λύση του αντίστροφου προβλήματος στην ηλεκτρική μέθοδο είναι να καθοριστεί η γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους από τις μετρήσεις πεδίου, δηλαδή από τις τιμές δυναμικού και φαινόμενων αντιστάσεων που προκύπτουν σε σχέση με τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων να προσδιοριστεί η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στα επιφανειακά στρώματα της Γης. Απαιτούμενη προϋπόθεση είναι η ύπαρξη μεθόδου επίλυσης του ευθέως προβλήματος.

Το αντίστροφο πρόβλημα στην γεωηλεκτρική μέθοδο είναι μη γραμμικό και η λύση του πραγματοποιείται μετατρέποντας το σε γραμμικό χρησιμοποιώντας μια αυτοματοποιημένη επαναληπτική διαδικασία (σχήμα 3.9). Η προσπάθεια που καταβάλλεται είναι βελτιωθεί το αρχικό μοντέλο αντιστάσεων ελαττώνοντας μία συνάρτηση σφάλματος, που περιγράφει τη διαφορά μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων. Αναλυτικότερα υπολογίζονται τα συνθετικά δεδομένα που αντιστοιχούν στο μοντέλο, τα οποία και συγκρίνονται με τα πραγματικά δεδομένα. Λαμβάνεται έτσι μια εκτίμηση του λάθους dy (πραγματικά δεδομένα – συνθετικά δεδομένα). Στη συνέχεια με μια διαδικασία αντιστροφής πινάκων γίνεται διόρθωση του αρχικού μοντέλου αντίστασης και η όλη διαδικασία επαναλαμβάνεται έως ότου το λάθος dy μεταξύ των πραγματικών και συνθετικών δεδομένων ελαχιστοποιηθεί. Το τελικό μοντέλο αντίστασης θεωρείται ότι προσεγγίζει ικανοποιητικά την πραγματική κατανομή των γεωηλεκτρικών αντιστάσεων

Σε αντίθεση με το ευθύ πρόβλημα, στο αντίστροφο δεν υπάρχουν γνωστές αναλυτικές λύσεις. Αυτό επιλύεται αριθμητικά ακολουθώντας τη γενικευμένη διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω. Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για τον σκοπό αυτό είναι αρκετές, με συνηθέστερη αυτή των ελαχίστων τετραγώνων.

Η αντιστροφή στην ηλεκτρική μέθοδο, όπως ήδη αναφέρθηκε είναι ένα δύσκολο μη γραμμικό πρόβλημα. Μικρές μόνο μεταβολές στα δεδομένα μπορούν να δώσουν πολύ διαφορετικές λύσεις. Ετσι χρησιμοποιούνται ειδικές τεχνικές για την αποφυγή ασταθών λύσεων. Η κύρια διαδικασία που εφαρμόζουν αυτές για να επιλύσουν αυτό το μη γραμμικό πρόβλημα είναι να το μετατρέψουν σε μια επαναληπτική διαδικασία επίλυσης γραμμικών προβλημάτων.



Σχήμα 3.9. Σχηματοποιημένη διαδικασία μη γραμμικής αντιστροφής

Οι μέθοδοι επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος χωρίζονται στις προσεγγιστικές μεθόδους, όπως είναι η μέθοδος Bristow (Bristow 1966), η μέθοδος Zhody-Barker (Zhody 1989, Barker 1992), η μέθοδος οπισθοπροβολής (Tsourlos et al. 1993), και στις περισσότερο ακριβείς μη γραμμικές μεθόδους αντιστροφής. Στη δεύτερη κατηγορία ανήκει η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων (Gauss-Newton), των ιδιαζουσών τιμών (SVD) (Canczos, 1960), των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (Damped least-squares) (Marquadt 1963), της εξομαλυμένης αντιστροφής (Occam) (Constable et al. 1987, DeGroot-Hedlin and Constable 1990) και η μέθοδος σταθερής αντιστροφής (Robust) (Claerbout and Muir 1973).

Θεωρώντας ότι η κατανομή της αντίστασης περιγράφεται από ένα διάνυσμα x με n άγνωστες τιμές και ότι οι μετρήσεις m από ένα διάνυσμα y, τότε η γενική μορφή της εξίσωσης που πρέπει να λυθεί είναι:

$$\mathbf{f}_{j}(\mathbf{x}) = \mathbf{y}_{j} \tag{3.38}$$

όπου f είναι η συνάρτηση που περιγράφει το ευθύ πρόβλημα και j=1,...m.

Θεωρείται ότι η συνάρτηση f(x) είναι γραμμική γύρω από το x, άρα για μια μικρή μεταβολή της αντίστασης dx μπορεί να αναπτυχθεί χρησιμοποιώντας το ανάπτυγμα Taylor (Meju, 1994):

$$f_j(x_i + dx_i) = f_j(x_i) + \frac{\partial f_j(x_i)}{\partial x_i} dx_i + O\left(\left(dx_i\right)^2\right)$$
(3.39)

όπου i=1,2,...n και  $O((dx_i)^2)$  είναι οι όροι μεγαλύτερης τάξης οι οποίοι μπορούν να αγνοηθούν μόνο όταν η σειρά συγκλίνει, δηλαδή μόνο όταν το dx είναι πολύ μικρό για κάθε x, γεγονός που θεωρείται ότι ισχύει. Στην παραπάνω εξίσωση οι όροι  $Jij = \frac{\partial fj(x_i)}{\partial x_i}$  σχηματίζουν έναν πίνακα (n×m), ο οποίος ονομάζεται Ιακωβιανός πίνακας και εκφράζει τις μερικές παραγώγους των  $f_j(x)$  σε σχέση με τη μεταβολή του μοντέλου x, δηλαδή συνδέει τις μετρήσεις με τις τιμές του μοντέλου. Η παραπάνω σχέση μπορεί να εκφραστεί τώρα με την εξίσωση:

$$\mathbf{f}(\mathbf{x}+\mathbf{d}\mathbf{x})=\mathbf{f}(\mathbf{x})+\mathbf{J}\mathbf{d}\mathbf{x}$$
(3.40)

όπου f είναι το διάνυσμα στήλη που περιέχει της τιμές  $f_j(x)$  και y είναι το διάνυσμα στήλη που περιέχει τις τιμές  $y_j$ . Εύκολα προκύπτει ότι:

$$\frac{\partial \mathbf{f}(\mathbf{x})}{\partial(\mathbf{x})} \mathbf{d}(\mathbf{x}) = \mathbf{y} - \mathbf{f}(\mathbf{x}) = \mathbf{d}\mathbf{y}$$
(3.41)

όπου dy η διαφορά μεταξύ πραγματικών και συνθετικών δεδομένων. Οπως φαίνεται το αρχικό μη γραμμικό σύστημα που εκφράζεται με την γενική εξίσωση (3.38) έχει αντικατασταθεί τελικά από γραμμικό σύστημα στο οποίο τα δεδομένα είναι πολύ περισσότερα από τους αγνώστους.

## 3.8.1 Μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων

Επειδή τα δεδομένα έχουν σφάλματα η λύση δεν είναι μοναδική. Τα σφάλματα των δεδομένων εκφράζονται από τον πίνακα συμμεταβλητότητας.:

$$C_{y} = \begin{pmatrix} \sigma_{d1}^{2} & \sigma_{d1d2} \dots & \sigma_{d1dm} \\ \sigma_{d2d1} & \sigma_{d2}^{2} \dots & \sigma_{d2dm} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \sigma_{dnd1} & \sigma_{dnd2} \dots & \sigma_{dn}^{2} \end{pmatrix}$$
(3.42)

όπου d=y, δηλαδή ισχύει  $\sigma_{d1}^2 = \sigma_{y1}^2$  και  $\sigma_{d1d2} = \sigma_{y1y2}$ 

Η καλύτερη λύση δίνεται όταν ελαχιστοποιηθεί η διαφορά dy μεταξύ των πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων, με βάση μια συγκεκριμένη μετρική p. Αν θεωρήσουμε ότι τα σφάλματα των μετρήσεων είναι ίδια και ασυσχέτιστα ( $C_y = \sigma_y^2 I$ ) τότε ελαχιστοποιείται η ποσότητα:

$$\left(\sum_{i=1}^{N} \left|\sum_{i=1}^{M} f_{j}(x_{i}) - y_{i}\right|^{p}\right)_{\min} \qquad (p \ge 1) \qquad (3.43)$$

Στην περίπτωση που τα σφάλματα των δεδομένων είναι τυχαία (κατανομή Gauss), δηλαδή όταν p=2, τότε ελαχιστοποιείται το τετράγωνο του σφάλματος μεταξύ των πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων και άρα χρησιμοποιείται η κλασσική μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων. Ετσι η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$q = dy^{T} dy = (y - f(x))^{T} (y - f(x))$$
(3.44)

Για να είναι ελάχιστη η διαφορά dy θα πρέπει η παράγωγος του q ως προς dx να είναι ίση με μηδέν. Ετσι παραγωγίζοντας ως dx προκύπτει το σύστημα:

$$\mathbf{J}^{\mathrm{T}}\mathbf{J}\mathbf{d}\mathbf{x} = \mathbf{J}^{\mathrm{T}}\mathbf{d}\mathbf{y} \tag{3.45}$$

που η τελική λύση του είναι:

$$d\mathbf{x}_{\text{LSQ}} = (\mathbf{J}^{\mathrm{T}}\mathbf{J})^{-1}\mathbf{J}^{\mathrm{T}}d\mathbf{y}$$
(3.46)

Ο πίνακας J<sup>T</sup>J είναι γνωστός ως γενικευμένος Ιακωβιανός. Για να εκτιμηθεί καλύτερα η λύση, το αρχικό μοντέλο διορθώνεται συνεχώς με μία επαναληπτική διαδικασία. Η διόρθωση του μοντέλου για κάθε επανάληψη κ δίνεται από τη σχέση:

$$dx_{k} = (J_{k}^{T} J_{k})^{-1} J_{k}^{T} dy_{k}$$
(3.47)

όπου  $J_k$  είναι ο Ιακωβιανός πίνακας για την k επανάληψη, και ισχύει  $dy_k=y-f(x_{k-1})$ . Το νέο μοντέλο προκύπτει από την πρόσθεση της διόρθωσης στο προηγούμενο, δηλαδή:

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{x}_k + \mathbf{d}\mathbf{x}_k$$
 (3.48)

Η διαδικασία αυτή είναι επαναληπτική διότι αγνοήθηκαν οι όροι μεγαλύτερης τάξης του αναπτύγματος Taylor, έτσι τα δύο μέλη της εξίσωσης (3.39) δεν είναι ίσα αλλά περίπου ίσα, γεγονός που αποκλείει τη γραμμική επίλυση του προβλήματος,

Η αντιστροφή του γενικευμένου Ιακωβιανού πίνακα είναι γενικά ασταθής. Όσο το βάθος διασκόπησης αυξάνει, τόσο μειώνεται η διακριτική ικανότητα και κυρίως η ευαισθησία της μεθόδου. Αρα η μεταβολή μιας παραμέτρου που αντιστοιχεί σε μεγάλο βάθος αναμένεται να επηρεάσει ελάχιστα τις μετρήσεις. Αντίστροφα, μια μικρή αλλαγή σε κάποια μέτρηση μπορεί να οδηγήσει πλασματικά σε μια τεράστια μεταβολή σε κάποιες από τις παραμέτρους του μοντέλου σε αυτά τα βάθη.

Τα κύρια μειονεκτήματα της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων είναι ότι απαιτείται μια καλή εκτίμηση του αρχικού μοντέλου για να υπάρξει σύγκλιση και ότι ο γενικευμένος Ιακωβιανός πίνακας μπορεί να είναι ιδιάζων, επομένως η τεχνική αυτή δεν θα δίνει λύση για το dx, ή σχεδόν ιδιάζων όταν η εκτίμηση του αρχικού μοντέλου δεν είναι καλή. Στην περίπτωση αυτή το καινούργιο μοντέλο δεν είναι ρεαλιστικό.

## 3.8.2 Μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων απόσβεσης (Levenberg-Marquadt)

Για την αποφυγή των ασταθών λύσεων όταν ο γενικευμένος Ιακωβιανός πίνακας είναι ιδιάζων, ο Levenberg (1944) αρχικά και στη συνέχεια ο Marquadt (1963) πρότειναν την τεχνική των ελαχίστων τετραγώνων απόσβεσης. Η μέθοδος αυτή που ονομάζεται και Levenberg-Marquardt είναι η πιο συχνά χρησιμοποιούμενη στη Γεωφυσική.

Η μέθοδος αυτή εκτός από την ελαχιστοποίηση του σφάλματος (σχέση (3.44)), απαιτεί επιπλέον η λύση να βρίσκεται μέσα σε συγκεκριμένη περιοχή εμπιστοσύνης η οποία ορίζεται από το χρήστη, δηλαδή ισχύει:

$$dx^{T}dx < c \tag{3.49}$$

όπου c είναι μια θετική σταθερά που αντικατοπτρίζει το ποσοστό του θορύβου που έχουν τα δεδομένα. Εισάγεται δηλαδή ένα όριο στο μέγεθος των διακυμάνσεων που μπορεί να έχουν οι διορθώσεις του μοντέλου, περιορίζοντας με αυτό τον τρόπο τις πιθανές λύσεις. Προκύπτει λοιπόν μια νέα συνάρτηση σφάλματος προς ελαχιστοποίηση, που εκφράζεται με τη σχέση:

$$\varphi = q_1 + \lambda q_2 = dy^T dy + \lambda (dx^T dx - c)$$
(3.50)

όπου λ είναι ο πολλαπλασιαστής του Lagrange ή παράγοντας απόσβεσης. Αντίστοιχα με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων το σύστημα εξισώσεων που προκύπτει είναι:

$$(\mathbf{J}^{\mathrm{T}}\mathbf{J} + \lambda \mathbf{I})\mathbf{x} = \mathbf{J}^{\mathrm{T}}\mathbf{y}$$
(3.51)

Ενώ η διόρθωση του μοντέλου για κάθε επανάληψη κ και τελικά το νέο μοντέλο δίνονται αντίστοιχα από τις σχέσεις:

$$dx_{k} = (J_{k}^{T}J_{k} + \lambda_{k}I)^{-1}J_{k}^{T}dy_{k}$$
(3.52)

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{x}_k + \mathbf{d}\mathbf{x}_k \tag{3.53}$$

Οταν ο πολλαπλασιαστής του Lagrange έχει μικρή τιμή (κοντά στο μηδέν), τότε η λύση της εξίσωσης (3.52) είναι πολύ κοντά στην αντίστοιχη λύση της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων (σχέση 3.47). Η μοναδική διαφορά μεταξύ των δύο εξισώσεων είναι η σταθερά  $\lambda$  η οποία προστίθεται στα στοιχεία της κύριας διαγωνίου του γενικευμένου Ιακωβιανού πίνακα.

Μειονέκτήμα της μεθόδου αυτής είναι βασικά, ότι το τελικό αποτέλεσμα εξαρτάται σε πολύ μεγάλο βαθμό από το αρχικό μοντέλο (Smith and Vozoff 1984), και ότι σε ορισμένες περιπτώσεις (ειδικά όταν τα δεδομένα περιέχουν σφάλματα) παράγονται πολύπλοκες λύσεις οι οποίες αν και είναι μαθηματικά σωστές, δεν ανταποκρίνονται στην πραγματικότητα (Smith and Shanno, 1971).

#### 3.8.3 Μέθοδος ιδιαζουσών τιμών

Οταν ο πίνακας J είναι ασταθής ο καλύτερος ίσως τρόπος για λυθεί το αντίστροφο πρόβλημα είναι η χρησιμοποίηση της μεθόδου των ιδιαζουσών τιμών (Lanczos, 1960; Golub and Reinsch, 1970 και Lawson and Hanson, 1974). Ο πίνακας J διαστάσεων (m×n) αναλύεται σε τρεις πίνακες:

$$J = U\Lambda V \tag{3.54}$$

όπου ο U πίνακας είναι διαστάσεων (m×n), ο Λ είναι διαγώνιος (n×n) και ο V είναι διαστάσεων (n×n). Ο αντίστροφος γενικευμένος Ιακωβιανός είναι  $J^{-1} = V\Lambda^{-1}U^{T}$ .

Ο πίνακας Λ είναι ο πίνακας των ιδιοτιμών του συστήματος από την ανάλυση του οποίου συμπεραίνετε το πόσο ασταθές είναι το σύστημα. Τα στοιχεία του πίνακα είναι:

$$\Lambda = \begin{vmatrix} \frac{1}{\lambda_{1}} & 0 \\ \frac{1}{\lambda_{2}} & 0 \\ 0 & \frac{1}{\lambda_{3}} & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\lambda_{n}} \end{vmatrix}$$
(3.55.)

όπου λ<sub>i</sub> είναι οι ιδιοτιμές του συστήματος. Οταν οι ιδιοτιμές λ<sub>i</sub> είναι πολύ μικρές (πλησιάζουν στο μηδέν), το αντίστοιχο στοιχείο του πίνακα Λ αποκτά πολύ μεγάλη τιμή και κατά συνέπεια η συνεισφορά του στο διάνυσμα των λύσεων του συστήματος είναι μεγάλη.

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο αυτή, οι πολύ μικρές ιδιοτιμές του συστήματος μπορούν να εντοπιστούν και να αποκοπούν. Ετσι εφαρμόζεται ένα κατώφλι κάτω από το οποίο τα στοιχεία του πίνακα Λ μηδενίζονται και οι ιδιοτιμές αυτές δε λαμβάνονται υπόψη κατά τη διαδικασία της αντιστροφής.

Το μειονέκτημα της μεθόδου των ιδιαζουσών τιμών είναι ότι η επιλογή της τιμής που θα έχει το κατώφλι είναι αυθαίρετη και εξαρτάται από το χρήστη, παρόλο που υπάρχουν διάφορες τεχνικές για τον ορισμό της τιμής αυτής (Press et al., 1992). Αν δε καθοριστεί σωστά αυτή είτε θα αποκοπούν ιδιοτιμές που περιέχουν χρήσιμες πληροφορίες για το σύστημα που επιλύεται, είτε θα παραμείνουν ιδιοτιμές που θα "παραμορφώσουν" τη λύση του συστήματος. Η συγκεκριμένη δυσκολία αποτελεί τον κύριο λόγο που η χρήση της αυτής της μεθόδου είναι περιορισμένη στην αντιστροφή γεωφυσικών προβλημάτων. Αλλωστε υπάρχουν άλλες τεχνικές που απομακρύνουν τις ιδιοτιμές αυτές, χωρίς τον κίνδυνο να χαθούν πληροφορίες του συστήματος.

#### 3.8.4 Μέθοδος εξομαλυμένης αντιστροφής

Μια από τις πιο σύγχρονες τεχνικές αντιστροφής είναι η εξομαλυμένη αντιστροφή. Η χρήση ενός περιορισμού εξομάλυνσης για την σταθεροποίηση των προβλημάτων αντιστροφής ανήκει σε μια γενικότερη κατηγορία μεθόδων "κανονικοποίησης" που πρώτος εισήγαγε ο Tikhonov (Tikhonov, 1963; Tikhonov and Glasko, 1965). Η εφαρμογή αυτής της τεχνικής στη Γεωφυσική είναι γνωστή ως μέθοδος Occam (Constable et al., 1987).

Η βασική ιδέα της μεθόδου έγκειται στην προσπάθεια εύρεσης της πιο απλής λύσης, ελλείψει πληροφοριών για το μοντέλο που αναζητείται. Η λύση που προκύπτει δεν είναι απαραίτητα η καλύτερη, ωστόσο το μοντέλο που παράγεται είναι απλό και αντιστοιχεί σε μία λογική απεικόνιση του υπεδάφους.

Αρχικά θεωρείται ότι οι άγνωστες παράμετροι του μοντέλου είναι ένας αριθμός στρωμάτων, για παράδειγμα ίσος με τον αριθμό των μετρήσεων, γνωστού πάχους και άγνωστης αντίστασης (DeGroot-Hedlin and Constable, 1990). Ο Constable έθεσε τα πάχη των στρωμάτων ίσα, ωστόσο επειδή η ευαισθησία της μεθόδου μειώνεται με το βάθος, θα μπορούσαν τα πάχη των στρωμάτων να αυξάνονται σε σχέση με αυτό.

Το μέτρο της διαφοράς μεταξύ των πραγματικών και θεωρητικών μετρήσεων θα πρέπει να είναι μικρότερο από το επίπεδο του θορύβου των δεδομένων, δηλαδή:

$$|\mathbf{f}(\mathbf{x}) - \mathbf{d}| \le \varepsilon \tag{3.56}$$

Αντίστοιχα με τις άλλες τεχνικές, η συνάρτηση σφάλματος που πρέπει να ελαχιστοποιηθεί είναι:

$$q = (Wd - WJx)^{T} (Wd - WJx)$$
(3.57)

Επιπλέον εισάγεται στο σύστημα ένας πίνακας τραχύτητας R, ο οποίος δείχνει τον τύπο της εξομάλυνσης. Ο πίνακας R μπορεί να γραφεί με τη μορφή:

$$\mathbf{R} = \left| \mathbf{C} \mathbf{x} \right|^2 \tag{3.58}$$

και υποδηλώνει την εξάρτηση των παραμέτρων μεταξύ τους, δηλαδή των αντιστάσεων των στρωμάτων γνωστού πάχους. Ο πίνακας C ονομάζεται πίνακας εξομάλυνσης. Η i γραμμή του πίνακα αυτού δίνει πληροφορίες για την i παράμετρο του συστήματος και την εξομάλυνση που υφίσταται σε σχέση με τις γειτονικές παραμέτρους. Το στοιχείο της *i* γραμμής που αντιστοιχεί στην παράμετρο *i* έχει τιμή -4, τα στοιχεία που αντιστοιχούν στις γειτονικές παραμέτρους (βόρεια, νότια, ανατολική, δυτική) έχουν τιμή 1, ενώ όλα τα υπόλοιπα στοιχεία 0 (σχήμα 3.10).





Για την λύση του αντίστροφου προβλήματος με τη μέθοδο αυτή ζητείται η ελαχιστοποίηση του σφάλματος dy σε συνδυασμό με μέγιστη εξομάλυνση. Τελικά ακολουθώντας ανάλογη διαδικασία με τις προηγούμενες μεθόδους προκύπτει η εξίσωση:

$$((JW)^{T}JW + \lambda R)x = (WJ)^{T}Wy$$
(3.59)

Τελικά η διόρθωση του μοντέλου για κάθε επανάληψη κ και το νέο μοντέλο θα είναι αντίστοιχα:

$$dx_{k} = ((J_{k}W)^{T} J_{k}W + \lambda_{k}C^{T}C)^{-1}(WJ_{k})^{T} Wdy_{k}$$
(3.60)

$$\mathbf{x}_{k+1} = \mathbf{x}_k + d\mathbf{x}_k \tag{3.61}$$

Όπου λ είναι ένας πολλαπλασιαστής του Lagrange η τιμή του οποίου καθορίζεται εμπειρικά ή με μεθόδους βελτιστοποίησης. Οσο πιο μεγάλη είναι η τιμή του λ, τόσο πιο εξομαλυμένες είναι οι λύσεις, άρα και οι διορθώσεις έχουν μικρό εύρος. Η διαφορά της λύσης της εξομαλυμένης αντιστροφής από την αντίστοιχη της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων απόσβεσης είναι η προσθήκη του πίνακα τραχύτητας R που δίνει στο μοντέλο την εξομαλυμένη μορφή.

Το μειονέκτημα της συντηρητικής λύσης της μεθόδου αυτής, αντισταθμίζεται από το πλεονέκτημα ότι η μέθοδος είναι σταθερή και κυρίως απαλλαγμένη από την ανάγκη επιλογής αρχικού μοντέλου. Ακόμα και στην περίπτωση που τα δεδομένα έχουν τυχαίο θόρυβο, η τεχνική αυτή καταφέρνει να δώσει μια συντηρητική εικόνα του πραγματικού μοντέλου. Όταν δεν υπάρχουν πληροφορίες για το πραγματικό μοντέλο, η μέθοδος της εξομαλυμένης αντιστροφής μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να δημιουργηθεί ένα σχετικά αξιόπιστο μοντέλο στρωμάτων το οποίο θα αποτελέσει το αρχικό μοντέλο για κάποια άλλη μέθοδο αντιστροφής.

## 3.8.5 Κριτήρια τερματισμού της επαναληπτικής διαδικασίας

Υπάρχουν τέσσερα πιθανά κριτήρια τερματισμού του αλγορίθμου ανάλογα με το αν ο θόρυβος των δεδομένων έχει ενσωματωθεί σε αυτά. Μετά τη διόρθωση του διανύσματος της αντίστασης, το επί τοις εκατό μέσο τετραγωνικό σφάλμα υπολογίζεται από τη σχέση:

% RMS error = 
$$100 \times \sqrt{\left[\frac{1}{m} \sum_{i=1}^{m} \frac{(d_i^{obs} - d_i^{calc})^2}{(d_i^{obs})^2}\right]}$$
 (3.62)

όπου m είναι ο αριθμός των μετρήσεων,  $d_i^{obs}$  είναι η i παρατηρούμενη μέτρηση και  $d_i^{calc}$  είναι η i υπολογιζόμενη μέτρηση. Η αντιστροφή θα τερματιστεί αν ισχύει ένα από τα παρακάτω κριτήρια:

Απόκλιση. Ο αλγόριθμος τερματίζεται αν το σφάλμα μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και αυτών που προκύπτουν από την αντιστροφή αυξάνεται. Η απόκλιση

παρατηρείται σπάνια, σε περιπτώσεις που ο θόρυβος των δεδομένων είναι πολύ μεγάλος ή που η επιλογή του συντελεστή εξομάλυνσης ήταν ατυχής (πολύ μικρή τιμή).

Μικρός ρυθμός σύγκλισης. Ο αλγόριθμος τερματίζεται αν το σφάλμα μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των δεδομένων που προκύπτουν από την αντιστροφή ελαττώνεται με πολύ μικρούς ρυθμούς (π.χ. λιγότερο από 5%). Στην περίπτωση αυτή θα μπορούσε να συνεχιστεί η διαδικασία της αντιστροφής, ωστόσο υπάρχει κίνδυνος το μοντέλο να "ερμηνεύει" το θόρυβο. Αυτό μπορεί να συμβεί ακόμα και όταν ο ρυθμός σύγκλισης είναι μεγάλος.

Σφάλμα σύγκλισης μικρότερο από σφάλμα δεδομένων. Το κριτήριο αυτό χρησιμοποιείται όταν δίνονται τα σφάλματα των δεδομένων. Εάν το σφάλμα της αντιστροφής είναι μικρότερο από τα τυπικά σφάλματα των δεδομένων, τότε η διαδικασία της αντιστροφής τερματίζεται (καθώς τα δεδομένα τείνουν να συμπίπτουν με το θόρυβο) και η αντίσταση που υπολογίσθηκε από την προηγούμενη επανάληψη θεωρείται το σωστό αποτέλεσμα.

**Ολοκλήρωση του αριθμού των επαναλήψεων.** Ο αλγόριθμος τερματίζεται όταν ο προκαθορισμένος αριθμός των επαναλήψεων έχει ολοκληρωθεί.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

## Λήψη μετρήσεων και επεξεργασία δεδομένων

## 4.1 Γενικά

Οι θέσεις των ηλεκτρικών μετρήσεων που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια της παρούσας εργασίας αποτυπώνονται στο γεωλογικό χάρτη του σχήματος 4.1. Αυτές εντοπίζονται εντός της Μυγδονίας λεκάνης και ειδικότερα στην περιοχή μεταξύ των δύο λιμνών.



Σχήμα 4.1. Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής στον οποίο αποτυπώνονται οι θέσεις των μετρήσεων. Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται οι βυθοσκοπήσεις ενώ με μαύρο οι τομογραφίες.

Συγκεκριμένα στο χώρο αυτό διεξήχθησαν 25 γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις και 12 τομογραφίες. Το μεγαλύτερο μέρος των μετρήσεων έλαβε χώρα την καλοκαιρινή περίοδο του 2003 ενώ η έρευνα πεδίου ολοκληρώθηκε μέσα στο 2004. Αρχικά εκτελέστηκαν τομογραφίες σε διεύθυνση κάθετη ως προς την επαφή των σχηματισμών του υποβάθρου με τις ιζηματογενείς αποθέσεις. Σε επόμενη φάση πραγματοποιήθηκαν νέες τομογραφίες, με αρχή συνήθως το σημείο που τερμάτιζαν οι προηγούμενες (με εξαίρεση τις τομογραφίες F, G). Οι βυθοσκοπήσεις έγιναν κυρίως στο κέντρο της λεκάνης ακολουθώντας τις περισσότερες φορές την γενική διεύθυνση Ανατολής – Δύσης. Η επιλογή των θέσεων των ηλεκτρικών μετρήσεων υλοποιήθηκε
με τέτοιο τρόπο ώστε να εξασφαλιστεί η πύκνωση του δικτύου μετρήσεων, με βάση και την κάλυψη της περιοχής με στοιχεία από προηγούμενες έρευνες.

## 4.2 Εξοπλισμός

Για την εκτέλεση των γεωφυσικών μετρήσεων υπαίθρου χρησιμοποιήθηκε το όργανο SYSCAL (V11.4++) της εταιρείας IRIS INSTRUMENTS (φωτογραφία 4.1). Πρόκειται για πλήρως αυτοματοποιημένο όργανο μέτρησης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σχεδιασμένο για έρευνα με μεθόδους συνεχούς ρεύματος. Ο αυτοματοποιημένος έλεγχος της αντιστάθμισης του φυσικού δυναμικού, η ψηφιακή υπέρθεση για την ενίσχυση του σήματος και η προβολή του σφάλματος κατά την πραγματοποίηση των μετρήσεων που προσφέρονται από το συγκεκριμένο όργανο εξασφαλίζουν μετρήσεις υψηλής ακρίβειας. Αυτό έχει μέγιστη ισχύ εξόδου 100VA και επιτυγχάνει τη δημιουργία ρεύματος με ένταση που τυπικά φτάνει τα 500mA, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις επιτρέπει και σημαντικά μεγαλύτερες εντάσεις ηλεκτρικού ρεύματος (έως 1200mA). Επιπλέον έχει την δυνατότητα να χρησιμοποιεί τόσο εσωτερικές όσο και εξωτερικές μπαταρίες.



Φωτογραφία 4.1. Όργανο λήψης ηλεκτρικών μετρήσεων SYSCAL (V11.4++) της εταιρείας IRIS INSTRUMENTS.

Στις περισσότερες τομογραφίες χρησιμοποιήθηκε αυτόματος πολυπλέκτης 48 θέσεων της ίδιας εταιρείας (φωτογραφία 4.2). Για το σκοπό αυτό δημιουργήθηκαν κατάλληλα χάλκινα πολυκαναλικά καλώδια ενώ χρησιμοποιήθηκαν και πολυάριθμα ηλεκτρόδια χαλκού-ατσαλιού. Με αυτό τον τρόπο κατέστη δυνατό η εύκολη λήψη σημαντικού αριθμού μετρήσεων σε κάθε τομογραφία.





## 4.3 Γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις

#### 4.3.1 Λήψη μετρήσεων γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων.

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας εκτελέστηκαν συνολικά 25 βυθοσκοπήσεις. Οι συντεταγμένες των θέσεων των μετρήσεων καταγράφηκαν με τη βοήθεια οργάνου GPS έτσι ώστε να αποτυπωθούν με ακρίβεια στον ψηφιοποιημένο γεωλογικό χάρτη της περιοχής (σχήμα 4.1).

Οι περισσότερες βυθοσκοπήσεις πραγματοποιήθηκαν σε διεύθυνση παράλληλη με τον άξονα της λεκάνης και συνάμα με την παράταξη των γεωλογικών σχηματισμών του υποβάθρου (Ανατολή – Δύση). Αυτό έγινε γιατί το κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα που απαντούν στην επιφάνεια των βόρειων και νότιων περιθωρίων της λεκάνης βυθίζονται κάτω από το κέντρο αυτής (στο οποίο το ανάγλυφο είναι χαμηλό), δηλαδή το υπόβαθρο γενικά ακολουθεί την επιφανειακή μορφολογία. Αρα αν η ανάπτυξη της γραμμής ρεύματος της βυθοσκόπησης πραγματοποιούνταν για παράδειγμα σε διεύθυνση Βορρά – Νότου θα υπεισέρχονταν σημαντικά σφάλματα στις μετρήσεις κατά τη μονοδιάστατη ερμηνεία. Το φαινόμενο αυτό είναι πιο έντονο κοντά στις παρυφές τις λεκάνης και λιγότερο στο μέσο της.

Ωστόσο σε ορισμένες μόνο περιπτώσεις οι βυθοσκοπήσεις υλοποιήθηκαν σε διαφορετικές διευθύνσεις από αυτήν της Ανατολής – Δύσης, εξαιτίας της αδυναμίας πρόσβασης (απαιτούνται πολλά μέτρα για την ανάπτυξη των καλωδίων ρεύματος, χωρίς την παρουσία φυσικών ή τεχνητών εμποδίων). Αλλωστε οι λίγες αυτές βυθοσκοπήσεις έγιναν στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης, οπότε και τα σφάλματα τους είναι μικρά.

Οι γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις εκτελέστηκαν χρησιμοποιώντας τη διάταξη ηλεκτροδίων Schlumberger, η οποία παρουσιάστηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο (σχήμα 3.4β). Κατά τη διαδικασία των μετρήσεων η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB) αυξανόταν σταδιακά σε σχέση με το σταθερό κέντρο της διάταξης. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα να μεγαλώσει το βάθος διασκόπησης. Επίσης και η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού (MN) αυξάνονταν σε συγκεκριμένες φάσεις, για να είναι αξιόπιστες οι πληροφορίες που αφορούν το βάθος αυτό, αλλά και δυνατές (η ένταση του ρεύματος που διαρρέει στο έδαφος μειώνεται όσο το βάθος έρευνας μεγαλώνει). Από τις μετρούμενες τιμές του δυναμικού και της έντασης εξάγονται οι αντίστοιχες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, με βάση τη σχέση (3.10) που ισχύει για την συγκεκριμένη διάταξη. Ο υπολογισμός αυτός γίνεται αυτόματα από το συγκεκριμένο όργανο μέτρησης. Ετσι τα δεδομένα που προκύπτουν από τις μετρήσεις είναι οι φαινόμενες ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις σε συνάρτηση με τις ημί-αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB/2). Στο σχήμα 4.2 απεικονίζονται ενδεικτικά τα αποτελέσματα της βυθοσκόπησης A2S.



Σχήμα 4.2. Καμπύλη της βυθοσκόπησης A2S (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά). Οι άξονες του γραφήματος είναι και οι δύο σε λογαριθμική κλίμακα.

Για καλύτερη απεικόνιση χρησιμοποιείται η λογαριθμική κλίμακα, μιας και οι τιμές της αντίστασης παρουσιάζουν στη φύση μεγάλο εύρος διακύμανσης. Η μέγιστη απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB) που αναπτύχθηκε κατά τη διάρκεια των μετρήσεων ποικίλει από 500 ως 2000m, ανάλογα από το βάθος που εντοπίστηκε το υπόβαθρο στις διάφορες θέσεις της περιοχής έρευνας. Τέλος τα πρωτογενή δεδομένα όλων των βυθοσκοπήσεων παρουσιάζονται σε παράρτημα στο τέλος της εργασίας.

#### 4.3.2 Επεξεργασία και ερμηνεία των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων.

Ο στόχος της ηλεκτρικής μεθόδου είναι να καθοριστεί η γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους, δηλαδή να υπολογιστεί η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος. Αυτό επιτυγχάνεται με την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος με δεδομένο ότι προϋπάρχει λύση για το αντίστοιχο ευθύ πρόβλημα (κεφάλαιο 3). Με αυτή τη μεθοδολογία ανακτώνται τελικά οι τιμές των ειδικών αντιστάσεων από τις μετρούμενες στο πεδίο φαινόμενες αντιστάσεις. Η ειδική αντίσταση είναι αυτή που χαρακτηρίζει τους γεωλογικούς σχηματισμούς και αποτελεί τελικό στοιχείο αξιολόγησης της γεωφυσικής έρευνας σε σχέση με τη γεωλογική δομή της περιοχής

Για την επεξεργασία και ερμηνεία των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα αντιστροφής γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων IPI2WIN. Για τη λύση του απ' ευθείας προβλήματος χρησιμοποιείται γραμμικό φίλτρο που αναπτύχθηκε στο Εργαστήριο Γεωηλεκτρικής Έρευνας Επιφανειακών δομών του τμήματος Γεωφυσικής της Γεωλογικής Σχολής της Μόσχας (Bobvachev et al., 1990). Το πρόβλημα της αντιστροφής λύνεται με τη χρήση του αλγόριθμου του Newton προσαρμοσμένου για τον προσδιορισμό του ελάχιστου αριθμού στρωμάτων που απαιτούνται για να ερμηνεύσουν τις καμπύλες φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ή του αλγόριθμου ελαχιστοποίησης προσαρμογής καμπυλών με την προσέγγιση Tikhonov.

Για να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα και για να πραγματοποιηθεί ταύτιση μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών (όσο αυτό είναι δυνατό) χρησιμοποιήθηκε αρχικό μοντέλο για τα πάχη των στρωμάτων και τις αντίστοιχες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Η κατασκευή αυτού του αρχικού μοντέλου υλοποιήθηκε με βάση τις πρότυπες καμπύλες δύο στρωμάτων που παρουσιάζονται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 4.3. Πρότυπες καμπύλες βυθοσκόπησης για διάταξη Schlumberger στην περίπτωση δύο στρωμάτων (Orellana and Mooney, 1966).

Αρχικά οι πειραματικές καμπύλες (σχήμα 4.2) σχεδιάστηκαν σε διαφανές διλογαριθμικό χαρτί. Στη συνέχεια ανά τμήματα που αντιπροσωπεύουν δύο στρώματα ταυτίστηκαν με μία από τις πρότυπες καμπύλες. Από τη διαδικασία αυτή προέκυψε ένα μοντέλο που αντιστοιχεί σε πάχη και ειδικές αντιστάσεις στρωμάτων. Το αρχικό μοντέλο αυτό χρησιμοποιήθηκε στο συγκεκριμένο πρόγραμμα αντιστροφής, όπου και το οποίο έδωσε το τελικό αποτέλεσμα για την κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος.

Στο σχήμα 4.4 παρουσιάζονται ενδεικτικά τα αποτελέσματα που προέκυψαν μετά την επεξεργασία της βυθοσκόπησης A2S. Απεικονίζεται η πειραματική και η θεωρητική καμπύλη καθώς και πίνακας με τις παραμέτρους του γεωηλεκτρικού

μοντέλου. Τα αποτελέσματα των υπόλοιπων βυθοσκοπήσεων που εκτελέστηκαν στα πλαίσια της εργασίας αυτής αποτυπώνονται στα σχήματα 4.5 έως 4.28, ενώ αυτά που προέκυψαν από τις νέες ερμηνείες των προϋπαρχόντων μετρήσεων από παλαιότερες έρευνες παρουσιάζονται σε παράρτημα στο τέλος της μελέτης.



Σχήμα 4.4. Επεξεργασία της καμπύλης της βυθοσκόπησης A2S, με το πρόγραμμα αντιστροφής IPIWIN. Με τη μαύρη γραμμή και με τους κύκλους εμφανίζεται η πειραματική καμπύλη (οι τιμές φαινόμενης αντίστασης που μετρήθηκαν στο πεδίο), ενώ με κόκκινη γραμμή η αντίστοιχη θεωρητική καμπύλη με βάση το γεωηλεκτρικό μοντέλο (μπλε γραμμή). Στο γράφημα αυτό και οι δύο άζονες βρίσκονται σε λογαριθμική κλίμακα. Στον πίνακα δεξιά παρουσιάζονται οι παράμετροι του μοντέλου: η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ των στρωμάτων, το πάχος τους h και το βάθος της κατώτερης συνοριακής επιφάνειας τους d. Το σφάλμα είναι 2.4%.

Τα τελικά συμπεράσματα που αφορούν το βάθος του υποβάθρου προέκυψαν μετά από εφαρμογή διάφορων τεχνικών κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας των μετρήσεων. Αυτό έγινε για να εξεταστεί η αξιοπιστία των τελικών μονοδίαστατων γεωηλεκτρικών μοντέλων και να καθοριστεί σε ένα βαθμό η αβεβαιότητα τους. Στον πίνακα 4.1 παρουσιάζονται ενδεικτικά τα αποτελέσματα 25 βυθοσκοπήσεων (που οι θέσεις τους απεικονίζονται στο σχήμα 4.1) από τις συνολικά 65 που επεξεργάστηκαν, χρησιμοποιώντας διαφορετικές προσεγγίσεις στην ερμηνεία.

Ο βασικός τρόπος ερμηνείας όπως αναφέρθηκε παραπάνω βασίστηκε στη χρήση ενός αρχικού μοντέλου στην διαδικασία της αντιστροφής. Για να συγκριθεί το αποτέλεσμα που προέκυπτε με αυτό τον τρόπο, η αντιστροφή πραγματοποιήθηκε και απευθείας χωρίς τη μεσολάβηση ενός πρώτου μοντέλου (στήλη D του πίνακα) και με την προϋπόθεση το τελικό μοντέλο να είναι το απλούστερο δυνατό, δηλαδή να αποτελείται από όσα λιγότερα στρώματα γίνεται. Ωστόσο το μοντέλο που εξάγεται με αυτή την τεχνική αν και είναι μαθηματικά σωστό, πιθανόν να μην είναι ορθό γεωλογικά, αφού το μόνο που εξετάζει είναι η ελαχιστοποίηση της διαφοράς μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων.

Μία άλλη τεχνική που εφαρμόστηκε για την ερμηνεία των μετρήσεων ήταν να θεωρηθεί σταθερή η τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υποβάθρου, κατά τη διαδικασία της αντιστροφής. Αυτό βασίζεται στο γεγονός ότι το κρυσταλλικό υπόβαθρο της περιοχής μελέτης συνίσταται από παρόμοιας σύστασης πετρώματα (κυρίως από γνεύσιο) που κατά συνέπεια οι αντιστάσεις τους (οι οποίες έχουν μεγάλη τιμή) δεν θα πρέπει να διαφέρουν σημαντικά. Χρησιμοποιήθηκαν δύο χαρακτηριστικές τιμές αντιστάσεων για το σκοπό αυτό (500 και 1000Ohm.m) και τα βάθη του υποβάθρου που προέκυψαν παρουσιάζονται στις στήλες Ε και F του πίνακα 4.1. Σημειώνεται εδώ ότι η μεθοδολογία αυτή περιλάμβανε (όπως και η πρώτη) τη χρησιμοποίηση ενός αρχικού μοντέλου.

Για να συγκριθούν μεταξύ τους τα αποτελέσματα και για να εκτιμηθεί η αβεβαιότητα τους, υπολογίστηκαν οι νεπέριοι λογάριθμοι των τιμών του βάθους του υποβάθρου που απορρέουν από κάθε ερμηνεία, καθώς και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις (στήλες G ως N). Οπως διαπιστώνεται τα βάθη που προέκυψαν από τις διάφορες τεχνικές συμφωνούν σε σχετικά ικανοποιητικό βαθμό (τυπική απόκλιση <0.3). Υπάρχουν όμως και ορισμένες βυθοσκοπήσεις που παρουσιάζουν διαφορετικά αποτελέσματα και καθιστούν έτσι δύσκολη την επιλογή του τελικού γεωηλεκτρικού μοντέλου. Αυτές εντοπίζονται κυρίως στην περιοχή της Γερακαρούς και του Στίβου, καθώς και βόρεια των περιοχών αυτών. Το φαινόμενο αυτό στις συγκεκριμένες μετρήσεις δεν οφείλεται απαραίτητα σε κακής ποιότητας πρωτογενή δεδομένα, αλλά κατά κύριο λόγο στις ιδιαίτερες τοπικές συνθήκες που επικρατούν. Στην ευρύτερη περιοχή της Γερακαρού οι μετρούμενες τιμές της φαινόμενης αντίστασης που αντιστοιχούσαν στο υπόβαθρο ήταν μικρές, όπως επίσης και ο ρυθμός αύξησης τους. Ετσι χρησιμοποιώντας την τεχνική της σταθερής τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υποβάθρου κατά τη διαδικασία της αντιστροφής, για να προσαρμοστεί η λύση στις καμπύλες φαινόμενης αντίστασης έπρεπε να αυξηθεί το βάθος σε αφύσικα μεγάλο βαθμό. Στην περιοχή του Στίβου οι καμπύλες βυθοσκόπησης παρουσιάζουν μία ιδιαίτερη συμπεριφορά και για αυτές γίνεται ιδιαίτερος λόγος στο τέλος της εργασίας. Αξίζει να σημειωθεί ότι παρόμοια προβλήματα στην ερμηνεία εμφανίζονται και σε παλαιότερες βυθοσκοπήσεις που εκτελέστηκαν στην ίδια τοποθεσία, στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest αποδεικνύοντας ότι είναι θέμα τοπικών συνθηκών και όχι ποιότητας δεδομένων.

А	В	С	D	E	F	G	Н		J	K	L	М	N
ΚΩΔΙΚΟΣ ΒΥΘΟΣΚΟ ΠΗΣΗΣ	ΥΨΟΜΕ ΤΡΟ	ΒΑΘΟΣ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΑΡΧΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	BAΘOΣ ME AYTOMATH EPMHNEIA	ΒΑΘΟΣ ΜΕ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ 500ΟΗΜ.Μ	ΒΑΘΟΣ ΜΕ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ 1000ΟΗΜ.Μ	In TOY C	In TOY D	In TOY E	In TOY F	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ (G+H)	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ (G+I+J)	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ (G+I)	ΤΥΠΙΚΗ ΑΠΟΚΛΙΣΗ (G+J)
A2S	83	250	286	433	451	5.521	5.656	6.071	6.111	0.10	0.33	0.39	0.30
B2S	90	205	204	270	297	5.323	5.318	5.598	5.694	0.00	0.19	0.19	0.19
C2S	52	85	86	74	134	4.443	4.454	4.304	4.898	0.01	0.31	0.10	0.26
D2S	46	140	154	130	145	4.942	5.037	4.868	4.977	0.07	0.06	0.05	0.07
ES2	155	75	73	145	155	4.317	4.290	4.977	5.043	0.02	0.40	0.47	0.41
ES3	120	59	63	142	142	4.078	4.143	4.956	4.956	0.05	0.51	0.62	0.49
ES4	104	122	109	396	405	4.804	4.691	5.981	6.004	0.08	0.69	0.83	0.72
FS1	106	145	54	260	280	4.977	3.989	5.561	5.635	0.70	0.36	0.41	0.76
FS2	87	262	262	243	250	5.568	5.568	5.493	5.521	0.00	0.04	0.05	0.04
GS1	67	142	149	160	171	4.934	5.004	5.075	5.142	0.05	0.11	0.10	0.09
GS2	50	274	240	272	300	5.613	5.481	5.606	5.704	0.09	0.05	0.01	0.09
GS3	45	273	287	253	271	5.609	5.659	5.533	5.602	0.04	0.04	0.05	0.05
HSC	37	265	176	181	189	5.580	5.170	5.198	5.242	0.29	0.21	0.27	0.19
S18-1T	37	142	167	142	148	4.956	5.118	4.956	4.997	0.11	0.02	0.00	0.08
S18-2	38	267	265	255	264	5.587	5.580	5.541	5.576	0.01	0.02	0.03	0.02
S18-3	40	123	92	175	183	4.812	4.522	5.165	5.209	0.21	0.22	0.25	0.32
S18-4	47	273	282	262	273	5.609	5.642	5.568	5.609	0.02	0.02	0.03	0.03
S27-1	89	187	174	150	160	5.231	5.159	5.011	5.075	0.05	0.11	0.16	0.10
S27-4	65	97	54	294	305	4.575	3.989	5.684	5.720	0.41	0.65	0.78	0.85
S67-2	78	387	314	440	472	5.958	5.749	6.087	6.157	0.15	0.10	0.09	0.18
S67-3	84	440	324	785	817	6.087	5.781	6.666	6.706	0.22	0.35	0.41	0.45
S87-1	83	420	421	757	785	6.040	6.043	6.629	6.666	0.00	0.35	0.42	0.35
S87-2	90	832	799	779	809	6.724	6.683	6.658	6.696	0.03	0.03	0.05	0.03
S97-1	73	202	197	172	176	5.308	5.283	5.147	5.170	0.02	0.09	0.11	0.08
S97-2	97	200	207	185	196	5.298	5.333	5.220	5.278	0.02	0.04	0.06	0.05

Πίνακας 4.1. Ερμηνεία βυθοσκοπήσεων με χρήση διαφορετικών τεχνικών. Οι τιμές των βαθών αναφέρονται στο υπόβαθρο (επεξήγηση στο κείμενο).

Για την τελική επιλογή του βάθους του υποβάθρου χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία από τις προηγούμενες γεωφυσικές έρευνες καθώς και πληροφορίες για τη γεωλογική δομή της περιοχής με βάση τις στρωματογραφικές στήλες των υφιστάμενων γεωτρήσεων. Μάλιστα δύο βυθοσκοπήσεις (S18-1T, S18-4) εκτελέστηκαν σε θέσεις όπου προϋπήρχαν γεωτρήσεις που συναντούσαν το υπόβαθρο (GGEO, GP2), για να εξετασθεί ο βαθμός συσχέτισης των αποτελεσμάτων τους. Η μία από αυτές (S18-1T ) συμφωνεί απόλυτα με το βάθος του υποβάθρου που παρατηρείται στην αντίστοιχη γεώτρηση (GGEO), ενώ δεν παρατηρείται το ίδιο και για την άλλη.

Το τελικό σφάλμα της ερμηνείας των μετρήσεων ήταν μικρό αφού κυμάνθηκε από 1 έως 5%, ενώ αύξηση των επαναλήψεων στην διαδικασία της αντιστροφής δεν οδήγησε σε μικρότερες τιμές σφάλματος.



Σχήμα 4.5. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης B2S, με σφάλμα 3.5%.



Σχήμα 4.6. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης C2S, με σφάλμα 1.6%.



Σχήμα 4.7. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης D2S, με σφάλμα 0.9%.



Σχήμα 4.8. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης ES2, με σφάλμα 0.7%.



Σχήμα 4.9. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης ES3, με σφάλμα 2.7%.



Σχήμα 4.10. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης ES4, με σφάλμα 0.9%.



Σχήμα 4.11. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης FS1, με σφάλμα 4.1%.



Σχήμα 4.12. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης FS2, με σφάλμα 2%.



Σχήμα 4.13. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης GS1, με σφάλμα 2.4%.



Σχήμα 4.14. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης GS2, με σφάλμα 2%.



Σχήμα 4.15. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης GS3, με σφάλμα 1.1%.



Σχήμα 4.16. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης HSC, με σφάλμα 2.9%.



Σχήμα 4.17. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης S18-1T, με σφάλμα 1.5%.



Σχήμα 4.18. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης \$18-2, με σφάλμα 0.8%.



Σχήμα 4.19. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης S18-3, με σφάλμα 1.1%.



Σχήμα 4.20. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης S18-4, με σφάλμα 1.9%.



Σχήμα 4.21. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης S27-1, με σφάλμα 3.4%.



Σχήμα 4.22. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης \$27-4, με σφάλμα 3.5%.



Σχήμα 4.23. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης 867-2, με σφάλμα 1.6%.



Σχήμα 4.24. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης S67-3, με σφάλμα 2.1%.



Σχήμα 4.25. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης \$87-1, με σφάλμα 2.9%.



Σχήμα 4.26. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης \$87-2, με σφάλμα 1.7%.



Σχήμα 4.27. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης \$97-1, με σφάλμα 2.3%.



Σχήμα 4.28. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της βυθοσκόπησης \$97-2, με σφάλμα 4.1%.

#### 4.3.3 Τομογραφική ερμηνεία βυθοσκοπήσεων.

Οι παραπάνω ερμηνείες των βυθοσκοπήσεων βασίστηκαν στην επίλυση του αντίστροφου προβλήματος για μονοδιάστατα μοντέλα, δηλαδή πραγματοποιήθηκε αντιστροφή για κάθε βυθοσκόπηση θεωρώντας μεταβολή της αντίστασης μόνο με το βάθος. Με αυτό τον τρόπο ουσιαστικά καθορίστηκε η μέση κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος μόνο στη θέση του κέντρου διάταξης της βυθοσκόπησης.

Για να ληφθούν πληροφορίες που αφορούν και την πλευρική μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της βυθοσκόπησης θα πρέπει η περιοχή μελέτης να καλύπτεται από μία σειρά διαδοχικών μετρήσεων βυθοσκοπήσεων που η μεταξύ τους απόσταση να είναι όσο το δυνατό μικρότερη.

Υπάρχουν δύο κύριες τεχνικές που μπορούν να εφαρμοστούν για την τελική ερμηνεία. Η πρώτη είναι να επεξεργαστούν οι βυθοσκοπήσεις η κάθε μία ξεχωριστά

και τα μονοδιάστατα γεωηλεκτρικά μοντέλα που θα προκύψουν, να τοποθετηθούν σε μία σειρά, το ένα δίπλα στο άλλο. Ετσι κατασκευάζεται μία ψευδοδιδιάστατη τομή η οποία επιτρέπει την συγκριτική αξιολόγηση των βυθοσκοπήσεων και δίνει μία αίσθηση της στρωματογραφίας της περιοχής. Ωστόσο η εικόνα που προκύπτει είναι αποτέλεσμα της αποτύπωσης σημειακών πληροφοριών μόνο (βυθοσκοπήσεις) και όχι επεξεργασίας τους με βάση τις μετρήσεις στα γειτονικά σημεία. Αντίθετα με τη δεύτερη τεχνική (που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία) με την οποία πραγματοποιείται διδιάστατη αντιστροφή στις βυθοσκοπήσεις, το πρόβλημα αυτό ξεπερνάται αφού τα δεδομένα πολλών βυθοσκοπήσεων ερμηνεύονται από ένα μοντέλο.

Για να εξαχθούν αξιόπιστα συμπεράσματα η μέθοδος αυτή πρέπει να εφαρμοστεί σε δεδομένα που προέρχονται από σχετικά κοντινές βυθοσκοπήσεις με σημαντικό ποσοστό αλλήλεπικάλυψης. Οι βυθοσκοπήσεις που εκτελέστηκαν για τους σκοπούς της παρούσας μελέτης εντοπίζονται σε διάσπαρτες θέσεις εντός της λεκάνης ενώ η μεταξύ τους απόσταση είναι μεγάλη. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν ορισμένες από τις βυθοσκοπήσεις που υλοποιήθηκαν το 1994 στα πλαίσια του ευρωπαϊκού προγράμματος Euroseistest και οι οποίες επανερμηνεύθηκαν στην εργασία αυτή. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από 10 βυθοσκοπήσεις της τομής T1 και 12 από την T2, οι θέσεις των οποίων απεικονίζονται στο σχήμα 2.8.

Η επεξεργασία και ερμηνεία των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του προγράμματος διδιάστατης αντιστροφής γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων 2dslinv (Tsourlos, 2004) και τα αποτελέσματα που προέκυψαν παρουσιάζονται στο σχήμα 4.29. Το πρόγραμμα αυτό για την επίλυση του ευθέως προβλήματος χρησιμοποιεί τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων και για το αντίστροφο πρόβλημα την μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων. Αρχικά δημιουργήθηκε ένα πρώτο μοντέλο το οποίο και έλαβε μέρος στην αντιστροφή. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκε μοντέλο έξι στρωμάτων το πάχος των οποίων αυξανόταν με το βάθος. Κατά την διαδικασία της αντιστροφής έγιναν 11 επαναλήψεις οι οποίες είχαν ως αποτέλεσμα την ελάττωση του σφάλματος. Αυτό κυμάνθηκε στο 11% για την τομή T1 και 13% για την T2, δηλαδή δεν παρουσίασε μεγάλες τιμές αν ληφθεί υπόψη το γεγονός ότι εμπεριείχε και τα σφάλματα της κάθε βυθοσκόπησης ξεχωριστά. Επιπλέον χρησιμοποιήθηκε κατάλληλος συντελεστής εξομάλυνσης, με αποτέλεσμα η τελική εικόνα να παρουσιάζεται αρκετά ομαλοποιημένη.



Σχήμα 4.29. Γεωηλεκτρικά μοντέλα των τομών T1 (πάνω) και T2 (κάτω). Στο πάνω τμήμα της κάθε τομής διακρίνονται οι θέσεις των βυθοσκοπήσεων που συμμετείχαν στην αντιστροφή.

Με τα θερμά χρώματα αντιπροσωπεύονται οι μεγάλες τιμές αντίστασης (κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο) ενώ με τα ψυχρά οι μικρές (ιζήματα). Οπως φαίνεται η μορφολογία του υποβάθρου αποτυπώνεται ικανοποιητικά και στις δύο τομές. Αυτό εμφανίζεται να βυθίζεται στο κέντρο της λεκάνης μεταξύ Προφήτη και Στίβου στην τομή T1 και Νυμφόπετρας και Στίβου αντίστοιχα στην τομή T2. Στην πρώτη τομή το βάθος του υποβάθρου αυξάνεται σταδιακά μέχρι την θέση της βυθοσκόπησης S5 όπου παρουσιάζεται το μεγαλύτερο άλμα του (γεγονός που υποδηλώνει δράση πιθανού ρήγματος). Το υπόβαθρο εντοπίζεται μέχρι την βυθοσκόπηση S6, πέρα της οποίας δεν εμφανίζεται μιας και το πραγματικό βάθος του είναι μεγαλύτερο από το βάθος διασκόπησης που εξετάζεται από την διδιάστατη αντιστροφή. Στην τομή T2 το υπόβαθρο βυθίζεται πιο ομαλά γενικά με εξαίρεση την θέση της βυθοσκόπησης S12 όπου το βάθος του αυξάνεται απότομα. Στη συνέχεια η κλίση βύθισης του υποβάθρου φαίνεται να γίνεται ομαλότερη και προσεγγίζοντας τον Στίβο τελικά το βάθος του ελαττώνεται "ακολουθώντας" με αυτό τον τρόπο την επιφανειακή μορφολογία.

Αξίζει να σημειωθεί ότι δεν λήφθηκαν υπόψη στην ερμηνεία οι βυθοσκοπήσεις S11, S12, S13 της τομής T1 και S1, S3 της T2 (όλες βρίσκονται σε περιοχή Βόρεια του Στίβου) επειδή αυτές δεν εντόπιζαν το υπόβαθρο σύμφωνα με την μονοδιάστατη αντιστροφή που πραγματοποιήθηκε στο πρώτο στάδιο της επεξεργασίας των ηλεκτρικών μετρήσεων. Τα αποτελέσματα της τομογραφικής ερμηνείας συγκρίνονται στο επόμενο κεφάλαιο με αυτά που προέκυψαν από τη μονοδιάστατη επεξεργασία των βυθοσκοπήσεων στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest.

## 4.4 Γεωηλεκτρικές τομογραφίες

## 4.4.1 Λήψη μετρήσεων γεωηλεκτρικών τομογραφιών.

Στην περιοχή μελέτης εκτελέστηκαν συνολικά 12 γεωηλεκτρικές τομογραφίες, οι θέσεις των οποίων απεικονίζονται στο χάρτη του σχήματος 4.1. Οι έξι από αυτές είχαν μήκος 560m (A, B, C, D, G, H) ενώ οι υπόλοιπες (A2, B2, C2, D2, F, H2) που πραγματοποιήθηκαν μεταγενέστερα και στη συνέχεια των προηγούμενων είχαν μήκος 900m.

Ολες στο σύνολο τους σχεδιάστηκαν περίπου κάθετα στη επαφή των γεωλογικών σχηματισμών του υποβάθρου με τις ιζηματογενείς αποθέσεις. Ενα τμήμα της τομογραφίας κάλυπτε τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα (όπου αυτά ήταν ορατά στην επιφάνεια) για να βαθμονομηθεί η ειδική ηλεκτρική αντίσταση του υποβάθρου και να καθοριστεί η κλίση βύθισης του προς το κέντρο της λεκάνης. Η μοναδική εξαίρεση ήταν στην τομογραφία F που πραγματοποιήθηκε μέσα στα Πλειστοκαινικά ιζήματα λόγω αδυναμίας πρόσβασης (η περιοχή χαρακτηρίζεται από εξαιρετικά ψηλό αναγλύφο).

Για να εξασφαλιστεί η καλύτερη δυνατή ποιότητα στις μετρήσεις επιλέχθηκε η διάταξη μέτρησης πόλου-διπόλου (σχήμα 3.4δ), η οποία χαρακτηρίζεται από καλή σχέση σήματος/θορύβου και επαρκή διακριτική ικανότητα τόσο στις πλευρικές όσο και στις κατακόρυφες μεταβολές της υπεδάφειας αντίστασης. Κατά την λήψη των μετρήσεων η απόσταση, α, μεταξύ του διπόλου δυναμικού MN παραμένει σταθερή και η ίδια όδευση επαναλαμβάνεται αυξάνοντας κάθε φορά την απόσταση n\*a μεταξύ του ηλεκτροδίου ρεύματος A και του ηλεκτροδίου δυναμικού M (o n είναι ακέραιος). Η μέγιστη απόσταση nmax\*α εξαρτάται από τη μέγιστη ένταση ρεύματος που μπορεί να δώσει η πηγή μας και από τη γεωλογία (γεωηλεκτρικές αντιστάσεις) της περιοχής σε συνάρτηση με το επιθυμητό βάθος έρευνας.

Οι τομογραφίες που εκτελέστηκαν μπορούν να χωριστούν σε δύο κύριες ομάδες. Η βασική διαφορά τους είναι ότι στη μία από αυτές χρησιμοποιήθηκε

αυτόματος ηλεκτρονικός πολυπλέκτης που έχει το πλεονέκτημα να λαμβάνονται πολυάριθμες μετρήσεις σε σύντομο χρονικό διάστημα. Ετσι οι παράμετροι σχεδιασμού των γεωηλεκτρικών τομογραφιών που χρησιμοποιήθηκαν ήταν διαφορετικοί. Αυτοί καθορίστηκαν με βάση κυρίως το βάθος έρευνας και είναι:

Για την πρώτη ομάδα τομογραφιών (A, B, C, D, G, H): Απόσταση ηλεκτροδίων (α) 40m και απόσταση ηλεκτροδίου ρεύματος με το δίπολο μέτρησης δυναμικού (n\*a) με μέγιστο n ίσο με 8.

Για την δεύτερη ομάδα τομογραφιών (A2, B2, C2, D2, F, H2): Απόσταση ηλεκτροδίων (α) 45m και απόσταση ηλεκτροδίου ρεύματος με το δίπολο μέτρησης δυναμικού (n\*a) με μέγιστο n ίσο με 8. Επιπλέον χρησιμοποιήθηκαν αποστάσεις 2\*a με μέγιστο n ίσο με 8 και αποστάσεις 3\*a με μέγιστο n ίσο με 5.



Σχήμα 4.30. Ιδεατά βάθη έρευνας του συνόλου των μετρήσεων της πρώτης (πάνω) και της δεύτερης (κάτω) ομάδας τομογραφίων που αντιστοιχούν σε μετρήσεις δυναμικού με διάστημα a (πράσινα σύμβολα), 2a (κίτρινα σύμβολα) και 3a (μπλέ σύμβολα). Η πρώτη ομάδα περιλαμβάνει 76 μετρήσεις και η δεύτερη 199.

Στο σχήμα 4.30 αποτυπώνεται η πυκνότητα των μετρήσεων των γεωηλεκτρικών τομογραφιών. Στην πρώτη ομάδα χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές σε 15 κανάλια (εκτός από την τομογραφία Α που χρησιμοποιήθηκαν 17) επιτυγχάνοντας ένα μήκος κάλυψης περίπου 560m στην επιφάνεια και περίπου 200m στο μέγιστο βάθος έρευνας. Στη μεταγενέστερη ομάδα χρησιμοποιήθηκαν 21 ηλεκτρόδια, το μήκος της τομής στην επιφάνεια έφτασε τα 900m και το μήκος κάλυψης στο μέγιστο βάθος τα 300m. Αξίζει να σημειωθεί ότι επειδή οι μετρήσεις που αντιστοιχούν στα βαθύτερα

στρώματα δεν έχουν μεγάλη αλληλοεπικάλυψη αλλά και επειδή αντιστοιχούν σε μεγαλύτερες αποστάσεις ηλεκτροδίων δυναμικού, τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την αντιστροφή είναι λιγότερα αξιόπιστα σε σχέση με εκείνα που αντιστοιχούν στα επιφανειακούς σχηματισμούς.

#### 4.4.2 Επεξεργασία και ερμηνεία μετρήσεων γεωηλεκτρικών τομογραφιών.

Κατά το πρώτο στάδιο επεξεργασίας των δεδομένων των γεωηλεκτρικών τομογραφιών οι μετρήσεις παρουσιάστηκαν με τη μορφή ψευδοτομής για να ελεγχθεί η ποιότητα τους και απορρίφθηκαν εκείνες που είχαν μεγάλα σφάλματα και οι οποίες συνήθως οφείλονται σε όχι καλές (υψηλές) επαφές των ηλεκτροδίων με το έδαφος. Τα δεδομένα στη συνέχεια επεξεργάστηκαν με διδιάστατη αντιστροφή χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα αντιστροφής RES2DINV (Loke, M.H. and Barker, R.D., 1996a). Η επίλυση του ευθέως προβλήματος πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών ενώ η αντιστροφή έγινε εφαρμόζοντας την μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων ακολουθώντας μία αυτόματη επαναληπτική διαδικασία με στόχο την ελάττωση της διαφοράς των θεωρητικών και πειραματικών δεδομένων.

Γενικά οι τιμές του σφάλματος (RMS) που παρουσιάστηκαν κατά τη διαδικασία της αντιστροφής των τομογραφιών κρίνονται ικανοποιητικές, γεγονός που οφείλεται στην καλή ποιότητα των μετρήσεων. Οι τιμές αυτές στις περισσότερες τομογραφίες κυμαίνονται από 1% εως 10% ενώ η μεγαλύτερή τιμή που παρατηρήθηκε είναι 15,9% στη τομή B2.

Τα τελικά αποτελέσματα των αντιστροφών για τις όλες τις τομογραφίες παρουσιάζονται στα σχήματα 4.31 έως 4.42. Σε κάθε σχήμα τα πειραματικά δεδομένα (οι μετρούμενες φαινόμενες αντιστάσεις) αποτυπώνονται σε μορφή ψευδοτομής (πάνω τμήμα), καθώς και τα συνθετικά δεδομένα που προέκυψαν από την επίλυση του ευθέως προβλήματος θεωρώντας ως μοντέλο το αποτέλεσμα της αντιστροφής (μεσαίο τμήμα). Η σύγκριση των δύο ψευδοτομών επιτρέπει των έλεγχο της ποιότητας των πρωτογενών μετρήσεων (όσο περισσότερο όμοιες είναι αυτές, τόσο πιο αξιόπιστες είναι οι μετρήσεις υπαίθρου και το μοντέλο ερμηνείας τους). Επιπλέον παρουσιάζονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα των πραγματικών ειδικών αντιστάσεων που προέκυψαν από την αντιστροφή (κάτω τμήμα). Στις τομές αποτυπώνονται και τα πραγματικά βάθη ενώ οι πραγματικές υπεδάφειες αντιστάσεις παρουσιάζονται με χρωματική κλίμακα «ουρανίου τόξου» με τα ψυχρά χρώματα (μπλε) να αντιστοιχούν σε χαμηλές αντιστάσεις (π.χ. άργιλοι) και θερμά χρώματα (κόκκινα) να αντιστοιχούν σε σχετικά υψηλές αντιστάσεις (π.χ. γνεύσιοι). Ολες οι τομογραφίες έχουν σχεδιαστεί με κατεύθυνση από τα περιθώρια της λεκάνης προς το κέντρο αυτής, με εξαίρεση τις τομές Α και F που εμφανίζονται αντεστραμμένες.



Σχήμα 4.31. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας Α.



Σχήμα 4.32. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας Α2.

Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος"9-μμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 4.33. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας Β.



Σχήμα 4.34. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας Β2.



Σχήμα 4.35. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας C.



Σχήμα 4.36. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας C2.



Σχήμα 4.37. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας D.



Σχήμα 4.38. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας D2.



Σχήμα 4.39. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας F.



Σχήμα 4.40. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας G.



Σχήμα 4.41. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας Η.



Σχήμα 4.42. Αποτελέσματα αντιστροφής της ηλεκτρικής τομογραφίας Η2.

Οπως προαναφέρθηκε οι περισσότερες τομογραφίες (A2, B2, C2, D2, H2) που εκτελέστηκαν στην τελευταία φάση πραγματοποιήθηκαν στη συνέχεια των αρχικών (A, B, C, D, H). Αυτό έγινε προκειμένου να χαρτογραφηθεί η επιφάνεια του υπόβαθρου (κατά την βύθιση του προς το κέντρο της λεκάνης) σε όσο το δυνατό μεγαλύτερη έκταση. Επιπλέον γειτονικά ή κοντά στα άκρα των μεταγενέστερων τομογραφιών υλοποιήθηκαν βυθοσκοπήσεις (σχήμα 4.1) ώστε να ανακτηθούν νέα δεδομένα και να γίνει σύγκριση των αποτελεσμάτων τομογραφιών και βυθοσκοπήσεων.

Τα γεωηλεκτρικά μοντέλα των ειδικών αντιστάσεων που προέκυψαν από την αντιστροφή και αφορούν την κάθε περιοχή παρουσιάζονται μαζί (ανά ζεύγη) στα σχήματα 4.43 έως 4.49. Για την καλύτερη απεικόνιση χρησιμοποιείται η ίδια χρωματική λογαριθμική κλίμακα ειδικών αντιστάσεων. Επίσης αποτυπώνονται τα βάθη του υποβάθρου που προέκυψαν από την ερμηνεία των γειτονικών βυθοσκοπήσεων καθώς και οι μέγιστες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB/2). Τέλος σχεδιάζεται (με μπλε γραμμή) το πιθανό όριο της πάνω επιφάνειας του υποβάθρου όπως αυτό προκύπτει από τις τομογραφίες και τις βυθοσκοπήσεις.



Σχήμα 4.43. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της τομής Α (τομογραφίες Α, Α2). Αποτυπώνεται επίσης η θέση της βυθοσκόπησης A2S και το βάθος του υποβάθρου που προκύπτει από την ερμηνεία της, καθώς και η πιθανή πάνω επιφάνεια του (μπλε γραμμή).



Σχήμα 4.44. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της τομής Β (τομογραφίες Β, Β2). Αποτυπώνεται επίσης η θέση της βυθοσκόπησης B2S και το βάθος του υποβάθρου που προκύπτει από την ερμηνεία της, καθώς και η πιθανή πάνω επιφάνεια του (μπλε γραμμή).



Σχήμα 4.45. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της τομής C (τομογραφίες C, C2). Αποτυπώνεται επίσης η θέση της βυθοσκόπησης C2S και το βάθος του υποβάθρου που προκύπτει από την ερμηνεία της, καθώς και η πιθανή πάνω επιφάνεια του (μπλε γραμμή).



Σχήμα 4.46. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της τομής D (τομογραφίες D, D2). Αποτυπώνεται επίσης η θέση της βυθοσκόπησης D2S και το βάθος του υποβάθρου που προκύπτει από την ερμηνεία της, καθώς και η πιθανή πάνω επιφάνεια του (μπλε γραμμή).



Σχήμα 4.47. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της τομής F. Η τελική εικόνα είναι αντεστραμμένη (κατεύθυνση από το κέντρο της λεκάνης προς το νότιο περιθώριο της). Αποτυπώνεται επίσης η θέση της βυθοσκόπησης F2S και το βάθος του υποβάθρου που προκύπτει από την ερμηνεία της, καθώς και η πιθανή πάνω επιφάνεια του (μπλε γραμμή).



Σχήμα 4.48. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της τομής G. Αποτυπώνεται επίσης η θέση της βυθοσκόπησης GS1 και το βάθος του υποβάθρου που προκύπτει από την ερμηνεία της, καθώς και η πιθανή πάνω επιφάνεια του (μπλε γραμμή). Στο χώρο μεταξύ του τέλους της τομογραφίας και της βυθοσκόπησης υφίσταται μία αλλαγή της κλίσης του υποβάθρου ή παρατηρείται ασυνέχεια (ροζ και μπλε διακεκομμένες γραμμές αντίστοιχα).



Σχήμα 4.49. Γεωηλεκτρικό μοντέλο της τομής Η (τομογραφίες Η, Η2).. Αποτυπώνεται επίσης η θέση της βυθοσκόπησης HSC και το βάθος του υποβάθρου που προκύπτει από την ερμηνεία της, καθώς και η πιθανή πάνω επιφάνεια του (μπλε γραμμή).

Τα αποτελέσματα των τομογραφιών Α και Α2 όπως φαίνεται και στο σχήμα 4.43 συμφωνούν σε ικανοποιητικό βαθμό. Το υπόβαθρο βυθίζεται ομαλά σχεδόν σε όλο το μήκος των δύο τομών. Το βάθος που προέκυψε από την ερμηνεία της βυθοσκόπησης A2S ήταν 250m.

Για την τομή Β η ερμηνεία των αποτελεσμάτων είναι πιθανά πιο περίπλοκη. Συγκεκριμένα παρουσιάζεται μία ασυνέχεια μέσα στο υπόβαθρο σε βάθος περίπου 200m, που κλίνει προς το Νότο. Το βάθος που προκύπτει από την βυθοσκόπηση B2S είναι περίπου 200m και βρίσκεται σε καλή συμφωνία με το νοτιότερο τμήμα της τομογραφίας

Τα αποτελέσματα που προκύπτουν για την τομή C είναι πιο εύκολα ερμηνεύσιμα. Το υπόβαθρο (το οποίο αναγνωρίζεται από τις μεγάλες αντιστάσεις που παρουσιάζει) βυθίζεται προς το Νότο πολύ ομαλά μέχρι το μέγιστο βάθος των 80m περίπου στο τέλος της τομής. Το αποτέλεσμα της βυθοσκόπησης C2S (85m) που εντοπίζεται στο νότιο άκρο της τομογραφίας είναι σε πολύ καλή συμφωνία με την τομογραφία.

Στην τομή D το υπόβαθρο αναγνωρίζεται από την αρχή της τομογραφίας μέχρι τα πρώτα 800m. Σε αυτό το σημείο εμφανίζεται μία αγώγιμη ζώνη μέσα στο υπόβαθρο, που βυθίζεται προς το Βορρά. Πιο νότια η επιφάνεια του υποβάθρου φαίνεται να βυθίζεται προς το Νότο με μεγαλύτερη κλίση προσεγγίζοντας το βάθος των 140m στην θέση της βυθοσκόπησης D2S.

Στην τομογραφία F η οποία εμφανίζεται αντεστραμμένη (έχει κατεύθυνση από το κέντρο της λεκάνης προς τα περιθώρια της) το υπόβαθρο βυθίζεται προς το Βορρά, ξεκινώντας από βάθος 80m και φτάνοντας τα 150m στο βόρειο τμήμα της τομής. Το βάθος του υποβάθρου που προέκυψε από την βυθοσκόπηση FS1 είναι περίπου 150m.

Η επιφάνεια του υποβάθρου στην τομή G εμφανίζεται ομαλή και εντοπίζεται σε μικρό βάθος ενώ παράλληλα βυθίζεται προς το Βορρά με σχεδόν σταθερή κλίση. Η βυθοσκόπηση GS1 εντόπισε το υπόβαθρο στο βάθος των 140m. Είναι πολύ δύσκολο να καθοριστεί αν στο χώρο μεταξύ του τέλους της τομογραφίας G και της βυθοσκόπησης GS1 υφίσταται μία αλλαγή της κλίσης του υποβάθρου ή παρατηρείται ασυνέχεια (ροζ και μπλε διακεκομμένες γραμμές αντίστοιχα). Δεν πραγματοποιήθηκε νέα τομογραφία στο χώρο αυτό εξαιτίας τεχνητών εμποδίων που παρουσιάστηκαν (κεντρικός δρόμος και άλλες κατασκευές). Ωστόσο, με βάση τα υφιστάμενα νεοτεκτονικά δεδομένα προτείνεται η παρουσία ασυνέχειας μετά το τέλος της τομής G και έτσι η μετατόπιση του υποβάθρου λόγο της δράσης ρηγμάτων θεωρείται ως το πιο πιθανό σενάριο.

Τα αποτελέσματα της ερμηνείας της τομής Η δείχνουν ότι το υπόβαθρο βυθίζεται προς το Βορρά ξεκινώντας από την επιφάνεια μέχρι να προσεγγίσει τελικά το βάθος των 270m. Το βάθος αυτό είναι αντίστοιχο με εκείνο που προέκυψε την επεξεργασία της βυθοσκόπησης HS1.

Γενικά συμπεραίνεται ότι τα αποτελέσματα για τις βόρειες τομές (A, B, C, D) είναι πιο περίπλοκα σε σχέση με την ερμηνεία τους για τα βάθη του υποβάθρου. Εντοπίζονται ασυνέχειες στη δομή του υποβάθρου (κυρίως στις τομές B και D, με εξαίρεση την C) κυρίως λόγω της δράσης των διάφορων κλάδων του κεντρικού συστήματος ρηγμάτων της περιοχής. Αντίθετα στις νότιες τομές (F, G, H) τα αποτελέσματα εμφανίζονται πιο λογικά και απλά, αφού το υπόβαθρο βυθίζεται λιγότερο ή περισσότερο ομαλά προς το Βορρά, δηλαδή προς το κέντρο της λεκάνης.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

## Σύνοψη - Συμπεράσματα

## 5.1 Εισαγωγή

Ο κύριος στόχος της παρούσας διατριβής ήταν η δημιουργία ενός μοντέλου υποβάθρου για τη περιοχή του κεντρικού τμήματος της Μυγδονίας λεκάνης. Για να είναι όσο το δυνατό περισσότερο αξιόπιστο το αποτέλεσμα αυτό χρησιμοποιήθηκαν και επιπρόσθετα στοιχεία από προηγούμενες εργασίες. Τα δεδομένα που προέκυψαν από αυτές επεξεργάστηκαν ξανά, εκτός από ορισμένες έρευνες που λήφθηκαν υπόψη απευθείας τα τελικά αποτελέσματα τους. Αυτό έγινε είτε επειδή δεν κατέστη δυνατό να συλλεχθούν οι πρωτογενείς μετρήσεις (σεισμικές και ηλεκτρικές μετρήσεις της B.R.G.M.) είτε γιατί τα συμπεράσματα που προέκυψαν θεωρήθηκαν αξιόπιστα λόγω της συγκέντρωσης ενός μεγάλου αριθμού δεδομένων με την εφαρμογή πολυάριθμων τεχνικών (σεισμικό προφήλ Προφήτη – Στίβου).

Για να ελεγχθεί η ποιότητα των αποτελεσμάτων των προηγούμενων ερευνών πραγματοποιήθηκε σύγκριση αυτών με τα καινούργια δεδομένα που προέκυψαν από την επανερμηνεία που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της εργασίας αυτής. Στις περισσότερες περιπτώσεις παρατηρείται σχετική συμφωνία μεταξύ τους, με εξαίρεση τα αποτελέσματα των ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων που παρουσιάζονται στην διδακτορική διατριβή του Θανάσουλα (1983). Επιπλέον τα αποτελέσματα των ηλεκτρικών και σεισμικών μετρήσεων της B.R.G.M. συγκρίθηκαν μεταξύ τους αλλά και με αυτά των αντίστοιχων μετρήσεων που εκτελέστηκαν στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest, με σκοπό να μελετηθεί ο βαθμός συσχέτισης των συμπερασμάτων που προκύπτουν από την εφαρμογή των δύο κύριων μεθόδων. Κατά το τελευταίο στάδιο επεξεργασίας χρησιμοποιήθηκε με στόχο τη δημιουργία ενός αξιόπιστου τελικού χάρτη ισοβαθών του υποβάθρου κατάλληλη γεωστατιστική επεξεργασία.

#### 5.2 Σύγκριση των αποτελεσμάτων με υφιστάμενα δεδομένα

Οπως προαναφέρθηκε τα αποτελέσματα της εργασίας αυτής συγκρίθηκαν με αντίστοιχα προηγούμενων ερευνών. Αυτό δεν ήταν δυνατό να γίνει σε όλη την περιοχή έρευνας αλλά μόνο σε ορισμένες θέσεις στις οποίες πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις από τουλάχιστον δύο διαφορετικούς φορείς. Οι περισσότερες μετρήσεις που υλοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή εκτελέστηκαν σε σημεία όπου δεν προϋπήρχαν άλλες, επειδή ο κύριος στόχος ήταν η όσο το δυνατό μεγαλύτερη πύκνωση του δικτύου μετρήσεων προκείμενου το τελικό μοντέλο υποβάθρου να είναι πιο πλήρες και αξιόπιστο.

Η περιοχή εντός της οποίας εντοπίζονται οι περισσότερες κοινές μετρήσεις είναι στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης και κυρίως μεταξύ Προφήτη και Στίβου. Στην τοποθεσία αυτή πραγματοποιήθηκαν ένα μεγάλο σεισμικό προφίλ και ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest. Οι βυθοσκοπήσεις αυτές ερμηνεύθηκαν εκ νέου εφαρμόζοντας διδιάστατη τομογραφική αντιστροφή και τα αποτελέσματα τους συγκρίθηκαν με αυτά που προέκυψαν από τη σεισμική τομή (σχήμα 5.1).



Σχήμα 5.1. Γεωηλεκτρικό μοντέλο των βυθοσκοπήσεων (τομή T1) με βάση την διδιάστατη τομογραφική ερμηνεία. Αποτυπώνεται επίσης η επιφάνεια του υποβάθρου (με μαύρη γραμμή) όπως αυτή προέκυψε από την ερμηνεία της σεισμικής τομής Προφήτη - Στίβου ενώ έχουν σχεδιαστεί και τα πιθανά ρήγματα (γκρίζες γραμμές).

Πρέπει να σημειωθεί ότι οι θέσεις των βυθοσκοπήσεων (τομή T1, σχήμα 2.8) που χρησιμοποιήθηκαν δεν συμπίπτουν με αυτές του κύριου σεισμικού προφίλ, αλλά είναι σχεδόν παράλληλες με αυτές (μέση απόσταση 350m). Από το σύνολο των ηλεκτρικών μετρήσεων της τομής T1 δεν συμπεριλήφθηκαν τρεις (S11, S12, S13) οι οποίες εμφανώς δεν εντόπιζαν το υπόβαθρο. Το μήκος που καταλαμβάνει η τομή T1 χωρίς αυτές είναι περίπου 2500m ενώ το αντίστοιχη μήκος του σεισμικού προφίλ είναι υπερδιπλάσιο.

Το κυριότερο συμπέρασμα που απορρέει από την σύγκριση των παραπάνω αποτελεσμάτων είναι ότι το βάθος που προκύπτει από την τομογραφική ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων είναι μεγαλύτερο από εκείνο της σεισμικής τομής. Ωστόσο και με τις δύο τεχνικές η γενική εικόνα της δομής του υποβάθρου είναι η ίδια. Το υπόβαθρο εμφανίζεται να βυθίζεται νότια του Προφήτη και προς το κέντρο της λεκάνης.

Οι τιμές του βάθους του υποβάθρου που προέκυψαν από το σεισμικό προφίλ Προφήτη – Στίβου συγκρίθηκαν επίσης με τα αποτελέσματα των βυθοσκοπήσεων με βάση την μονοδιάστατη αντιστροφή τους (σχήμα 5.2).



Σχήμα 5.2. Σύγκριση του διδιάστατου μοντέλου υποβάθρου που προέκυψε από την σεισμική τομή Προφήτη – Στίβου με τα βάθη του υποβάθρου που απορρέουν από τις μονοδίαστατες ερμηνείες των βυθοσκοπήσεων. Αποτυπώνεται επίσης η μορφολογία (πράσινη γραμμή), οι επιφάνειες του αποσαθρωμένου και υγιούς υποβάθρου (πορτοκαλί και μπλε γραμμή αντίστοιχα) και τέλος τα βάθη του υποβάθρου με βάση την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest και της παρούσας διατριβής (με σταυρούς και μαύρες κουκίδες αντίστοιχα)

Από τη σύγκριση αυτή συμπεραίνεται ότι τα βάθη σχετίζονται μεταξύ τους σε ικανοποιητικό βαθμό με εξαίρεση τις βυθοσκοπήσεις που βρίσκονται κυρίως στο κέντρο της τομής όπου και το υπόβαθρο εμφανίζεται να έχει το μέγιστο βάθος. Μάλιστα το γεγονός ότι οι επόμενες βυθοσκοπήσεις (S11, S12, S13) που εκτελέστηκαν στη συνέχεια της τομής προς την κατεύθυνση του Στίβου και οι οποίες δεν εντόπισαν το υπόβαθρο φαίνεται να έρχεται σε ακόμη μεγαλύτερη αντίθεση με το σεισμικό μοντέλο, αφού σύμφωνα με εκείνο το βάθος του υποβάθρου μειώνεται σε αυτές τις θέσεις. Οπως έχει προαναφερθεί στην περιοχή βόρεια του Στίβου επικρατούν ιδιαίτερες τοπικές συνθήκες που καθιστούν την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων προβληματική. Πιο συγκεκριμένα η ειδική αντίσταση του υπόβαθρου εμφανίζεται να έχει μικρές τιμές και οι καμπύλες βυθοσκόπησης δεν ακολουθούν την τυπική συμπεριφορά (το ίδιο φαινόμενο παρατηρείται και βόρεια της Γερακαρού). Η ασυμφωνία αυτή στο βάθος του υποβάθρου μεταξύ των σεισμικών και ηλεκτρικών μετρήσεων παρατηρείται επίσης και στις αντίστοιχες μετρήσεις της B.R.G.M. (πίνακας 2.2). Το ενεργό ρήγμα Γερακαρούς-Στίβου-Περιστερώνα σε συνδυασμό με την γεωθερμική δράση είναι πολύ πιθανό να παίζει σημαντικό ρόλο στην συμπεριφορά αυτή. Γενικά πάντως το βάθος που προκύπτει τόσο από την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest (σημειώνεται με σταυρούς στο σχήμα 5.2) όσο και κατά την παρούσα διατριβή (σημειώνεται με μαύρες κουκίδες αντίστοιχα) είναι μεγαλύτερο από εκείνο που καθορίστηκε χρησιμοποιώντας την σεισμική μέθοδο, ιδιαίτερα στα μεγάλα βάθη. Το αποτέλεσμα αυτό επιβεβαιώνεται και από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων των τομογραφιών (σχήμα 5.1), όπου φαίνεται καθαρά ότι πλησιάζοντας προς τον Στίβο το υπόβαθρο δεν εντοπίζεται με βάση την τομογραφική ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων, παρά μόνο από την σεισμική τομή.

Για τους παραπάνω λόγους θεωρήθηκε σκόπιμο να εξετασθεί η συσχέτιση μεταξύ των αποτελεσμάτων των ηλεκτρικών και σεισμικών μετρήσεων (σχήμα 5.3). Τα δεδομένα που λήφθηκαν υπόψη στην επεξεργασία αυτή ήταν τα σεισμικά προφίλ και οι ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις της B.R.G.M. καθώς και οι αντίστοιχες μετρήσεις που υλοποιήθηκαν στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest, όπου χρησιμοποιήθηκαν τα βάθη που προέκυψαν από την νέα ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων.


Σχήμα 5.3. Συσχέτιση των παχών των υπερκείμενων ιζημάτων που προέκυψαν από τις ηλεκτρικές και σεισμικές μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του προγράμματος Euroseistest και από την έρευνα της B.R.G.M. Τα σύμβολα αντιστοιχούν στους κωδικούς των βυθοσκοπήσεων.

Οπως φαίνεται και από την παραπάνω γραφική παράσταση τα αποτελέσματα γενικά συσχετίζονται ικανοποιητικά. Η καλύτερη συσχέτιση πραγματοποιείται όταν το πάχος των υπερκείμενων ιζηματογενών στρωμάτων είναι μικρό και κατά συνέπεια το βάθος του υποβάθρου είναι μικρό ενώ όταν αυτό είναι μεγάλο το βάθος που προκύπτει από την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων εμφανίζεται υπερτιμημένο σε σχέση με αυτό των σεισμικών μετρήσεων.

Για να βρεθούν οι σχέσεις που συνδέουν τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων προσαρμόστηκαν στο γράφημα δύο κατάλληλες ευθείες με διαφορετική κλίση η κάθε μία. Η πρώτη από αυτές αντιστοιχεί στα μικρά βάθη (>70m και <150m) όπου και η συσχέτιση των δύο εκτιμήσεων είναι καλύτερη ενώ η δεύτερη σε μεγαλύτερα βάθη (>150m). Με αυτό τον τρόπο προέκυψαν δύο εξισώσεις που περιγράφουν την σχέση μεταξύ των σεισμικών και ηλεκτρικών μετρήσεων. Με τη βοήθεια αυτών πραγματοποιήθηκε μετατροπή των τιμών του βάθους του υποβάθρου που προέκυψαν από την ερμηνεία των ηλεκτρικών μετρήσεων, σε αντίστοιχες τιμές για τη σεισμική

μέθοδο. Η μετατροπή αυτή υλοποιήθηκε επειδή θεωρήθηκαν πιο αξιόπιστα τα αποτελέσματα της σεισμικής μεθόδου και επιπλέον για να είναι πιο ομοιόμορφα τα τελικά συμπεράσματα. Ενας επιπλέον λόγος που ενισχύει την άποψη αυτή είναι ότι οι γεωτρήσεις συσχετίζονται καλύτερα με τα αποτελέσματα των σεισμικών μετρήσεων, από ότι με εκείνα των ηλεκτρικών μετρήσεων. Χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι η γεώτρηση της B.R.G.M. στο Σχολάρι η οποία εντοπίζει το υπόβαθρο σε βάθος 402m. Με την τιμή αυτή συμφωνεί η ερμηνεία των σεισμικών μετρήσεων ενώ η γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση που πραγματοποιήθηκε γειτονικά της γεώτρησης σύμφωνα με έκθεση της B.R.G.M. υπολογίζει το βάθος του υποβάθρου μέχρι τα 500m (παρόμοιο αποτέλεσμα προέκυψε από την νέα ερμηνεία που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της διατριβής αυτής). Τελικά τα νέα βάθη που υπολογίστηκαν μετά την μετατροπή χρησιμοποιήθηκαν για την κατασκευή του τελικού μοντέλου υποβάθρου της περιοχής μελέτης.

#### 5.3 Γεωστατιστική επεξεργασία των δεδομένων

Ολες οι φυσικές ιδιότητες του εδάφους μπορούν να χαρακτηριστούν από μια χωρική κατανομή ορισμένων χαρακτηριστικών μετρήσιμων ποσοτήτων που καλούνται περιφερειακές μεταβλητές (Regionalized Variables). Στην παρούσα διατριβή η προς διερεύνηση παράμετρος είναι το βάθος του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου. Η καλή γνώση της χωρικής δομής που παρουσιάζει αυτό στην περιοχή μελέτης αυξάνει την αξιοπιστία και ακρίβεια του τελικού μοντέλου.

Η γεωστατιστική προσέγγιση τέτοιων φυσικών προβλημάτων βασίζεται στην χωρική δομή που παρουσιάζουν όλες οι περιφερειακές μεταβλητές. Η ορθή μαθηματική μελέτη τέτοιων μεταβλητών είναι δύσκολη και παρουσιάζει σημαντικές αποκλίσεις διότι η χωρική μεταβλητότητα είναι συνήθως εξαιρετικά ασταθής, με όλα τα είδη της ασυνέχειας και των ανισοτροπιών που πιθανά παρουσιάζει.

Η θεωρία των περιφερειακών μεταβλητών (Matheron, 1962, 1971) επιτρέπει τη μελέτη της χωρικής μεταβλητότητας των φυσικών ιδιοτήτων του εδάφους, παίρνοντας υπόψη τη χωρική συμπεριφορά τους. Η χωρική αυτή εξάρτηση εισάγεται με την θεμελιώδη εσωτερική συνάρτηση διασποράς της γεωστατιστικής που καλείται βαριόγραμμα ή διάγραμμα μεταβλητότητας ή αλλιώς ημι-βαριόγραμμα και εκφράζει

τη διασπορά των πειραματικών μετρήσεων που απέχουν μεταξύ τους ορισμένη απόσταση.

Το βαριόγραμμα ορίζεται μαθηματικά από την σχέση:

$$\gamma(\Delta \mathbf{x}, \Delta \mathbf{y}) = \frac{1}{2} \varepsilon \Big[ \{ Z(\mathbf{x} + \Delta \mathbf{x}, \mathbf{y} + \Delta \mathbf{y}) - Z(\mathbf{x}, \mathbf{y}) \}^2 \Big]$$
(5.1)

όπου Z(x,y) είναι η τιμή της μεταβλητής ενδιαφέροντος στην τοποθεσία (x,y) και ε[] ο στατιστικός τελεστής της προσδοκίας (μαθηματική προσδοκία). Αξίζει να σημειωθεί ότι το βαριόγραμμα, γ() είναι συνάρτηση της απόστασης μεταξύ σημείων ( $\Delta x, \Delta y$ ) και όχι συνάρτηση της συγκεκριμένης τοποθεσίας (x,y). Ο μαθηματικός ορισμός είναι χρήσιμος αλλά δεν είναι εύκολο να εφαρμοστεί στις παρατηρούμενες τιμές.

Θεωρώντας ένα σετ n δεδομένων παρατήρησης:  $\{(x_1,y_1,z_1), (x_2,y_2,z_2),...$  $(x_n,y_n,z_n)\}$ , όπου  $(x_i,y_i)$  είναι η περιοχή της παρατήρησης i και  $z_i$  είναι η αντίστοιχη παρατηρούμενη τιμή, θα υπάρχουν n(n-1)/2 ζευγάρια παρατήρησης. Για κάθε ένα από αυτά μπορεί να υπολογιστεί το αντίστοιχο διάνυσμα απόστασης:

$$(\Delta \mathbf{x}_{i,j}, \Delta \mathbf{y}_{i,j}) = (\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j, \mathbf{y}_i - \mathbf{y}_j)$$
(5.2)

Για να εξαχθεί το βαριόγραμμα για ένα συγκεκριμένο διάνυσμα απόστασης, (Δx, Δy) θα πρέπει να χρησιμοποιηθούν όλα τα ζευγάρια δεδομένων των οποίων το διάνυσμα απόστασης είναι περίπου ίσο με την απόσταση ενδιαφέροντος:

$$(\Delta x_{i,j}, \Delta y_{i,j}) < (\Delta x, \Delta y)$$
(5.3)

Αν S(Δx, Δy) είναι το σύνολο όλων αυτών των ζευγαριών:

$$S(\Delta x, \Delta y) = \{ (i,j) \mid (\Delta x_{i,j}, \Delta y_{i,j}) < (\Delta x, \Delta y) \}$$
(5.4)

και επιπλέον το N(Δx, Δy) ισοδυναμεί με τον αριθμό των ζευγών στο S(Δx, Δy), τότε για να συναχθεί το βαριόγραμμα από τα δεδομένα παρατήρησης θα πρέπει να χρησιμοποιηθεί η σχέση για το πειραματικό βαριόγραμμα:

$$\hat{\gamma}(\Delta \mathbf{x}, \Delta \mathbf{y}) = \frac{1}{2N(\Delta \mathbf{x}, \Delta \mathbf{y})} \sum_{(i,j) \in \mathsf{s}(\Delta \mathbf{x}, \Delta \mathbf{y})} (z_i - z_j)^2$$
(5.5)

Για την δημιουργία του τελικού χάρτη ισοβαθών υποβάθρου χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Kriging η οποία είναι ευρέως διαδεδομένη στα περισσότερα εφαρμοσμένα ερευνητικά πεδία και μπορεί να εφαρμοστεί σε όλους σχεδόν τους τύπους δεδομένων. Με βάση τα αποτελέσματα της εργασίας (βάθη του υποβάθρου σε συνάρτηση με το γεωγραφικό μήκος και πλάτος) κατασκευάστηκε το πειραματικό βαριόγραμμα και στη συνέχεια προσαρμόστηκαν σε αυτό διάφορα θεωρητικά μοντέλα (σχήμα 5.4). Από αυτά επιλέχθηκε τελικά το σφαιρικό μοντέλο που είναι ένα μεταβατικό μοντέλο με γραμμική συμπεριφορά για μικρές τιμές της απόστασης, h και ίσως το συχνότερα χρησιμοποιούμενο θεωρητικό μοντέλο.



Σχήμα 5.4. Πειραματικά βαριογράμματα (μαύρες γραμμές) και προσαρμογή τους από κατάλληλα θεωρητικά μοντέλα (μπλε γραμμές). Τα μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν είναι (από πάνω προς τα κάτω): σφαιρικό, εκθετικό και γραμμικό.

Το σφαιρικό μοντέλο περιγράφεται από την σχέση:

$$\gamma(h) = \begin{cases} C_0 + b & \text{av } h < \alpha \\ C_o + b \left[ (\frac{3h}{2\alpha}) - (\frac{h^3}{2\alpha^3}) \right] & \text{av } h \ge \alpha \end{cases}$$
(5.6)

Τα κύρια χαρακτηριστικά γενικά του θεωρητικού αυτού μοντέλου είναι το φαινόμενο σβώλου  $C_0$  (nugget effect), το εύρος επιρροής α (range) και ο παράγοντας κλίμακας ή κατώφλι b (sill). Το φαινόμενο σβώλου ισοδυναμεί με την τιμή του βαριογράμματος όταν το χωρικό βήμα είναι μηδέν και εμφανίζεται εξαιτίας σφαλμάτων στις μετρήσεις αλλά και λόγω της ύπαρξης μεταβλητότητας μεταξύ των παρατηρήσεων που απέχουν απόσταση μικρότερη από το χωρικό βήμα μελέτης. Το εύρος επιρροής είναι η απόσταση στην οποία το μοντέλο φθάνει το εύρος επιρροής. Στο συγκεκριμένο σφαιρικό μοντέλο οι παράμετροι αυτοί είχαν τιμή:  $C_0=500$ ,  $\alpha=0,055$  και b=9624 ενώ το ημι-βαριόγραμμα που αποτυπώνεται στο σχήμα 5.4 κατασκευάστηκε χρησιμοποιώντας την βασική διεύθυνση  $\phi=0^\circ$ .

### 5.4 Παρουσίαση του τελικού μοντέλου υποβάθρου και σύγκριση του με προηγούμενα μοντέλα

Για να δημιουργηθεί ο τελικός χάρτης χρησιμοποιήθηκαν όλα τα διαθέσιμα δεδομένα που εμπεριείχαν πληροφορίες για το βάθος του υποβάθρου της περιοχής μελέτης. Συγκεκριμένα συμμετείχαν οι βυθοσκοπήσεις και οι τομογραφίες που εκτελέστηκαν στα πλαίσια της διατριβής αυτής, οι βυθοσκοπήσεις και τα σεισμικά προφίλ της B.R.G.M., η σεισμική τομή Στίβου – Προφήτη καθώς και οι ηλεκτρικές μετρήσεις (που ερμηνεύτηκαν εκ νέου) που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια του Ευρωπαικού προγράμματος EUROSEISTEST, βυθοσκοπήσεις οι που παρουσιάζονται στην διαδακτορική διατριβή του Θανάσουλα (οι οποίες επεξεργάστηκαν ξανά) και τέλος οι υφιστάμενες γεωτρήσεις. Από το σύνολο των δεδομένων αυτών εξαιρέθηκαν ορισμένα επειδή υπήρχαν επιφυλάξεις για την αξιοπιστία τους ενώ αυτά συγκεντρώνονται στις περιοχές βόρεια του Στίβου και της Γερακαρού. Στις περιοχές αυτές είτε το υπόβαθρο δεν εντοπίζεται είτε εμφανίζεται σε μεγάλα βάθη με σημαντικές αβεβαιότητες ωστόσο στην ερμηνεία. Στο σχήμα 5.5

παρουσιάζεται χάρτης στον οποίο αποτυπώνονται οι θέσεις όλων των μετρήσεων που έλαβαν μέρος στη δημιουργία του τελικού μοντέλου υποβάθρου στην περιοχή μελέτης. Συνολικά συγκεντρώθηκαν περίπου 300 δεδομένα που αφορούν τις τιμές του πάχους των ιζημάτων (και κατά προέκταση του βάθους του υποβάθρου) τα οποία είναι υπερκείμενα των κρυσταλλικών πετρωμάτων της περιοχής έρευνας. Τα πάχη που προέκυψαν από τις ηλεκτρικές μετρήσεις αφού μετατράπηκαν σε αντίστοιχες τιμές για την σεισμική μέθοδο (σχήμα 5.3), μαζί με τα υπόλοιπα (από τα σεισμικά προφίλ και τις γεωτρήσεις) επεξεργάστηκαν γεωστατιστικά. Δημιουργήθηκε δηλαδή το πειραματικό βαριόγραμμα στο οποίο προσαρμόστηκε κατάλληλο σφαιρικό μοντέλο (σχήμα 5.4) με βάση το οποίο σχεδιάστηκε ο τελικός χάρτης ισοπαχών των υπερκείμενων ιζηματογενών στρωμάτων (σχήμα 5.6).



Σχήμα 5.5. Χάρτης της περιοχής μελέτης στον οποίο έχουν σημειωθεί (με μαύρες κουκίδες) οι θέσεις των μετρήσεων οι οποίες έλαβαν μέρος στην κατασκευή του τελικού μοντέλου υποβάθρου. Επίσης αποτυπώνεται το επιφανειακό γεωλογικό όριο των κρυσταλλοσχιστώδη πετρωμάτων με τα ιζήματα (με πορτοκαλί γραμμή).

Οπως φαίνεται από τον χάρτη η περιοχή βόρεια από τη Γερακαρού και του Βασιλούδι παρουσιάζει τις μεγαλύτερες τιμές στα πάχη των ιζημάτων (με μέγιστη τιμή τα 420m). Αντίστοιχα πάχη εμφανίζονται και ΝΔ από το Σχολάρι όπου άλλωστε υπάρχει και η βαθιά γεώτρηση η οποία συναντά το υπόβαθρο στα 402m. Οι τιμές ελαττώνονται προς τις παρυφές της λεκάνης, μιας και σε αυτές απαντούν επιφανειακά τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα. Στο δυτικό τμήμα της λεκάνης πάντως αναμφίβολα παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα πάχη, ενώ αντίθετα στο ανατολικό κομμάτι αυτά δεν ξεπερνούν τα 150m με εξαίρεση τις περιοχές μεταξύ Περιστερώνα και Νυμφόπετρας και ΒΑ του Στίβου.



Σχήμα 5.6. Χάρτης ισοπαχών των υπερκείμενων ιζηματογενών στρωμάτων στην περιοχή μελέτης με βάση κατάλληλο σφαιρικό μοντέλο.

Για να εξετασθεί η αξιοπιστία των αποτελεσμάτων εκτός από τον γάρτη αυτό κατασκευάστηκε νέος στον οποίο τα πάχη συμμετείχαν σε διαφορετικό βαθμό ανάλογα με την μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε. Αυτό πραγματοποιήθηκε διότι τα πάχη των ιζημάτων που υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας διάφορες μεθόδους δεν εμπεριείχαν τα ίδια σφάλματα μεταξύ τους. Για παράδειγμα τα αποτελέσματα των γεωτρήσεων θεωρούνται πολύ πιο αξιόπιστα από ότι εκείνα των βυθοσκοπήσεων. Για να εφαρμοστούν ξεχωριστά βάρη σε κάθε μέθοδο χρησιμοποιήθηκε μία απλή και πρακτική τεχνική. Κατά αρχήν δόθηκε ένας συντελεστής βαρύτητας σε κάθε μια μέθοδο μέτρησης ανάλογα την αξιοπιστίας της. Οι βυθοσκοπήσεις είχαν τον μικρότερο συντελεστή (1), τα σεισμικά προφίλ τον αμέσως μεγαλύτερο (2), οι τομογραφίες στην συνέχεια (3) και τέλος οι γεωτρήσεις (5). Τα δεδομένα συμμετείχαν στην κατασκευή του τελικού χάρτη πολλαπλάσιες φορές με βάση τον συντελεστή τους. Στη συνέχεια κατασκευάστηκε το καινούργιο πειραματικό ημιβαριόγραμμα (σχήμα 5.7) στο οποίο προσαρμόστηκε νέο κατάλληλο σφαιρικό μοντέλο και με αυτό τον τρόπο κατασκευάστηκε ο χάρτης που απεικονίζεται στο σχήμα 5.8. Ο χάρτης αυτός είναι σχεδόν όμοιος με τον προηγούμενο γεγονός που υποδηλώνει ότι τα αποτελέσματα θεωρούνται αξιόπιστα σε ικανοποιητικό βαθμό. Επίσης συμπεραίνεται ότι για την κατασκευή του χάρτη η πυκνότητα των δεδομένων εμφανίζεται να παίζει σημαντικότερο ρόλο από ότι η ποιότητα τους.



Σχήμα 5.7. Πειραματικό βαριόγραμμα (μαύρη γραμμή) και προσαρμογή του από κατάλληλο θεωρητικό σφαιρικό μοντέλο (μπλε γραμμή).





Για να δημιουργηθεί ο τελικός χάρτης ισοβαθών του υποβάθρου (σχήμα 5.9) από την επιφάνεια της θάλασσας τα πάχη αφαιρέθηκαν από την μορφολογία του εδάφους. Τα μεγαλύτερα βάθη υποβάθρου (320m) παρατηρούνται στο δυτικό τμήμα της λεκάνης στην περιοχή βόρεια της Γερακαρούς και ΝΔ του Σχολαρίου. Οι ισοβαθείς βόρεια από την Γερακαρού παρουσιάζονται πολύ πυκνές (δηλαδή το βάθος του υποβάθρου αυξάνει απότομα) ενώ στο προς τα ανατολικά αυτές εμφανίζονται περισσότερο αραιές με το μεγαλύτερο βάθος να είναι περίπου 100m. Ωστόσο BA του



Περιστερώνα εντοπίζεται μια ζώνη στην οποία το βάθος κυμαίνεται μεταξύ των 150m και των 200m.

Σχήμα 5.9. Χάρτης ισοβαθών του υποβάθρου της περιοχής μελέτης από την επιφάνεια της θάλασσας.

Το μοντέλο υποβάθρου που κατασκευάστηκε συγκρίθηκε με αντίστοιχα μοντέλα (τα οποία παρουσιάζονται στο πρώτο κεφάλαιο) προηγούμενων ερευνών. Σε σχέση με το μοντέλο που παρουσιάζεται στην διδακτορική διατριβή του Θανάσουλα (1983) εμφανίζει μεγάλες διαφορές στην μορφή των ισοβαθών του υποβάθρου ενώ με τα μοντέλα της B.R.G.M. (1971) και του Ι.Γ.Μ.Ε. (2001) παρουσιάζει αρκετές ομοιότητες. Οι πιο σημαντικές διαφοροποιήσεις με το μοντέλο της B.R.G.M. εντοπίζονται στο ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης όπου το βάθος BA του Περιστερώνα δεν ξεπερνάει τα 120m (ενώ όπως έχει προαναφερθεί στην περιοχή αυτή το βάθος υπολογίστηκε κοντά στα 200m). Επιπρόσθετα η μορφή του άξονα της λεκάνης είναι διαφορετική ιδιαίτερα στην περιοχή BA του Στίβου όπως επίσης και το βάθος του ρηχότερου σημείου του άξονα της λεκάνης. Διαφορές εντοπίζονται και στην μορφή των ισοβαθών ιδιαίτερα στην ισοβαθή των 100m στο τμήμα μεταξύ Στίβου και Νυμφόπετρας. Η σύγκριση με το μοντέλο του Ι.Γ.Μ.Ε. δίνει παρόμοια αποτελέσματα μιας και το μοντέλο αυτό βασίζεται κατά βάση στο μοντέλο της B.R.G.M.

#### 5.5 Συμπεράσματα

Το υπόβαθρο εμφανίζεται να «ακολουθεί» σε γενικές γραμμές την μορφολογία του εδάφους (οι μεγαλύτερες τιμές του βάθους βρίσκονται στο εσωτερικό της λεκάνης ενώ προς τις παρυφές παρατηρούνται οι μικρότερες)

Τα αποτελέσματα των τομογραφιών στο βόρειο τμήμα της λεκάνης εντοπίζουν ( με εξαίρεση την τομή C) ασυνέχειες στη δομή του υποβάθρου κυρίως λόγω της δράσης των διαφόρων κλάδων του κεντρικού συστήματος ρηγμάτων της περιοχής. Αντίθετα στις νότιες τομές (F, G, H) τα αποτελέσματα εμφανίζονται πιο λογικά και απλά, αφού το υπόβαθρο βυθίζεται λιγότερο ή περισσότερο ομαλά προς το Βορρά, δηλαδή προς το κέντρο της λεκάνης.

Τα βάθη του υποβάθρου που προέκυψαν από τις ηλεκτρικές μετρήσεις φαίνονται να είναι υπερτιμημένα σε σύγκριση με τα αποτελέσματα των σεισμικών μετρήσεων (ειδικά στις μεγαλύτερες τιμές του βάθους).

Το τελικό μοντέλο υποβάθρου παρουσιάζει ομοιότητες με το αντίστοιχο της B.R.G.M. και του Ι.Γ.Μ.Ε. ενώ διαφέρει σημαντικά με εκείνο του Θανάσουλα. Οι κύριες διαφορές του μοντέλου υποβάθρου με τα πρώτα δύο είναι η παρουσία μιας ζώνης στην περιοχή βόρεια του Περιστερώνα η οποία εμφανίζει σημαντικά βάθη (μέχρι 200m), η διαφορετική μορφή του άξονα της λεκάνης στο ανατολικό τμήμα της, όπως επίσης και το μικρότερο βάθος του ρηχότερου σημείου του άξονα της λεκάνης.

Με τα διαθέσιμα δεδομένα δεν κατέστη δυνατή η διάκριση των Προμυγδονιακών ιζημάτων από τα Μυγδονιακά.

Τα αποτελέσματα των ηλεκτρικών μετρήσεων στις περιοχές βόρεια της Γερακαρού και βόρεια του Στίβου και Περιστερώνα παρουσιάζουν αβεβαιότητες στην ερμηνεία και εμφανίζουν σημαντικές διαφορές με τα σεισμικά, πιθανότατα εξαιτίας της δράσης των γνωστών ενεργών ρηγμάτων και των σημαντικών γεωθερμικών πεδίων που επικρατούν στην λεκάνη της Μυγδονίας.

## Βιβλιογραφία

- Ατζέμογλου, Α. (2001). Γεωφυσική έρευνα επιφάνειας στην υπολεκάνη λίμνης Κορώνειας ν. Θεσσαλονίκης. Ι.Γ.Μ.Ε.
- Βεράνης, Ν. & Κατιρτζόγλου, Κ. (2001). Διερεύνηση των δυνατοτήτων εκμετάλλευσης του βαθύτερου υδροφορέα της υπολεκάνης της λίμνης Κορώνειας. Ι.Γ.Μ.Ε.
- Βεράνης, Ν. & Κατιρτζόγλου, Κ. (2001). Απογραφή καταγραφή υδρογεωτρήσεων στην υπολεκάνη Κορώνειας Νομού Θεσσαλονίκης. Ι.Γ.Μ.Ε.
- Barker, R. (1992). A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. First Break, 10 (2), 53-63.
- Bobachev, A.A., Modin, I.N., and Shevnin, V.A. (1990). IPWIN software, Geoscan-Ltd. Moscow, Russia.
- B.R.G.M. (1971). Étude Hydrogéologique du bassin de Mygdonia. Résultats de l'étude géophysique par sondages électriques et sismique refraction. O.A.E.S.
- Bristow, C.M. (1966). A new graphical resistivity technique for detecting air-filled cavities. Study in Speleology, 1, 204-227.
- Chávez-García, F.J., Raptakis, D., Makra, K., Pitilakis, K. (2000). Site effects at Euroseistest—II. Results from 2D numerical modeling and comparison with observations. Soil Dyn. Earthq. Engng., 19, 23–39.
- Claerbout, J.F. and Muir, F. (1973). Robust modeling with erratic data. Geophysics, 38, 826-844.
- Coggon, J.H. (1971). Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. Geophysics, 36, 132-155.
- Constable, S.C., Parker, R.L. and Constable, C.G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52, 289-300.
- Cook K.L. and Van Nostrand R.G. (1954). Interpretation of Resistivity Data Over Filled Sinks. Geophysics, 19, 761-790.

- DeGroot-Hedlin, C. and Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetoteluric data. Geophysics, 55, 1613-1624.
- Dey, A. and Morrison, H.F. (1979a). Resistivity modeling for arbitrary shaped twodimensional structures. Geophysical Prospecting, 27, 106-136.
- Dey, A. and Morrison, H.F. (1979b). Resistivity modeling for arbitrarily threedimensional structures. Geophysics, 44, 753-780.
- Edwards L.S. (1977). A modified pseudosection for resistivity and IP. Geophysics, 42, 1020-1036.
- Flathe, H. (1955). A practical method of calculating geoelectrical model graphs for horizontally stratified media. Geophys. Prospect., 3, 268-294.
- Fox R.C., Hohmann G.W., Killpack T.J., and Rijo L. (1980). Topographic effects in resistivity and induced polarization surveys. Geophysics, 45, 75-93.
- Golub G.H. and Reisch C. (1970). Singular Value Decomposition and Least SquareSolutions: Handbook for Automatic Computation, II, Linear Algebra, eds. J.Wilkinson and C. Reisch, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Griffiths D., Turnbull J. and Olyianka A. (1990). 2-dimentional resistivity mapping with a computer controlled array. First Break, 8, 121-129.
- Jongmans, D., Pitilakis, K., Demanet, D., Raptakis, D., Riepl, J., Horrent, C., Tsokas, G., Lontzetidis, K., Bard, P.Y. (1998). EURO-SEISTEST: Determination of the geological structure of the Volvi basin and validation of the basin response. Bull. Seism. Soc. Am., 88(2), 473-487.
- Koefoed, O. (1970). A fast method for determining the layer distribution from the raised kernel function in geolectrical soundings. Geophys. Prospect., 18, 564-570.
- Koefoed, O. (1979). Geosounding principles, 1, Resistivity Sounding Measurements. Elsevier, Amsterdam.
- Lanczos, C. (1960). Linear differential operators. D. Van Nostrad Company Ltd.
- Lawson C. and Hanson R. (1974). Solving least squares problems. Pentice-Hall.

- Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. Quart. Appl. Math., 2, 164-168.
- Loke, M.H. (1996). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. http://www.geoelectrical.com
- Loke, M.H. and Barker, R.D. (1996a). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting, 44, 131-152.
- Marquadt, D.W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. J. Soc. Indust. Appl. Math., 11, 431-441.
- Matheron, G. (1962). Traite de Geostatistique Appliquee, Vol. 1, pp.334, Technip, Paris.
- Matheron, G. (1971). The Theory of Regionalized Variables and Its Applications, pp.211, Ecole de Mines, Fontainebleau, France.
- Meju, M.A. (1994). Geophysical data analysis: Understanding inverse problem, theory and practice. Course notes series, Vol. 6, Domenico, S.N., Editor.
- Molano C.E., Salamanca M.M. and van Overmeeren R.A. (1990). Numerical modelling of standard and continuous vertical electrical soundings. Geophysical Prospecting 38, 705-718.
- Mountrakis, D., Psilovikos, A. and Papazachos, B.C. (1983). The geotectonic regime of the 1978 Thessaloniki earthquake. The Thessaloniki, Northern Greece, Earthquake of June 20, 1978 and its Seismic Sequence, Ed. B. C. Papazachos and P. G. Carydis, 11-27.
- Μουντράκης, Δ. (1985). Γεωλογία της Ελλάδας. Univ. Stud. Press, Θεσσαλονίκη.
- Mufti, L. (1976). Finite-difference resistivity modeling for arbitrarily shaped twodimensional structures. Geophysics, 41, 62-78.
- Orellana, E. and Mooney, H.M. (1966). Master Tables and Curves for Vertical Electrical Sounding Over Layered Structures. Interciecia, Madrid.
- Papazachos, B., Mountrakis, D., Psilovikos, A. & Leventakis, G. (1979a). Surface fault traces and fault plane solutions of May-June 1978 major shokes in the Thessaloniki area, Greece. Tectonophysics 53, 171-183.

- Papazachos, B.C., Mountrakis, D., Psilovikos, A. & G. Leventakis. (1979b). Focal properties of the 1978 earthquakes in the Thessaloniki area. Bulgarian Geophys. J., 6, 72-80.
- Παπαζάχος Β.Κ. (1986). Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Parasnis, D.S. (1997). Principles of Applied Geophysics. Fifth Edition, Chapman & Hall.
- Pekeris, C.L. (1940). Direct method of interpretation in resistivity prospecting. Geophysics, 5, 31-46.
- Pitilakis, K., Raptakis, D., Lontzetidis, K., Tika-Vassilikou, Th., Jongmans, D. (1999). Geotechnical and geophysical description of EURO-SEISESTEST, using field, laboratory tests and moderate strong motion recordings. J. Earthq. Engng., 3(3), 381-409.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. and Flannery, B.P. (1992). Numerical Recipes in Fortran: the art of scientific computing (2<sup>nd</sup> edition). Cambridge University Press.
- Raptakis, D., Chávez-García, F.J., Makra, K. & Pitilakis, K. (2000). Site effects at Euroseistest—I: Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. Soil Dyn. Earthq. Engng., 19, 1-22.
- Silvester, P.P. and Ferrari, R.L. (1990). Finite elements for electrical engineers (2<sup>nd</sup> edition). Cambridge University Press.
- Slichter, L.B. (1933). The interpretation of resistivity prospecting method for horizontal structures. Physics, 4, 307-322.
- Smith, F. B. and Shanno D.F. (1971). An improved Marquardt procedure for nonlinear regressions, Technometrics, 13.
- Smith, N. and Vozoff, K. (1984). Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole data. IEEE Trans. Geosc., 22, (1), 21-28.
- Stefanescu, S.S. and Schlumberger, C. (1930). Sur la distribution electrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain a couches horizontales, homogenes et isotropes. J. Phys. Radium, 7, 132-141.

- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. (1990). Applied Geophysics (2<sup>nd</sup> edition).Cambridge University Press.
- Θανάσουλας, Κ. (1983). Γεωφυσική διασκόπηση της Μυγδονίας λεκάνης και της ευρύτερης περιοχής. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Tikhonov, A.N. (1963). Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. Soviet Mathematics, 4, 1035-1038.
- Tikhonov, A.N. and Glasko, V.B. (1965). Application of a regularization method to nonlinear problems, J.Comp. Math. and Math. Physics, 5, no. 3.
- Τραγανός, Γ. (1982). Πρόδρομη έκθεση επί της γεωθερμικής έρευνας στην λεκάνη της Μυγδονίας (Λίμνες Λαγκαδά – Βόλβη). Ι.Γ.Μ.Ε.
- Τραγανός, Γ. (1987). Πρώτη φάση της γεωτρητικής έρευνας για την επιβεβαίωση του γεωθερμικού ενδιαφέροντος των περιοχών Λαγκαδά – Βόλβη στη λεκάνη της Μυγδονίας. Ι.Γ.Μ.Ε.
- Τρανός, Μ.Δ. (1998). Συμβολή στη μελέτη της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στο χώρο του Βορείου Αιγαίου και της Κεντρικής Μακεδονίας. Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Tranos, M.D., Papadimitriou E.E. & Kilias, A.A. (2003). Thessaloniki-Gerakarou Fault Zone (TGFZ): The western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic hazard assessment. J. Struct. Geol.
- Tsourlos, P., Szymanski, J., Dittmer, J. and Tsokas, G. (1993). The use of backprojection for fast inversion of 2-D resistivity data. Proceedings of the 2<sup>nd</sup> congress of the Greek Geophysical Union, Florina, Greece, 5-7 ay, 1, 71-81.
- Tsourlos, P.I. (1995). Modeling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Resistivity Survey Data. Ph.D. Thesis, Department of Electronics, University of York.
- Ψιλοβίκος, Α. (1977). Παλαιογεωγραφική εξέλιξις της λεκάνης και της λίμνης της Μυγδονίας (Λαγκαδά-Βόλβης). Διδακτ. Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Zhody, A. (1989). A new method for the interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. Geophysics, 54, 245-253.

# Παράρτημα

Πρωτογενείς μετρήσεις βυθοσκοπήσεων



Σχήμα Π.1 Καμπύλη της βυθοσκόπησης A2S (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.2 Καμπύλη της βυθοσκόπησης B2S (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.3 Καμπύλη της βυθοσκόπησης C2S (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.4 Καμπύλη της βυθοσκόπησης D2S (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.5 Καμπύλη της βυθοσκόπησης ES2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.6 Καμπύλη της βυθοσκόπησης ES3 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.7 Καμπύλη της βυθοσκόπησης ES4 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.8 Καμπύλη της βυθοσκόπησης FS1 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.9 Καμπύλη της βυθοσκόπησης FS2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.10 Καμπύλη της βυθοσκόπησης GS1 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.11 Καμπύλη της βυθοσκόπησης GS2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.12 Καμπύλη της βυθοσκόπησης GS3 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.13 Καμπύλη της βυθοσκόπησης HSC (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.14 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S18-1T (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.15 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S18-2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.16 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S18-3 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.17 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S18-4 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.18 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S27-1 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.19 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S27-4 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.20 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S67-2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.21 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S67-3 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.22 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S87-1 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.23 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S87-2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.24 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S97-1 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.25 Καμπύλη της βυθοσκόπησης S97-2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.26 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S1 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.27 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.28 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S3 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.29 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S4 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.30 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S5 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.31 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S6 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.32 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S7 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.33 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S8 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.34 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S9 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.35 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S10 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.36 Καμπύλη της βυθοσκόπησης Τ1-S11 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.37 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S12 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.38 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T1-S13 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.39 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S1 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.40 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.41 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S3 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.42 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S4 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.43 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S5 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.44 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S6 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.45 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S7 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.46 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S8 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.47 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S9 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.48 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S10 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.49 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S11 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.50 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S12 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).


Σχήμα Π.51 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S13 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.52 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T2-S14 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.53 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T3-S1 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.54 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T3-S2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.55 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T3-S3 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.56 Καμπύλη της βυθοσκόπησης Τ3-S4 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.57 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T3-S5 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.58 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T3-S6 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.59 Καμπύλη της βυθοσκόπησης Τ4-S1 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).



Σχήμα Π.60 Καμπύλη της βυθοσκόπησης T4-S2 (αριστερά) και ο αντίστοιχος πίνακας με τις τιμές φαινόμενης αντίστασης σε συνάρτηση με τις αποστάσεις AB/2 (δεξιά).