



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ-ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ

ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ Δ. ΙΩΑΝΝΗΣ
Γεωλόγος

**ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ
ΣΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΟΥ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥ
ΚΑΘΕΣΤΩΤΟΣ
ΤΟΥ ΟΡΟΠΕΔΙΟΥ ΤΗΣ ΤΡΙΠΟΛΗΣ**

Διδακτορική διατριβή

ΑΘΗΝΑ 1998

ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ	Τ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ Σ. ΛΕΚΚΑΣ Ι. ΛΟΥΗΣ	Επικ. Καθηγητής Αναπλ. Καθηγητής Επικ. Καθηγητής
ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ	Τ. ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ Σ. ΛΕΚΚΑΣ Ι. ΛΟΥΗΣ Ι. ΔΡΑΚΟΠΟΥΛΟΣ Η. ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ Κ. ΜΑΚΡΟΠΟΥΛΟΣ Ε. ΛΑΓΙΟΣ	Επικ. Καθηγητής Αναπλ. Καθηγητής Επικ. Καθηγητής Καθηγητής Καθηγητής Καθηγητής Αναπλ. Καθηγητής

Η έγκριση της παρούσας διδακτορικής διατριβής του Τμήματος Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, δεν υποδηλώνει και την αποδοχή των απόψεων του συγγραφέα (Ν. 5343/1932, άρθρο 202).

Στους γονείς μου

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	
ΕΚΤΕΤΑΜΕΝΗ ΠΕΡΙΛΗΨΗ	
EXTENDED ABSTRACT	
ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
1. ΓΕΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ - ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ.....	4
1.1. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ ΚΑΙ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	4
1.2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ.....	8
1.2.1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΙΣ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ.....	8
1.2.1.α. <i>Αλπικοί σχηματισμοί</i>	8
1.2.1.β. <i>Μεταλπικοί σχηματισμοί</i>	23
1.2.2. ΓΕΩΦΥΣΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	25
2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	27
2.1. ΓΕΝΙΚΑ.....	27
2.1.1. ΕΝΟΤΗΤΑ ΚΡΗΤΗΣ-ΜΑΝΗΣ.....	29
2.1.2. ΕΝΟΤΗΤΑ ΑΡΝΑΣ.....	31
2.1.3. ΕΝΟΤΗΤΑ ΤΡΙΠΟΛΗΣ.....	31
2.1.4. ΕΝΟΤΗΤΑ ΜΕΤΑΒΑΤΙΚΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΡΙΠΟΛΗ ΣΕ ΠΙΝΔΟ.....	32
2.1.5. ΕΝΟΤΗΤΑ ΠΙΝΔΟΥ.....	33
2.1.6. ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΙΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ.....	34
2.2. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΘΕΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΟΜΩΝ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	36
2.2.1. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΡΚΟΒΟΥΝΙΟΥ.....	37
2.2.1.α. <i>Θέση άλσους Αγ. Γεωργίου Τριπόλεως</i>	37
2.2.1.β. <i>Θέση Λόφου Προφήτη Ηλία Μερκοβουνίου</i>	37
2.2.1.γ. <i>Θέση οικισμού Σκοπής</i>	39
2.2.2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΡΤΕΜΙΣΙΟΥ.....	40
2.2.3. ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΣΟΥΚΚΑ.....	41
2.2.4. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΑΛΙ ΘΡΑΣΙ - ΚΟΥΚΟΥΡΑ - ΜΠΑΡΜΠΕΡΙ - ΒΟΥΝΟ.....	42
2.2.4.α. <i>Θέση κοινότητας Πικέρνη</i>	42
2.2.4.β. <i>Θέση Κούκουρα</i>	45
2.2.4.γ. <i>Θέση Λόφου Γκορτσούλι</i>	45

2.2.4.δ. Θέση Λιαπαίικα καλύβια.....	46
2.2.4.ε. Θέση Μπαρμπέρι.....	46
2.2.4.στ. Θέση Βουνό.....	47
2.3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....	49
3. ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	51
3.1. ΓΕΝΙΚΑ	51
3.2. ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ-ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	51
3.3. ΥΔΡΟΛΙΘΟΛΟΓΙΚΟΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΕΣ ΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ .	52
3.4. ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ.....	53
3.4.1. ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΙΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ.....	53
3.4.2. ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ.....	55
3.5. ΥΔΡΟΛΗΠΤΙΚΑ ΕΡΓΑ	56
3.5.1. ΦΡΕΑΤΑ.....	56
3.5.2. ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ	57
3.6. ΠΗΓΕΣ	60
3.6.1. ΠΗΓΕΣ ΔΙΑΣΕΛΟΥ-ΠΙΚΕΡΝΗ	60
3.6.2. ΠΗΓΕΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΩΝ ΠΑΡΥΦΩΝ ΚΟΥΚΟΥΡΑ-ΜΠΑΡΜΠΕΡΙ	61
3.6.3. ΠΗΓΕΣ ΣΑΓΚΑ-ΝΕΣΤΑΝΗΣ	63
3.6.4. ΠΗΓΕΣ ΜΕΡΚΟΒΟΥΝΙΟΥ	66
3.6.5. ΑΛΛΕΣ ΠΗΓΕΣ.....	66
3.7. ΚΑΡΣΤΙΚΟΠΟΙΗΣΗ-ΚΑΤΑΒΟΘΡΕΣ	68
3.7.1. ΚΑΡΣΤΙΚΟΠΟΙΗΣΗ	68
3.7.2. ΚΑΤΑΒΟΘΡΕΣ.....	69
3.7.2.α. Καταβοθρικό σύστημα Σιμιιάδων.	70
3.7.2.β. Καταβοθρικό σύστημα Κάψα.	70
3.7.2.γ. Καταβοθρικό σύστημα Μηλιάς.	70
3.7.2.δ. Καταβοθρικό σύστημα Νεσάνης.	71
3.7.2.ε. Καταβοθρικό σύστημα Λουκά.	72
3.7.2.στ. Καταβοθρικό σύστημα Κανατά.	72
4. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ.....	74
4.1. Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ	76
4.1.1. ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ.....	77
4.1.1.α. Το δυναμικό σε ομογενή μέσα.....	77
4.1.1.β. Το δυναμικό σε ανομοιογενή μέσα (ακολουθία οριζόντιων στρωμάτων).	78
4.1.1.γ. Γεωηλεκτρικές παράμετροι.....	86

4.1.1.δ. Διάδοση του ηλεκτρικού ρεύματος στο έδαφος.	87
4.1.1.ε. Ορισμός φαινόμενης ειδικής αντίστασης.....	91
4.1.1.στ. Σχέση φαινόμενης ειδικής αντίστασης με γεωηλεκτρικές παραμέ- τρους, για γραμμικές και συμμετρικές διατάξεις ηλεκτροδίων.	93
4.1.2. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΙ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	97
4.1.2.α. Επεξεργασία δεδομένων φαινόμενης ειδικής αντίστασης - Ποσοτική ανάλυση 1-D.....	99
4.1.2.β. Επεξεργασία δεδομένων φαινόμενης ειδικής αντίστασης - Ποσοτική ανάλυση 2-D.....	103
4.1.2.γ. Ποιοτική παρουσίαση γεωηλεκτρικών δεδομένων.	106
4.1.2.δ. Ποσοτική παρουσίαση γεωηλεκτρικών δεδομένων.	108
4.1.2.ε. Κατασκευή τομών και χαρτών.....	109
4.1.3. ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΙ ΤΗΣ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ.....	112
4.1.3.α. Αρχή της ισοδυναμίας και της επικάλυψης / συμπίεσης.	112
4.1.3.β. Σχετικό πάχος στρώματος.	114
4.2. ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ - ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ - ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ	116
4.2.1. ΔΙΑΤΑΞΗ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ ΚΑΤΑ SCHLUMBERGER.....	116
4.2.2. ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ	117
4.2.2.α. Γενικά.	117
4.2.2.β. Εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα μελέτη.	120
4.2.3. ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ	125
5. ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ	127
5.1. ΓΕΝΙΚΑ.....	127
5.2. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ	129
5.2.1. ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΕΙΣ ΒΑΘΜΟΝΟΜΗΣΗΣ ΣΕ ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ.....	131
5.2.1.α. Γεωτρήσεις Δ.Ε.Η.....	132
5.2.1.β. Γεωτρήσεις Ι.Γ.Μ.Ε.....	142
5.2.1.γ. Καθορισμός των τιμών ειδικής αντίστασης των σχηματισμών με βάση τα γεωτρητικά και γεωηλεκτρικά δεδομένα.	150
5.2.2 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΙΣ ΒΑΘΜΟΝΟΜΗΣΗΣ.....	154
5.2.2.α. Ειδική αντίσταση των ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας Τρίπολης.	156
5.2.2.β. Ειδική αντίσταση του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης.	160
5.2.2.γ. Ειδική αντίσταση των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου.	162
5.2.2.δ. Ειδική αντίσταση των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου.....	165
5.2.2.ε. Ειδική αντίσταση του φλύσχη της ενότητας Πίνδου.	169
5.3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	173
6. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	177

6.1. ΥΠΟΛΕΚΑΝΗ ΣΑΓΚΑ-ΝΕΣΤΑΝΗΣ.....	179
6.1.1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ	179
6.1.2. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ	182
6.1.2.α. <i>In situ</i> μετρήσεις της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.....	182
6.1.2.β. Γεωφυσικές διασκοπήσεις.	183
6.1.3. ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	193
6.1.4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	197
6.2. ΥΠΟΛΕΚΑΝΗ ΠΙΚΕΡΝΗ - ΜΑΝΤΙΝΕΙΑΣ - ΜΗΛΙΑΣ.....	202
6.2.1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ	202
6.2.2. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ.....	206
6.2.2.α. <i>In situ</i> μετρήσεις της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.....	206
6.2.2.β. Γεωφυσικές διασκοπήσεις.	207
6.2.3. ΣΥΣΧΕΤΙΣΜΟΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ-ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	217
6.2.4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	227
6.3. ΥΠΟΛΕΚΑΝΗ ΤΡΙΠΟΛΗΣ	234
6.3.1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ	234
6.3.2. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ.....	237
6.3.2.α. <i>In situ</i> μετρήσεις της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.....	237
6.3.2.β. Γεωφυσικές διασκοπήσεις.	238
6.3.3. ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	246
6.3.4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	251
7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	260
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ	274
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	
ΧΑΡΤΗΣ ΕΚΤΟΣ ΚΕΙΜΕΝΟΥ	

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή, με τίτλο “Συμβολή των Γεωφυσικών Μεθόδων στη Διερεύνηση του Υδρογεωλογικού Καθεστώτος του Οροπεδίου της Τρίπολης”, έγινε προσπάθεια να συνδυαστούν εξειδικευμένοι κλάδοι των γεωεπιστημών, με απώτερο στόχο τον καθορισμό των υπεδαφικών γεωλογικών συνθηκών της λεκάνης του οροπεδίου, βόρεια της πόλης της Τρίπολης και την αποτίμηση των υδρογεωλογικών συνθηκών αυτής.

Η εργασία αυτή μου ανατέθηκε από τον Αντιπρύτανη του Πανεπιστημίου Αθηνών και μέλος της Εξεταστικής Επιτροπής, Καθηγητή Ι. Δρακόπουλο, τον οποίο θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, τη συνεχή υποστήριξή του και τη βοήθεια που μου παρείχε, καθ’ όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής. Αυτή, εντάσσεται στα πλαίσια της ερευνητικής δραστηριότητας του Τομέα Γεωφυσικής - Γεωθερμίας, του τμήματος Γεωλογίας, του Παν/μιου Αθηνών και ειδικότερα στην προσπάθεια που καταβάλλει τα τελευταία χρόνια στην ανάπτυξη γεωφυσικών εφαρμογών στο πεδίο των γεωεπιστημών.

Τη βαθιά μου ευγνωμοσύνη εκφράζω στον Επιβλέποντα, Επικ. Καθηγητή του Παν/μιου Αθηνών, Δρ. Παπαδόπουλο Ταξιάρχη, για την καθοδήγηση και υποστήριξη που μου προσέφερε σε όλα τα στάδια της προσπάθειας αυτής, από την ανάληψη της επίβλεψης της διατριβής, μέχρι την τελική διόρθωση του κειμένου της. Η μακρόχρονη εμπειρία και οι γνώσεις του σε θέματα εφαρμοσμένης γεωφυσικής, ήταν καθοριστικοί παράγοντες στον σχεδιασμό των εργασιών υπαίθρου, στην επεξεργασία, ερμηνεία και αξιολόγηση των γεωφυσικών δεδομένων και αποτελεσμάτων. Η με κάθε τρόπο υποστήριξη και το αδιάλειπτο ενδιαφέρον του για ένα σωστά τεκμηριωμένο επιστημονικό αποτέλεσμα, υπήρξαν καθοριστικά στην ολοκλήρωση της προσπάθειας αυτής.

Τη βαθιά μου επίσης ευγνωμοσύνη και τις ειλικρινείς ευχαριστίες μου εκφράζω στον Αναπλ. Καθηγητή του Παν/μιου Αθηνών Δρ. Λέκκα Σπυρίδωνα, μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, τόσο για την υπόδειξη του θέματος της παρούσας μελέτης, όσο και για τις πολύτιμες γεωλογικές παρατηρήσεις και υποδείξεις του κατά τη διάρκεια των εργασιών υπαίθρου, την αξιολόγηση των γεωφυσικών αποτελεσμάτων και τη συγγραφή της διατριβής. Η συμβολή του υπήρξε καθοριστική όχι μόνο στην υλοποίηση της προσπάθειας, αλλά και στη γενικότερη γεωλογική μου παιδεία και επιστημονική μου συγκρότηση.

Θερμές ευχαριστίες εκφράζω στον Επικ. Καθηγητή του Παν/μιου Αθηνών Δρ. Λούη Ιωάννη, μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, για τις παρατηρήσεις και υποδείξεις του σε θέματα επεξεργασίας και ερμηνείας των γεωφυσικών δεδομένων και στη διαμόρφωση του τελικού κειμένου.

Η συνεισφορά και των τεσσάρων παραπάνω καθηγητών μου υπήρξε καθοριστική όχι μόνο στην υπόδειξη, ανάθεση, εκπόνηση και ολοκλήρωση της συγκεκριμένης εργασίας, αλλά και στη γενικότερη διαμόρφωση της επιστημονικής μου σκέψης και παιδείας στο χώρο των γεωεπιστημών και όχι μόνο.

Θερμές ευχαριστίες εκφράζω και στα υπόλοιπα μέλη της Εξεταστικής Επιτροπής Καθηγητές του Παν/μιου Αθηνών, Δρ. Μαριολάκο Η., Δρ. Μακρόπουλο Κ. και Δρ. Λάγιο Ε., για τις εύστοχες παρατηρήσεις και υποδείξεις τους.

Στο σημείο αυτό θεωρώ υποχρέωση μου να ευχαριστήσω θερμότατα όλους τους συναδέλφους γεωλόγους, που συμμετείχαν στις εργασίες υπαίθρου. Η συνεισφορά του καθενός από αυτούς υπήρξε σημαντική, καθώς χωρίς τη συμμετοχή τους στις επίπονες και συστηματικές γεωφυσικές εργασίες υπαίθρου, δεν θα υλοποιείτο η παρούσα διατριβή. Για τον λόγο αυτό ευχαριστώ ξεχωριστά τους κ. Κωσταρίδη Π., Αδαμοπούλου Ε., Παντελιδάκη Μ., Αγγελάκη Β., Αντωνίου Β., Αχμέντ Μαγντί Μιργάνι, Παπακώστα Θ., Ασημόπουλο Σ., Ντάνο Χ., Βεληβασάκη Ν. και Ευαγγελινού Α.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τους γεωλόγους, Μπενίση Μαρία, Καμπούρη Πέτρο και Παρασκευόπουλο Θεόδωρο, όχι μόνο για την ανεκτίμητη βοήθεια τους και την άψογη συνεργασία μας στην οργάνωση και εκτέλεση των περισσότερων φάσεων των εργασιών υπαίθρου, αλλά και για την επιμονή και την αποφασιστικότητα που επέδειξαν στις δύσκολες στιγμές αυτής.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον αγαπητό μου φίλο, Λέκτορα του Παν/μιου Αθηνών, Δρ. Βούλγαρη Νικόλαο, για τις πολύτιμες επιστημονικές συζητήσεις σε θέματα επεξεργασίας, ερμηνείας και παρουσίασης των γεωφυσικών δεδομένων, τις εύστοχες υποδείξεις του στην προετοιμασία της ηλεκτρονικής παρουσίασης των αποτελεσμάτων και τη διαρκή συμπαράστασή του.

Θεωρώ ακόμα υποχρέωση μου να ευχαριστήσω όσους με βοήθησαν με κάθε τρόπο στην εκπόνηση και παρουσίαση της παρούσας διατριβής και ειδικότερα:

Τον κ. Κεφάλια Σ., γεωλόγο, για τη χορήγηση γεωφυσικών στοιχείων του οροπεδίου της Τρίπολης.

Τον Δρ. Γεωργουλή Ι., γεωλόγο, για τις πολύτιμες συζητήσεις και τα στοιχεία που μου παρείχε, για την ευρύτερη περιοχή μελέτης.

Τον κ. Κρητικό Α., γεωλόγο, για τις πληροφορίες που μου παρείχε σχετικά με την περιοχή της ΒΙ.ΠΕ. Τρίπολης.

Τον Δρ. Δανάμο Γ., γεωλόγο, για τη συνδρομή του σε θέματα γεωλογίας της περιοχής και τη συνεργασία μας κατά την επίσκεψη που πραγματοποιήσαμε στην περιοχή μελέτης.

Τον Λέκτορα Παν/μιου Αθηνών Δρ. Φουντούλη Ι. και τους Επιστημονικούς Συνεργάτες του Παν/μιου Αθηνών, Δρ. Λόζιο Σ. και Κράνη Χ., για τις πολύτιμες συζητήσεις που είχαμε σε όλη τη διάρκεια συγγραφής της παρούσας εργασίας.

Τον Δρ. Αποστολόπουλο Γεώργιο, φυσικό, για τις 'πρώτες' δύσκολες στιγμές, μίας διδακτορικής διατριβής που μοιραστήκαμε και τις πολύτιμες συζητήσεις που είχαμε.

Τη φιλόλογο κα. Μάντζου-Βούλγαρη Ε., για τις εύστοχες παρατηρήσεις της στην τελική διαμόρφωση του κειμένου και όλους τους συναδέλφους, συνεργάτες, φίλους και γνωστούς μου για την ηθική τους συμπαράσταση, το ενδιαφέρον και τον έστω και ελάχιστο χρόνο που αφιέρωσαν για την ολοκλήρωση της προσπάθειας αυτής.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στην οικογένεια μου και ιδιαίτερα στους γονείς μου, στους οποίους και αφιερώνω με βαθύτατο σεβασμό την παρούσα διατριβή, για την κατανόηση, την υπομονή, τη συμπαράσταση, την οικονομική υποστήριξη και την ενθάρρυνση που μου παρείχαν, σε όλη τη διάρκεια της προσπάθειας αυτής.

ΕΚΤΕΤΑΜΕΝΗ ΠΕΡΙΛΗΨΗ**ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΣΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΟΥ
ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥ ΚΑΘΕΣΤΩΤΟΣ ΤΟΥ ΟΡΟΠΕΔΙΟΥ ΤΗΣ ΤΡΙΠΟΛΗΣ**

Λέξεις Κλειδιά: Λεκάνη, Τεκτονική ζώνη, Καταβόθρα, Γεωηλεκτρική μέθοδος, Βυθοσκόπηση, Νεστάνη, Μαντίνεια, Μερκοβούνι.

Στη διατριβή αυτή έγινε προσπάθεια να συνδυαστούν εξειδικευμένοι κλάδοι των γεωεπιστημών (εφαρμοσμένη γεωφυσική, υδρογεωλογία, τεκτονική, στρωματογραφία, γεωμορφολογία), με απώτερο στόχο τον καθορισμό των υπεδαφικών γεωλογικών συνθηκών της λεκάνης του οροπεδίου, βόρεια της πόλης της Τρίπολης και την αποτίμηση των υδρογεωλογικών συνθηκών αυτής.

Η ευρύτερη περιοχή του οροπεδίου της Τρίπολης αντιμετωπίζει προβλήματα ύδρευσης και άρδευσης. Ο μικρός αριθμός των υδροληπτικών έργων και των πηγών που βρίσκονται στα κράσπεδα του οροπεδίου με μικρές σχετικά παροχές, δεν μπορεί να ικανοποιήσει τις υπάρχουσες αρδευτικές και υδρευτικές ανάγκες της ευρύτερης περιοχής, ιδιαίτερα της πόλης της Τρίπολης. Για την επιτυχή έκβαση υδροληπτικών έργων εκμετάλλευσης, απαιτήθηκε η διερεύνηση των γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών της ευρύτερης περιοχής του οροπεδίου της Τρίπολης. Πέραν περιορισμένων γεωλογικών και γεωτρητικών ερευνών, που είχαν διεξαχθεί κατά το παρελθόν, δεν είχε πραγματοποιηθεί συστηματική μελέτη για τον καθορισμό των υπεδαφικών γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής.

Με δεδομένη την απαιτούμενη ομοιογένεια στην κατανομή των σημείων μέτρησης, για την καλύτερη κάλυψη του πεδίου έρευνας, κρίθηκε ως η πλέον κατάλληλη για εφαρμογή η μέθοδος των γεωφυσικών γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων με τη διάταξη Schlumberger. Πραγματοποιήθηκαν 72 'επί τόπου' (*in situ*) μετρήσεις της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης σε επιφανειακές εμφανίσεις των γεωλογικών σχηματισμών που απαντώνται στην περιοχή, 10 'επί τόπου' (*in situ*) μετρήσεις της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης σε θέσεις ανορυχθέντων γεωερευνητικών γεωτρήσεων και 235 γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις μεγάλου βάθους διερεύνησης.

Από την αξιολόγηση των γεωλογικών και γεωφυσικών στοιχείων,

- διερευνήθηκε η λιθολογική σύσταση, το πάχος και η υδρολιθική συμπεριφορά των μεταλλικών σχηματισμών,
- σκιαγραφήθηκε και διευκρινίστηκε το αλπικό υπόβαθρο,
- διερευνήθηκε και χαρτογραφήθηκε η τεκτονική δομή του αλπικού υποβάθρου.

Συγκεκριμένα, προσδιορίστηκε η φύση και το πάχος των μεταλλικών σχηματισμών της περιοχής. Εντοπίστηκαν δύο διαφορετικά περιβάλλοντα απόθεσης ιζημάτων, με βάση τα οποία διακρίθηκαν δύο επιμέρους λεκάνες (α) η βόρεια (Νεσάνης-Μαντινείας) και (β) η νότια (πόλη της Τρίπολης). Προσδιορίστηκε η φύση και το βάθος του αλπικού υποβάθρου στην πλειοψηφία των θέσεων, με εξαίρεση μία ζώνη περιμετρικά της περιοχής ΒΙ.ΠΕ. Τρίπολης, όπου το βάθος των σχηματισμών εκτιμάται ότι υπερβαίνει τα 250 μέτρα. Με τον τρόπο αυτό, κατέστη δυνατή η διερεύνηση τεκτονικών ζωνών (ρήγματα, επωθήσεις) και η οριοθέτηση των ανεστραμμένων δομών (Νεσάνης, Μερκοβουνίου) της ενότητας Πίνδου, που απαντούν στην περιοχή.

Οι πληροφορίες και τα δεδομένα που συγκεντρώθηκαν, οργανώθηκαν και αποτυπώθηκαν σε ένα Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών, με δυνατότητα εμπλουτισμού και λειτουργίας του ως ηλεκτρονική 'γεωλογική' βιβλιοθήκη, της περιοχής. Η διαδικασία αυτή επέτρεψε

- την αποτίμηση των υδρογεωλογικών συνθηκών, σχετικά με την ανάπτυξη υπόγειας υδροφορίας και
- τη διερεύνηση της ανάπτυξης και λειτουργίας των καταβοθρικών συστημάτων στη λεκάνη.

Τυπικές ευνοϊκές συνθήκες υδροφορίας απαντούν στις περιοχές όπου, λόγω της ανεστραμμένης δομής των σχηματισμών της ενότητας Πίνδου, οι μακροπερατοί ασβεστόλιθοι υπέρκεινται των ημιπερατών-αδιαπέρατων μαργαϊκών και φλυσιχικών στρωμάτων. Τέτοιες συνθήκες εντοπίστηκαν στην περιοχή της ανατολικής Μαντινείας. Ανάλογες συνθήκες δημιουργεί και η ανεστραμμένη δομή του Μερκοβουνίου, με τη διαφορά ότι, λόγω της περιορισμένης έκτασης των ασβεστόλιθων, είναι επιβεβλημένος ο έλεγχος των ρυθμιστικών αποθεμάτων των υδροφόρων οριζόντων. Ευνοϊκές συνθήκες υδροφορίας μπορεί επίσης να δημιουργούνται και σε περιοχές όπου εντοπίστηκαν αποκλειστικά ανθρακικοί σχηματισμοί, είτε της ενότητας Πίνδου είτε της ενότητας Τρίπολης στο αλπικό υπόβαθρο. Η ανάπτυξη υδροφορίας ελέγχεται κατά περίπτωση από την καθαρότητα των ανθρακικών σχηματισμών σε αργιλικές ή πυριτικές προσμίξεις, από το βαθμό και το επίπεδο καρστικοποίησης και από τις κύριες τεκτονικές ζώνες (ρήγματα, επωθήσεις).

Σε ότι αφορά τους ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου, οι γεωφυσικές μετρήσεις έδειξαν ότι ασβεστόλιθοι με τιμές ειδικής αντίστασης <350 Ohm.m, σκιαγραφούν την ύπαρξη υδροφορίας, ενώ τιμές ειδικής αντίστασης >450 Ohm.m, υποδηλώνουν την επικράτηση συμπαγών και άνυδρων ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου. Υδροφόροι ασβεστόλιθοι εντοπίστηκαν στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης Σάγκα-Νεσάνης, στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης Μηλιάς και στην περιοχή της ΒΙ.ΠΕ. Τρίπολης. Αντίθετα, οι περιοχές όπου ως αλπικό υπόβαθρο προσδιορίστηκαν είτε οι ημιπερατοί μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι είτε ο αδιαπέρατος φλύσχης, κρίνονται ως μη ευνοϊκές για την ανάπτυξη υπόγειας υδροφορίας και επομένως αντενδείκνυνται για την κατασκευή υδροληπτικών έργων.

Σε σχέση με την ανάπτυξη των καταβοθρικών συστημάτων, από τα αποτελέσματα της διατριβής κατέστη φανερό ότι η δημιουργία καρστικών αγωγών καταβοθρών συνδέεται αποκλειστικά με την παρουσία αμιγώς ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας Τρίπολης. Αξιοσημείωτο είναι, ότι στην περίπτωση των καταβοθρικών συστημάτων Νεσάνης και Κανατά, όπου αναπτύσσονται σε σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου, η γεωφυσική έρευνα έδειξε ότι οι ασβεστόλιθοι της ενότητας Τρίπολης εντοπίζονται άμεσα υποκείμενοι, χωρίς την παρεμβολή φλύσχη, σε μικρό σχετικά βάθος, επιτρέποντας έτσι την ανάπτυξη καρστικών δικτύων στις περιοχές αυτές.

EXTENDED ABSTRACT

A CONTRIBUTION TO THE INVESTIGATION OF THE HYDROGEOLOGICAL REGIME OF THE TRIPOLIS PLATEAU (CENTRAL PELOPONNESUS), BASED ON GEOPHYSICAL METHODOLOGIES

Key words: *Basin, Fault Zone, Sinkhole, Geo-electrical method, Sounding, Nestani, Mantineaia, Merkovouni.*

This thesis describes an effort to combine various specialties of earth sciences (applied geophysics, hydrogeology, tectonics, stratigraphy, geomorphology), with the final objective to determine the subsurface geological conditions of the basin located on the plateau, north of the city of Tripolis and the assessment of its hydrogeological conditions.

The wider region of the Tripolis plateau faces shortage problems for fresh water supply and irrigation. The small number of water consuming infrastructures and natural springs, that lie around the margins of this plateau with relatively small supplies, cannot satisfy the existing irrigation and watering needs of the wider region and particularly those of the city of Tripolis. For the successful exploitation of the water consuming infrastructures, the investigation of the geological and hydrogeological conditions of the Tripolis plateau was highly required. The geological and borehole data for this area were limited, mostly based on projects that had been accomplished in the past, but no systematic study on the determination the subsurface geological and hydrogeological conditions of area was carried out.

Given that homogeneity in the distribution of measurement points is required for the best coverage of the research area, the (geophysical) geoelectrical soundings, using the Schlumberger array, proved to be the most suitable for this application. Seventy two (72) in situ electric resistivity measurements were scheduled on the geological formations outcropping throughout the area, ten (10) in situ electric resistivity measurements were scheduled next to already drilled boreholes and two hundred thirty five (235) resistivity soundings (VES), were carried out for investigating the deeper structures.

After the interpretation of the geological and geophysical data,

- the lithology, the thickness and the hydrogeological behaviour of the post-alpine sediments were investigated,
- the shape of the alpine basement was clarified, and
- the tectonic structure of the alpine basement was mapped.

In particular, the shape and the thickness of the post-alpine sediments were determined. Two different environments of deposition were detected and two individual sub basins were located (a) the northernmost sub basin of Nestani-Mantineia and (b) the southernmost sub basin of Tripolis. The shape and the depth of the alpine basement were defined in detail for the majority of the measurement sites, with the exception of an area around the Tripolis Industrial Region (VI.PE.), where the thickness of the recent sediments is estimated to be exceeding 250 metres. By applying this methodology, the investigation of several structural zones (faults, thrusts) and the delimitation of reversed structures (Nestani, Merkovouni) of the Pindos unit formations, were made possible.

The collected information and data were organised and imported in a Geographic Information System for future enhancement, acting as a dynamic digital geodatabase for the whole area. From this process new information was derived concerning

- the assessment of hydrogeological conditions, regarding the subsurface water reservoirs, and
- the investigation of the sinkhole system growth and operation throughout the basin.

Typical optimum conditions for water reservoir existence were located at the regions where -due to the reversed structure of Pindos unit formations- the permeable limestone overlies the semi-permeable marly layers or the impermeable flysch. Such regime was detected in the region of eastern Mantineia. Similar regime was detected at the Merkovouni reversed structure, with the difference of the limited volume of the limestone and therefore the control of the regulative reserves should be very careful. Favourable conditions for water reservoirs can also exist in regions where the alpine basement consists exclusively of carbonate formations of either Pindos unit or Tripolis unit. The water existence is controlled by the purity of carbonate formations regarding the argillaceous or siliceous admixture, the degree and level of karstification and the orientation of the main tectonic structures (faults, thrusts).

Regarding the Pindos unit carbonate formations, the geophysical measurements showed that the limestone with resistivity values less than 350 Ohm.m, are compatible with water existence, while resistivity values larger than 450 Ohm.m, imply the predominance of compact and arid Pindos unit limestone. Water reservoirs inside limestone beds were detected in the central parts of the Saga-Nestani sub basin, in the central parts of the Milia sub basin and at the Tripolis industrial region. On the contrary, the regions where the alpine basement consists of either the semi-permeable marly limestones or the impermeable flysch, are characterised by the lack of water presence and consequently these areas are not ideal for new water consuming infrastructures.

As far as the growth of sinkhole systems, the results of this thesis made clear that the development of the karst network is connected exclusively with the presence of the pure carbonate formations of Tripolis unit. It is remarkable that in the cases of Nestani and Kanata sinkhole systems, developed within the Pindos unit formations, the geophysical research revealed that they tectonically overlie the Tripolis limestones, without the interference of the Tripolis flysch, at a relatively small depth, thus facilitating the development of karst networks in these regions.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ευρύτερη περιοχή του οροπεδίου της Τρίπολης αντιμετωπίζει προβλήματα ύδρευσης και άρδευσης εδώ και πολλά χρόνια. Ο μικρός αριθμός των πηγών, που βρίσκονται στα κράσπεδα του οροπεδίου, με μικρές σχετικά παροχές, δεν μπορεί να καλύψει και να ικανοποιήσει τις μελλοντικές αρδευτικές και υδρευτικές ανάγκες της ευρύτερης περιοχής, ιδιαίτερα της πόλης της Τρίπολης. Η αναζήτηση υπόγειων υδάτων είναι πρωταρχικής και ζωτικής σημασίας για την αντιμετώπιση των αναπτυξιακών αναγκών, τόσο των οικιστικών όσο και των γεωργικών επεκτάσεων στην περιοχή. Για την επιτυχή έκβαση υδροληπτικών έργων εκμετάλλευσης, απαιτείται η διερεύνηση των γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών της ευρύτερης περιοχής του οροπεδίου της Τρίπολης. Πέραν ορισμένων γεωλογικών και γεωτρητικών ερευνών, που έχουν διεξαχθεί κατά το παρελθόν, δεν έχει πραγματοποιηθεί συστηματική μελέτη για τον καθορισμό των υπεδαφικών γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής.

Στην παρούσα διατριβή, έγινε προσπάθεια να διερευνηθούν οι υπεδαφικές γεωλογικές συνθήκες και να καθοριστεί το υδρογεωλογικό καθεστώς της περιοχής, με τεκμηριωμένα στοιχεία που προέκυψαν από τη γεωφυσική έρευνα. Η συστηματική μελέτη και αξιολόγηση των γεωλογικών και υδρογεωλογικών δεδομένων και παρατηρήσεων, σε συνδυασμό με τα υπάρχοντα γεωτρητικά στοιχεία και τις *in situ* μετρήσεις της ειδικής αντίστασης των συνερχόμενων γεωλογικών σχηματισμών στα κράσπεδα της λεκάνης, είχε ως στόχους:

- i. τη διερεύνηση της λιθολογικής σύστασης, του πάχους και της υδρολιθικής συμπεριφοράς των μεταλλικών σχηματισμών,
- ii. τη σκιαγράφιση και διευκρίνιση του αλπικού υποβάθρου,
- iii. τη διερεύνηση και τη χαρτογράφιση της δομής του αλπικού υποβάθρου,
- iv. την αποτίμηση των υδρογεωλογικών συνθηκών, σχετικά με την ανάπτυξη υπόγειας υδροφορίας και
- v. τη διερεύνηση της ανάπτυξης των καταβοθρικών συστημάτων στη λεκάνη.

Κύριο άξονα της παραπάνω ερευνητικής προσπάθειας αποτέλεσε η διερεύνηση και ο καθορισμός της φύσης και του βάθους του αλπικού υπόβαθρου και κατ' επέκταση του ανάγλυφου του. Με δεδομένη την απαιτούμενη ομοιογένεια στην κατανομή των

σημείων μέτρησης, για την καλύτερη κάλυψη του πεδίου έρευνας, η μέθοδος των γεωφυσικών γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων με τη διάταξη Schlumberger, κρίθηκε ως η πλέον κατάλληλη. Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, είναι δυνατόν να προσδιορισθεί μία στρωματοποιημένη δομή επάλληλων στρωμάτων, η κλίση των οποίων δεν πρέπει να ξεπερνά τις 15°. Αντίθετα, οι περιορισμοί της βαρυτικής μεθόδου, λόγω α) της μικρής αντίθεσης των πυκνοτήτων των σχηματισμών του αλπικού υπόβαθρου (κυρίως μεταξύ των ασβεστόλιθων και του φλύσχη) και β) της ύπαρξης έντονου μορφολογικού ανάγλυφου γύρω από το οροπέδιο, ενδεχομένως να οδηγούσαν σε επισφαλή αποτελέσματα κατά την εφαρμογή της. Επειδή, στόχος της παρούσας γεωφυσικής έρευνας ήταν ο προσδιορισμός της υπεδαφικής γεωλογικής δομής σε μεγάλη έκταση, δεν χρησιμοποιήθηκαν μέθοδοι υψηλής διακριτικής ικανότητας (χαρτογράφηση του πεδίου ειδ. αντίστασης με τη διάταξη dipole-dipole και η σεισμική διασκόπηση ρηχής ανάκλασης), που εφαρμόζονται κυρίως για την επίλυση τοπικής σημασίας προβλημάτων και την ανάδειξη περισσότερο λεπτομερών δομών.

Η παρούσα διατριβή αποτελείται από επτά (7) επί μέρους Κεφάλαια.

Στο Κεφάλαιο 1, γίνεται μία σύντομη βιβλιογραφική ανασκόπηση των γεωλογικών (γεωτεκτονικές ενότητες) και γεωφυσικών (γεωφυσικές μελέτες) στοιχείων της ευρύτερης περιοχής του οροπεδίου της Τρίπολης.

Στο Κεφάλαιο 2, παρατίθενται τα γεωλογικά στοιχεία (βιβλιογραφικά, προφορικές πληροφορίες, προσωπικές παρατηρήσεις) που συγκεντρώθηκαν για τους αλπικούς και μεταλπικούς σχηματισμούς που απαντούν στα περιθώρια, στις ενδιάμεσες ορεινές μάζες και στα πεδινά τμήματα της λεκάνης.

Στο Κεφάλαιο 3, αναφέρονται τα υδρογεωλογικά στοιχεία (υδρογεωλογική συμπεριφορά των σχηματισμών, υδροληπτικά έργα, πηγές, καταβόθρες) της περιοχής έρευνας.

Στο Κεφάλαιο 4, μετά από μία αρχικά σύντομη θεωρητική αναφορά στη μέθοδο της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, περιγράφονται αναλυτικά οι τεχνικές που ακολουθήθηκαν τόσο στις εργασίες υπαίθρου όσο και στην επεξεργασία και ερμηνεία των δεδομένων.

Στο Κεφάλαιο 5, αναφέρεται η λεπτομερής και συστηματική μελέτη των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των σχηματισμών της περιοχής έρευνας, που πραγματοποιήθηκε με την εκτέλεση ογδόντα δύο (82) μετρήσεων της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, για να αξιολογηθούν με όσο το δυνατόν μεγαλύτερη αξιοπιστία τα γεωηλεκτρικά αποτελέσματα.

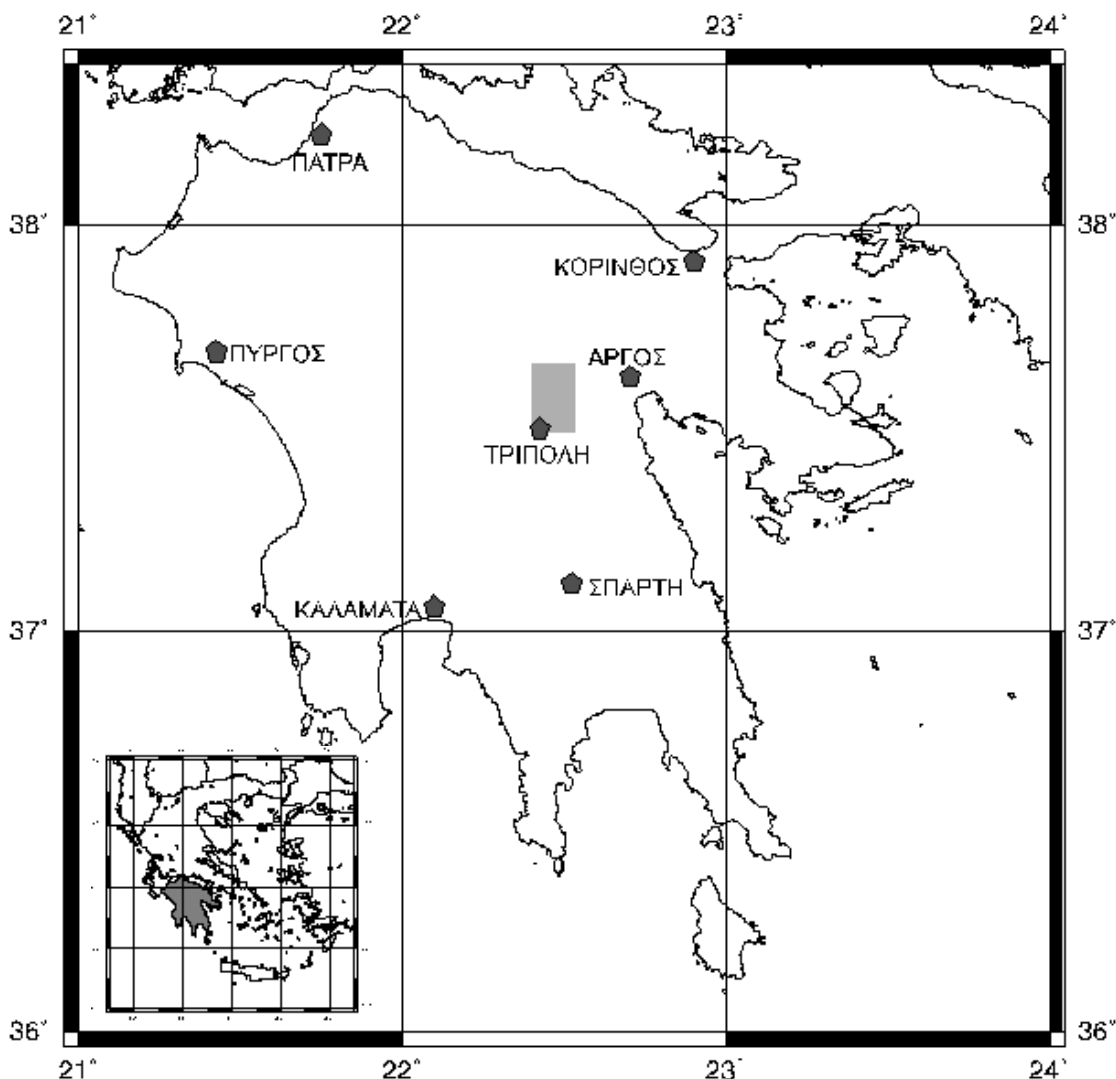
Στο Κεφάλαιο 6, παρατίθενται η επεξεργασία και ερμηνεία διακοσίων τριάντα πέντε (235), μεγάλου βάθους διερεύνησης γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, με τη χάραξη γεωηλεκτρικών τομών και χαρτών και η αξιολόγηση των γεωλογικών και των γεωφυσικών δεδομένων και στοιχείων με την κατασκευή χαρτών και γεωλογικών - γεωφυσικών τομών, για τις υπολεκάνες Σάγκα - Νεστάνης, Πικέρνη - Μαντίνειας - Μηλιάς και Τρίπολης.

Τέλος, στο Κεφάλαιο 7, αποτιμώνται τα συμπεράσματα για τη γεωλογική δομή και αποτιμώνται οι υδρογεωλογικές συνθήκες της περιοχής μελέτης.

1. ΓΕΝΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ - ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

1.1. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ ΚΑΙ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το οροπέδιο της Τρίπολης βρίσκεται στο κεντρικό τμήμα της Πελοποννήσου και πιο συγκεκριμένα ορίζεται από τις παραλλήλους $37^{\circ} 40' 00''$ και $37^{\circ} 30' 00''$ βορείου πλάτους και τους μεσημβρινούς $22^{\circ} 20' 00''$ και $25^{\circ} 27' 00''$ ανατολικού μήκους (βλ. εικ. 1.1).



Εικόνα 1.1: Γεωγραφική θέση της περιοχής μελέτης.
Figure 1.1: Location map of the study area.

Η ορεινή αλυσίδα του όρους Μαίναλο δυτικά, του όρους Λύρκειο βόρεια, του όρους Αρτεμίσιο ανατολικά και των βορείων απολήξεων του Πάρνωνα νότια, οριοθετούν την περιοχή του οροπεδίου, που αποτελεί και το καθοριστικό γεωμορφολογικό χαρακτηριστικό της περιοχής της κεντρικής Πελοποννήσου. Το επίπεδο της λεκάνης έχει υψόμετρο 600-650 μέτρα, με μικρή κλίση προς τα ανατολικά. Ο μεγαλύτερος

άξονας έχει διεύθυνση Β-Ν και μήκος 30 χιλιόμετρα περίπου, ενώ ο μικρότερος έχει διεύθυνση Α-Δ και μήκος 8 χιλιόμετρα.

Το πεδίο μελέτης καλύπτει το κεντρικό και βόρειο τμήμα του οροπεδίου, βόρεια της πόλεως της Τρίπολης και ανήκει σχεδόν εξ ολοκλήρου στο τοπογραφικό διάγραμμα του φύλλου 'Τρίπολη' της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού (Γ.Υ.Σ.), κλίμακας 1:50.000.

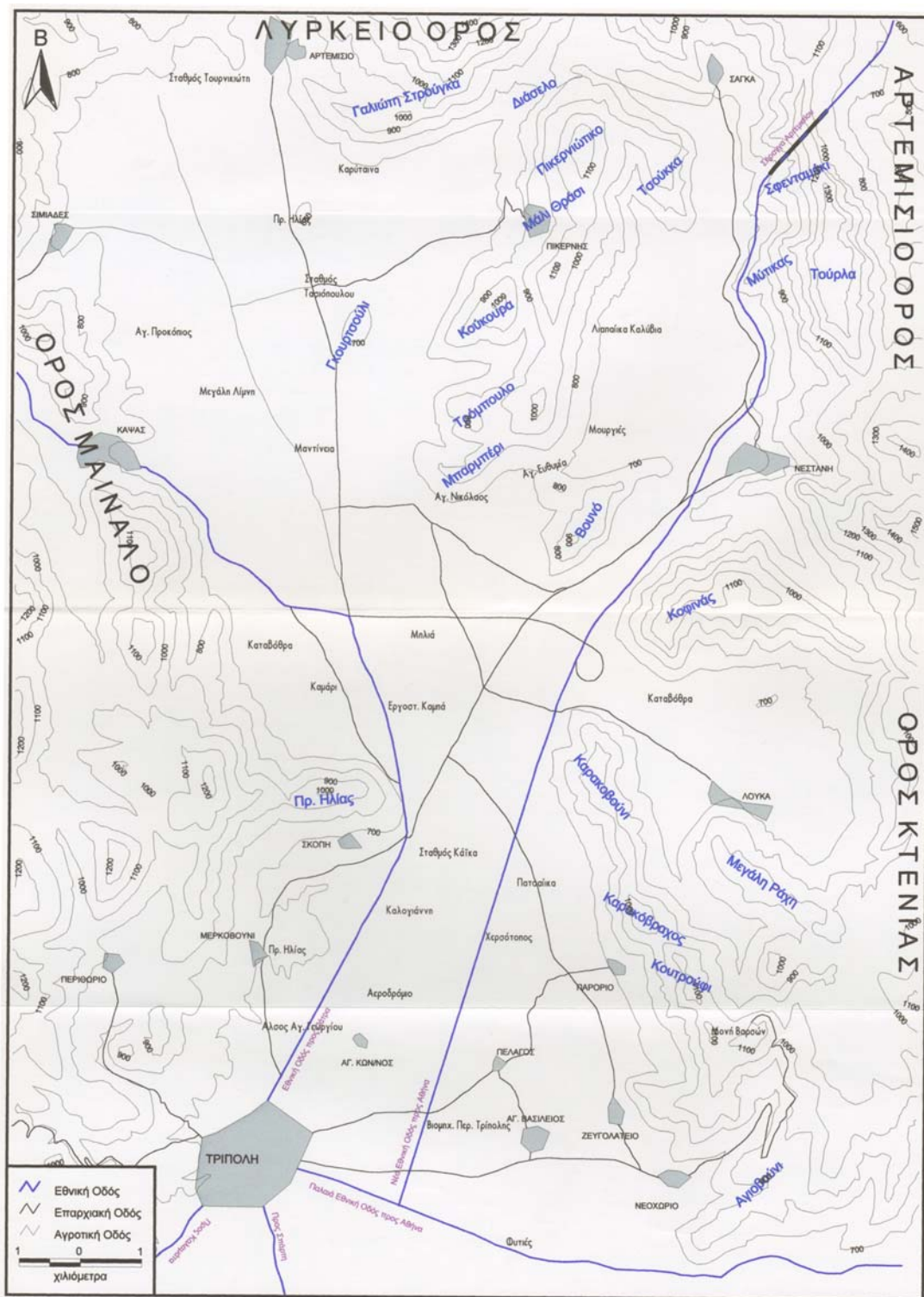
Η περιοχή ενδιαφέροντος οριοθετείται δυτικά από τις ανατολικές απολήξεις του όρους Μαίναλο, που ακολουθούν τον άξονα Τρίπολη-Μερκοβούνι-Κάψα-Σιμιιάδες. Ο άξονας των Κοινοτήτων Αρτεμισίου-Σάγκα, αποτελεί το βόρειο όριο της περιοχής, ενώ ο άξονας Σάγκα-Νεστάνη-Λουκά-Ζευγολατείο-Νεοχώρι και η παλαιά Εθνική οδός Αθηνών-Τριπόλεως, αποτελούν το ανατολικό και το νότιο όριο της, αντίστοιχα (βλ. χάρτη εικ. 1.2).

Το οροπέδιο της Τρίπολης, είναι μία κλειστή ενδοορεινή λεκάνη που σχηματίστηκε από τη δράση του εφελκυστικού ρηγματογόνου τεκτονισμού, που πρέπει να λειτούργησε κατά το Πλειόκαινο (ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ-ΛΕΚΚΑΣ, 1986), δεδομένου ότι η ηλικία των αρχαιότερων ιζημάτων είναι άνω πλειοκαινική (LUTTIG, 1976).

Σύμφωνα με τον BOGLI (1986), η λεκάνη αυτή μετασχηματίστηκε σε πόλγη κατά το Τεταρτογενές, από τις μορφογενετικές δυνάμεις της περιοχής. Η πόλγη ορίζεται από την ισοϋψή των 650 μέτρων. Τρεις υπολειμματικοί λοφοειδείς σχηματισμοί (*humi*), που αποτελούν τυπικές μορφές μέσα σε μία πόλγη, ξεπερνούν το υψόμετρο αυτό μέσα στα όρια της (Λόφοι Προφ. Ηλία Αρτεμισίου, Γκορτσούλι και Λουκά).

Το μορφολογικό 'στένωμα' που δημιουργείται από την έξαρση του ασβεστολιθικού υποβάθρου στην περιοχή των ορεινών όγκων Προφ. Ηλία Σκοπής ανατολικά και Καρακοβούνι δυτικά, διαχωρίζει την περιοχή μελέτης σε δύο επί μέρους λεκάνες, τη βόρεια (υπολεκάνες Σάγκα-Νεστάνης και Πικέρνη-Μαντίνειας-Μηλιάς) και τη νότια (υπολεκάνη Τρίπολης) (βλ. χάρτη εικ. 1.2).

Στη βόρεια λεκάνη η έξαρση του βραχώδους υποβάθρου (Κούκουρα, Μπαρμπέρι, Βουνό, Κοφινάς, Καρακοβούνι), δημιουργεί δύο υπολεκάνες, Σάγκα-Νεστάνης ανατολικά και Πικέρνη-Μαντίνειας-Μηλιάς δυτικά. Το δυτικό περιθώριο της εμφανίζει περίπου ευθύγραμμη ανάπτυξη σε διεύθυνση Β.ΒΔ-Ν.ΝΑ και χαρακτηρίζεται από εκτεταμένες δελτοειδείς αλλουβιακές αποθέσεις, με μεγαλύτερες εκείνες του Κάψα και των Σιμιιάδων.



Εικόνα 1.2: Απλοποιημένος τοπογραφικός χάρτης της περιοχής μελέτης.
 Figure 1.2: Simplified topographic map of the study area.

Στη νότια λεκάνη, το ανατολικό περιθώριο χαρακτηρίζεται από την ιδιαίτερα απότομη ανύψωση του τοπογραφικού ανάγλυφου, σε υψόμετρα που υπερβαίνουν το μέσο υψόμετρο της λεκάνης κατά 400-500 μέτρα. Το περιθώριο αυτό εμφανίζει όμοιας διεύθυνσης ευθύγραμμη ανάπτυξη, με το δυτικό περιθώριο της βόρειας λεκάνης και σε όλο σχεδόν το μήκος του καλύπτεται από κώνους κορημάτων και αλλουβιακά ριπίδια.

Το σύγχρονο υδρογραφικό σύστημα κυριαρχείται από καρστικές καταβόθρες, οι οποίες διοχετεύουν την επιφανειακή κυρίως απορροή εκτός λεκάνης. Οι καταβόθρες αυτές απαντούν κυρίως στα περιθώρια της περιοχής μελέτης, με σημαντικότερες εκείνες του Κάψα, της Νεστάνης, του Λουκά και του Κανατά, στις οποίες θα αναφερθούμε εκτενέστερα στο Κεφάλαιο 3.

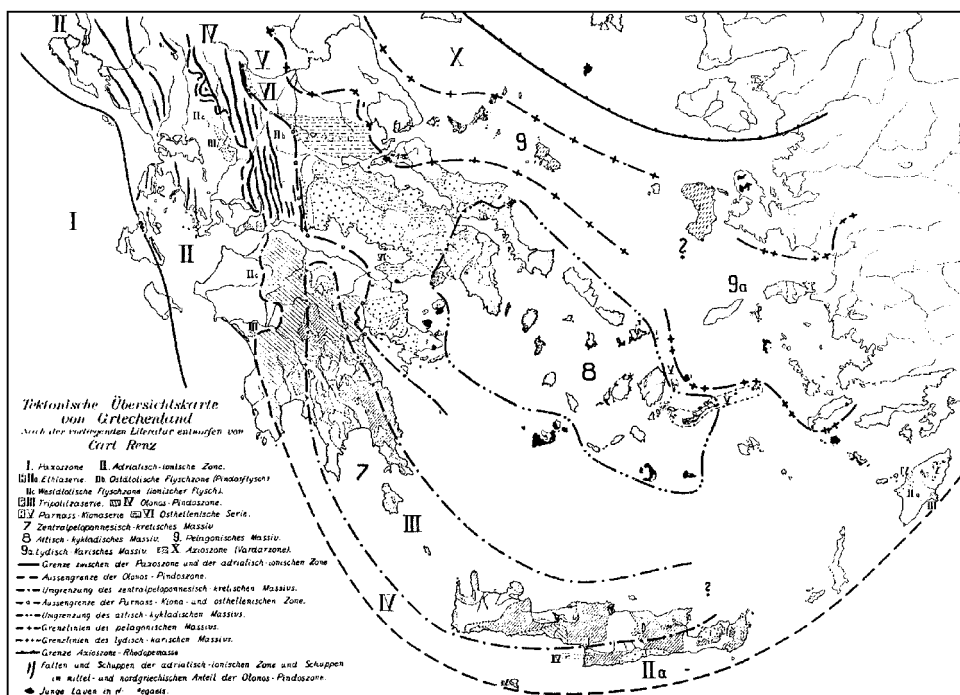
1.2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

1.2.1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΙΣ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΕΝΟΤΗΤΕΣ ΤΗΣ ΠΕΛΟΠΟΝΝΗΣΟΥ

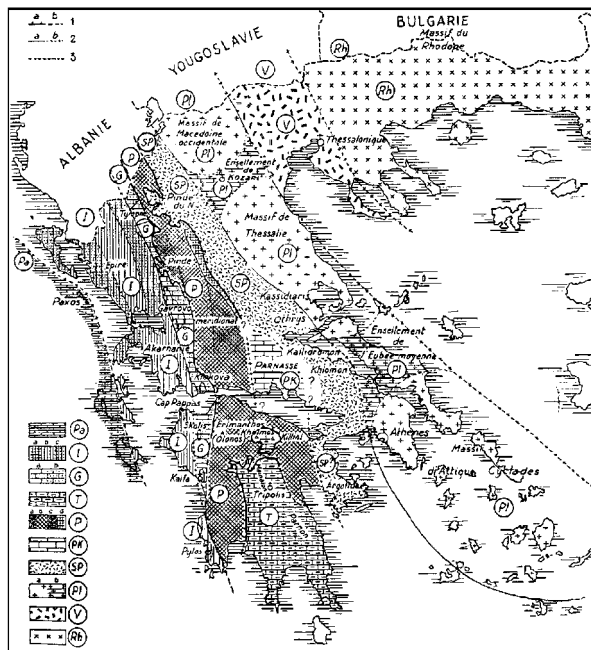
Η γνώση του λιθολογικού και τεκτονικού καθεστώτος μίας περιοχής, αποτελεί απαραίτητη προϋπόθεση για μία επιτυχή γεωφυσική έρευνα. Για το λόγο αυτό κρίθηκε σκόπιμη η συνοπτική εξέταση των κύριων γεωλογικών σχηματισμών της ευρύτερης περιοχής και κυρίως της τεκτονικής της δομής, η οποία βασίστηκε σε υπάρχοντα βιβλιογραφικά δεδομένα και σε επί τόπου παρατηρήσεις.

1.2.1.α. Αλπικοί σχηματισμοί.

Η περιοχή μελέτης εντάσσεται κατά RENZ (1940) στην 'Μάζα Κεντρικής Πελοποννήσου-Κρήτης' σύμφωνα με τον τεκτονικό χάρτη με την εξάπλωση των ζωνών (βλ. εικ. 1.3α), ή στην 'Ισοπική Ζώνη Τρίπολης' σύμφωνα με τον χάρτη των 'ισοπικών ζωνών των Ελληνίδων και των τεκτονικών τους σχέσεων' κατά AUBOUIN (1959) (βλ. εικ. 1.3β).

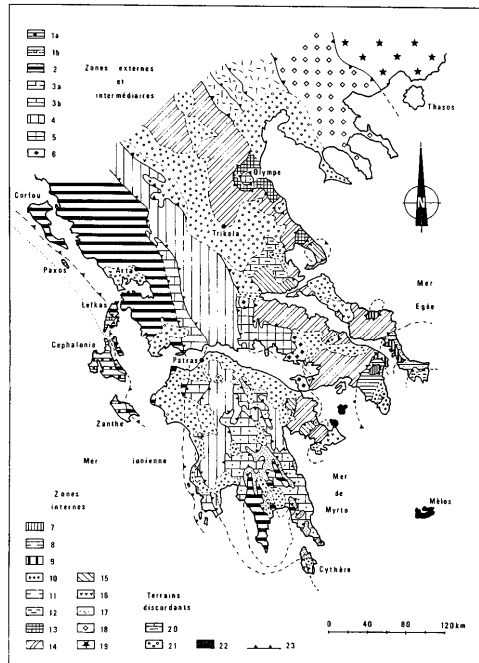


Εικόνα 1.3α: Γεωτεκτονικός χάρτης Νότιας Ελλάδας, κατά RENZ (1940).
Figure 1.3a: Geotectonic map of Southern Greece, by RENZ (1940).



Εικόνα 1.3β: Χάρτης των 'ισοτοπικών ζωνών των Ελληνίδων και των τεκτονικών σχέσεων', κατά AUBOUIN (1959).

Figure 1.3β: Map of 'isopic zones of Hellenides and of their tectonic relations', by AUBOUIN (1959).



Εικόνα 1.4α: Χάρτης των 'ισοτοπικών ζωνών των Ελληνίδων', κατά THIEBAULT (1982).

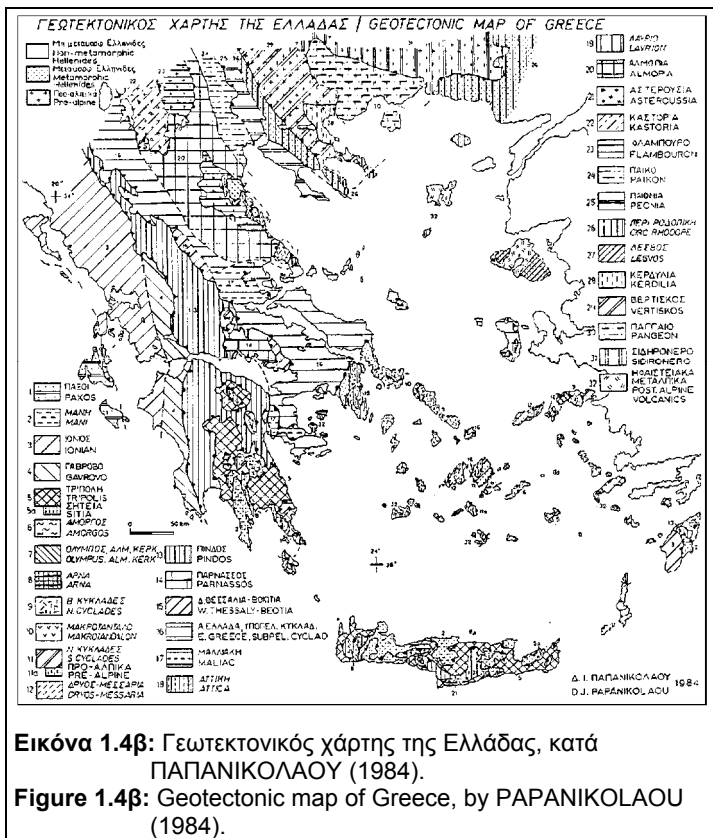
Figure 1.4α: Map of 'isopic zones of Hellenides', by THIEBAULT (1982).

Στον γεωτεκτονικό χάρτη της Ελλάδας κατά THIEBAULT (1982) και ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ (1984), η υπό μελέτη περιοχή αποτελεί τμήμα των εξωτερικών γεωτεκτονικών ενότητων των Ελληνίδων (βλ. εικ. 1.4α & 1.4β). Σύμφωνα με τους ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗ & ΛΕΚΚΑ (1986) και τους γεωλογικούς χάρτες του Ι.Γ.Μ.Ε. η περιοχή περιλαμβάνει τις ενότητες Τρίπολης, Μαγασά, Πίνδου, Άρνας και Μάνης. Η εξέταση των γεωλογικών σχηματισμών που εμφανίζονται στην περιοχή, γίνεται κατά ενότητα.

1.2.1.α.1. Ενότητα Μαρμάρων Κρήτης-Μάνης (PLATTENKALK).

Η ενότητα μαρμάρων Κρήτης-Μάνης αντιπροσωπεύει στην Πελοπόννησο, όπως και στην Κρήτη, τη σχετικά αυτόχθονη ενότητα η οποία αποτελείται από μία παχιά σειρά στρωμάτων ασβεστοφυλλιτών και μαρμάρων.

Αναλυτικά η στρωματογραφική στήλη της ενότητας παρουσιάζει κοινούς χαρακτήρες με εκείνη της Ιονίου και περιλαμβάνει την ακόλουθη διαδοχή από τη βάση προς την οροφή (THIEBAULT, 1977a-b, 1978, 1982, PSONIS 1981, MANUTSOGLU, 1990, KOWALCZYK-DITTMAR, 1990):



Εικόνα 1.4β: Γεωτεκτονικός χάρτης της Ελλάδας, κατά ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ (1984).
Figure 1.4β: Geotectonic map of Greece, by PAPANIKOLAOU (1984).

- ένα κλαστικό υπόβαθρο που αποτελείται από σχιστόλιθους, μαρμαρυγικούς σχιστόλιθους και στους ανώτερους ορίζοντες παρατηρούνται μετακροκαλοπαγή που βαθμιαία μεταπίπτουν στα παχυστρωματώδη δολομικά μάρμαρα,
- μάρμαρα με siliceous ηλικίας Δογгерίου,
- σχιστόλιθοι με σπάνιες ενδιστρώσεις πυριτικών κρυσταλλικών ασβεστό-

λιθων, ηλικίας Α. Δογгерίου - Κ. Μαλμίου, οι οποίοι συσχετίζονται με τους 'σχιστόλιθους με rosidionies',

- πλακώδη γκριζωπά μάρμαρα πλούσια σε λεπτά στρώματα χαλαζιτών, ηλικίας Α. Μάλμιου-Κ. Σενώνιου, ισοδύναμα των 'ασβεστόλιθων της Βίγλας',
- πλακώδη μάρμαρα κλαστικά γκριζωπά ή λευκά με σπάνιες ενδιστρώσεις λεπτών οριζόντων μαρμάρων, που θυμίζουν τις αντίστοιχες εναλλαγές λατυποπαγών ασβεστόλιθων με οριζόντες πελαγικών ασβεστόλιθων (Α. Σενώνιου) της Ιονίου,
- λεπτοπλακκώδη λευκά και πολύχρωμα μάρμαρα με Globigerines του Τριπογενούς. Στα ανώτερα στρώματα τα μάρμαρα αυτά χαρακτηρίζονται από ενδιστρώσεις κλασικών μαρμάρων με τρηματοφόρα του Α. Ηώκαινου,
- πηλτικός μεταφλύσσης, η βάση του οποίου είναι χρονολογημένη στο κατώτερο Ολιγόκαινο.

Στην κεντρική Πελοπόννησο (περιοχή Δολιανών-Μαυρικού), ο LEKKAS (1978α, 1978b) αναφέρει τεφρομέλανα έως λευκά μάρμαρα και δολομίτες, τα οποία οι LEKKAS-PAPANIKOLAOU (1978) εντάσσουν στους κατώτερους οριζόντες της ενότητας Κρήτης-Μάνης.

1.2.1.α.2. Ενότητα Άρνας ('Φυλλιτών-Χαλαζιτών').

Η ενότητα Άρνας ή ενότητα 'Φυλλιτών-Χαλαζιτών' περιλαμβάνει στην Πελοπόννησο, όπως και στην Κρήτη, τα ισχυρώς κλαστικά μεταμορφωμένα πετρώματα και παρεμβάλλεται τεκτονικά μεταξύ των ενοτήτων Κρήτης-Μάνης και Τρίπολης.

Στην Πελοπόννησο τα πετρώματα της ενότητας αυτής αποτελούνται από σχιστόλιθους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες, ενώ συμμετέχουν επίσης μάρμαρα, μετακροκαλοπαγή και μεταβασικά-μεταύπερβασικά πετρώματα (BOBLAYE-VIRLET, 1833, PHILLIPPSON, 1892, BLUMENTHAL, 1933, DERCOURT, 1964, DE WEVER, 1975, LEKKAS, 1978, THIEBAULT, 1982, ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ, 1982, MANUTSOGLOU, 1990, KOWALCZYK-DITTMAR, 1990).

Οι περισσότεροι από τους ερευνητές θεωρούν ότι τα παραπάνω πετρώματα μαζί με τα 'στρώματα Τυρού' αποτελούν ένα ενιαίο 'σύστημα' ανωπαλαιοζωϊκής-τριάδικής ηλικίας, το οποίο συνιστά το υπόβαθρο της ανθρακικής σειράς της Τρίπολης (PHILLIPPSON, 1898, BLUMENTHAL, 1933, RENZ, 1955, ΜΑΡΙΝΟΣ-REICHEL, 1958, PARASKEVOPOULOS, 1964, DERCOURT, 1964, ΤΑΤΑΡΗΣ-ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗΣ, 1967α, MANUTSOGLOU, 1990, KOWALCZYK-DITTMAR, 1990, κ.α.).

Αντίθετα, οι LEKKAS-PAPANIKOLAOU (1978) διαχωρίζοντας, όπως και ο ΚΤΕΝΑΣ (1926), την ενότητα αυτή από τα 'στρώματα Τυρού', ερμηνεύουν το σύνολο των μεταμορφωμένων πετρωμάτων ως 'μεταφλύσχη των Plattenkalk', δεδομένου ότι η επαφή μεταξύ των 'Φυλλιτών-Χαλαζιτών' και της υπερκείμενης σειράς της Τρίπολης είναι τεκτονική και όχι επικλυσιογενής.

Ο ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ (1982) αναφέρει ως ιδιαίτερο γνώρισμα της ενότητας 'Φυλλιτών-Χαλαζιτών' που μελέτησε στην περιοχή του Ταύγετου, την παρουσία θολεϊτικών μεταβασαλών με χαρακτήρα μεσοωκεάνιας ράχης (M.O.R.B) και τη μεταμόρφωση της σε συνθήκες υψηλής πίεσης-χαμηλής θερμοκρασίας.

Ο ΜΠΑΛΤΑΤΖΗΣ (1983) αναφέρει στη βόρεια Πελοπόννησο την παρουσία μεταίζημάτων καθώς και μεταβασικών πετρωμάτων.

Οι απόψεις που διατυπώθηκαν για την παλαιογεωγραφική τοποθέτηση και προέλευση της ενότητας Άρνας ('Φυλλιτών-Χαλαζιτών'), στην Πελοπόννησο και στην Κρήτη, είναι οι ακόλουθες:

- α. Αποτελεί το υπόβαθρο πάνω στο οποίο αναπτύσσεται επικλυσιογενώς ή με στρωματογραφική συνέχεια η ανθρακική σειρά της Τρίπολης (AUBOUIN-DERCOURT, 1965, CREUTZBURG-PAPASTAMATIOU, 1966, ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, 1972β, BONNEAU, 1973b, KUSS-THORBECKE, 1974, WACHENDORF et al.,

- 1974, KUSS-MILLER, 1978, BONNEAU-KARAKITSIOS, 1979, ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, 1990).
- β. Στην Πελοπόννησο, αποτελεί τον μεταμορφωμένο φλύσχη των Plattenkalk, είναι δηλαδή τμήμα της ενότητας Κρήτης-Μάνης (LEKKAS, 1978c, LEKKAS-PAPANIKOLAOU, 1978).
- γ. Στην Κρήτη, αποτελεί το κανονικό (στρωματογραφικό) υπόβαθρο της ενότητας Τρυπαλίου, η οποία αντιστοιχεί στα κατώτερα ιουρασικά στρώματα της ενότητας Κρήτης-Μάνης (KRAHL et al. 1983).
- δ. Αντιστοιχεί σε έναν ανεξάρτητο παλαιογεωγραφικό χώρο (αύλακα), που αναπτύσσεται μεταξύ εκείνων της Τρίπολης και της Ιονίου (JACOBSHAGEN, 1977, JACOBSHAGEN et al., 1978, SEIDEL et al., 1982, ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, 1980).
- ε. Αποτελεί τμήμα της πιο εσωτερικά ευρισκόμενης 'κυανοσχιστολιθικής ζώνης των Κυκλάδων', το οποίο μετανάστευσε μέσα από πολυφασική τεκτονική προς τα έξω και πιο κοντά στο τόξο, κατά τη διάρκεια της κύριας ορογενετικής φάσης των Ελληνίδων (Α. Ηώκαινο - Ολιγόκαινο) (PAPANIKOLAOU, 1984, 1986a, 1987 και PAPANIKOLAOU-SKARPELIS, 1987/88).
- στ. Αποτελεί το κλαστικό υπόβαθρο των μαρμάρων Κρήτης-Μάνης (PSONIS, 1981, MANUTSOGLU, 1990, KOWALCZYK-DITTMAR, 1990).

1.2.1.α.3. Ενότητα Τρίπολης.

Η ενότητα της Τρίπολης, όπως είναι γνωστό, εμφανίζεται πάντοτε σε τεκτονικά παράθυρα κάτω από την ενότητα της Πίνδου στις περιοχές του εξωτερικού νησιωτικού τόξου (Πελοπόννησος, Κύθηρα, Κρήτη και Ρόδος).

Η πλειοψηφία των συγγραφέων δέχεται ότι στην Πελοπόννησο οι ασβεστόλιθοι της Τρίπολης καλύπτουν επικλυσίγενώς τα υποκείμενα μεταμορφωμένα πετρώματα (PHILIPPSON, 1892, BLUMENTHAL, 1933, RENZ, 1955, ΜΑΡΙΝΟΣ-REICHEL, 1958, DERCOURT, 1964, PARASKEVOPOULOS, 1964, ΤΑΤΑΡΗΣ-ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗΣ, 1967β, ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ, 1974, RICHTER, 1975).

Αντίθετα, οι DERCOURT - DE WEVER - FLEURY (1976) δέχονται στη βόρεια Πελοπόννησο μια ζώνη αποκόλλησης μεταξύ των ανθρακικών ιζημάτων της Τρίπολης και του μεταμορφωμένου υποβάθρου.

Ο ΛΕΚΚΑΣ (1978α) στην κεντρική Πελοπόννησο παρατηρεί, ότι η επαφή μεταξύ της 'ζώνης Τριπόλεως' και των υποκείμενων 'Φυλλιτών-Χαλαζιτών' είναι τεκτονική και ως εκ τούτου τα ιζήματα της Τρίπολης έχουν επωθηθεί πάνω στα μεταμορφωμένα πετρώματα.

Ο THIEBAULT (1981b, 1982), δέχεται ότι η τεκτονική τοποθέτηση των ιζημάτων της Τρίπολης επί του μεταμορφωμένου υποβάθρου, οφείλεται στην υποεπώθηση της Ιονίου ζώνης κάτω από τη ζώνη Γαββρόβου-Τρίπολης, της οποίας η έναρξη τοποθετείται στο όριο Ακουιτανίου-Βουρδιαγαίου.

Ο BASSIAS (1984), αναφέρει ότι στην κεντρική-ανατολική Πελοπόννησο τα ανθρακικά ιζήματα της Τρίπολης είναι τεκτονικά τοποθετημένα πάνω στα υποκείμενα μεταμορφωμένα πετρώματα, είτε με τους κατώτερους ορίζοντες της σειράς (τριαδικούς - κάτω ιουρασικούς) είτε με τους ανώτερους (κρητιδικούς-τριτογενείς).

Αν εξαιρέσει κανείς τα κλαστικά ιζήματα της βάσης ('στρώματα Τυρού') και της οροφής (φλύσχης), το υπόλοιπο μέρος της στρωματογραφικής της στήλης καταλαμβάνεται από ανθρακικά ιζήματα με χαρακτηριστές αβαθούς πλατφόρμας.

Η ονομασία της οφείλεται στον PHILIPPSON (1892, 1898) ο οποίος τους ονομάζει ασβεστόλιθους και δολομίτες της 'Tripolitzakalk'. Είναι ο πρώτος που συσχετίζει την ανθρακική αυτή σειρά με εκείνες του Γαββρόβου, της Κλόκοβας και της Βαράσοβας. Την υπόθεση της ομοιότητας των δύο αυτών σειρών, ώστε να αποτελούν ενιαίο χώρο ιζηματογένεσης, θεμελίωσε αργότερα ο DER COURT (1964), που χρησιμοποίησε τον όρο 'ζώνη Γαββρόβου-Τρίπολης' βασιζόμενος σε μελέτες προηγούμενων ερευνητών (RENZ, 1940, 1955 & AUBOUIN, 1957, 1959).

Αντίθετα ο ΚΙΣΚΥΡΑΣ (1964), ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ (1971α) και ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ (1975) δέχονται διαφορετικούς χώρους ιζηματογένεσης για τις δύο ενότητες.

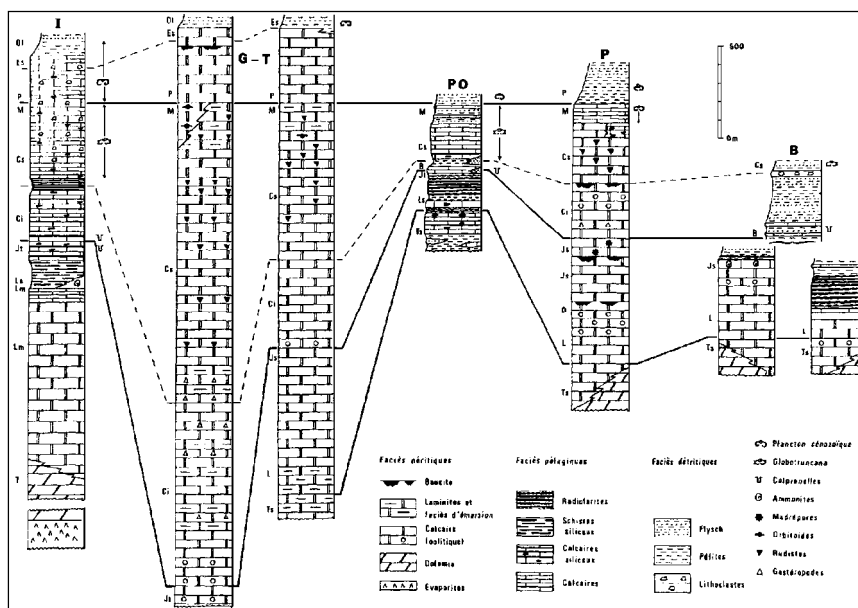
Ο FLEURY (1980) θεωρεί την ύπαρξη μιας ενιαίας πλατφόρμας για το Γάβροβο και την Τρίπολη, ωστόσο έχει προβεί στη διατύπωση μερικών σημαντικών διαφορών ανάμεσα τους και τις χωρίζει σε υποζώνη Γαββρόβου και υποζώνη Τρίπολης (βλ. εικ. 1.5).

Συνολικά, η στρωματογραφική στήλη έχει ως εξής:

– *'Στρώματα Τυρού' στη βάση, ηλικίας Α. Παλαιοζωικό-Μ. Τριαδικό.*

Ο ΚΤΕΝΑΣ (1924), παρατηρεί στον Τυρό Αρκαδίας 'ιδιόμορφα στρώματα ως προς τη λιθολογική τους σύσταση που δεν ανήκουν στο Κρυσταλλοσχιστώδες' και τα ονομάζει 'στρώματα Τυρού'. Πρόκειται για μία ηφαιστειοϊζηματογενή ακολουθία που περιλαμβάνει κλαστικά, ανθρακικά και ηφαιστειακά πετρώματα.

Η ηλικία του συμπλέγματος είναι Λιθανθρακοφόρο-Πέρμιο έως το Μέσο Τριαδικό (ΚΤΕΝΑΣ, 1924, ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ, 1951, 1964, ΜΑΡΙΝΟΣ-REICHEL, 1958, ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, 1971α, LYS-THIEBAULT, 1971, THIEBAULT-KOZUR, 1979).



Εικόνα 1.5: Στρωματογραφικές στήλες ορισμένων ενότητων των εξωτερικών Ελληνίδων (FLEURY, 1980).

Figure 1.5: Stratigraphic columns for selected units of the external Hellenides (after FLEURY, 1980).

Με βάση την ηλικία και τη λιθολογία (ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ, 1982), τα 'στρώματα Τυρού' διακρίνονται σε μια κλαστική νεοπαλαιοζωϊκή σειρά (αργιλικοί σχιστόλιθοι-φυλλίτες, ψαμμίτες, κροκαλοπαγή, γραφιτικοί σχιστόλιθοι και ενδιαστρώσεις ανθρακικών πετρωμάτων) και μία ηφαιστειο-ιζηματογενή τριαδική σειρά (λάβες, πυροκλαστικά και τοφφίτες).

Συνήθως η επαφή μεταξύ των 'στρωμάτων Τυρού' και της βάσης της ανθρακικής σειράς της Τρίπολης είναι τεκτονική. Ωστόσο σε διάφορες θέσεις της Πελοποννήσου περιγράφεται κανονική μετάβαση ανάμεσα στους δύο σχηματισμούς.

Έτσι οι ΤΑΤΑΡΗΣ-ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗΣ (1967β) παρατηρούν σε περιοχή βόρεια του Τυρού (Ζαρίτσι), συμφωνία μεταξύ των υποκείμενων 'στρωμάτων Τυρού' και των υπερκείμενων ανθρακικών ιζημάτων της Τρίπολης και θεωρούν ότι τα δεύτερα επίκεινται επικλυσιγενώς των πρώτων.

Οι ΛΕΚΚΑΣ-ΠΑΡΑΝΙΚΟΛΑΟΥ (1978) δέχονται βαθμιαία μετάβαση μεταξύ των 'στρωμάτων Τυρού' και της ανθρακικής ακολουθίας της Τρίπολης, ενώ η αναμφισβήτητη τεκτονική επαφή που παρατηρείται σε πολλές θέσεις μεταξύ των ασβεστόλιθων και του μεταμορφωμένου υποβάθρου, αποδίδεται σε μεταγενέστερες οριζόντιες μετατοπίσεις (ΛΕΚΚΑΣ, 1978α, ΛΕΚΚΑΣ κ.α., 1991).

Οι THIEBAULT-ZANINETTI (1974) και THIEBAULT-KOZUR (1979) περιγράφουν στις περιοχές Βουτιανών και Μοναστηρίου Σωτήρος αντίστοιχα, μεταβατικά στρώματα μεταξύ των δύο σχηματισμών ηλικίας Άνω Τριαδικού.

Τα 'στρώματα Τυρού' υπέρκεινται τεκτονικά της ενότητας 'Φυλλιών-Χαλαζιών' (ενότητα Άρνας) ή των μαρμαρυγιακών σχιστολίθων που αποτελούν τον μεταμορφωμένο φλύσχη της σειράς των Plattenkalk (ενότητα Μάνης).

– *Ανθρακικά ιζήματα, από το Μ. Τριαδικό-Α. Ηώκαινο.*

Οι πρώτες στρωματογραφικές διερευνήσεις της ενότητας Τρίπολης ξεκινούν το 1833, εποχή που οι BOBLAEYE-VIRLET προσδιορίζουν ασβεστόλιθους του Κρητιδικού και του Ηώκαινου στην περιοχή του όρους Μαίναλο.

Ο RENZ (1909, 1910, 1913), ανακαλύπτει ορίζοντες του Τριαδικού κοντά στην Αράχωβα και του Ιουρασικού στο Αρτεμίσιο και στο Χελμό, ενώ ο ΚΤΕΝΑΣ (1924) νότια της πεδιάδας του Φενεού προσδιορίζει ορίζοντες του Τριαδικού.

Αργότερα ο BLUMENTHAL (1933) εξετάζει τη στρωματογραφία των ηωκαινικών οριζόντων στο παράθυρο του Αρτεμισίου.

Στη συνέχεια, η σειρά της Τρίπολης γίνεται αντικείμενο συστηματικών μελετών σε διάφορες περιοχές της Πελοποννήσου. Μπορούμε να αναφέρουμε ερευνητές όπως οι DERCOURT (1964) στη βόρεια Πελοπόννησο, ΤΑΤΑΡΗ-ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗ (1967β) στην Α. Πελοπόννησο, ΦΥΤΡΟΛΑΚΗ (1971α) στη ΝΔ. Πελοπόννησο, DE WEVER (1975) στην περιοχή Φενεού, με εργασίες περισσότερο συνθετικές για την ενότητα της Τρίπολης ΤΣΑΪΛΑ-ΜΟΝΟΠΩΛΗ (1977) και FLEURY (1980), ΛΕΚΚΑ (1978α) στην κεντρική Πελοπόννησο, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗ (1981) στην περιοχή Βυτίνας, THIEBAULT (1982) στη Ν. Πελοπόννησο, και ΓΕΩΡΓΟΥΛΗ (1984) και BASSIAS (1984) στην περιοχή του Πάρωνα.

Οι ανθρακικοί σχηματισμοί (ασβεστόλιθοι και δολομίτες) δημιουργούν μία λιθολογική μονοτονία στην στρωματογραφική κολόνα της ενότητας, που καθιστά τη χαρτογράφηση τους πολύ δύσκολη, αφού το μόνο που μεταβάλλεται είναι τα βιοχαρακτηριστικά τους ανάλογα με την ηλικία απόθεσης, δηλαδή: φύκια και *Megalodon* στο Τριαδικό, κοράλλια και *Clypeines* στο Ιουρασικό, νερινέες και Ρουδιστές στο Κρητιδικό και νομουλίτες στο Ηώκαινο.

Πολλοί συγγραφείς αναφέρουν την παρουσία βωξιτοφόρων οριζόντων εντός των ηωκαινικών ασβεστόλιθων: ο ΚΙΣΚΥΡΑΣ (1958) και ο DERCOURT (1964) στην περιοχή της Πύλου, ο ΤΑΤΑΡΗΣ (1964) στα όρη Παρθένιο και Αρτεμίσιο, ο ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ (1978, 1981) στην περιοχή της Βυτίνας, ο BASSIAS (1984) στην περιοχή του όρους Παρθένι. Οι BERNIER-FLEURY (1980) αναφέρουν ότι η συνεχής ανάδυση κατά τη διάρκεια του Μ. Ηωκαίνου, είχε γενικευμένο χαρακτήρα

και εκδηλώνεται σε όλη την έκταση της πλατφόρμας με τη δημιουργία βωξιτών. Η Α. ZAMBETAKIS-LEKKAS (1988) αναφέρει επίσης φαινόμενα ανάδυσσης στο Άνω Κρητιδικό στη περιοχή του Μαινάλου.

– *Φλυσχική ιζηματογένεση από το Α. Ηώκαινο-Α. Ολιγόκαινο.*

Η βάση του φλύσχη της Τρίπολης, από στρωματογραφικής άποψης, τοποθετείται στο Άν. Λουτήσιο-Ανώτατο Ηώκαινο, ενώ το ανώτερο στρωματογραφικό όριο του φλύσχη προσδιορίζεται στο Κατ. - Μέσο Ολιγόκαινο έως και Άν. Ολιγόκαινο-Κατ. Μειόκαινο σε διάφορες περιοχές της Πελοποννήσου από διαφορετικούς ερευνητές (DERCOURT, 1964, ΤΑΤΑΡΗΣ-ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗΣ, 1967β, FLEURY-TSOFLIAS, 1972, THIEBAULT, 1973, RICHTER, 1974, DERCOURT et al., 1976, IZART, 1976, DE WEVER, 1976, ΛΕΚΚΑΣ, 1978α, FLEURY, 1980, ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, 1980, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, 1981, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1984).

Το πέρασμα από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση, για την ενότητα Τρίπολης, γίνεται με διάφορους τρόπους:

- Ορισμένοι ερευνητές δέχονται μια βαθμιαία μετάβαση με μια σειρά χαρακτηριστικών μαργαϊκών μεταβατικών στρωμάτων (DERCOURT, 1964, DERCOURT-FLEURY, 1977, FLEURY, 1980, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, 1981, THIEBAULT, 1982, BASSIAS, 1984).
- Άλλοι ερευνητές παρατηρούν ότι ο φλύσχη της ενότητας Τρίπολης, είτε βρίσκεται σε φαινομενική τεκτονική επαφή με τους ασβεστόλιθους της ίδιας ενότητας, είτε επίκειται ασύμφωνα αυτών, δεχόμενοι την εκδήλωση ενός προφλυσχικού τεκτονισμού μεταξύ Α. Κρητιδικού και Α. Ηώκαινου. Συνέπεια του τεκτονισμού αυτού είναι η ανάδυση ορισμένων τμημάτων της πλατφόρμας κατά περιοχές και η δημιουργία παλαιοαναγλύφου (RICHTER-MARIOΛΑΚΟΣ, 1973a, 1973b, 1974, 1979 και ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, 1975).
- Την ίδια άποψη έχουν και οι ΛΕΚΚΑΣ (1978α) και ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ (1984), με αποτέλεσμα ο φλύσχη σε ορισμένες θέσεις να καλύπτει ασύμφωνα το ανθρακικό υπόβαθρο. Ο ΛΕΚΚΑΣ S. (1978b) υποστηρίζει ότι πολλές επαφές ασβεστόλιθων-φλύσχη είναι οριζόντιες τεκτονικές επαφές και οφείλονται σε λεπιώσεις.

Το πάχος του φλύσχη κυμαίνεται κατά περιοχές και στην κεντρική Πελοπόννησο εμφανίζεται μικρότερο απ' ότι στη δυτική. Κατά τον ΜΑΡΙΟΛΑΚΟ (1975) ο φλύσχη διακρίνεται σε:

- φάση Τριπόλεως, με πάχος 300-500 μέτρα και

- φάση Ιονίου (Δ. Πελοπόννησος), με πάχος κατά θέσεις 2000 μέτρα.

Το μικρό πάχος του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης στην κεντρική Πελοπόννησο, παρατηρεί και ο Σ. ΛΕΚΚΑΣ (1978α) στην περιοχή νοτιοανατολικά της Τρίπολης, όπου κυμαίνεται από 0-200 μέτρα και αποδίδεται σε τεκτονικά αίτια.

Σύμφωνα με ορισμένους ερευνητές, μεταξύ των ενοτήτων Τρίπολης και Πίνδου απαντάται μία ιδιάζουσα μορφή φλύσχη, η οποία εκτός της αργιλοψαμμιτικής σειράς περιλαμβάνει τεμάχη ποικίλης φύσεως, σχήματος και μεγέθους (FLEURY, 1976-‘Ενότητα Μέγδοβα’, DE WEVER, 1976- ‘Σχηματισμός των μπλόκ’ ΛΕΚΚΑΣ, 1978-‘Ενότητα Παλαιοχώρας’, ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, 1980, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, 1981, ΒΑΣΣΙΑΣ, 1984). Πρόκειται για ασβεστολιθικά τεμάχη διαφορετικής ηλικίας και φάσεως, τόσο της ενότητας Τρίπολης όσο και της Πίνδου, τεμάχη ηφαιστειακών πετρωμάτων (ανδεσιτικές λάβες, βασάλτες, πυροκλαστίτες και ηφαιστειακά λατυποπαγή, κλπ.) και τέλος τεμάχη από πολυγενικά ασβεστολιθικά λατυποπαγή. Το σύνολο αυτό είναι τεκτονικά σφηνωμένο μεταξύ Τρίπολης και Πίνδου (DE WEVER 1976). Ο ιδιόρρυθμος αυτός σχηματισμός που συναντάται στους ανώτερους στρωματογραφικά ορίζοντες του φλύσχη, είναι ένα είδος μίγματος, που έχει καθιερωθεί διεθνώς με τον όρο ‘άγριος φλύσχης’.

Όπως είναι γνωστό, η νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση είναι το χαρακτηριστικό της στρωματογραφικής κολόνας της ενότητας Τρίπολης από το Τριαδικό έως το Ηώκαινο. Οι παχυστρωματώδεις έως και άστρωτοι σχηματισμοί αυτοί είναι ιδιαίτερα δύσκαμπτοι. Στη δυσκαμψία αυτή οφείλεται η δημιουργία πτυχών (διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ) με μεγάλη ακτίνα καμπυλότητας, καθώς και η δημιουργία των μεγάλων μετά-ολιγοκαινικών ρηγμάτων, με μεγάλα κατακόρυφα άλματα (DERCOURT, 1964).

Οι Σ. ΛΕΚΚΑΣ (1978α) και ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ (1981), αναφέρουν ότι οι ασβεστόλιθοι της Τρίπολης στην περιοχή της κεντρικής Πελοποννήσου παρουσιάζονται σε μερικές θέσεις πτυχωμένοι και μάλιστα με πτυχές μεγάλης ακτίνας καμπυλότητας μακροσκοπικής έως μεσοσκοπικής κλίμακας, ενώ ο φλύσχης, λόγω της πλαστικότητας, του είναι εντονότερα πτυχωμένος μεσοσκοπικής και μικροσκοπικής κλίμακας.

Φαινόμενα επιπτεύσεων και λεπιώσεων, μέσα στην ενότητα της Τρίπολης, αναφέρονται στην Πελοπόννησο από πολλούς ερευνητές (DERCOURT-FLEURY-TSOFLIAS, 1973, ΛΕΚΚΑΣ, 1978α-b, LEKKAS-PAPANIKOLAOU, 1978, FLEURY, 1980, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, 1981, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1984). Οι ΛΕΚΚΑΣ κ.α. (1991) αναφέρουν επίσης φαινόμενα λεπίωσης στους κατώτερους στρωματογραφικά

ορίζοντες της Τρίπολης, με την παρουσία κλαστικών ιζημάτων του 'Τυρού' και δολομιτών.

1.2.1.α.4. Ενότητα Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο.

Η λιθοστρωματογραφική διάρθρωση της ενότητας αυτής μοιάζει αρκετά με εκείνη της ενότητας Μαγγασά της Κρήτης (Α. ZAMBETAKIS-LEKKAS, 1977a). Οι διάφοροι στρωματογραφικοί της ορίζοντες διαφέρουν κατά θέσεις (άλλοτε είναι περισσότερο νηριτικοί και άλλοτε περισσότερο πελαγικοί), αφού η ενότητα αυτή χαρακτηρίζεται από πολλές πλευρικές μεταβάσεις.

Τα κατώτερα ιζήματα της αποτελούνται από πράσινους και ερυθρούς ραδιολαρίτες σημαντικού πάχους, που εξελίσσονται προς τα επάνω σε εναλλαγές δολομιτών και κερατολίθων (περιοχές Αγριδακίου και Γύρου στα όρια των νομών Αρκαδίας και Αργολίδας) (LEKKAS & ZAMBETAKIS-LEKKAS, 1980, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, 1981).

Στους ανώτερους ορίζοντες, οι κερατολιθικές ενδιαστρώσεις σπανίζουν ενώ κυριαρχούν τα ασβεστολιθικά λατυποπαγή. Ο σχηματισμός αυτός εξελίσσεται σε μικρολατυποπαγείς τουρβιδιτικούς ασβεστολιθικούς ορίζοντες με σημαντική ανάπτυξη. Η ηλικία τους είναι ανωκρητιδική-ηωκαινική, ενώ η πανίδα που περικλείουν είναι νηριτική στις λατύπες και πελαγική στο συνδετικό υλικό (περιοχές Γύρου, Νεστάνης, Λουκά, Κεφαλόβρυσου, Ριζών, Βερβένων, Παρθενίου-ΛΕΚΚΑΣ, 1978α, LEKKAS & ZAMBETAKIS-LEKKAS, 1980, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1984, BASSIAS-LEKKAS, 1989).

Σύμφωνα πάντα με τους ίδιους ερευνητές, η ενότητα αυτή αναπτύσσεται σε περιορισμένη έκταση και βρίσκεται πάντοτε τεκτονικά σφηνωμένα κάτω από το Πινδικό κάλυμμα. Η λιθοστρωματογραφική της διάρθρωση, η έναρξη της φλυσχικής ιζηματογένεσης (Ηώκαινο) και η τεκτονική της θέση, την καθιστούν μία ενότητα Μεταβατικών Ιζημάτων στον παλαιογεωγραφικό χώρο μεταξύ του υβώματος της Τρίπολης και της αύλακας της Πίνδου.

1.2.1.α.5. Ενότητα Πίνδου.

Η ενότητα Πίνδου αποτελεί ένα τεράστιο τεκτονικό κάλυμμα που εξαπλώνεται στην ηπειρωτική Ελλάδα, στην Πελοπόννησο, στην Κρήτη και τα Δωδεκάνησα (CAYEUX, 1903, NEGRIS, 1906a, b, c, KTENAS, 1908, PHILLIPSON, 1892, 1895a, b, c, BLUMENTHAL, 1933, RENZ, 1940, 1955, AUBOUIN, 1959, DERCOURT, 1964).

Συνίσταται από μία συνεχή ιζηματογενή σειρά μεσοζωϊκής-τριτογενούς ηλικίας.

Σε αντίθεση με την ενότητα της Τρίπολης, η συνολική στρωματογραφική στήλη της Πίνδου χαρακτηρίζεται από τις συχνές κατακόρυφες μεταβολές των λιθολογικών

φάσεων. Στην ενότητα της Πίνδου έχουμε πελαγική ιζηματογένεση, είτε πυριτική όταν έχουμε κερατόλιθους ή άλλους πυριτιολίθους, είτε ανθρακική όταν έχουμε τους πελαγικούς ασβεστόλιθους, σε όλη τη διάρκεια της βιοχημικής ιζηματογένεσης από το Τριαδικό μέχρι το Ανώτερο Κρητιδικό.

Ο PHILIPPSON (1895a, b, c), στον οποίο οφείλεται η ονομασία ‘ζώνη Πίνδου’, διακρίνει πρώτος τις βασικές λιθολογικές μονάδες της Πίνδου στο υπόμνημα του χάρτη Θεσσαλίας-Ηπείρου (1897) κλίμακας 1:300.000.

Ο RENZ (1904, 1940, 1955), παρουσιάζει μία υποδιαίρεση της ‘ζώνης Ωλονού-Πίνδου’ όπως την αποκαλεί, προσδιορίζοντας την ηλικία της ακολουθίας των στρωμάτων με βάση τρεις βασικούς απολιθωματοφόρους ορίζοντες. Την διάκριση αυτή επιβεβαίωσαν στην ηπειρωτική Ελλάδα και στην Πελοπόννησο οι NEGRIS (1906a, b, c, 1908a, b, c), BLUMENTHAL (1933), BRUNN (1956), AUBOUIN (1955, 1957, 1959), CELET (1962), DER COURT (1964).

Ο AUBOUIN (1959), διέκρινε την Πίνδο στους εξής σχηματισμούς:

- Ασβεστόλιθοι με ιάσπεις και μάργες με Halobies του Α. Τριαδικού,
- Ραδιολαρίτες (βάση Ιουρασικού-Ωτερίβιο),
- Κόκκινες μάργες με ακτινόζωα και ‘πρώτος φλύσχης’ (Βαρρέμιο-Κενομάνιο),
- Πλακώδεις ασβεστόλιθοι και μικρολατυτοπαγείς ασβεστόλιθοι (Τουρώνιο-Μαιστρίχτιο),
- Μεταβατικά στρώματα προς το φλύσχη (Μαιστρίχτιο),
- Φλύσχης της ενότητας Πίνδου (Παλαιόκαινο-Ηώκαινο).

Ένα πλήθος Ελλήνων και ξένων επιστημόνων μελέτησαν συστηματικά την ενότητα Πίνδου στην Πελοπόννησο (DER COURT, 1964, ΤΣΟΦΛΙΑΣ, 1970, ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, 1971α, 1972β, MEILLIEZ, 1971, FLAMENT, 1973, ΛΑΛΕΧΟΣ, 1974, ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, 1980), έως ότου ο FLEURY (1980) προβεί στην παρουσίαση μιας πλήρους και λεπτομερούς στρωματογραφικής κολόνας του συνόλου των ιζημάτων του καλύμματος, βασιζόμενος στη στήλη του AUBOUIN (1959), την οποία τροποποίησε και εμπλούτισε με νεότερα δεδομένα (λιθολογικά και στρωματογραφικά), προερχόμενα τόσο από παλαιότερους ερευνητές όσο και από δικές του προσωπικές κυρίως μελέτες.

Η λιθοστρωματογραφική διάρθρωση της ενότητας Πίνδου (PO) από τη βάση προς την οροφή, όπως περιγράφηκε από τον FLEURY (1980) είναι η ακόλουθη (βλ. εικ. 1.5).

- *Κλαστικός Τριαδικός Σχηματισμός.*

Αποτελείται από ψαμμιτοπηλιτικές εναλλαγές με φακούς και ενδιαστρώσεις ασβεστολίθων, *filaments* από *halobiidae* και κωνόδοντα. Το μικρότερο πάχος είναι 60 μ., ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να ξεπεράσει και τα 600 μ. Ηλικία: Κάρνιο.

– *Ασβεστόλιθοι του Δρυμού.*

Αποτελούνται από λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθους με κονδύλους και ενδιαστρώσεις κερατολίθων και πυριτιολίθων (*silex*), συνολικού πάχους 200 μ. περίπου. Ηλικία: Ανώτερο Τριαδικό-Ανώτερο Λιάσιο.

Διακρίνονται:

- α. Ασβεστόλιθοι του Κατώτερου Δρυμού. Πρόκειται για μικριτικούς ασβεστόλιθους με πυριτικές και πρασινο-πηλιτικές ενδιαστρώσεις, καθώς επίσης και *filaments* από *Halobiidae* και κωνόδοντα. Ηλικία Κάρνιο-Νόριο.
- β. Ερυθροί ορίζοντες από ίασπη. Πρόκειται για στρώματα αρκετά πλούσια σε πηλίτες. Ηλικία: Ραίτιο-βάση Λιασίου (;).
- γ. Ασβεστόλιθοι του Ανώτερου Δρυμού. Πρόκειται για μικριτικούς ασβεστόλιθους και ενίοτε κοκκώδεις ασβεστόλιθους με πυριτικούς κονδύλους χωρίς *filaments*. Ηλικία: Λιάσιο.

– *Ραδιολαρίτες με την ευρεία έννοια (s.l).*

Ο σχηματισμός αυτός έχει πάχος 150-200 μ. και διαχωρίζεται στα ακόλουθα μέλη:

- α. Πηλίτες Καστελλίου. Πρόκειται για κόκκινους και πράσινους πηλίτες με ενδιαστρώσεις κοκκωδών και ωολιθικών ασβεστόλιθων. Ηλικία: Κατ. Δογγέριο.
- β. Ραδιολαρίτες με τη στενή έννοια (s.s). Αποτελούνται από ίασπη με ακτινόζωα, *Trocholines*, *Protopemeroptis striata*, ερυθρού και πράσινου χρώματος. Περικλείουν ενίοτε ενδιαστρώσεις μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων λίγο ή καθόλου πυριτωμένων και μερικές φορές δολομίτες. Ηλικία: Δογγέριο-Μάλμιο.
- γ. Ασβεστόλιθοι με *Calpionelles*. Ερυθροί και γκριζόλευκοι λεπτοπλακώδεις μικριτικοί αλλά και μικρολατυποπαγείς ασβεστόλιθοι με εναλλαγές κερατολίθων και πηλιτών και πυριτικές ενδιαστρώσεις πάχους 10-50 μ. Ηλικία: Ανώτερο Τιθώνιο-Ανώτερο Βερριάσιο.
- δ. Ερυθρές μάργες με ακτινόζωα. Πρόκειται για ένα σύνολο από κόκκινους πηλίτες και ορίζοντες μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων και κερατολίθων με ακτινόζωα. Ηλικία: Βαλανζίνιο-Κονιάσιο.

– *Πλακώδεις ασβεστόλιθοι.*

Πρόκειται για λευκούς, ροζ, κίτρινους, μπεζ, γκριζούς πελαγικούς ασβεστόλιθους, πλούσιους σε *Globotruncanes*, πάχους 200-250 μ. Στα περιθώρια τους υπάρχουν λατυποπαγείς οριζόντες των οποίων οι λατύπες είναι νηριτικής προέλευσης. Συνοδεύονται από πυριτικά στρώματα ή κονδύλους. Ηλικία: Άνω Κρητιδικό (Κονιάσιο-Μαιστρίχτιο).

– *Μεταβατικά στρώματα προς το φλύσχη.*

Αποτελούνται από εναλλαγές πηλιτικών οριζόντων, πελαγικών ασβεστόλιθων, λατυποπαγών ασβεστόλιθων και πυριτιόλιθων. Έχουν πάχος κυμαινόμενο από 0-100 μ. Με βάση τα απολιθώματα *Globotruncana* και *Globigerina*, η ηλικία τους προσδιορίζεται στο Av. Μαιστρίχτιο.

– *Φλύσχης.*

Αποτελείται από εναλλαγές πηλιτών και ψαμμιτών σε κυκλοθέματα. Η έναρξη της φλυσχογένεσης τοποθετείται στο Παλαιόκαινο και συνεχίζεται μέχρι το Ανώτερο Ηώκαινο.

Σχετικά με την ηλικία της επώθησης της Πίνδου, όλοι οι συγγραφείς δέχονται ότι η ενότητα αυτή επωθείται πάνω στις πιο εξωτερικές ζώνες του Ελληνικού τόξου, κατά την περίοδο της κύριας ορογενετικής φάσης των Ελληνίδων.

Ο NEGRIS (1906a, b, c) χρονολογεί την επώθηση στο όριο Μέσου-Ανώτερου Λουθησίου.

Ο AUBOUIN (1959), διακρίνει δύο στάδια στην διαδικασία της επώθησης:

- i. Στο πρώτο (φάση συμπίεσης), που αντιστοιχεί στο Av. Ηώκαινο, η Πίνδος συμπιέζεται μεταξύ των δύο 'ράχων με σιαλικό υπόβαθρο', του Γαββρόβου (- Τρίπολης) και της Πελαγονικής και εξαιτίας αυτής της συμπίεσης αποκολλάται από το υπόβαθρο της, λεπιώνεται και αρχίζει να προελαύνει προς τα δυτικά.
- ii. Στο δεύτερο (φάση ολίσθησης), που αντιστοιχεί στο Ολιγόκαινο, τα φαινόμενα πτύχωσης και λεπίωσης συνεχίζονται ενώ το κάλυμμα ολισθαίνει προς την αύλακα της Ιονίου.

Ο DERCOURT (1964), παρατηρεί ότι η Πίνδος στη βόρεια Πελοπόννησο είναι επωθημένη πάνω στο φλύσχη Γαββρόβου-Τρίπολης, Πριαμπονίου ηλικίας και συμπεραίνει ότι η επώθηση του καλύμματος στην περιοχή αυτή είναι σύγχρονη με εκείνη στην Ηπειρωτική Ελλάδα, για την οποία ο AUBOUIN (1959) δέχεται ότι έλαβε χώρα στο Av. Ηώκαινο-Ολιγόκαινο. Ο ίδιος σημειώνει την επίδραση της αναθόλωσης του υποβάθρου στην ολίσθηση του καλύμματος σε μία μεταγενέστερη τεκτονική φάση, η οποία ακολουθεί την επώθηση των ιζημάτων της Πίνδου επί των ιζημάτων της Τρίπολης.

Την επίδραση αυτή δέχονται επίσης οι ΤΣΟΦΛΙΑΣ (1970), ΛΑΛΕΧΟΣ (1974) και ΛΕΚΚΑΣ (1978α).

Ο ΛΕΚΚΑΣ (1978α), δέχεται ότι η επώθηση του καλύμματος έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης των ανώτερων οριζόντων του φλύσχη της Τρίπολης (ενότητα Παλαιοχώρας) και επομένως υποθαλασσίως. Έτσι δικαιολογείται το μικρό πάχος του φλύσχη στα ανατολικά τμήματα της ενότητας Τρίπολης, σε σύγκριση με τα δυτικά που είναι πολύ μεγάλο.

Ο FLEURY (1980), δέχεται ότι το στάδιο της κυρίας τεκτογένεσης της Πίνδου συμπίπτει με το τέλος του Αν. Ηωκαίνου, ενώ η επώθηση ολοκληρώνεται με την τοποθέτηση του καλύμματος πάνω στο φλύσχη των πιο εξωτερικών ζωνών κατά τη διάρκεια του Κατ. Ακουιτανίου ή λίγο αργότερα.

Ο ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ (1981), διακρίνει δύο πτυχογόνες φάσεις στην κεντρική Πελοπόννησο, συμπληρώνοντας ότι η προώθηση του καλύμματος με τα παρασυρόμενα τεμάχη πάνω στο φλύσχη της υποζώνης Τρίπολης, γίνεται αλλού στη ξηρά και αλλού υποθαλάσσια.

Ο THIEBAULT (1982), αναφέρει ότι το κάλυμμα της Πίνδου τοποθετείται πάνω στην 'υποζώνη της Τρίπολης' σε πρώτη φάση, κατά τη διάρκεια του Αν. Ηωκαίνου και Κατ. Ολιγοκαίνου. Στη συνέχεια, η προώθηση του καλύμματος σταματά για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα, που αντιστοιχεί στο Αν. Ολιγόκαινο-Ακουιτάνιο. Σε μία δεύτερη φάση το κάλυμμα τοποθετείται πάνω στο εξωτερικό τμήμα της 'υποζώνης Τρίπολης' και στην 'υποζώνη Γαβρόβου'. Η φάση αυτή που συμπίπτει με την ολοκλήρωση της επώθησης της Πίνδου, λαμβάνει χώρα μετά το Ακουιτάνιο (THIEBAULT, 1982, PAPANIKOLAOU, 1986a).

Ο PHILIPPSON (1895-1897), αναγνωρίζει τα βασικά τεκτονικά χαρακτηριστικά της δομής του καλύμματος (πτυχωσιγενή ιστό και λεπιώσεις). Τα τεκτονικά αυτά χαρακτηριστικά παρουσιάζονται αργότερα, τόσο στις τομές που κατασκεύασε ο BLUMENTHAL (1933) για τη βόρεια Πελοπόννησο, όσο και στο γεωλογικό χάρτη της Ελλάδας, κλίμακας 1:500.000, των RENZ-ΛΙΑΤΣΙΚΑ, καθώς επίσης και στους γεωλογικούς χάρτες, κλίμακας 1:200.000 Γάλλων ερευνητών (AUBOUIN, 1959, CELET, 1962, DERCOURT, 1964).

Στην Πελοπόννησο το σύνολο των ερευνητών αναφέρει ότι η τεκτονική δομή του καλύμματος χαρακτηρίζεται από έντονες πτυχώσεις και λεπιώσεις (ΤΣΟΦΛΙΑΣ, 1970, ΛΑΛΕΧΟΣ, 1974, ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, 1975, DE WEVER, 1975, ΛΕΚΚΑΣ, 1978α, ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, 1980, FLEURY, 1980, THIEBAULT, 1982, BASSIAS, 1984, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1984, κ.α.).

Ο DERCOURT (1964) στην Πελοπόννησο, διακρίνει το κάλυμμα της Πίνδου σε δύο τμήματα:

- στο σύστημα των λεπών που αναπτύσσεται στη δυτική Πελοπόννησο και περιλαμβάνει όλους τους σχηματισμούς από το Α. Τριαδικό μέχρι το Ηώκαινο και
- στο Αρκαδικό κάλυμμα (Αρκαδική Τράπεζα) που αναπτύσσεται στην ανατολική Πελοπόννησο και περιλαμβάνει μόνο τους ανώτερους σχηματισμούς της Πίνδου (πηλίτες, ραδιολαρίτες, πλακώδεις ασβεστόλιθους, μεταβατικά προς το φλύσχη στρώματα και φλύσχη).

Σύμφωνα με τους LEKKAS et GEORGOULIS (1985), πολλά τμήματα του αρκαδικού καλύμματος παρουσιάζονται ανεστραμμένα και η τεκτονική τους δομή είναι ίδια με αυτή των λεπών της βορειοδυτικής Πελοποννήσου. Διαφέρουν μόνο σε ότι αφορά την κλίση των τεκτονικών επιφανειών, που είναι ηπιότερη στα ιζήματα του Αρκαδικού καλύμματος, σε αντίθεση με αυτή στη βορειοδυτική Πελοπόννησο, και ταυτίζεται συνήθως με τις κλίσεις της επιφάνειας επώθησης.

Σχετικά με την εσωτερική δομή της Πίνδου, αναμένεται ότι μία ακολουθία στρωμάτων με τόσες εναλλαγές και τέτοιο είδος λιθολογίας είναι εύκολο να πτυχωθεί αρκετά, γιατί έχει μεγάλη πλαστικότητα. Επί πλέον, οι εναλλαγές ασβεστόλιθων και κερατολίθων είναι εύκολο να δημιουργήσουν δυσαρμονικά τεκτονικά φαινόμενα. Έτσι, ανεξάρτητα από το ότι η ζώνη αποτελεί ένα τεράστιο κάλυμμα στο σύνολο της με μεγάλη μετακίνηση, η μάζα της χαρακτηρίζεται από πάρα πολλές πτυχές (κλειστές, ανεστραμμένες κλπ.) και εφιππεύσεις. Κύριος χαρακτήρας είναι η δομή κατά λέπη με μονοκλινικές ακολουθίες και περιοδικές επαναλήψεις.

Ο κυριότερος ορίζοντας αποκόλλησης, που δημιουργεί και το Αρκαδικό κάλυμμα της Πίνδου στην Πελοπόννησο, είναι αυτός της βάσης των ανωκρητιδικών ασβεστόλιθων, ενώ κατά θέσεις απαντούν τμήματα του 'πρώτου φλύσχη' ή και κατώτερα που αντιστοιχούν στον ορίζοντα των Ραδιολαριτών.

1.2.1.β. Μεταλπικοί σχηματισμοί.

Τα μεταλπικά ιζήματα της λεκάνης της Τρίπολης είναι ηπειρωτικής προέλευσης και παρουσιάζουν ομοιότητες με εκείνα της λεκάνης της Μεγαλόπολης (LUTTIG, 1976). Τα παλαιότερα ιζήματα είναι ανωπλειοκαινικής ηλικίας και τα νεότερα ολοκαινικής.

Σε μία σειρά γεωτρήσεων που διεξήχθησαν στη λεκάνη της Τρίπολης το 1974-1976 στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος της Δ.Ε.Η., με αντικείμενο την αξιολόγηση των διαφόρων λεκανών του Ελλαδικού χώρου, ως προς τις συνθήκες λιγνιτογένεσης-λιγνιτοφορίας, με τη συνεργασία Ελλήνων και Γερμανών ερευνητών

(LUTTIG, MELIDONIS, BROUSOULIS, κτλ), συναντήθηκαν ασβεστιτικές άμμοι και ιλύες λιμναίας έως ποταμοχειμάρριας προέλευσης, πιθανά πλειοκαινικής ηλικίας (LUTTIG, 1976). Ο αρχαιότερος ορίζοντας πάχους 3 μ. συναντήθηκε σε γεώτρηση κοντά στο Παρθένι και αποτελείται από ανωπλειοκαινικές άμμους και ιλύες. Ο ορίζοντας αυτός παρουσιάζει μεγάλη ομοιότητα με τον πλειοκαινικό σχηματισμό Τριλόφου της λεκάνης της Μεγαλόπολης και δεν απαντάται επιφανειακά σε καμία θέση.

Το Τεταρτογενές (Πλειστόκαινο) απαντάται ασύμφωνα στο Αλπικό υπόβαθρο βάσει των γεωτρητικών δεδομένων στη θέση Αγιωργίτικα. Πρόκειται για ερυθρές έως ερυθροκάστανες ιλυώδεις άμμους και αργιλοϊλύες. Τα πλειστοκαινικά ιζήματα αποτελούν το σύνολο σχεδόν των μεταλπικών ιζημάτων της λεκάνης της Τρίπολης. Για το λόγο αυτό περιγράφονται εκτενέστερα στο επόμενο Κεφάλαιο.

Το πάχος των ολοκαινικών σχηματισμών είναι συνήθως μικρό και κυμαίνεται από λίγα εκατοστά έως λίγα μέτρα. Οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούνται κυρίως από ερυθρές αργίλους, χάλικες, κροκάλες και άμμους και μπορούν να διακριθούν σε ελλουβιακούς και αλλουβιακούς.

1.2.2. ΓΕΩΦΥΣΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η περιοχή της κεντρικής Πελοποννήσου παρουσιάζει ζωνρό γεωλογικό και υδρογεωλογικό ενδιαφέρον, λόγω κυρίως της πολυπλοκότητας της λιθολογικής και τεκτονικής της δομής, της ανάπτυξης μεγάλων καταβοθρικών συστημάτων και πηγών. Πέραν της στρωματογραφικής-τεκτονικής θεώρησης της περιοχής αυτής από σημαντικό αριθμό γεωλόγων ερευνητών, έχουν διεξαχθεί σε μικρότερη κλίμακα και γεωφυσικές έρευνες με κύριο στόχο τη διερεύνηση των υπεδαφικών συνθηκών και απώτερο στόχο τον εντοπισμό δομών που ευνοούν ή μη την ανάπτυξη υδρογεωλογικών στόχων (εκτέλεση υδροληπτικών έργων εκμετάλλευσης).

Στην περιοχή της Μεγαλόπολης, ο ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ (1985) διεξήγαγε βαρυτικές, μαγνητικές και γεωηλεκτρικές μετρήσεις για να προσδιορίσει το αλπικό υπόβαθρο και τη τεκτονική δομή της λεκάνης κάτω από τους πλειστοκαινικούς σχηματισμούς.

Στην περιοχή της Ασέας Αρκαδίας, η C.G.G. το 1972 στα πλαίσια εκπόνησης σχετικής υδρογεωλογικής μελέτης, εκτέλεσε γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις και ανόρυξε ερευνητική γεώτρηση για τη βαθμονόμηση των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων και έδειξε ότι υπάρχει καλή συσχέτιση μεταξύ της λιθολογίας και των ειδικών αντιστάσεων που υπολογίστηκαν.

Η γεωφυσική-γεωηλεκτρική έρευνα που διεξήχθη στη λεκάνη της Άνω Μεσσηνίας (ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ κ.α., 1987), σκοπό είχε τη σκιαγράφηση της γεωμορφολογίας του αλπικού υπόβαθρου της νεοτεκτονικής λεκάνης και τη μορφοτεκτονική της ερμηνεία.

Στην περιοχή του οροπεδίου της Τρίπολης και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή εμφάνισης των καταβοθρών Σιμιάδων-Κάψα και Νεστάνης, διεξήχθησαν ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις με τη μέθοδο VLF, για τη διερεύνηση των μεγάλων καρστικών συστημάτων που αναπτύσσονται εκεί (MULLER & SCHOTTERER, 1986). Οι μετρήσεις ελήφθησαν κατά μήκος τομών με το μεγαλύτερο δυνατό μήκος σε τρεις ή τέσσερις διαφορετικές διευθύνσεις, N-S, E-W και N 140° και N 20°. Τα αποτελέσματα των γεωφυσικών εργασιών, όπως διατυπώνονται από τους ερευνητές, μπορούν να συνοψιστούν στα παρακάτω:

- Στην περιοχή των καταβοθρών Κάψα και Σιμιάδων το φαινόμενο της καρστικοποίησης είναι έντονο (υψηλή ανισοτροπία), σε δύο κυρίως διευθύνσεις N-S και E-W. Το βάθος διασκόπησης που επιτεύχθηκε ήταν μεγάλο (~360 μ.), λόγω της υψηλής φαινόμενης ειδικής αντίστασης των πετρωμάτων της περιοχής.

- Στην περιοχή της καταβόθρας της Νεσάνης η καρστικοποίηση είναι ιδιαίτερα ανεπτυγμένη κατά τη διεύθυνση E-W.

Στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος της Δ.Ε.Η. (1974-1976), με αντικείμενο την αξιολόγηση των διαφόρων λεκανών του Ελλαδικού χώρου, ως προς τις συνθήκες λιγνιτογένεσης-λιγνιτοφορίας, διεξήχθησαν γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις από την TEGTMEYER GEOPHYSIK G.m.b.H. (1975) στο οροπέδιο της Τρίπολης. Στόχος της μελέτης αυτής ήταν η διερεύνηση της στρωματογραφικής δομής και ο προσδιορισμός του πάχους των μεταλλικών ιζημάτων στην περιοχή. Τα αποτελέσματα της μελέτης αυτής συνοψίζονται ως εξής:

- οι ειδικές αντιστάσεις των τεταρτογενών ιζημάτων παρουσιάζουν ένα αρκετά μεγάλο εύρος, ενώ η διαφορά των τιμών των ειδικών αντιστάσεων μεταξύ των ιζημάτων και του αλπικού υποβάθρου εκτιμήθηκε από τους ερευνητές ως σημαντική.
- Στο νότια τμήματα της λεκάνης το πάχος των ιζημάτων της είναι σχετικά μικρό, ενώ το αλπικό υπόβαθρο παρουσιάζει βυθίσματα υπό μορφή διαύλων σε βάθη από 160 έως 220 μ. Οι σχετικά χαμηλές ειδικές αντιστάσεις των τεταρτογενών ιζημάτων (10 Ωμ) αποδόθηκαν σε υψηλά ποσοστά αργιλικών συστατικών.
- Στην περιοχή πλησίον της πόλης της Τρίπολης οι τιμές ειδικής αντίστασης >90 Ωμ αποδόθηκαν στους ασβεστόλιθους. Τα ανώτερα τμήματα των εν λόγω σχηματισμών εκτιμήθηκε ότι απαντώνται σε βάθη που πλησιάζουν τα 400 μ.
- Στο βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής έρευνας το πάχος των ιζημάτων είναι μικρότερο των 120 μ. Η απότομη αύξηση του πάχους των τεταρτογενών σχηματισμών (>180 μ.) στη βορειοδυτική περιοχή αποδόθηκε στην ύπαρξη ρήγματος με διεύθυνση B-N. Οι τιμές των ειδικών αντιστάσεων των πλειστοκαινικών ιζημάτων στην περιοχή αυτή, κυμαίνονται από 15 έως 30 Ωμ, ενώ οι ασβεστόλιθοι (όπως αναφέρονται) του υποβάθρου χαρακτηρίστηκαν από ειδικές αντιστάσεις >100 Ωμ.

Τέλος διάφορες γεωφυσικές μέθοδοι (κυρίως γεωηλεκτρικές) εφαρμόστηκαν στις περιοχές Φενεού, Στυμφαλίας, Σκοτεινής-Αλέας, Κανδήλας και Λεβιδίου-Παλαιόπυργου, με σκοπό το προσδιορισμό της στρωματογραφικής και τεκτονικής τους δομής, στα πλαίσια υδρογεωλογικών μελετών.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

2.1. ΓΕΝΙΚΑ

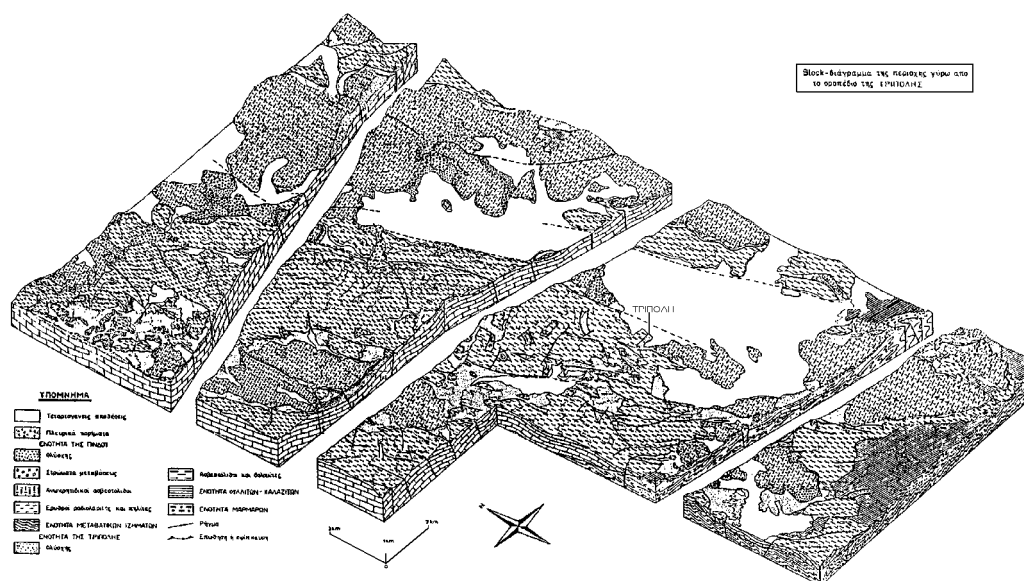
Για τη διερεύνηση των υπεδαφικών συνθηκών μίας περιοχής, απαραίτητη είναι η γνώση των λιθολογικών και τεκτονικών στοιχείων του στενού και ευρύτερου χώρου (γεωλογικά, υδρογεωλογικά, γεωτρητικά, κ.α. στοιχεία) και η εφαρμογή γεωφυσικής έρευνας για την κάλυψη του πεδίου, ιδιαίτερα σε θέσεις προσχλωσιγενών αποθέσεων. Η γεωφυσική έρευνα, επί πλέον, στηρίζεται στις επιφανειακές γεωλογικές παρατηρήσεις καθώς και στα υπάρχοντα γεωτρητικά δεδομένα. Στόχος της είναι η διερεύνηση της κατακόρυφης αλληλουχία των γεωλογικών σχηματισμών αφενός και ο έλεγχος της πλευρικής ανομοιογένειας του μέσου αφετέρου. Επομένως, με βάση τις γνωστές γεωλογικές παρατηρήσεις και τα γεωτρητικά δεδομένα, είναι δυνατόν να βαθμονομηθούν τα γεωφυσικά αποτελέσματα και να σκιαγραφηθεί αξιόπιστα η υπεδαφική δομή.

Στην παρούσα διατριβή οι πληροφορίες και τα στοιχεία που συγκεντρώθηκαν για τους αλπικούς και μεταλπικούς σχηματισμούς που απαντούν στα περιθώρια, στις ενδιάμεσες ορεινές μάζες και στα πεδινά της λεκάνης, προέρχονται από:

- δημοσιευμένες μελέτες,
- αδημοσίευτες μελέτες και εργασίες,
- διπλωματικές εργασίες του τμήματος Γεωλογίας του Παν/μιου Αθηνών,
- προφορικές πληροφορίες από τον κ. Σ. ΛΕΚΚΑ, Αναπλ. Καθηγητή, μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής και
- προσωπικές παρατηρήσεις και στοιχεία που συγκεντρώθηκαν για την εκπόνηση της παρούσας διατριβής.

Η περιοχή γύρω από το οροπέδιο της Τρίπολης στην κεντρική Πελοπόννησο δομείται από την επάλληλη τεκτονική τοποθέτηση πέντε γεωτεκτονικών ενοτήτων που, όπως έχει ήδη διατυπωθεί, από τη βάση προς την οροφή είναι:

- η ενότητα Κρήτης-Μάνης,
- η ενότητα Άρνας,
- η ενότητα Τρίπολης,
- η ενότητα Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο και
- η ενότητα Πίνδου.



Εικόνα 2.1: Block-διάγραμμα της περιοχής γύρω από το οροπέδιο της Τρίπολης (Ζ. ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Σ. ΛΕΚΚΑΣ, 1986).

Figure 2.1: Block-diagram of the Tripolis plateau area (after Ζ. ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Σ. ΛΕΚΚΑΣ, 1986).

Η παρατήρηση όλων αυτών των αλλητάλληλων ενοτήτων διευκολύνεται από τη δημιουργία τεκτονικών παραθύρων (Ζ. ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Σ. ΛΕΚΚΑΣ, 1986). Η επιφανειακή εξάπλωση των ενοτήτων αυτών γύρω από το οροπέδιο της Τρίπολης και η μεταξύ τους σχέση, παρουσιάζεται στο block-διάγραμμα των ίδιων ερευνητών (βλ. εικ. 2.1).

Κατά τους ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗ-ΛΕΚΚΑ (1986) στο δυτικό περιθώριο του Αρκαδικού οροπεδίου, το όρος Μαίναλο αποτελεί ένα τυπικό τεκτονικό κέρας, που δομείται από τα ανθρακικά ιζήματα της ενότητας Τρίπολης, τα οποία συνιστούν μια μεγάλη ασύμμετρη αντικλινική δομή, με άξονα διεύθυνσης Β.ΒΔ-Ν.ΝΑ. Την ίδια διεύθυνση ακολουθούν και τα ρήγματα που είναι υπεύθυνα για τη δημιουργία των τεκτονικών βυθισμάτων εκατέρωθεν του όρους Μαίναλο που, εκτός από το μεγάλο μήκος τους, εμφανίζουν σε πολλές θέσεις μεγάλο άλμα. Τέτοια ρήγματα απαντούν στο Λεβίδι, καθώς επίσης και στα ανατολικά της Βυτίνας, Πιάνας και Δάβιας.

Η περιοχή ανατολικά του οροπεδίου χαρακτηρίζεται από τη μεγάλη εξάπλωση του Πινδικού καλύμματος που παρουσιάζεται έντονα πτυχωμένο και λεπιωμένο. Παρά την έντονη παραμόρφωση του, είναι δύσκολο να διαπιστωθούν μεγάλης κλίμακας πτυχές λόγω της λιθολογικής ομοιομορφίας των σχηματισμών. Στην περιοχή της Μαντίνειας εντούτοις, διαπιστώνουμε την ανάπτυξη μεγάλης συγκλινικής και αντικλινικής δομής, με άξονες διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ (ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ-ΛΕΚΚΑΣ, 1986).

Μετά τη τοποθέτηση των καλυμμάτων, αρχίζει ένας έντονος εφελκυστικός ρηγματογόνος τεκτονισμός, ο οποίος τεμαχίζει την περιοχή δημιουργώντας διαδοχικά τεκτονικά βυθίσματα. Ο τεκτονισμός αυτός πρέπει να άρχισε κατά το Πλειόκαινο, δεδομένου ότι η ηλικία των αρχαιότερων ιζημάτων είναι άνω πλειοκαινική (LUTTIG, 1976) και αποτέλεσε το βασικότερο αίτιο δημιουργίας της λεκάνης της Τρίπολης (ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ-ΛΕΚΚΑΣ, 1986). Η διεύθυνση των μεγαλύτερων διαρρήξεων είναι Β.ΒΔ-Ν.ΝΑ

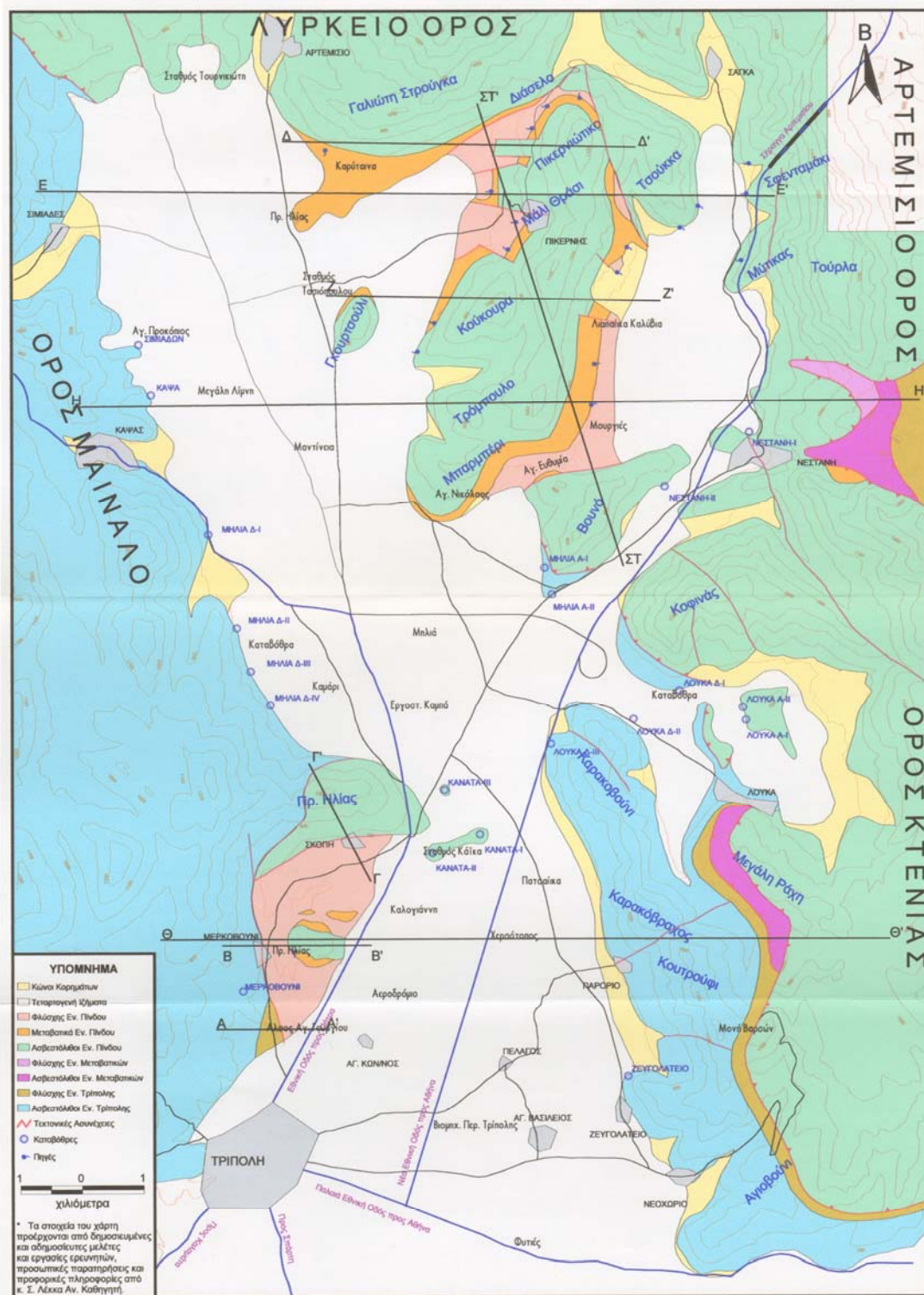
Οι ίδιοι ερευνητές αναφέρουν ότι η νότια περιοχή του οροπεδίου αποτελεί ένα χαρακτηριστικό τεκτονικό παράθυρο όπου μπορούμε να παρατηρήσουμε όλες τις ενότητες, από τη σχετικά αυτόχθονη ενότητα Κρήτης-Μάνης έως την Πινδική ενότητα στην οροφή της δομής των καλυμμάτων.

Στην περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής (βλ. χάρτη εικ. 2.2), τα περιθώρια του οροπεδίου της Τρίπολης δομούνται από σχηματισμούς των γεωτεκτονικών ενοτήτων Τρίπολης, Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο και Πίνδου. Οι γεωλογικοί αυτοί σχηματισμοί αναμένονται κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα της λεκάνης και η διερεύνηση της λιθολογικής και τεκτονικής τους δομής αποτελεί το αντικείμενο διεξαγωγής της γεωφυσικής έρευνας.

2.1.1. ΕΝΟΤΗΤΑ ΚΡΗΤΗΣ-ΜΑΝΗΣ

Η ενότητα Κρήτης-Μάνης αποτελεί την κατώτερη και σχετικά αυτόχθονη ενότητα της περιοχής. Εμφανίζεται στο νοτιοανατολικό περιθώριο του οροπεδίου, όπου έχουμε τις βόρειες απολήξεις του Πάρνωνα (περιοχή Άνω Δολιανών-ΛΕΚΚΑΣ Σ., 1978α). Σύμφωνα με τον ίδιο ερευνητή η ενότητα των μαρμάρων κατά κανόνα έρχεται σε επαφή με την ενότητα 'Φυλλιτών-Χαλαζιτών' μέσω κανονικών ρηγμάτων, ενώ σε ορισμένες θέσεις καλύπτεται τεκτονικά από ασβεστολιθικά ράκη της ενότητας Τρίπολης.

Στην περιοχή μελέτης η ενότητα Κρήτης-Μάνης δεν εμφανίζεται σε καμία θέση στα κράσπεδα της λεκάνης, αποτελεί τη βάση της τεκτονικής στήλης των ενοτήτων και αναμένεται σε ιδιαίτερα μεγάλα βάθη.



Εικόνα 2.2: Γεωλογικός χάρτης περιοχής έρευνας.
Figure 2.2: Geological map of the study area.

2.1.2. ΕΝΟΤΗΤΑ ΑΡΝΑΣ

Η ενότητα Άρνας εμφανίζεται στο νοτιοανατολικό τμήμα (περιοχή Ψηλής Βρύσης, Σ. ΛΕΚΚΑΣ 1978α), ενώ βορειότερα επανεμφανίζεται στην περιοχή του Χελμού (DERCOURT, 1964, DE WEVER, 1975, DERCOURT et al., 1976).

Στην περιοχή μελέτης η ενότητα ‘Φυλλιτών-Χαλαζιτών’ δεν απαντά στα κράσπεδα της λεκάνης και θεωρητικά αναμένεται να βρίσκεται κάτω από τα ιζήματα της ενότητας Τρίπολης σε σχετικά μεγάλα βάθη.

2.1.3. ΕΝΟΤΗΤΑ ΤΡΙΠΟΛΗΣ

Η ενότητα Τρίπολης, σύμφωνα με τους ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗ-ΛΕΚΚΑ (1986), εμφανίζεται μόνο με την ανθρακική ακολουθία και το φλύσχη της, στην ευρύτερη περιοχή γύρω από το οροπέδιο της Τρίπολης. Η πρώτη συνίσταται από μία μονότονη σειρά νηριτικών, ασβεστολιθικών ή δολομιτικών στρωμάτων, ηλικίας Τριαδικού-Αν. Ηνωμένου, συνολικού πάχους μεγαλύτερου των 2 χιλιομέτρων, όπως υπολογίζεται από παρατηρήσεις των επιμέρους στρωματογραφικών ενοτήτων της, δεδομένου ότι σε καμία θέση δεν υπάρχει συνεχής στρωματογραφική τομή (FLEURY, 1980).

Στους ανώτερους ορίζοντες της ανθρακικής ακολουθίας της ίδιας ενότητας και στον φλύσχη της παρατηρούνται έντονα φαινόμενα λεπίωσης, με αποτέλεσμα τη δημιουργία αλληπάλληλων τεκτονικών ενοτήτων. Λεπιώσεις θα πρέπει να υπάρχουν και εκεί όπου αναπτύσσονται μόνο τα ανθρακικά ιζήματα, αλλά ο εντοπισμός τους είναι πολύ δύσκολος. Κατά τους ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗ-ΛΕΚΚΑ (1986) η επιφανειακή ανάπτυξη των λεπών είναι κατά κανόνα μικρή, γεγονός που οφείλεται είτε στο ότι κατά τη διάρκεια της δημιουργίας τους αποκόπηκαν μικρές τεκτονικές ενότητες, είτε στη διάβρωση, έτσι ώστε μεγαλύτερες τεκτονικές ενότητες να παρουσιάζονται σήμερα διαχωρισμένες σε πολλά τεκτονικά ράκη.

Οι ερευνητές αυτοί αποδίδουν τη δημιουργία των λεπών:

- σε απλά ανάστροφα ρήγματα που διατέμνουν διαφορετικούς στρωματογραφικούς ορίζοντες (περιοχή Ροϊνού-ΛΕΚΚΑΣ, 1978c), ή
- σε πτυχωσιγενή ρήγματα, γεγονός που επιβεβαιώνεται από αναστροφές των στρωμάτων που παρατηρούνται σε διάφορες θέσεις (περιοχές Αλωνίσταινας, Χρυσοβιτισίου, Λιμποβιτισίου-ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, 1981).

Στην περιοχή μελέτης, η ενότητα Τρίπολης αντιπροσωπεύεται από τους εξής σχηματισμούς:

α. Φλύσχη. Έχει μικρή επιφανειακή εξάπλωση και απαντά ανατολικά της κοινότητας της Νεσάνης στο όρος Αρτεμίσιο, στην περιοχή του άλσους Αγ. Γεωργίου Τριπόλεως, νότια της κοινότητας Μερκοβουνίου και ανατολικά του άξονα Καρακοβούνι - Καρακόβραχος - Κουτρούφι - Αγιοβούνι (βλ. χάρτη εικ. 2.2). Αποτελείται από εναλλαγές λεπτόκοκκων ψαμμιτών και πηλιτών. Η επαφή με τους υποκείμενους ασβεστόλιθους είναι κανονική, μέσω μεταβατικών στρωμάτων που αποτελούνται από κίτρινους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους με εναλλαγές πηλιτών. Περιέχουν χαρακτηριστική ανάμεικτη πανίδα πελαγικών και νηρηθικών απολιθωμάτων ηλικίας Αν. Ηώκαινου (ΒΛΑΧΟΣ κ.α., 1992).

β. Ανθρακικά ιζήματα. Πρόκειται για ασβεστόλιθους και δολομιτικούς ασβεστόλιθους λευκότεφρους, λευκούς έως μαύρους, που απαντούν στα νοτιοανατολικά και δυτικά κράσπεδα της λεκάνης (βλ. χάρτη εικ. 2.2).

Στα ανατολικά κράσπεδα κυριαρχούν οι σκούροι δολομίτες που χαρακτηρίζονται από μία ιδιόμορφη διάβρωση με ένα σχεδόν επίπεδο ανάγλυφο χωρίς μορφολογικές ανωμαλίες. Η ηλικία τους (σύμφωνα με προφορικές πληροφορίες από Σ. ΛΕΚΚΑ) είναι άνω ιουρασική στα κράσπεδα και ηωκαινική στην επαφή τους με το φλύσχη.

Στα δυτικά κράσπεδα και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή Μερκοβουνίου, τα ανθρακικά ιζήματα της Τρίπολης είναι ηωκαινικής έως άνω κρητιδικής ηλικίας (ΒΛΑΧΟΣ κ.α., 1992). Βορειότερα της εν λόγω εμφάνισης επικρατούν κυρίως τεφροί δολομίτες που κατά θέσεις παρουσιάζονται ως λατυπτοπαγείς (λατομείο Κάψα) των οποίων η ηλικία είναι κρητιδική (προφορικές πληροφορίες από Σ. ΛΕΚΚΑ).

Στις περιοχές που δομούνται αποκλειστικά από ασβεστόλιθους της ενότητας Τρίπολης, το ενδιαφέρον εστιάζεται περισσότερο στις υδρογεωλογικές τους συνθήκες και ειδικότερα στο φαινόμενο της καρστικοποίησης, με τη δημιουργία και τη λειτουργία καταβοθρών στα περιθώρια της λεκάνης και λιγότερο στη στρωματογραφική και τεκτονική τους διάρθρωση. Για το λόγο αυτό οι εν λόγω περιοχές περιγράφονται εκτενέστερα στο Κεφάλαιο 3.

2.1.4. ΕΝΟΤΗΤΑ ΜΕΤΑΒΑΤΙΚΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΡΙΠΟΛΗ ΣΕ ΠΙΝΔΟ

Η ενότητα των Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο (LEKKAS et ZAMBETAKIS-LEKKAS, 1980) συναντάται στα περιθώρια του οροπεδίου της Τρίπολης.

Στοιχεία όπως,

- i. η τεκτονική θέση της σειράς,
 - ii. η χαρακτηριστική τουρβιδιτική φάση και
 - iii. η ανάμειξη πελαγικής και νηριτικής πανίδας στους ορίζοντες κρητιδικής και ηωκαινικής ηλικίας,
- επιτρέπουν στους ίδιους ερευνητές (LEKKAS et ZAMBETAKIS-LEKKAS, 1980) να ταυτίσουν τη σειρά αυτή με την αντίστοιχη σειρά Μαγγασά στην Κρήτη.

Η ενότητα των Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο αντιπροσωπεύεται στην περιοχή μελέτης (LEKKAS et ZAMBETAKIS-LEKKAS, 1980) από τους ακόλουθους σχηματισμούς:

- α. Φλύσχος. Πρόκειται για μία κοκκινωπή κλαστική σειρά πολύ τεκτονισμένη με *Globigerina* sp. *Globorotalia* sp. και θραύσματα *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp. και *Nummulites* sp., που αντιστοιχεί πιθανά με το φλύσχη της σειράς Μαγγασά. Η εμφάνιση αυτή παρατηρείται βόρεια και βορειοανατολικά της Κοινότητας Νεσάνης (βλ. χάρτη εικ. 2.2), ηλικίας ηωκαινικής.
- β. Λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι. Πρόκειται για εναλλαγές τουρβιδιτικών, μικριτικών ασβεστόλιθων και κερατολίθων. Μέσα στις λατύπες που είναι νηριτικές και μερικές φορές ωλιθικές, βρέθηκαν *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., καθώς και θραύσματα Ρουδιστών και Φύκη. Εμφάνισης του σχηματισμού αυτού έχουμε στην περιοχή ανατολικά της κοινότητας Νεσάνης και ανατολικά του άξονα Καρακοβούνι-Καρακόβραχος-Κουτρούφι-Αγιοβούνι (βλ. χάρτη εικ. 2.2), ηλικίας Μ.-Α. Κρητιδικό-Ηώκαινο.

2.1.5. ΕΝΟΤΗΤΑ ΠΙΝΔΟΥ

Η ενότητα Πίνδου στην περιοχή γύρω από το οροπέδιο της Τρίπολης (βλ. εικ. 2.1) αντιστοιχεί με την 'Αρκαδική Τράπεζα' κατά DERCOURT (1964), που συνίσταται από τους πλακώδεις άνω κρητιδικούς ασβεστόλιθους, ακολουθούν τα μεταβατικά προς το φλύσχη ιζήματα ηλικίας Αν. Μαιστρίχιου και ο ηωκαινικός φλύσχος στην οροφή.

Η ενότητα Πίνδου, σύμφωνα με τους ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗ-ΛΕΚΚΑ (1986), παρουσιάζεται πολυπτυχωμένη, με πτυχές μεσοσκοπικής και μακροσκοπικής κλίμακας, με άξονες κυρίως Β-Ν και Α-Δ. Παρατηρούνται έντονα φαινόμενα λεπιώσεων και ανεστραμμένων δομών (LEKKAS et GEORGOULIS, 1985). Είναι επωθημένη κυρίως πάνω στην ενότητα της Τρίπολης αλλά και στην ενότητα της Άρνας.

Η ενότητα Πίνδου αντιπροσωπεύεται στην περιοχή μελέτης με το αρκαδικό κάλυμμα (άνωτερο τμήμα της στρωματογραφικής κολώνας της ενότητας Πίνδου-DERCOURT, 1964). Πιο συγκεκριμένα απαντούν οι παρακάτω στρωματογραφικοί ορίζοντες:

- α. Φλύσσης, με εναλλαγές πλακωδών πρασινόχρωμων έως ερυθρών πηλιτικών και ψαμμιτικών οριζόντων. Ο σχηματισμός απαντά έντονα πτυχωμένος με ισοκλινείς πτυχές. Μεγάλες εμφανίσεις του σχηματισμού αυτού απαντούν στις περιοχές Μάλι-Θράσι (Πικέρνης), Μπαρμπερίου και Μερκοβουνίου (βλ. χάρτη εικ. 2.2). Ηλικία: Παλαιόκαινο-Ηώκαινο.
- β. Μεταβατικά προς το φλύσση ιζήματα. Πρόκειται για εναλλαγές πελαγικών πλακωδών ασβεστόλιθων με ενδιαστρώσεις και κονδύλους πυριτιολίθων (silix), πηλιτικούς ορίζοντες και ασβεστομαργαϊκά στρώματα. Κοντά στη μετάβαση προς το φλύσση επικρατούν οι λεπτοπλακώδεις μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και οι μάργες έναντι των ανθρακικών που επικρατούν πλησιέστερα στη μετάβαση προς τους κρητιδικούς ασβεστόλιθους. Τα μαργαϊκά στρώματα είναι πλούσια σε τρηματοφόρα της οικογένειας *Globotruncanidae*. Το πάχος του σχηματισμού μεταβάλλεται από 20-80 μέτρα περίπου. Εμφανίσεις των στρωμάτων αυτών παρατηρούνται στις περιοχές Μάλι-Θράσι (Πικέρνης), Καρύταινας Αρτεμισίου και Μπαρμπερίου (Λιαπαίικα καλύβια). Ηλικία: Α. Μαιστρίχτιο-Παλαιόκαινο.
- γ. Άνω κρητιδικοί ασβεστόλιθοι. Ο σχηματισμός αυτός παρουσιάζει τη μεγαλύτερη εξάπλωση στην περιοχή μελέτης. Πρόκειται για πελαγικούς πλακώδεις έως μεσοπλακώδεις ασβεστόλιθους, σε διάφορους χρωματισμούς (μπεζ, γκρι, υποκίτρινοι, υποπράσινοι) σε εναλλαγές με λεπτοπλακώδεις ερυθρούς ασβεστόλιθους. Συχνές είναι οι ενδιαστρώσεις και οι κόνδυλοι των πυριτιολίθων.

2.1.6. ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΙΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ

Όπως έχει αναφερθεί στο προηγούμενο Κεφάλαιο, τα αρχαιότερα ιζήματα του οροπεδίου Τρίπολης (Α. Πλειόκαινο), είναι ασβεστιτικές άμμοι και ιλύες, λιμναίας έως ποταμοχειμάρριας προέλευσης, που συναντήθηκαν κατά την ανόρυξη ερευνητικής γεώτρησης στην περιοχή Παρθένη (LUTTIG, 1976). Τα στρώματα αυτά δεν απαντώνται σε επιφανειακές εμφανίσεις σε όλη την έκταση της λεκάνης της Τρίπολης, αλλά και σε καμία από τις υπόλοιπες ερευνητικές γεωτρήσεις που ανορύχθηκαν.

Τα ιζήματα του Πλειστοκαίνου έχουν διακριθεί με κριτήριο την ηλικία και τη φάση τους, στους εξής σχηματισμούς (LUTTIG, 1976):

- ‘Σχηματισμός Αγιωργίτικα’.

Πρόκειται για τα στρώματα της βάσης των πλειστοκαινικών ιζημάτων, που έχουν αποθεθεί ασύμφωνα στο αλπικό υπόβαθρο. Αποτελούνται από ερυθρά έως ερυθροκάστανα λατυποκροκαλοπαγή, με πηλιτικό συνδετικό υλικό, στα οποία η προέλευση των κροκαλών και λατύπων (χαλαζιακές, σχιστολιθικές, ψαμμιτικές, κλπ.), σε κάθε περιοχή, δηλώνει τη φάση των αλπικών σχηματισμών που δομούσαν τη λεκάνη απορροής. Σε όλες τις γεωτρήσεις που συναντήθηκαν τα παραπάνω ιζήματα εμφανίζουν χαρακτηριστικό μωβ χρώμα με πράσινες κηλίδες, αποτέλεσμα της δευτερογενούς αναγωγής του Fe σε αναεροβικές συνθήκες.

Η διαμόρφωση της λεκάνης δεν πρέπει να παρουσίαζε σημαντικές διαφορές από την σημερινή. Έτσι, δε βρέθηκε καμία ένδειξη για την ύπαρξη επιφανειακής υδρολογικής διεξόδου απορροής. Τα ιζήματα του 'Σχηματισμού Αγιωργίτικα' μεταφέρθηκαν από μία 'κεντρομόλο' ροή κλαστικού υλικού, από τα περιθώρια προς το εσωτερικό της λεκάνης.

– 'Σχηματισμός Παλλαντίου'.

Πρόκειται για λιμναίας προέλευσης πηλούς, ιλύες, μάργες καθώς και χουμικά εδάφη χρώματος γκρι χακί. Το ποσοστό του ασβεστίου είναι υψηλό όπως και το περιεχόμενο σε οργανική ύλη.

Στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης και πιο συγκεκριμένα στις περιοχές Πικέρνη και Νεσάνης ο 'Σχηματισμός Παλλαντίου' είναι λιμναίας-ελώδους προέλευσης και καλύπτεται από λίγα μέτρα ολοκαινικών αποθέσεων. Από τα αποτελέσματα των γεωτρητικών ερευνών, ο σχηματισμός διακρίνεται σε τρεις φάσεις, χωρίς να υπάρχει σαφές όριο μεταξύ τους:

- λιμναίες μάργες στο κεντρικό τμήμα
- πηλιτικά ιζήματα στο νότιο τμήμα
- ποταμοχειμάρριο κλαστικό υλικό στα περιθώρια.

Νότια της Μαντίνειας, λιμναία-ελώδη ιζήματα βρέθηκαν ενστρωμένα ή υποκείμενα του 'Σχηματισμού Θάνα', ο οποίος με τη σειρά του εξελίσσεται στα ανώτερα ποτάμια προέλευσης στρώματα της Τρίπολης. Ανατολικά και δυτικά της περιοχής της Μαντίνειας δεν βρέθηκαν τελματώδους φάσεως ιζήματα ισοδύναμα με εκείνα της λίμνης της περιόδου του 'σχηματισμού Παλλαντίου'.

Η υπολεκάνη της Νεστάνης έχει πληρωθεί με κλαστικά περιθωριακά ιζήματα στα ανατολικά, και με τελματικούς σχηματισμούς στα δυτικά.

Ο *‘Σχηματισμός Παλλαντίου’* δε συναντάται στην υπολεκάνη του Λουκά. Αναμένεται όμως να υπόκειται της αναβαθμίδας και του *‘Σχηματισμού Θάνα’*.

– *‘Σχηματισμός Θάνα’*.

Πρόκειται για λατύπες ποταμοχειμάρριας προέλευσης, κλαστικά ιζήματα και κατά τόπους αδρομερή κροκαλοπαγή που πρωτομελετήθηκαν στην περιοχή νότια της κοινότητας Θάνα. Η κατανομή τους στην περιοχή μελέτης περιορίζεται στις περιοχές Τρίπολης, Αγ. Βασιλείου, Πελάγους και Σκοπής. Τα αδρομερή κλάσματα είναι ψαμμιτικού και γενικότερα φλυσχικού χαρακτήρα στα δυτικά τμήματα της περιοχής εμφάνισης και ασβεστολιθικού χαρακτήρα στα ανατολικά. Στο κεντρικό τμήμα ο *‘Σχηματισμός Θάνα’* αποτελείται από κροκάλες, άμμους, ιλύες και πηλούς και κατά τους ίδιους ερευνητές, εμφανίζει το μέγιστο πάχος του (γεώτρηση Α6 >200 μέτρα).

Γενικά τα ιζήματα του *‘Σχηματισμού Θάνα’* μεταφέρθηκαν μέσα στη λεκάνη κυρίως από δυτικά, από ποταμούς που σχημάτιζαν στην περιοχή αυτή μεγάλης έκτασης δελταϊκές αποθέσεις και αντιστοιχούν στη δεύτερη παγετώδη περίοδο της περιοχής.

Στη βόρεια υπολεκάνη κατά την ίδια χρονική περίοδο, δημιουργούνταν αλλουβιακοί κώνοι (περιοχές Κάψα και Σιριάδων). Οι ρίζες των κώνων αυτών σχηματίστηκαν στην περίοδο του *‘Σχηματισμού Παλλαντίου’*. Το ίδιο ισχύει και για τους αλλουβιακούς κώνους της Νεστάνης. Στην περιοχή αυτή, είναι σχεδόν αδύνατη η διάκριση των αλλουβιακών *‘Σχηματισμών Θάνα’* από τις ποτάμιες φάσεις του *‘σχηματισμού Παλλαντίου’*.

Την περίοδο ιζηματογένεσης του *‘Σχηματισμού Θάνα’* ακολούθησε απόθεση ποτάμιων αναβαθμίδων (Νεοχώρι, Παρόριο).

2.2. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΘΕΣΕΩΝ ΚΑΙ ΤΟΜΩΝ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Προκειμένου να αποτυπωθούν οι παρατηρήσεις επί της λιθολογικής και τεκτονικής διάρθρωσης των επιμέρους περιοχών, κρίθηκε σκόπιμο να παρατεθούν *‘τοπικοί’* γεωλογικοί χάρτες και γεωλογικές τομές σε διάφορες κλίμακες.

2.2.1. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΡΚΟΒΟΥΝΙΟΥ

2.2.1.α. Θέση άλσους Αγ. Γεωργίου Τριπόλεως.

Το άλσος Αγ. Γεωργίου βρίσκεται βόρεια της πόλης Τριπόλεως και αποτελεί τη μοναδική θέση εμφάνισης του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης στα κράσπεδα της λεκάνης της περιοχής μελέτης (βλ. χάρτη εικ. 2.3).

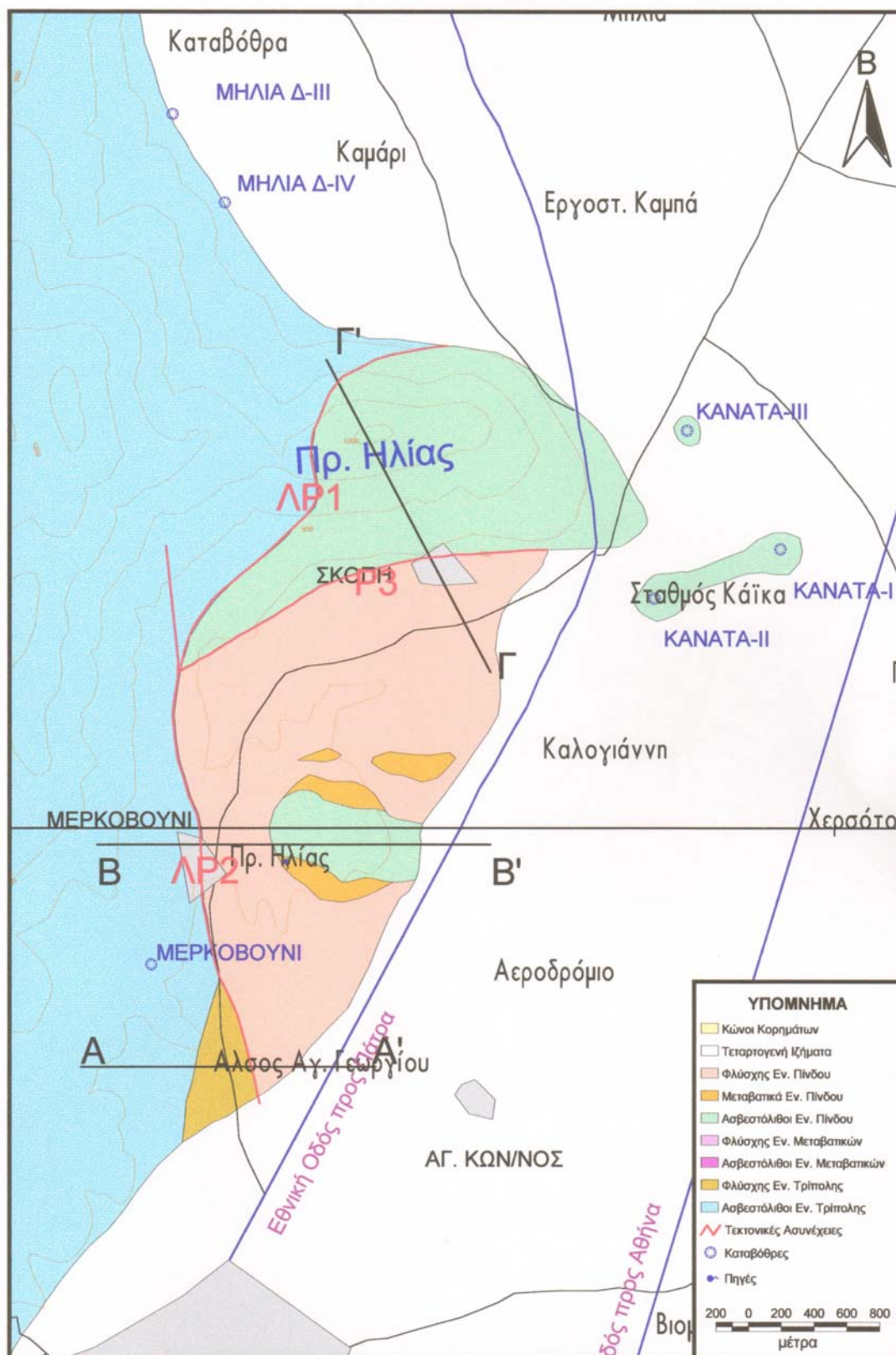
Δυτικά του δρόμου Τριπόλεως-Μερκοβουνίου, παρατηρούμε κιτρινότεφρα μαργαϊκά στρώματα που υπέρκεινται με στρωματογραφική επαφή των βιτουμενιούχων ασβεστόλιθων της ίδιας ενότητας. Πρόκειται για μεταβατικά προς το φλύσχη στρώματα, πάχους 5-10 μέτρων, ενώ ο φλύσχη που ακολουθεί αποτελείται από σκουρόχρωμους πάγκους ψαμμιτών.

Όπως παρατηρούμε στην γεωλογική τομή της εικόνας 2.4, προχωρώντας από δυτικά προς ανατολικά, ο φλύσχη της ενότητας Τρίπολης έρχεται σε επαφή μέσω του λιστρικού ρήγματος LP2 με το φλύσχη της ενότητας Πίνδου και αναμένεται να αποσφηνώνεται κάτω από την τεκτονική επαφή.

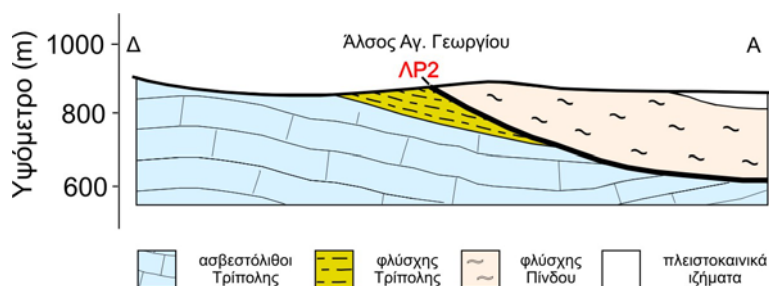
2.2.1.β. Θέση Λόφου Προφήτη Ηλία Μερκοβουνίου.

Η κοινότητα Μερκοβουνίου (βλ. χάρτη εικ. 2.3) είναι κτισμένη επάνω στην τεκτονική επαφή (LP2), που χωρίζει τους ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης (δυτικά), από το φλύσχη της ενότητας Πίνδου (ανατολικά). Πρόκειται για ένα λιστρικό ρήγμα, διεύθυνσης B-N και ορατού μήκους 3 χλμ. περίπου.

Ανατολικά της κοινότητας Μερκοβουνίου, βρίσκεται ο λόφος του Προφήτη Ηλία (βλ. χάρτη εικ. 2.3). Ο λόφος και η περιοχή γύρω από αυτόν, αποτελεί μία ανεστραμμένη δομή των σχηματισμών της ενότητας Πίνδου. Στη νότια πλευρά του λόφου παρατηρείται καθαρά αυτή η ανάστροφη δομή με τους ασβεστόλιθους να υπέρκεινται στρωματογραφικά των μεταβατικών (μαργαϊκών, ασβεστομαργαϊκών και πυριτικών) στρωμάτων και τον φλύσχη να υπόκειται όλων των παραπάνω.

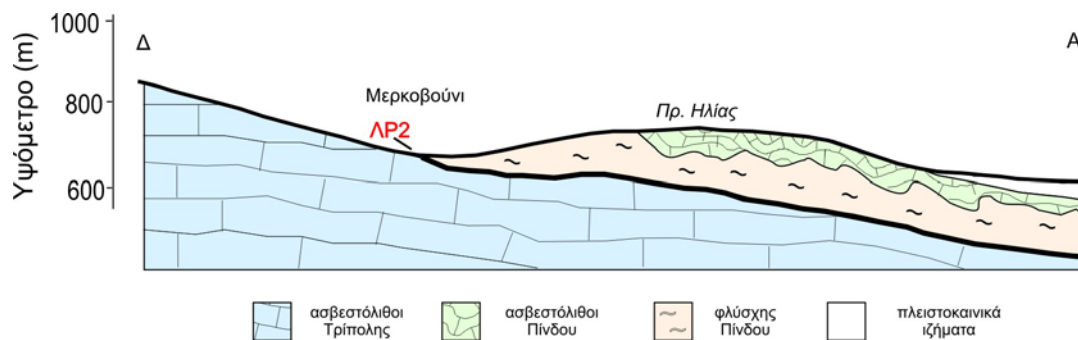


Εικόνα 2.3: Γεωλογικός χάρτης περιοχής Μερκοβουνίου.
 Figure 2.3: Geological map of Merkovouni area.



Εικόνα 2.4: Γεωλογική τομή Α-Α' στην περιοχή του άλσους Αγ. Γεωργίου Τρίπολης.
Figure 2.4: Geological section A-A' in the area of the Ag. Georgios Tripolis grove.

Προχωρώντας από το Μερκοβούνι προς το λόφο του Προφήτη Ηλία (βλ. εικ. 2.5) (από δυτικά προς ανατολικά), στις χαμηλότερες υψομετρικά θέσεις παρατηρείται ο φλύσχης (πηλίτες σε εναλλαγές με πάγκους ψαμμιτών) και ανεβαίνοντας προς το λόφο παρατηρούνται πάνω σε αυτόν, τα στρώματα μετάβασης (ασβεστομαργαικοί πάγκοι, ενδιαστρώσεις πυριτιολίθων). Τέλος, προς την κορυφή του λόφου καταλήγουμε σε άνω κρητιδικούς πελαγικούς ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου. Η ανεστραμμένη αυτή δομή των σχηματισμών της Πίνδου αναμένεται να συνεχίζεται κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα.



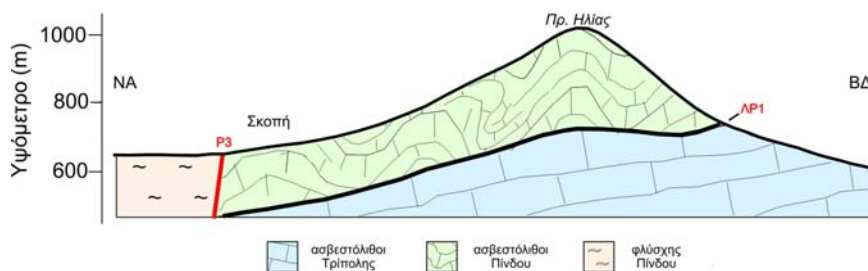
Εικόνα 2.5: Γεωλογική τομή Β-Β' στην περιοχή λόφου Προφ. Ηλίας Μερκοβουνίου.
Figure 2.5: Geological section B-B' in the area of Prof. Elias, Merkovouni.

2.2.1.γ. Θέση οικισμού Σκοπής.

Ο οικισμός της Σκοπής είναι κτισμένος πάνω στους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου, στις νότιες απολήξεις του όρους Προφήτης Ηλίας (βλ. χάρτη εικ. 2.3).

Δυτικά οι ασβεστόλιθοι αυτοί είναι επωθημένοι πάνω σε ασβεστόλιθους της ενότητας Τρίπολης. Κατά μήκος της επιφάνειας επώθησης παρατηρούνται υπολείμματα της βάσης του Αρκαδικού καλύμματος (ερυθρά, πορτοκαλί, πράσινα υλικά από πηλίτες και ψαμμίτες του πρώτου φλύσχης). Η τεκτονική αυτή επαφή αποτέλεσε μεταγενέστερα επιφάνεια ολίσθησης με τη μορφή ενός λιστρικού

ρήγματος (ΛΡ1), που διαχωρίζει τους ανθρακικούς σχηματισμούς των δύο ενοτήτων (βλ. εικ. 2.6).



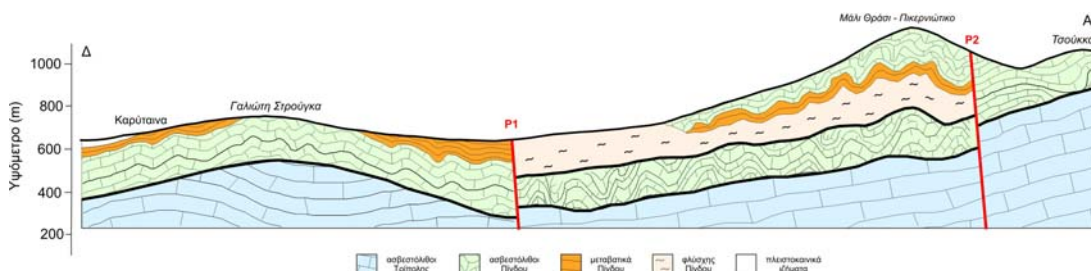
Εικόνα 2.6: Γεωλογική τομή Γ-Γ' στην περιοχή οικισμού Σκοπής.
Figure 2.6: Geological section Γ-Γ' in the area of Skopi village.

Οι ασβεστόλιθοι της Σκοπής παρουσιάζονται έντονα πτυχωμένοι, με ασταθή κλίση και δεν εμφανίζουν στοιχεία ανεστραμμένης δομής όπως εκείνοι του λόφου του Προφήτη Ηλία Μερκοβουνίου. Νότια οι ασβεστόλιθοι της Σκοπής οριοθετούνται από το φλύσχη της Πίνδου με το ρήγμα Ρ3 διεύθυνσης Α-Δ (βλ. εικ. 2.6).

2.2.2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΡΤΕΜΙΣΙΟΥ

Όπως παρατηρούμε στο γεωλογικό χάρτη της εικόνας 2.2, δυτικά της κοινότητας Αρτεμισίου είναι ορατή η επιφάνεια επώθησης του Αρκαδικού καλύμματος πάνω στους ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης. Στην επωθημένη σειρά επικρατούν οι πλακώδεις άνω κρητιδικόι ασβεστόλιθοι με γενική κλίση προς ανατολάς και με έντονη πτύχωση (Χάνι Τουρνικιώτη, Γωνιές).

Δυτικά της Κοινότητας Αρτεμισίου και συγκεκριμένα στη θέση Καρύταινα και στο διάσελο του Προφήτη Ηλία εμφανίζονται σε μεγάλη έκταση τα μεταβατικά προς το φλύσχη ιζημάτα της Πίνδου. Τα μεταβατικά στρώματα υπέρκεινται με στρωματογραφική επαφή των πλακωδών ασβεστόλιθων, γεγονός που υποδηλώνει ότι πρόκειται για μία κανονική ακολουθία στρωμάτων (βλ. εικ. 2.7).



Εικόνα 2.7: Γεωλογική τομή Δ-Δ' περιοχής Καρύταινας-Μάλι Θράσι.
Figure 2.7: Geological section D-D', in the area of Karitena-Mali Thrassi.

Εξαιτίας όμως της τεκτονικής των πτυχώσεων παρατηρούνται θέσεις όπου τα μεταβατικά στρώματα υπόκεινται μερικώς των ασβεστόλιθων, με αποτέλεσμα λόγω της μικρής περατότητάς τους, να δρουν ως ρυθμιστές της αποστράγγισης των υπερκείμενων ασβεστόλιθων δημιουργώντας φυσικές εκφορτίσεις (πηγή Καρύταινας).

Ανατολικά η περιοχή Αρτεμισίου οριοθετείται από το ρήγμα P1 (βλ. χάρτη εικ. 2.2) που ξεκινά από τους κώνους κορημάτων του Σάγκα και με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ προεκτείνεται πιθανά κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα του κάμπου του Πικέρνη. Ανατολικότερα του ρήγματος οι σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου εμφανίζονται αναστραμμένοι και εντάσσονται στην ιδιόμορφη δομή του ορεινού όγκου Μάλι Θράσι-Μπαρμπέρι, που περιγράφεται παρακάτω.

2.2.3. ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΣΟΥΚΚΑ

Η περιοχή Τσούκκα περιλαμβάνει την εκτεταμένη ανθρακική μάζα του Πινδικού καλύμματος, ανατολικά του ρήγματος P2 (βλ. χάρτη εικ. 2.2 και 2.7). Πρόκειται για μία σημαντική ρηξιγενή ζώνη διεύθυνσης Β.ΒΔ-Ν.ΝΑ που στην περιοχή μελέτης έχει ορατό μήκος 3 χλμ. περίπου. Βόρεια βυθίζεται κάτω από τους εκτεταμένους κώνους κορημάτων του Σάγκα και νότια κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα της υπολεκάνης της Νεστάνης.

Η ανθρακική μάζα της περιοχής Τσούκκα χαρακτηρίζεται ως μία μονότονη ασβεστολιθική σειρά από μπέζ μεσοπλακώδεις ασβεστόλιθους με ενδιαστρώσεις κόκκινων και πράσινων πηλιτικών στρωμάτων. Σε όλη την έκταση της δομής δεν παρατηρήθηκαν τα μεταβατικά ιζήματα και ο φλύσχος της ίδιας ενότητας, ούτε σε γεωτρήσεις (βλ. εικ. 3.1) που ανορύχθηκαν στα νότια και ανατολικά κράσπεδα (Γ4-Γ2) συναντήθηκαν οι παραπάνω σχηματισμοί.

Το ρήγμα P2 ανύψωσε το δυτικό ρηξιτέμαχος (ορεινός όγκος Μάλι Θράσι) με την αναστραμμένη ακολουθία των σχηματισμών της Πίνδου που περιγράφεται εκτενέστερα στη συνέχεια. Για το λόγο αυτό, όπως απεικονίζεται και στην γεωλογική τομή της εικόνας 2.8, παρατηρούνται φλύσχικές εμφανίσεις σε μεγάλο υψόμετρο (800-900 μ.) σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές, όπου ο φλύσχος απαντά σε χαμηλότερα υψόμετρα, σε επαφή με τις τεταρτογενείς αποθέσεις.

Εκτιμάται ότι η ρηξιγενής αυτή ζώνη διαδραματίζει καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση του υδροδυναμικού καθεστώτος της περιοχής, καθώς η θέση του και η διεύθυνση του, σε συνδυασμό με την ανεστραμμένη δομή του δυτικού ρηξιτεμάχου, δημιουργούν ευνοϊκές συνθήκες κίνησης του νερού προς ορισμένες κατευθύνσεις.

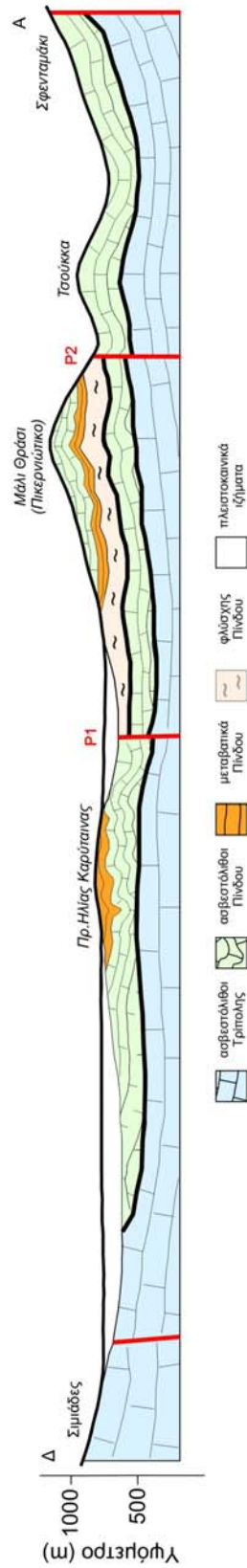
2.2.4. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΑΛΙ ΘΡΑΣΙ - ΚΟΥΚΟΥΡΑ - ΜΠΑΡΜΠΕΡΙ - ΒΟΥΝΟ

Ο ορεινός όγκος Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι - Βουνό (βλ. χάρτη εικ. 2.9) δομείται αποκλειστικά από τους σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου. Πρόκειται για μία ανεστραμμένη ακολουθία με τους πλακώδεις ασβεστόλιθους να υπέρκεινται του φλύσχη μέσω ασβεστομαργαϊκών μεταβατικών στρωμάτων. Η ακολουθία αυτή αποτελεί το κατώτερο σκέλος μιας ανεστραμμένης πτυχής που είναι τεκτονικά τοποθετημένη πάνω σε ασβεστόλιθους της ίδιας ενότητας (βλ. εικ. 2.11).

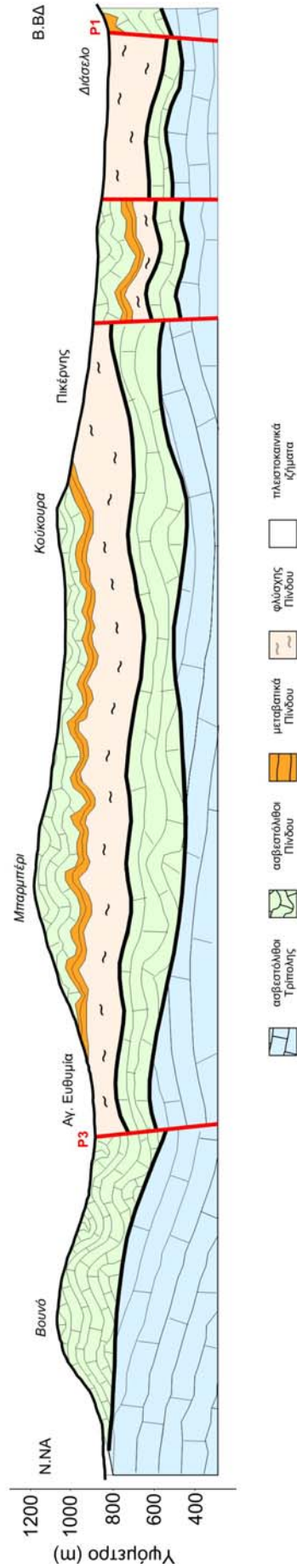
Η ανεστραμμένη δομή που παρατηρείται στη ζώνη Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι οριοθετείται προς Βορρά και προς Ανατολάς από τις δύο σημαντικές ρηξιγενείς ζώνες, P1 και P2, διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ και Β-Ν αντίστοιχα. Το νότιο όριο της δομής αυτής αποτελεί το ρήγμα P3 διεύθυνσης Α-Δ (βλ. εικ. 2.10). Περιφερειακά των τριών αυτών ρηγμάτων απαντούν κανονικές ακολουθίες των σχηματισμών της ενότητας Πίνδου (Καρύταινα, Τσούκκα, Βουνό), επωθημένες στους ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης, όπως απεικονίζεται και στις γεωλογικές τομές των εικόνων 2.8 και 2.10.

2.2.4.α. Θέση κοινότητας Πικέρνη.

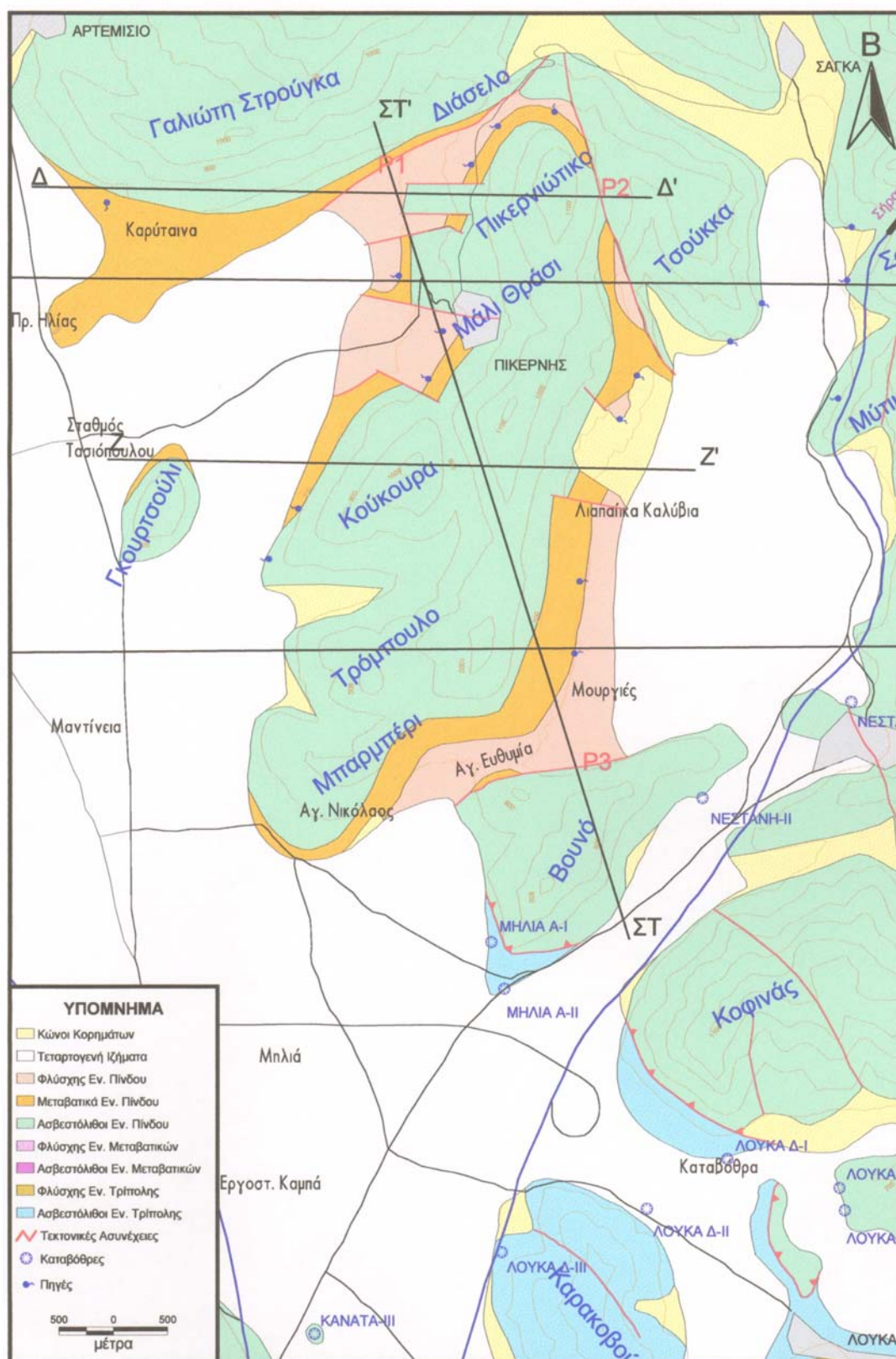
Η κοινότητα Πικέρνη βρίσκεται στη δυτική πλευρά του όρους Μάλι Θράσι, κτισμένη σε υψόμετρο 800-850 μέτρα, πάνω σε σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου (βλ. χάρτη εικ. 2.9). Οι σχηματισμοί αυτοί έχουν γενική κλίση ανατολική και απαντούν με τη μορφή ανεστραμμένης σειράς: φλύσχη σε χαμηλότερες υψομετρικά θέσεις→ μεταβατικά σε υψηλότερες→ασβεστόλιθοι σε ακόμη υψηλότερες. Στην ευρύτερη περιοχή της κοινότητας οι στρωματογραφικές επαφές μεταξύ φλύσχη, μεταβατικών στρωμάτων και ασβεστόλιθων εμφανίζονται πλευρικά μετατοπισμένες, από ένα πλήθος ρηξιγενών επαφών διεύθυνσης Α-Δ (βλ. χάρτη εικ. 2.9).



Εικόνα 2.8: Γεωλογική τομή Ε-Ε', Σιμιιάδες-Καρύταινα-Μάλι Θράσι-Τσουίκα-Αρτεμίσιο.
Figure 2.8: Geological section E-E', through Simiades - Mali Thraasi - Tsouka - Artemisio.



Εικόνα 2.10: Γεωλογική ΣΤ-ΣΤ' τομή Βουνό-Μπαρμπερί-Κούκουρα-Μάλι Θράσι.
Figure 2.10: Geological section ΣΤ-ΣΤ', through Vouno - Barberi - Koukoura - Mali Thraasi.

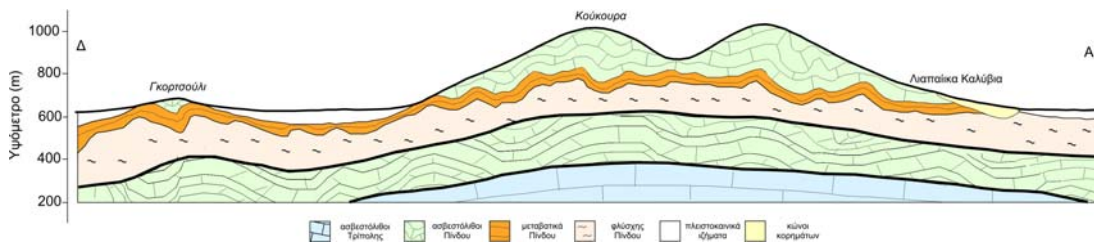


Εικόνα 2.9: Γεωλογικός χάρτης περιοχής Μάλι Θράσι-Κούκουρα-Μπαρμπερί-Βουνό.
Figure 2.9: Geological map of Mali Thrassi - Koukoura - Barberi - Vouno area.

Στην γεωλογική τομή της εικόνας 2.8 διακρίνονται τα ρήγματα P1 και P2 που οριοθετούν την ανεστραμμένη ακολουθία του όρους Μάλι Θράσι. Το ρήγμα P1 φέρνει σε επαφή την κανονική ακολουθία των στρωμάτων της Καρύταινας δυτικά, με τον φλύσχη που συνιστά τη βάση της ανεστραμμένης ακολουθίας της περιοχής της κοινότητας Πικέρνη. Το ρήγμα P2 αποτελεί το ανατολικό όριο της περιοχής αναστροφής με τη μονότονη ασβεστολιθική ακολουθία της περιοχής Τσούκκα που περιγράφηκε παραπάνω.

2.2.4.β. Θέση Κούκουρα.

Η περιοχή αυτή περιλαμβάνει τον ορεινό όγκο νότια της κοινότητας Πικέρνη (κορυφή Κούκουρα, 1027 μέτρα -χάρτης εικ. 2.9). Αποτελείται κυρίως από μεσοπλακώδεις μπεζ-γκρι ασβεστόλιθους ενώ σε μικρότερο ποσοστό εμφανίζονται και λεπτοπλακώδεις μαργαίκοι ασβεστόλιθοι. Όπως φαίνεται και στο χάρτη της εικόνας 2.9, στις ΒΔ απολήξεις του όρους Κούκουρα, εμφανίζεται ένας αργιλικός σχηματισμός με πηλινικές και ψαμμιτικές ενδιαστρώσεις. Διατηρείται δηλαδή η ίδια ανεστραμμένη διάταξη των σχηματισμών της ενότητας Πίνδου, όπως αυτή περιγράφηκε στην περιοχή Μάλι Θράσι και απεικονίζεται στην γεωλογική τομή της εικόνας 2.11.



Εικόνα 2.11: Γεωλογική τομή Z-Z' Γκορτσούλι-Κούκουρα-Λιαπαίικα Καλύβια.
Figure 2.11: Geological section through Gortsouli - Koukoura - Liapaeika Kalivia.

2.2.4.γ. Θέση Λόφου Γκορτσούλι.

Ο λόφος Γκορτσούλι είναι ένας υπολειμματικός λοφοειδής σχηματισμός (*humli*) στην πεδιάδα της Μαντίνειας, δυτικά της θέσης Κούκουρα (βλ. χάρτη εικ. 2.9). Η μεγαλύτερη έκταση του λόφου καλύπτεται από μεσοπλακώδεις μπεζ ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου. Μόνο στο βόρειο και βόρειο-δυτικό τμήμα του παρατηρήθηκαν εναλλαγές μπεζ-ροζ ασβεστόλιθων και μαργαίκων ασβεστόλιθων, δηλαδή τα μεταβατικά προς το φλύσχη στρώματα.

Όπως φαίνεται στην γεωλογική τομή της εικόνας 2.11 στο λόφο Γκορτσούλι τα μεταβατικά στρώματα υπόκεινται των άνω κρητιδικών ασβεστόλιθων, που απαντούν σε μεγαλύτερα υψόμετρα στην κορυφή του λόφου. Η όλη δομή παρουσιάζει φορά

κλίσης προς Α.ΝΑ και αποτελεί ένδειξη ότι διατηρείται η αναστροφή των σχηματισμών της περιοχής Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι.

2.2.4.δ. Θέση Λιαπαίικα καλύβια.

Η θέση αυτή καλύπτει τις ανατολικές παρυφές του όρους Κούκουρα (βλ. χάρτη εικ. 2.9), όπου εμφανίζονται οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι, τα μεταβατικά προς τον φλύσχη στρώματα καθώς και ο φλύσχος, από υψηλότερα προς χαμηλότερα υψόμετρα αντίστοιχα, με τη μορφή ανεστραμμένης σειράς (βλ. τομή εικ. 2.11). Η γενική κλίση της ακολουθίας είναι δυτική.

Σημαντική επίσης για την περιοχή είναι η παρουσία δύο ρηξιγενών επιφανειών διεύθυνσης Α-Δ και ΒΔ-ΝΑ, με σημαντική παρουσία κορημάτων που καλύπτουν μεγάλη έκταση στην περιοχή.

2.2.4.ε. Θέση Μπαρμπέρι.

Το Μπαρμπέρι αποτελεί έναν επιμήκη ορεινό όγκο με διεύθυνση Α-Δ περίπου και περιλαμβάνει δύο κορυφές (Μπαρμπέρι 1030 μ., και Τρούμπουλο 925 μ.- βλ. χάρτη εικ. 2.9). Στα μεγαλύτερα υψόμετρα συναντώνται οι μεσοπλακώδεις μπεζ-γκρι ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου, με παρεμβολές κόκκινων λεπτοπλακωδών ασβεστόλιθων και πηλιτικών ενδιαστρώσεων πράσινου-καφεπράσινου χρώματος. Αντίθετα στις ανατολικές (Μουριές), νοτιοανατολικές (Αγ. Ευθυμία) και νότιες (Αγ. Νικόλαος) παρυφές του όρους Μπαρμπέρι απαντούν οι κλαστικοί σχηματισμοί της ενότητας.

Η μετάβαση από τον ένα σχηματισμό στον άλλον είναι κανονική και η φορά κλίσης της ακολουθίας είναι Δ.ΝΔ, με τους ασβεστόλιθους να αποτελούν το ανώτερο τμήμα της ανεστραμμένης σειράς φλύσχος - μεταβατικά - άνω κρητιδικό ασβεστόλιθοι, όπως απεικονίζεται και στις γεωλογικές τομές των εικόνων 2.10 και 2.12.

Η θέση Μπαρμπέρι αποτελεί το νότιο όριο εμφάνισης της ανεστραμμένης δομής που περιγράφηκε για την περιοχή Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι και η οποία οριοθετείται από τον μεμονωμένο ασβεστολιθικό όγκο της θέσης του όρους Βουνό από το ρήγμα Ρ3 (βλ. εικ. 2.11). Το ρήγμα αυτό έχει διεύθυνση Α-Δ, ορατό μήκος 3 χλμ. και ακολουθεί περίπου τον αγροτικό δρόμο που οδηγεί στο εξωκλήσι της Αγ. Ευθυμίας.

2.2.4.στ. Θέση Βουνό.

Το όρος Βουνό αποτελεί τη νοτιότερη απόληξη του ορεινού όγκου Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι (βλ. χάρτη εικ. 2.9). Το μεγαλύτερο τμήμα του

καταλαμβάνεται από άνω κρητιδικούς γκρι-υπόλευκους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου, πολυπτυχωμένους με παρεμβολές κόκκινων και πράσινων ασβεσταργιλικών ενστρώσεων, που συνιστούν μία ακολουθία με φορά κλίσης προς Δ.ΒΔ.

Στο βορειότερο τμήμα τους διαχωρίζονται από τον κύριο ορεινό όγκο Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι μέσω του κατακόρυφου ρήγματος P3, διεύθυνσης Α-Δ, που φέρνει σε επαφή τους άνω κρητιδικούς ασβεστόλιθους του ορεινού όγκου Βουνό, με τεταρτογενείς αποθέσεις στα ανατολικά, με φλύσχη και μεταβατικά στρώματα προς φλύσχη στα δυτικά.

Το εν λόγω ρήγμα οριοθετεί την νότια πλευρά της ανεστραμμένης δομής, καθώς στην περιοχή Βουνό δεν πιστοποιείται η συνέχεια της. Ενδείξεις προς αυτή την κατεύθυνση αποτελούν τα εξής στοιχεία:

- περιμετρικά των άνω κρητιδικών ασβεστόλιθων και νότια του ρήγματος P3, δεν παρατηρείται επαφή με μεταβατικά στρώματα ή φλύσχη,
- οι γεωλογικοί αυτοί σχηματισμοί δεν συναντήθηκαν σε ιδιωτικές γεωτρήσεις που διανοίχτηκαν στα μεταλπικά ιζήματα στη δυτική πλευρά του Βουνού και
- η ασβεστολιθική μάζα του Βουνού παρουσιάζει χαρακτηριστικές ομοιότητες με εκείνη της περιοχής Τσούκκα τόσο στη δομή και στη διάταξη στο χώρο, όσο και στον τύπο της τεκτονικής παραμόρφωσης (ΝΤΑΝΟΣ-ΠΑΝΑΓΙΩΤΑΚΗΣ, 1993). Συγκεκριμένα στην ανεστραμμένη ακολουθία της ορεινής αλυσίδας Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι, παρατηρείται μία συστηματικότητα τόσο στην πτύχωση όσο και στην ρηξιγενή παραμόρφωση και μπορεί κανείς να διακρίνει την γενική κλίση των ακολουθιών στις επιμέρους περιοχές. Αντίθετα, στις ανθρακικές μάζες των περιοχών Βουνό και Τσούκκα είναι εμφανής η διασπορά των τιμών των κλίσεων των στρωμάτων και των αξόνων των πτυχών.

Όπως παρατηρούμε στο χάρτη της εικόνας 2.9 και στη συνθετική γεωλογική τομή της εικόνας 2.10, οι ασβεστόλιθοι του Βουνού είναι επωθημένοι πάνω σε νηριτικούς, μαύρους, βιτουμενιούχους δολομιτωμένους ασβεστόλιθους, καρστικοποιημένους (καταβόθρες Μηλιά Α-I και Α-II, βλ. χάρτη εικ. 2.2) και έντονα τεκτονισμένους, της ενότητας Τρίπολης που εμφανίζονται στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής. Στην ΒΑ απόληξη του όρους Βουνό στην καταβόθρα Νεσάνη II (βλ. χάρτη εικ. 2.2), που μαζί με τη Νεσάνη I ανήκει στο καταβοθρικό σύστημα της Νεσάνης, παρατηρήθηκαν από παλαιότερους ερευνητές οι βιτουμενιούχοι ασβεστόλιθοι της ενότητας Τρίπολης (έχει αποφραγεί πλέον η είσοδος της με απορρίμματα) σε βάθος 8-10 μέτρων από

το επίπεδο της εισόδου της. Από το γεγονός αυτό υποθέτουμε ότι η επιφάνεια της επώθησης στην περιοχή αυτή είναι σχεδόν οριζόντια.

Από τα παραπάνω στοιχεία προκύπτει ότι η ασβεστολιθική αυτή μάζα (ορ. Βουνό) αποτελεί μία ξένη ενότητα προς τον κύριο ασβεστολιθικό όγκο βορειότερα (Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι), με διαφορετική τεκτονική προέλευση και εξέλιξη.

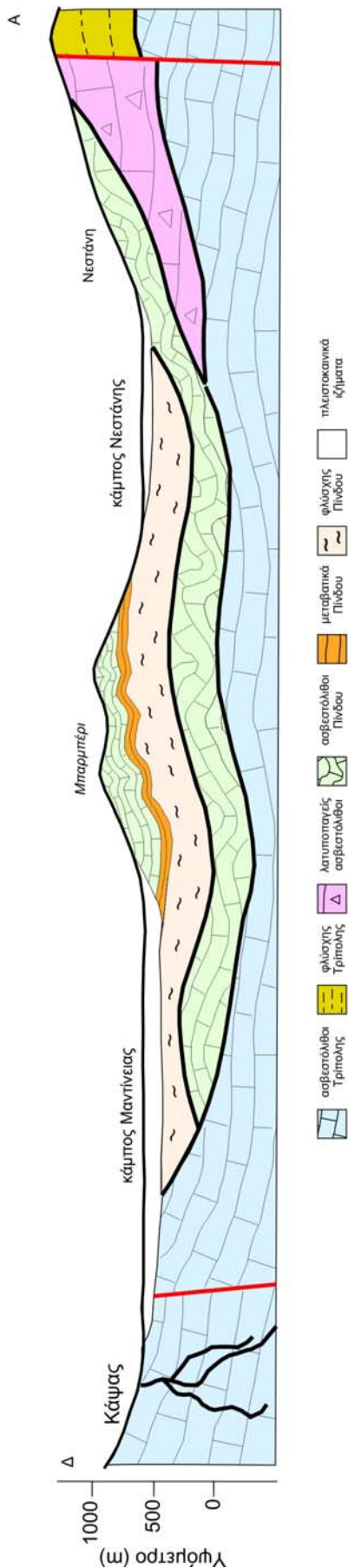
2.3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Στην περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής, τα ρήγματα (διεύθυνσης Β.ΒΔ-Ν.ΝΑ) που αναμένεται να συνετέλεσαν στη δημιουργία του βυθίσματος, δεν είναι ορατά και ο προσδιορισμός τους είναι ένας από τους στόχους της εφαρμογής των γεωφυσικών διασκοπήσεων. Δύο μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες μ' αυτή τη διεύθυνση αναμένεται να καλύπτονται από τις προσχώσεις στα ανατολικά κράσπεδα της νότιας υπολεκάνης (Τρίπολης) και στα δυτικά κράσπεδα της βόρειας υπολεκάνης (Πικέρνη-Μαντίνειας-Μηλιάς) του οροπεδίου της Τρίπολης (ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ-ΛΕΚΚΑΣ, 1986). Αντίθετα, πολλά από τα ρήγματα διεύθυνσης περίπου Α-Δ (κάθετα στα κύρια), αναγνωρίστηκαν και ήδη περιγράφηκαν στις διάφορες θέσεις.

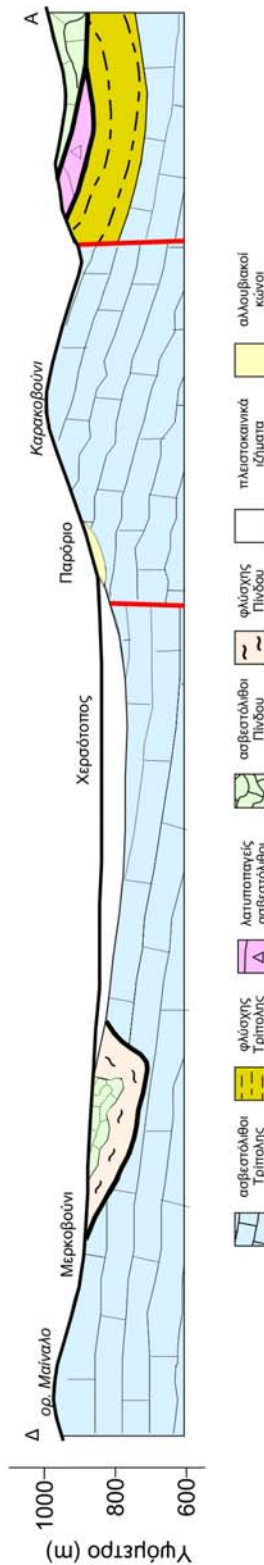
Όπως διαπιστώθηκε τόσο με τις στρωματογραφικές όσο και με τις τεκτονικές παρατηρήσεις που περιγράφηκαν κατά θέσεις, και στις περιοχές Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι και Μερκοβουνίου, η δομή χαρακτηρίζεται ως μία ανεστραμμένη ακολουθία στρωμάτων. Ο φλύσχος της Πίνδου υπόκειται των ασβεστόλιθων και οι δύο σχηματισμοί έρχονται σε επαφή μέσω μεταβατικών προς τον φλύσχη στρωμάτων.

Η ανατολική περιοχή του οροπεδίου χαρακτηρίζεται από τη μεγάλη εξάπλωση του Πινδικού καλύμματος, τα ιζήματα του οποίου παρουσιάζονται έντονα πτυχωμένα και λεπιωμένα τόσο σε μεσοσκοπική όσο και σε μακροσκοπική κλίμακα. Η πτύχωση μεγάλης κλίμακας είναι εμφανής στην περιοχή του ορεινού όγκου Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι με την ύπαρξη αντικλινικής δομής σε διεύθυνση άξονα Β.ΒΑ-Ν.ΝΔ (βλ. γεωλογικές τομές εικ. 2.8 και 2.11)

Στον γεωλογικό χάρτη της περιοχής (βλ. χάρτη εικ. 2.2), στον άξονα Νεοχωρίου-Λουκά, παρατηρούμε το μέτωπο επώθησης του πινδικού καλύμματος πάνω στην ενότητα Τρίπολης, με την παρεμβολή με τη μορφή τεκτονικής σφήνας της ενότητας Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο (βλ. εικ. 2.13). Συνέχεια του άξονα αυτού φαίνονται να αποτελούν οι εμφανίσεις της ενότητας Τρίπολης στις ΝΔ απολήξεις του Κοφινά και στις νότιες απολήξεις του όρους Βουνό.



Εικόνα 2.12: Γεωλογική Η-Η' τομή Κάψας-Μπαρμπερί-Νεσάνη.
 Figure 2.12: Geological section H-H' through Kapsa - Barberi - Nestani.



Εικόνα 2.13: Γεωλογική τομή Θ-Θ' Μερκορούϊ-Παρόριον-Λουκάς.
 Figure 2.13: Geological section Θ-Θ' through Merkourion-Parorion-Loukas.

3. ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

3.1. ΓΕΝΙΚΑ

Ένας καθοριστικός παράγοντας που ελέγχει τη διακίνηση και την αποθήκευση των υπόγειων υδάτων είναι ο έντονος τεκτονισμός που έχει υποστεί η περιοχή, τόσο από εφαπτομενικές κινήσεις (επωθήσεις-λεπιώσεις) όσο και από κατακόρυφες (ρήγματα-διακλάσεις). Κατά συνέπεια οι ανθρακικές κυρίως ακολουθίες των πετρωμάτων που δομούν την περιοχή μελέτης, οι οποίες παραμορφώθηκαν κατά την αλπική ορογενετική φάση καθώς και κατά τη μεταγενέστερη ρηξιγενή ταφροποίηση, πληρούν όλες τις απαραίτητες προϋποθέσεις δημιουργίας υδροφόρων οριζόντων.

Επί πλέον το φυλλιτικό-σχιστολιθικό υπόβαθρο, σε κλίμακα δομών μεγάλου βάθους, καθώς και οι κλαστικές ακολουθίες οι οποίες αποτελούν τμήματα της στρωματογραφικής στήλης των ενοτήτων, συνιστούν το στεγανό υπόβαθρο και δημιουργούν επιμέρους υδρογεωλογικές λεκάνες μεγάλης ή μικρής έκτασης.

Καθοριστικός επίσης είναι και ο ρόλος του φαινομένου της καρστικοποίησης, η οποία μεταβάλλει την περατότητα των ανθρακικών σχηματισμών σε συνάρτηση με το βάθος. Τα περίπλοκα συστήματα των καρστικών αγωγών ελέγχουν κατά κύριο λόγο τη μεταφορά των κατεισδύοντων υδάτων εκτός λεκάνης, εκεί όπου δεν παρεμβάλλονται αδιαπέρατοι σχηματισμοί για τεκτονικούς ή στρωματογραφικούς λόγους.

Κατά συνέπεια η διερεύνηση των υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής μελέτης, έγκειται στον προσδιορισμό των λιθολογικών και τεκτονικών συνθηκών κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα.

3.2. ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΚΑ-ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Η Κεντρική Πελοπόννησος χαρακτηρίζεται από ένα ορεινό κλίμα, υγρό κατά τους χειμερινούς μήνες (με τη σχετική υγρασία να κυμαίνεται από 65% έως 80%) και ξηρό κατά τους θερινούς μήνες (με τη σχετική υγρασία να κυμαίνεται από 44% έως 50%).

Σύμφωνα με τους MORFIS, PARASKEVOPOULOU (1986), η μέση ετήσια βροχόπτωση είναι περίπου 900 χιλιοστά. Η κατανομή των βροχοπτώσεων εμφανίζει

τις μεγαλύτερες τιμές της από το Νοέμβριο έως και το Φεβρουάριο, υπερβαίνοντας τα 100 mm το μήνα κατά μέσο όρο (ειδικά κατά το μήνα Δεκέμβριο αγγίζει τα 175 mm). Κατά τους θερινούς μήνες που επικρατεί ξηρασία, οι βροχοπτώσεις κυμαίνονται από 20-40 χιλιοστά το μήνα. Ο αριθμός των βροχερών ημερών ανέρχεται σε 72/έτος και κατανέμονται κυρίως κατά τη διάρκεια του χειμώνα.

Η θερμοκρασία είναι σχετικά χαμηλή, κυμαινόμενη κατά τους θερινούς μήνες από 15 °C ελάχιστη έως 30°C μέγιστη, ενώ κατά τους χειμερινούς από 2°C η ελάχιστη έως 10°C η μέγιστη (συχνά εμφανίζονται και θερμοκρασίες κάτω από 0°C).

3.3. ΥΔΡΟΛΙΘΟΛΟΓΙΚΟΙ ΧΑΡΑΚΤΗΡΕΣ ΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ

Η λεκάνη της Τρίπολης περιβάλλεται περιφερειακά από σχηματισμούς οι οποίοι ταξινομούνται, με κριτήριο την υδρολιθολογική τους συμπεριφορά, σε τρεις κατηγορίες:

- Σε διαπερατούς σχηματισμούς.
 - α. Μακροπερατοί. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι ανθρακικοί σχηματισμοί των ενοτήτων Πίνδου, Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο και Τρίπολης (δολομίτες, ασβεστόλιθοι). Οι σχηματισμοί αυτοί είναι συχνά πτυχωμένοι, λεπιωμένοι και διασχίζονται από πυκνά δίκτυα διακλάσεων. Τα δευτερογενή αυτά χαρακτηριστικά τους καθιστούν μακροδιαπερατούς σχηματισμούς.
 - β. Μικροπερατούς. Στους σχηματισμούς αυτούς κατατάσσονται οι ποταμοχειμάρριοι λατυποκροκαλοπαγείς σχηματισμοί, οι ενδιαστρώσεις άμμων και χαλίκων που απαντούν στα τεταρτογενή ιζήματα και τα πλευρικά κορήματα. Η διακίνηση του νερού γίνεται μέσα από το πορώδες.
- Σε ημιπερατούς σχηματισμούς.

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν τα μεταβατικά προς το φλύσχη στρώματα της Πίνδου (μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι με πυριτικές ενδιαστρώσεις και πηλίτες). Τα στρώματα αυτά παρουσιάζουν μεταβαλλόμενη περατότητα ανάλογα με το ποσοστό των αργιλικών συστατικών, το οποίο αυξάνεται στους πλησιέστερους προς τον φλύσχη στρωματογραφικούς ορίζοντες. Ως ημιπερατός σχηματισμός μπορεί επίσης να χαρακτηριστεί ο επιφανειακός εξαλλοιωμένος μανδύας του φλύσχη.
- Σε αδιαπέρατους σχηματισμούς.

Χαρακτηριστικό αδιαπέρατο σχηματισμό στην περιοχή μελέτης, συνιστούν οι πηλιτικοί ορίζοντες του φλύσχη. Η κίνηση του νερού είναι δυνατή μόνο μέσω των ψαμμιτικών οριζόντων, των κροκαλοπαγών και των ανώτερων στρωμάτων που αποτελούν τον άγριο φλύσχη.

3.4. ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΣΥΜΠΕΡΙΦΟΡΑ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ

3.4.1. ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΙΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Οι τεταρτογενείς σχηματισμοί αποτελούνται από:

- λεπτές ενδιαστρώσεις αργίλων (κυρίως λιμναίας φάσης) και
- λατυποκροκαλοπαγείς σχηματισμούς ποτάμιας προέλευσης, που εναλλάσσονται μεταξύ τους τόσο πλευρικά όσο και κατακόρυφα.

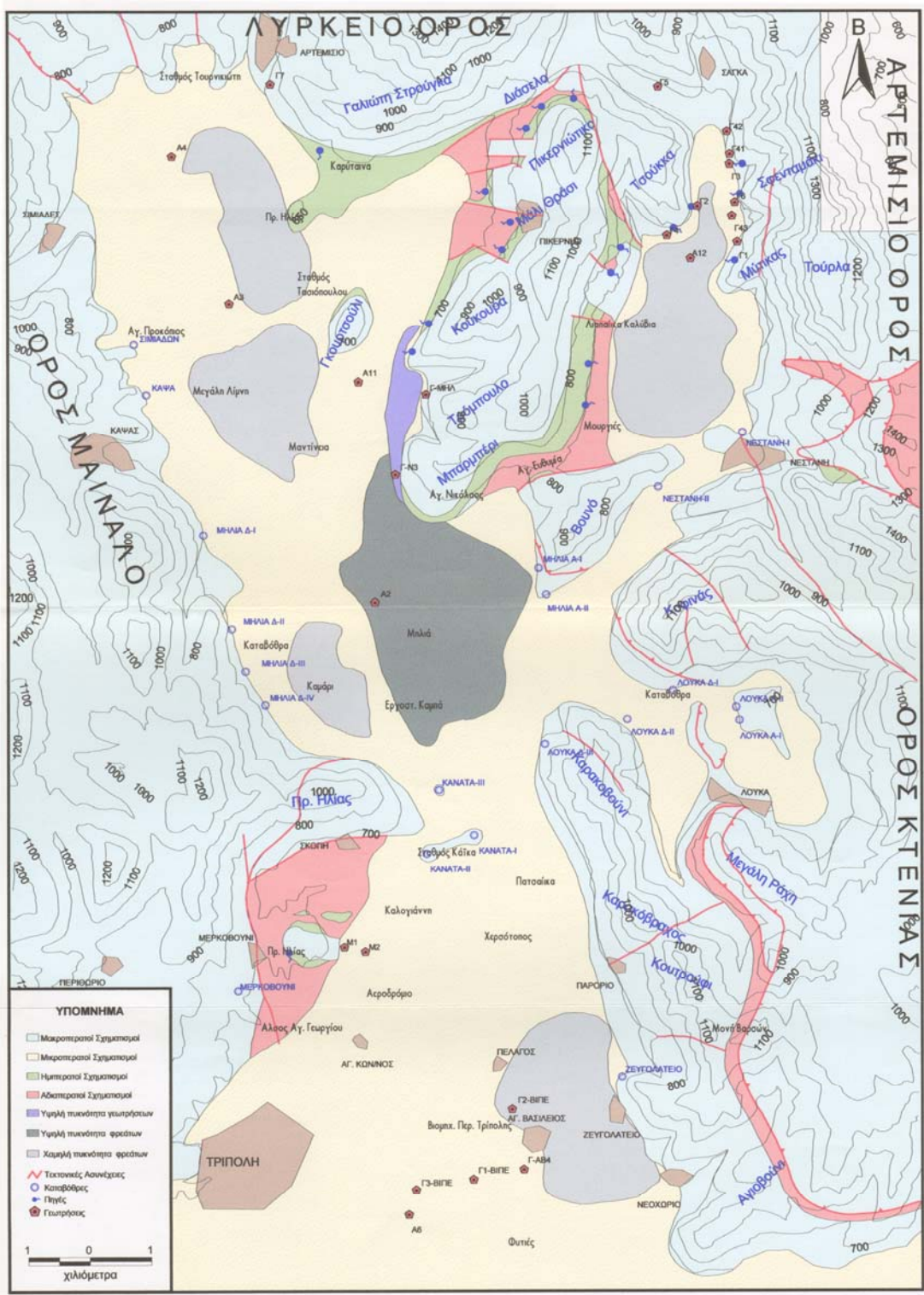
Η φύση αυτή των ιζημάτων τα κατατάσσει στους μικροπερατούς σχηματισμούς, η ανομοιογένεια δημιουργεί επί μέρους υδροφόρους ορίζοντες και έτσι ευνοεί τη δημιουργία φρεατίων, αρτεσιανών ή υποαρτεσιανών υδροφόρων οριζόντων κατά περιοχές.

Η τροφοδοσία των σχηματισμών αυτών γίνεται με τρεις τρόπους:

- I. κατευθείαν κατείσδυση ενός ποσοστού των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων,
- II. επιφανειακά νερά που αποστραγγίζουν ευρύτερες περιοχές και λιμνάζουν σε πολλές θέσεις, όπου αναπτύσσονται οι τεταρτογενείς αποθέσεις και
- III. πλευρική τροφοδοσία από παρακείμενους ασβεστολιθικούς σχηματισμούς, εκεί που το επιτρέπουν οι γεωλογικές συνθήκες.

Γεγονός είναι ότι οι υδροφορείς αυτοί παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις παροχής κατά τη διάρκεια του έτους, που εξαρτώνται κυρίως από τις τοπικές υδρογεωλογικές συνθήκες.

Στην περιοχή μελέτης υπάρχουν πολλά φρέατα κυρίως στις περιοχές Μαντίνειας, Νεστάνης, Αγ. Βασιλείου-Ζευγολατείου (βλ. χάρτη εικ. 3.1) με παροχές 8-10 μ³/ώρα, ενώ στην περιοχή Μηλιάς οι παροχές κυμαίνονται μεταξύ 10-15 μ³/ώρα, ειδικά κατά τους χειμερινούς μήνες. Εκτενέστερη αναφορά γίνεται στην παράγραφο 3.5.1.



Εικόνα 3.1 : Υδρολιθικός χάρτης περιοχής έρευνας.
Figure 3.1 : Hydrolythic map of the study area.

3.4.2. ΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Όπως φαίνεται στο γεωλογικό χάρτη της εικόνας 2.2, στις περιοχές όπου εμφανίζεται το αλπικό υπόβαθρο επικρατούν οι γεωλογικοί σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου. Η παρουσία των μεταβατικών στρωμάτων (ημιπερατοί σχηματισμοί) και του φλύσχη (αδιαπέρατος σχηματισμός), σε συνδυασμό με την έντονη τεκτονική παραμόρφωση της συγκεκριμένης ενότητας, δημιουργούν επί μέρους υδρογεωλογικά συστήματα (υπολεκάνες), που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον.

Αντίθετα, στα υδρογεωλογικά συστήματα που δομούνται αποκλειστικά από τους ασβεστόλιθους και δολομίτες της ενότητας Τρίπολης, ενδιαφέρον κυρίως παρουσιάζουν:

- ο βαθμός καρστικοποίησης,
- οι δίοδοι ανάπτυξης των καρστικών αγωγών και
- οι καταβόθρες.

Χαρακτηριστική είναι η απουσία υδατοστεγανών σχηματισμών (φλύσχης, φυλλίτες), που να ευνοούν τη δημιουργία κλειστών υδρογεωλογικών λεκανών. Οι τυπικές περιοχές που ελέγχονται από την καρστικοποίηση και την ανάπτυξη της στην περιοχή μελέτης, είναι οι άξονες Κάψα-Σιμιιάδων και Καρακοβουνίου-Ζευγολατείου, στις οποίες θα αναφερθούμε λεπτομερέστερα στην παράγραφο 3.7.2.

Οι ανθρακικοί σχηματισμοί στο σύνολο τους παρουσιάζονται ιδιαίτερα καρστικοποιημένοι με συντελεστή κατείδυσης πάνω από 45% (ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, 1981) και η τροφοδοσία τους είναι μεγάλη εξαιτίας των υψηλών βροχοπτώσεων και χιονοπτώσεων που επικρατούν στην ευρύτερη περιοχή.

Υπάρχουν περιοχές του οροπεδίου όπου οι ασβεστολιθικοί σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου έρχονται μέσω τεκτονικής ολίσθησης κατευθείαν πάνω σε αυτούς της Τρίπολης, χωρίς την παρεμβολή φλύσχη (Βουνό, Κοφινάς, Λουκά). Ακόμα όμως και όταν παρεμβάλλεται ο υδατοστεγανός αυτός σχηματισμός (σε πολλές περιπτώσεις πάχους λίγων δεκάδων μέτρων), εξαιτίας της τεκτονικής παραμόρφωσης πιθανά να αποσφηνώνεται ή να έχει κατακερματιστεί τόσο που να έχει μετατραπεί σε ημιπερατό ή ακόμη και σε διαπερατό σχηματισμό.

Στη συνέχεια επιχειρείται μία προσέγγιση στον μηχανισμό τροφοδοσίας, διακίνησης και αποθήκευσης των υπογείων υδάτων σε συγκεκριμένες υπολεκάνες της περιοχής μελέτης.

3.5. ΥΔΡΟΛΗΠΤΙΚΑ ΕΡΓΑ

Μέσα στα όρια των επιμέρους υδρογεωλογικών λεκανών που περιγράφηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, εντοπίζεται ο μεγαλύτερος αριθμός των υδροληπτικών έργων.

Τα υδροληπτικά έργα είναι φρέατα και γεωτρήσεις. Αξιόπιστα στοιχεία για την στρωματογραφική στήλη, το βάθος, την ποσότητα και ποιότητα της εκάστοτε υδροφορίας, προέκυψαν από τις ερευνητικές γεωτρήσεις ερευνητικού προγράμματος της Δ.Ε.Η. και από τις ερευνητικές-παραγωγικές υδρογεωτρήσεις του Ι.Γ.Μ.Ε.

3.5.1. ΦΡΕΑΤΑ

Γενικά, η περιοχή του οροπεδίου κατακλύζεται από ένα μεγάλο αριθμό φρεάτων, που εκμεταλλεύονται υδροφορίες οι οποίες αναπτύσσονται στους ορίζοντες των άμμων, κροκαλοπαγών και άλλων ποταμοχειμάρριων υλικών των τεταρτογενών αποθέσεων που επικρατούν κυρίως στις περιοχές Σιμιάδων, Μηλιάς, δυτικής Μηλιάς, κάμπου Νεσάνης, Αγίου Βασιλείου-Πελάγους (βλ. χάρτη εικ. 3.1), είναι ασθενούς δυναμικότητας και η τροφοδοσία τους προέρχεται κατά κύριο λόγο από την απευθείας κατείσδυση.

Ο μεγαλύτερος αριθμός φρεάτων εντοπίζεται στην περιοχή της Μηλιάς. Τα φρέατα αυτά, με βάθη 15-25 μ., αναπτύσσονται μέσα στις τεταρτογενείς αποθέσεις. Εξαιτίας της ανεστραμμένης δομής του αυχένα Κούκουρα-Μπαρμπέρι, είναι δυνατόν να υπάρχει συνεχής τροφοδοσία των σχηματισμών αυτών, λόγω της αποστράγγισης της ασβεστολιθικής μάζας προς τις προσχώσεις. Έτσι, δικαιολογείται ο μεγάλος αριθμός των φρεάτων (ενεργών ή μη) στην ευρύτερη περιοχή. Τα νερά των φρεάτων αυτών είναι ποιοτικά βεβαρημένα, εξ' αιτίας των καλλιεργειών, και χρησιμοποιούνται αποκλειστικά για άρδευση.

Ένας μεγάλος αριθμός φρεάτων έχουν ανορυχθεί στην ευρύτερη περιοχή Αγ. Βασιλείου-Ζευγολατείου (βλ. χάρτη εικ. 3.1). Τα φρέατα αυτά εκμεταλλεύονται τον υδροφόρο ορίζοντα που αναπτύσσεται μέσα στα αδρομερή κροκαλοπαγή και στις λατύπες ποταμοχειμάρριας προέλευσης (ιζήματα σχηματισμού Θάνα, βλ. παραγρ.

2.2.1.δ). Το βάθος τους σε πολλές περιπτώσεις ξεπερνά τα 20 μ. και οι παροχές τους κυμαίνονται από 8-10 μ³/ώρα.

Στην περιοχή Μερκοβούνι-Σκοπή υπάρχει ένας αριθμός φρεάτων, με βάθη όχι μεγαλύτερα των 10 μ., που εκμεταλλεύονται τον υδροφόρο ορίζοντα που αναπτύσσεται στον αποσαθρωμένο μανδύα του φλύσχη. Τα πηγάδια αυτά δίνουν μικρές παροχές, το νερό τους χρησιμοποιείται εποχιακά για άρδευση μικροκαλλιιεργειών, και η παροχές τους εξαρτώνται άμεσα από το ύψος των βροχοπτώσεων.

3.5.2. ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ

Στην ευρύτερη περιοχή έρευνας, έχει κατασκευαστεί ένας σημαντικός αριθμός παραγωγικών και ερευνητικών γεωτρήσεων.

Οι αρδευτικές και υδρευτικές γεωτρήσεις έχουν κατασκευαστεί από ιδιώτες και από το Ι.Γ.Μ.Ε. (κατά κύριο λόγο). Τα στοιχεία που συγκεντρώθηκαν από τις προφορικές πληροφορίες των ιδιοκτητών των ιδιωτικών γεωτρήσεων δεν θεωρούνται αξιόπιστα όσον αφορά τα βάθη των γεωλογικών σχηματισμών που συναντήθηκαν κατά τη διάτρηση, παρά μόνο για τους λιθολογικούς σχηματισμούς που συναντήθηκαν. Τα στοιχεία (από τα δελτία) των γεωτρήσεων του Ι.Γ.Μ.Ε. χρησιμοποιούνται τόσο για τη βαθμονόμηση της γεωφυσικής μεθόδου που εφαρμόστηκε στην παρούσα διατριβή (βλ. Κεφάλαιο 5), όσο και για την εκτίμηση του υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής ενδιαφέροντος. Οι ερευνητικές γεωτρήσεις που κατασκευάστηκαν την περίοδο 1974-1976, στα πλαίσια γεωερευνητικού προγράμματος της Δ.Ε.Η., με αντικείμενο την αξιολόγηση των διαφόρων λεκανών της Πελοποννήσου και άλλων περιοχών, ως προς τις συνθήκες λιγνιτογένεσης-λιγνιτοφορίας, με τη συνεργασία Ελλήνων και Γερμανών ερευνητών (LUTTIG, 1976), χρησιμοποιήθηκαν επίσης για την βαθμονόμηση των γεωφυσικών αποτελεσμάτων.

Στα πλαίσια του προγράμματος 'Υδρογεωλογική έρευνα του Αρκαδικού οροπεδίου' της Δ/σης Υδρογεωλογίας του Ι.Γ.Μ.Ε., με σκοπό τη διερεύνηση των δυνατοτήτων επίλυσης των υδρευτικών προβλημάτων της πόλης της Τρίπολης και άλλων αναγκών του οροπεδίου, διανοίχτηκαν κατά τη διετία 1980-81 (βλ. χάρτη εικ. 3.1):

⇒ εννέα (9) υδρογεωτρήσεις στο βόρειο τμήμα της υπολεκάνης της Νεστάνης (Γ1/80, Γ2/80, Γ3/80, Γ4/80, Γ5/80, Γ6/80, Γ41/81, Γ42/81 και Γ43/81), μέσου βάθους 100-120 μέτρων η κάθε μία. Οι θέσεις των γεωτρήσεων αυτών τοποθετήθηκαν στα κράσπεδα της υπολεκάνης, στις νοτιοανατολικές απολήξεις του όρους Τσούκκα (Γ2/80 και Γ4/80), στους μεγάλους κώνους κορημάτων της

κοινότητας Σάγκα (Γ5/80 και Γ42/81) και στις δυτικές απολήξεις του όρους Αρτεμίσιο (Γ1/80, Γ3/80, Γ6/80, Γ41/81 και Γ43/81) και
⇒ δύο (2) υδρογεωτρήσεις στη περιοχή της κοινότητας Αρτεμισίου (Γ7/80 και Γ8/80).

Η γεωτρητική έρευνα, που σκοπό είχε τον εντοπισμό υδροφόρων οριζόντων, τη μελέτη της ετήσιας δόιατας και του χημισμού των υπόγειων υδάτων, καθώς και την εκτίμηση των εκμεταλλεύσιμων υπόγειων αποθεμάτων, περιορίστηκε στην διερεύνηση των ασβεστολιθικών κρασπέδων στο βόρειο τμήμα της λεκάνης. Όπως αναφέρεται σε αδημοσίευτες εργασίες-εκθέσεις, μετά τις δοκιμαστικές αντλήσεις, εκτιμήθηκε ότι η παροχή των παραπάνω γεωτρήσεων είναι μεγαλύτερη των 300 μ³/ώρα. Από την επεξεργασία των δεδομένων των δοκιμαστικών αντλήσεων προέκυψε το 'ενιαίο' του συστήματος, με μεγάλο συντελεστή υδαταγωγιμότητας και κατ' επέκταση σημαντική αποκάρσωση. Το βάθος της καρστικοποίησης εκτιμάται (από τους ερευνητές του προγράμματος) σε 40-60 μ. και σε καμία γεώτρηση δεν εντοπίστηκε υδατοστεγανός σχηματισμός. Μετά από χημικές αναλύσεις τα νερά χαρακτηρίστηκαν ως 'καλής ποσιμότητας'.

Οι θέσεις όλων των γεωτρήσεων αναγνωρίστηκαν στην ύπαιθρο, με την ανεύρεση των φρεατίων τους και στις περισσότερες από αυτές πραγματοποιήθηκαν *in situ* μετρήσεις της ειδικής αντίστασης, με την ανάπτυξη γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων βαθμονόμησης (βλ. παραγρ. 5.2.1.β).

Ένας ικανός αριθμός ιδιωτικών αρδευτικών και δύο (2) κοινοτικών υδρευτικών παραγωγικών γεωτρήσεις, Γ-ΜΗΛ και Γ-N3/85 των κοινοτήτων Μηλιάς και Νεστάνης αντίστοιχα, έχουν κατασκευαστεί στα δυτικά κράσπεδα των ορεινών όγκων Κούκουρα και Μπαρμπέρι, στις περιοχές της ανατολικής Μαντίνειας και βόρειας Μηλιάς (βλ. χάρτη εικ. 3.1). Οι γεωτρήσεις αυτές εκμεταλλεύονται τον υδροφόρο ορίζοντα που σχηματίζεται από τις προνομιακές υδρογεωλογικές συνθήκες που δημιουργούνται εξαιτίας της ανεστραμμένης δομής των στρωμάτων του ορεινού όγκου Μάλι Θράσι -Κούκουρα - Μπαρμπέρι (βλ. παραγρ. 2.2.2.δ).

Από τις γεωτρήσεις αυτές στοιχεία υπάρχουν μόνο για την υδρογεώτρηση Γ-N3, που κατασκευάστηκε από το Ι.Γ.Μ.Ε. το 1985 για την κοινότητα της Νεστάνης. Το βάθος της είναι 120 μ. και οι γεωλογικοί σχηματισμοί που διατρήθηκαν είναι κορήματα-τεταρτογενείς αποθέσεις από 0-17 μ., ασβεστόλιθοι από 17-112 μ. και μαργαϊκοί, λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθοι, στρώματα μετάβασης προς το φλύσχη από 112-120 μ. Η παροχή της κυμαίνεται από 50-55 μ³/ώρα. Όσον αφορά τις

ιδιωτικές υδρογεωτρήσεις που λειτουργούν στην περιοχή δε θεωρούνται αξιόπιστες οι προφορικές πληροφορίες των κατοίκων και περιορίζονται μόνο στην επιβεβαίωση της στρωματογραφικής δομής της περιοχής.

Στην περιοχή Μερκοβουνίου και συγκεκριμένα στα ανατολικά κράσπεδα του λόφου του Προφήτη Ηλία, έχει ανορυχθεί περιορισμένος αριθμός ιδιωτικών παραγωγικών υδρογεωτρήσεων, με σημαντικότερες, από άποψη αξιοπιστίας, την M1 και M2 (βλ. χάρτη εικ. 3.1). Οι γεωτρήσεις αυτές εκμεταλλεύονται την υδροφορία που αναπτύσσεται τοπικά, λόγω της ανεστραμμένης δομής των στρωμάτων της ενότητας Πίνδου του λόφου του Προφ. Ηλία Μερκοβουνίου (βλ. παραγρ. 2.2.2.α και 3.4.2.γ). Πάντως, είναι γεγονός ότι η γεώτρηση M1 χρησιμοποιείται περιοδικά για την υποστήριξη του υδρευτικού δικτύου του Δήμου Τρίπολης. Επιβεβλημένος όμως είναι ο έλεγχος των ρυθμιστικών αποθεμάτων του εν λόγω υδροφορέα, επειδή η επιφανειακή ανάπτυξη των ασβεστόλιθων είναι σχετικά περιορισμένη.

Σε ότι αφορά τα στοιχεία των υδροληπτικών έργων στην περιοχή ΒΙ.ΠΕ. (Βιομηχανική Περιοχή) Τρίπολης, συγκεντρώθηκαν μόνο προφορικές πληροφορίες. Σύμφωνα με αυτές τρεις (3) υδρογεωτρήσεις, Γ1-ΒΙΠΕ, Γ2-ΒΙΠΕ και Γ3-ΒΙΠΕ, με βάθη 280, 280 και 150 μ. αντίστοιχα, έχουν ανορυχθεί στην περιοχή, από τις οποίες μόνο οι Γ1 και Γ3 κρίθηκαν παραγωγικές, με παροχές ~50-60 μ³/ώρα και διάτρησαν καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους (με πολλά προβλήματα διάτρησης). Η Γ2 δεν συνάντησε το αλπικό υπόβαθρο και η απόδοσή της είναι πολύ μικρή, της τάξης των 2-3 μ³/ώρα.

Παραγωγική υδρογεώτρηση (Γ-AB4/85) βάθους 200 μ. κατασκευάστηκε από το Ι.Γ.Μ.Ε. το 1985 για την ύδρευση της κοινότητας Αγ. Βασιλείου. Από το δελτίο της γεώτρησης (σε αδημοσίευτη έκθεση του Ινστιτούτου), διαπιστώθηκε ότι δεν εντόπισε αλπικό υπόβαθρο και η μικρή υδροφορία που απέδωσε (παροχή της τάξης των 5 μ³/ώρα) αναπτύσσεται στις εναλλαγές κροκαλοπαγών-αργίλων και στρωμάτων χαλίκων των τεταρτογενών αποθέσεων, από τα 114-200 μ. βάθος.

3.6. ΠΗΓΕΣ

Το φαινόμενο εκδήλωσης πηγών στην περιοχή έρευνας είναι αλληλένδετο με τις στρωματογραφικές και τεκτονικές ιδιαιτερότητες των επιμέρους υδρογεωλογικών συνθηκών, που αναλύθηκαν σε προηγούμενες παραγράφους.

Βασικό αίτιο για την επαλληλία ανθρακικών και κλαστικών σχηματισμών, που αποτελεί μία από τις βασικότερες προϋποθέσεις για τη δημιουργία των κατάλληλων συνθηκών επιφανειακής εκδήλωσης του υπεδαφικού νερού, είναι η τεκτονική παραμόρφωση (επωθήσεις, εφιππεύσεις, ρήγματα).

Η στρωματογραφική παρεμβολή αδιαπέρατων αργιλομαργαϊκών ενστρώσεων στους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου, δημιουργεί τις κατάλληλες συνθήκες για την εκφόρτιση των αποθεμάτων των υδροφορέων υπό μορφή πηγών. Γεγονός είναι ότι, όσον αφορά την περιοχή ενδιαφέροντος, τέτοιοι μηχανισμοί εκφορτίσεως παρουσιάζονται μόνο στους ασβεστόλιθους της ζώνης της Πίνδου, ενώ σε αυτούς της Τρίπολης (ομοιογενής στρωματογραφική στήλη) που αποτελούνται από καθαρούς ανθρακικούς σχηματισμούς χωρίς αργιλικές ή πυριτικές παρεμβολές, επικρατούν φαινόμενα εντονότερης καρστικοποίησης που συνεχίζεται και σε μεγάλα βάθη.

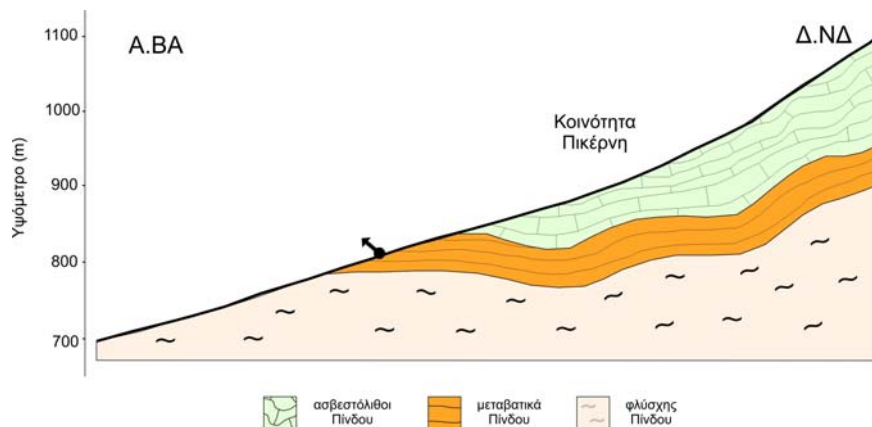
Εξάλλου πολλές φορές, εξαιτίας μορφολογικών και τεκτονικών αιτιών, ανθρακικοί σχηματισμοί επικάθονται απομονωμένοι σε αδιαπέρατο υπόβαθρο, με αποτέλεσμα τη δημιουργία πηγών επαφής ή μερικώς υπερπλήρωσης. Η παροχή των πηγών αυτών εξαρτάται τόσο από την έκταση των ασβεστολιθικών εμφανίσεων όσο και των ορίων της υδρογεωλογικής λεκάνης, δηλαδή των υπόγειων υδροκριτών που χωρίζουν την ασβεστολιθική μάζα σε επί μέρους λεκάνες.

Η παροχή σε κάθε πηγή διαφέρει, καθώς εξαρτάται από το μέγεθος της υδρογεωλογικής λεκάνης που εκφορτίζει. Γενικά, κατά τη διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης παρατηρούνται μεγαλύτερες παροχές από αυτές του τέλους του καλοκαιριού και των αρχών του φθινοπώρου, ενώ ορισμένες πηγές κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών σχεδόν στερεύουν.

3.6.1. ΠΗΓΕΣ ΔΙΑΣΕΛΟΥ-ΠΙΚΕΡΝΗ

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, στην περιοχή των νοτίων απολήξεων του Λύρκειου όρους (Καρύταινα-Μάλι Θράσι-Μπαρμπέρι), υφίστανται ευνοϊκές λιθολογικές-τεκτονικές συνθήκες για τη λειτουργία πηγών. Στην ακολουθία των στρωμάτων του

ορεινού όγκου Μάλι Θράσι-Κούκουρα-Μπαρμπέρι, που αποτελεί το σκέλος μίας ανεστραμμένης πτυχής, δημιουργούνται πηγές επαφής των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου που υπέρκεινται στρωματογραφικά του φλύσχη ή των μεταβατικών, λόγω της ανεστραμμένης δομής (βλ. χάρτη εικ. 2.2 και τομή 3.2).

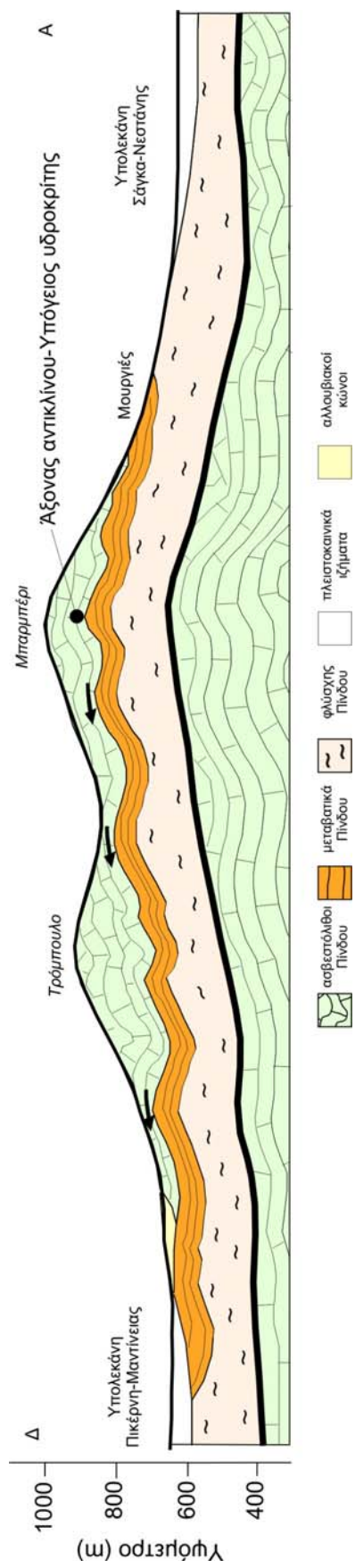


Εικόνα 3.2: Σχηματική γεωλογική τομή για την ερμηνεία λειτουργίας των πηγών Πικέρνη.
Figure 3.2: Interpretation of Pikerni springs operation mechanism.

Οι πηγές στο δυτικό τμήμα της παραπάνω περιοχής παρουσιάζουν μεγαλύτερες παροχές σε σύγκριση με αυτές του ανατολικού. Οι μεγαλύτερες πηγές συναντώνται στην κοινότητα Πικέρνης, είναι μόνιμες και παρουσιάζουν παροχές σε όλη τη διάρκεια του έτους, εκφορτίζοντας τους υπερκείμενους ασβεστόλιθους και το ανώτερο υδατοπερατό τμήμα των μεταβατικών στρωμάτων. Στο νότιο-νοτιοδυτικό τμήμα δεν απαντούν πηγές, διότι η αδιαπέρατη επιφάνεια βυθίζεται κάτω από τους τεταρτογενείς σχηματισμούς που τροφοδοτούνται από τους ασβεστόλιθους και υδρομαστεύονται από ένα αριθμό υδρογεωτρήσεων και φρεάτων (βλ. εικ. 3.3).

3.6.2. ΠΗΓΕΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΩΝ ΠΑΡΥΦΩΝ ΚΟΥΚΟΥΡΑ-ΜΠΑΡΜΠΕΡΙ

Οι πηγές που συναντάμε στις ανατολικές παρυφές του ορεινού όγκου Μάλι Θράσι-Μπαρμπέρι είναι εποχιακές, πολύ μικρής παροχής, μη εκμεταλλεύσιμες, με εξαίρεση ίσως εκείνη των Λιαπαϊίκων Καλυβιών που παρουσιάζει τη μεγαλύτερη συγκριτικά παροχή. Οι μικρές παροχές των πηγών αυτών πιθανά να οφείλονται στη γεωμετρία του αντικλινικού άξονα-υπόγειου υδροκρίτη που, όπως φαίνεται και στην γεωλογική τομή της εικόνας 3.3, ευνοεί τη δημιουργία υδρογεωλογικής λεκάνης μεγαλύτερου μεγέθους στο δυτικό σε σχέση με το ανατολικό υποσύστημα.



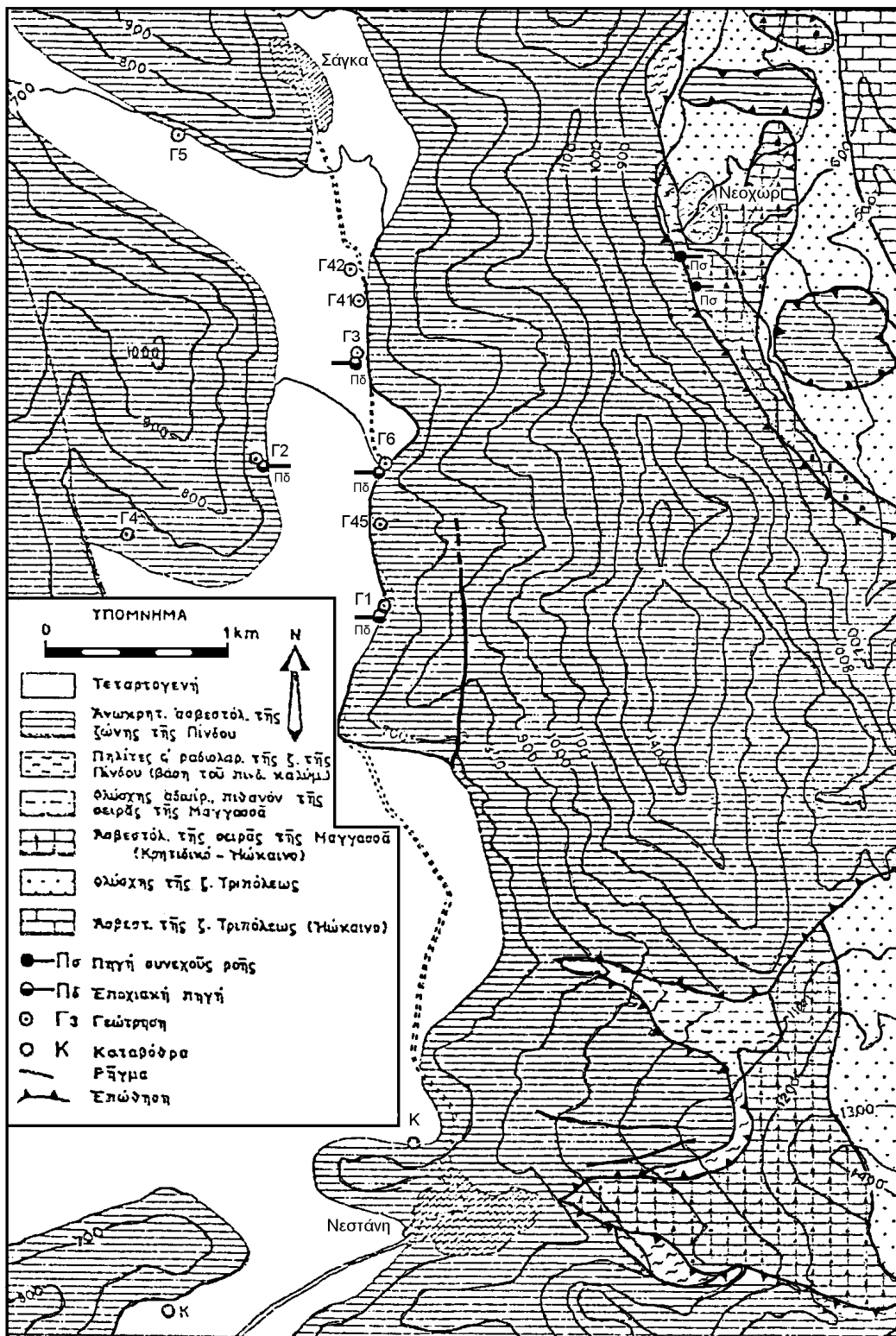
Εικόνα 3.3: Υδρογεωλογική τομή για την ερμηνεία δημιουργίας και λειτουργίας πηγών των υπολεκανών Πικέρνη-Μαντίνειας-Μηλιάς και Σάγκα-Νεστώνης.
Figure 3.3: Interpretation of Pikeri-Madina-Milia and Saga-Nestani springs operation mechanism.

3.6.3. ΠΗΓΕΣ ΣΑΓΚΑ-ΝΕΣΤΑΝΗΣ

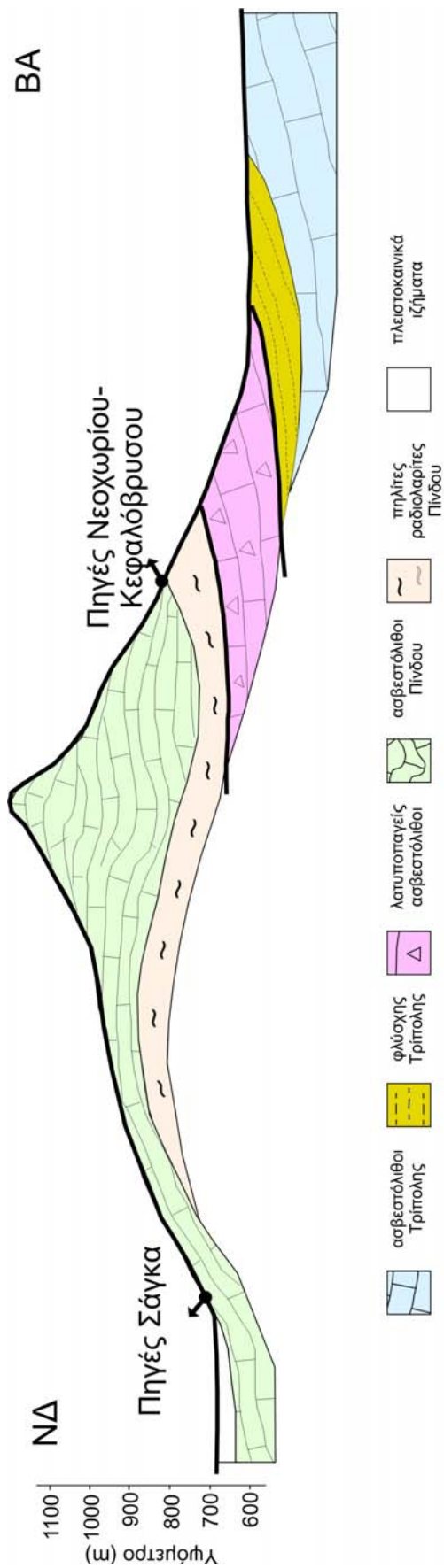
Ανατολικά του κάμπου της Νεστάνης υψώνεται ορεινός όγκος των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου του άξονα Σάγκα-Νεστάνης. Οι πλακώδεις άνω κρητιδικό ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου παρουσιάζουν έναν ικανοποιητικό συντελεστή κατείσδυσης γιατί είναι έντονα κατακερματισμένοι εξαιτίας των διακλάσεων, των επιππεύσεων και των ρηγμάτων. Η δημιουργία υδρογεωλογικών λεκανών εντός του καλύμματος της Πίνδου, που εκφορτίζονται μέσω των εποχιακών πηγών του άξονα Σάγκα-Νεστάνης δυτικά και των μόνιμων πηγών του άξονα Νεοχωρίου-Κεφαλόβρυσου ανατολικά (βλ. χάρτη εικ. 3.4), ευνοείται από

- τη μεγάλη επιφανειακή εξάπλωση των πλακωδών ασβεστόλιθων, που είναι ο πλέον υδροπερατός σχηματισμός της ενότητας,
- το αδιαπέρατο υπόβαθρο που μπορεί να είναι:
 - είτε στρωματογραφικό, με ερυθρούς πηλίτες-ραδιολαρίτες της βάσης του Αρκαδικού καλύμματος (Νεοχώρι-Κεφαλόβρυσο),
 - είτε τεκτονικό (επωθήσεις, λεπιώσεις), με την κλαστική σειρά στην οροφή της ενότητας Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο (ΒΑ Νεστάνη) ή ο φλύσχη της ενότητας Τρίπολης.

Στην ανατολική περιοχή (Νεοχώρι-Κεφαλόβρυσο) του ορεινού αυτού όγκου, υπάρχουν όπως προαναφέρθηκε, πηγές μεγάλων παροχών και συνεχούς ροής, σε υψόμετρο 750-800 μ. Αντίθετα, οι πηγές της δυτικής περιοχής (Σάγκα), έχουν μικρότερες παροχές παρά το γεγονός ότι εκδηλώνονται σε μικρότερο υψόμετρο (640-680 μ.) (βλ. εικ. 3.5). Οι πηγές Νεοχωρίου-Κεφαλοβρύσου είναι πηγές επαφής μεταξύ των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου και των πηλιτών-ραδιολαριτών που εμφανίζονται σε μικρή έκταση και με μικρό πάχος, ενώ η τεκτονική επαφή μεταξύ των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου και του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης είναι περίπου στο ίδιο υψόμετρο με τα σημεία εκδήλωσης των πηγών (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1984). Σύμφωνα με τον ίδιο ερευνητή η τεκτονική επαφή αναμένεται να είναι αντικλινικά πτυχωμένη (βλ. εικ. 3.3), διότι εάν συνέβαινε το αντίθετο οι διαλείπουσες πηγές της περιοχής Σάγκα-Νεστάνης θα έπρεπε να ήταν συνεχείς, ενώ εκείνες του Νεοχωρίου-Κεφαλοβρύσου θα έπρεπε να ήταν εποχιακές, αφού βρίσκονται σε μεγαλύτερο υψόμετρο.



Εικόνα 3.4: Γεωλογικός χάρτης περιοχής Νεοτάνης-Σάγκα-Νεοχωριού (ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1984).
 Figure 3.4: Geological map of Nestani-Saga-Neohorio area (after ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1984).

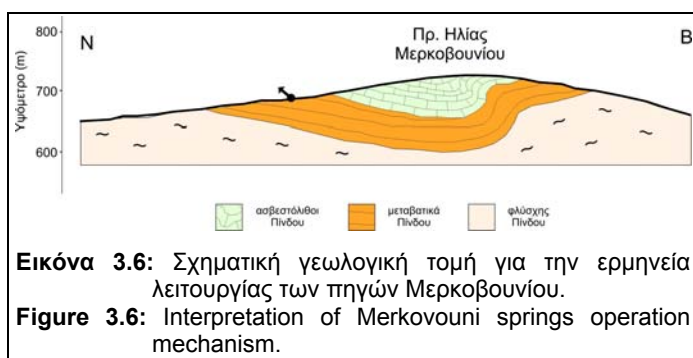


Εικόνα 3.5: Σχηματική γεωλογική τομή μεταξύ Σάγκα (δυτικά) και Νεοχωρίου (ανατολικά) για την ερμηνεία λειτουργίας των αντίστοιχων πηγών.
Figure 3.5: Interpretation of Saga (west) and Neohori (east) springs operation mechanism.

Η εποχιακή παρουσία των πηγών Σάγκα, σε συνδυασμό με τα στοιχεία των γεωτρήσεων του Ι.Γ.Μ.Ε. στην περιοχή (παροχές γεωτρήσεων ~300 μ³/ώρα και μόνιμη πτώση στάθμης μετά το πέρας της άντλησης), συνηγορούν υπέρ της άποψης ότι οι πηγές του Σάγκα εκφορτίζουν το πλεόνασμα του νερού κατά την περίοδο των υψηλών βροχοπτώσεων που δεν μπορεί να κινηθεί υπόγεια προς τα νοτιοανατολικά, δηλαδή προς τους καρστικούς αγωγούς της καταβόθρας της Νεστάνης (Νεστάνη Ι).

3.6.4. ΠΗΓΕΣ ΜΕΡΚΟΒΟΥΝΙΟΥ

Στην περιοχή Μερκοβουνίου και πιο συγκεκριμένα στους πρόποδες του λόφου του



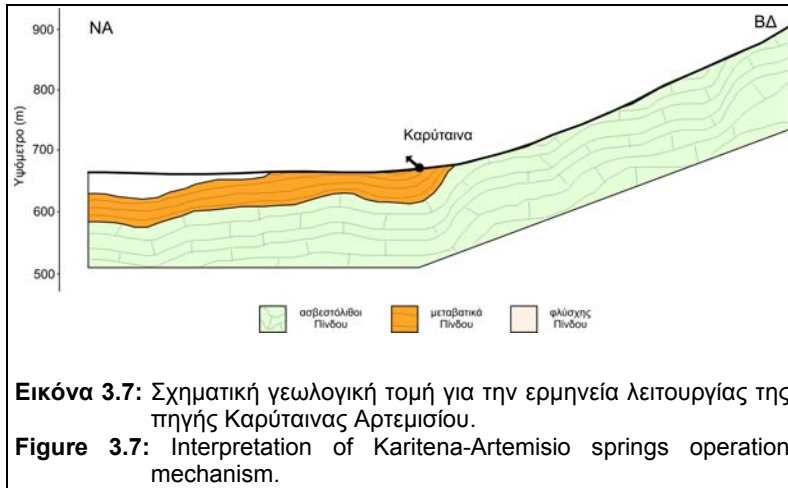
Εικόνα 3.6: Σχηματική γεωλογική τομή για την ερμηνεία λειτουργίας των πηγών Μερκοβουνίου.
Figure 3.6: Interpretation of Merkonouni springs operation mechanism.

Προφήτη Ηλία (βλ. χάρτη εικ. 2.3), υπάρχει μέτωπο μικρών εποχιακών πηγών επαφής-υπερπλήρωσης και μικρής παροχής. Η λειτουργία τους συνδέεται με την ύπαρξη του ανεστραμμένου σκέλους πτυχής, που όπως περιγράφει στην παράγραφο

2.2.4.α.2, τοποθετεί τους υδροπερατούς πλακώδεις ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου επάνω στον αδιαπέρατο φλύσχη της ίδιας ενότητας (βλ. εικ. 3.6).

3.6.5. ΑΛΛΕΣ ΠΗΓΕΣ

Νοτιοδυτικά της κοινότητας Αρτεμισίου υπάρχει η πηγή Καρύταινα (βλ. χάρτη εικ. 2.2), από την οποία υδρεύεται μερικώς η κοινότητα. Η πηγή εκδηλώνεται στην επαφή των μεταβατικών προς το φλύσχη στρωμάτων με τους υποκείμενους στρωματιγραφικά ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου, όπου εξαιτίας της τεκτονικής των πτυχώσεων, τα μεταβατικά υπόκεινται μερικώς των ασβεστόλιθων, με αποτέλεσμα λόγω της μικρότερης περατότητας τους να δρουν ως ρυθμιστές της αποστράγγισης των ασβεστόλιθων (βλ. εικ. 3.7).



Μικρές, εποχιακές πηγές εμφανίζονται και σε περιοχές (Κάψα, Σιμιάδες, Παρόριο, κλπ.) όπου επικρατούν αλλουβιακοί κώνοι κορημάτων. Η επιφανειακή εκδήλωση του

υπεδαφικού νερού τέτοιων υδροφορέων συντελείται όπου το επιτρέπουν οι μορφολογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες.

3.7. ΚΑΡΣΤΙΚΟΠΟΙΗΣΗ-ΚΑΤΑΒΟΘΡΕΣ

3.7.1. ΚΑΡΣΤΙΚΟΠΟΙΗΣΗ

Παρατηρώντας συνολικά τη γεωλογική δομή του Αρκαδικού οροπεδίου, διαπιστώνουμε ότι στο νότιο τμήμα του δεν είναι εφικτή η αποστράγγιση, λόγω της ύπαρξης των σχιστόλιθων του μεταμορφωμένου υποβάθρου (Δραγούνη-Δολιανά-Βούρβουρα-Βλαχοκερασιά-Μαυρογιάννη). Σχιστολιθικές εμφανίσεις αποτελούν επίσης το αδιαπέρατο υπόβαθρο στην περιοχή Άνω Ασέας-Αραχαμίτσας και ακόμα βορειότερα στην περιοχή Χελμού. Στο βόρειο τμήμα του οροπεδίου (περιοχή Σκοτεινής), οι εκτεταμένες μάζες του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης δεν επιτρέπουν την αποστράγγιση των τεκτονικά υπερκείμενων ανθρακικών μαζών της ενότητας Πίνδου. Τα δυτικά κράσπεδα της λεκάνης συνίστανται κυρίως από ασβεστόλιθους της ενότητας Τρίπολης (Μαίναλο) ενώ δυτικότερα της Βυτίνας εκτεταμένες εμφανίσεις φλύσχη μεγάλου πάχους υπέρκεινται των ασβεστόλιθων αυτών (ΛΕΚΚΑΣ, 1978α, ΛΕΚΚΑΣ, 1978b, ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, 1984, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, 1981, ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ & ΛΕΚΚΑΣ, 1986, κ.α.).

Η πιθανότερη συνεπώς αποστράγγιση των ασβεστολιθικών μαζών του οροπεδίου της Τρίπολης, γίνεται ανατολικά διαμέσου των εκτεταμένων ασβεστολιθικών μαζών της ενότητας Πίνδου που εκτείνονται μέχρι τον Αργολικό κόλπο. Οι έρευνες του Δημόκριτου, με ιχνηθετήσεις των καταβοθρών του οροπεδίου, επιβεβαίωσαν την άποψη αυτή αποδεικνύοντας ότι οι καταβόθρες Νεσάνης-Μηλιάς συνδέονται με το μικρό Ανάβαλο, ενώ οι καταβόθρες Τάκκας με το μεγάλο Ανάβαλο και τις περιοχές των δυτικών ακτών του Αργολικού κόλπου.

Η καρστικοποίηση των ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας Τρίπολης είναι πολύ έντονη, τόσο στο πλήθος και στο μέγεθος, όσο και στο βάθος των καρστικών μορφών. Χαρακτηριστική είναι η διαφορά του βαθμού καρστικοποίησης μεταξύ ασβεστόλιθων και δολομιτών, αφού η καρστικοποίηση των ασβεστόλιθων είναι μεγαλύτερη λόγω της χημικής τους σύστασης (επικράτηση Ca έναντι Mg).

Ως αίτια της έντονης καρστικοποίησης θα πρέπει να θεωρηθούν:

- η καθαρότητα των ανθρακικών ιζημάτων,
- η φάση (νηριτικοί, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι),

- ο τεκτονισμός (τόσο ο εφαπτομενικός όσο και ο ρηγματογόνος που έχουν κατακερματίσει τους ανθρακικούς σχηματισμούς, με συνέπεια την κυκλοφορία νερού).

Η καρστικοποίηση των ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας Πίνδου είναι ασθενέστερη σε σχέση με αυτών της Τρίπολης. Το γεγονός αυτό ερμηνεύεται λόγω:

- της μικρότερης περιεκτικότητας σε ανθρακικό ασβέστιο από εκείνους της Τρίπολης (περιέχουν αργιλικές και πυριτικές ενδιαστρώσεις),
- η φάση (πελαγικοί, λεπτοπλακώδεις),
- του βαθμού τεκτονισμού (πολυπτυχωμένοι, λεπτιωμένοι με πυκνά δίκτυα διακλάσεων με αποτέλεσμα την ταχύτερη κυκλοφορία του νερού σε σχέση με το ρυθμό διάλυσης).

Η μεταβολή της περατότητας σε συνάρτηση με το βάθος των ανθρακικών σχηματισμών σε συνδυασμό με τους παρεμβαλλόμενους αδιαπέρατους σχηματισμούς, καθορίζουν το 'επίπεδο βάσης' του κάθε συστήματος ως αποτέλεσμα του βαθμού κατακόρυφης καρστικοποίησης των ασβεστόλιθων.

Η θάλασσα θεωρείται το επίπεδο αναφοράς του καρστικού συστήματος της πόλγης της Τρίπολης, που εκφορτίζεται μέσω των παράκτιων και υποθαλάσσιων πηγών Κιβερίου-Ανάβαλου. Δύο κύριοι άξονες αποστραγγίζουν το σύστημα ανατολικά. Ο άξονας Μαντινείας-Κιβερίου και ο άξονας Τάκκας-Ανάβαλου.

3.7.2. ΚΑΤΑΒΟΘΡΕΣ

Από βορρά προς νότο στο οροπέδιο της Τρίπολης συναντάμε μία σειρά από καταβόθρες (Σιμιιάδες 623 μ., Κάψα 620 μ., Μηλιά 640 μ., Κανατάς 640 μ., Νεστάνη 633 μ., Λουκά 640 μ.), οι θέσεις των οποίων απεικονίζονται στο χάρτη της εικόνας 3.1.

Η δημιουργία και η υδρογραφική εξέλιξη των καταβοθρών του οροπεδίου, εξαρτώνται από τις γεωμορφολογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες, δηλαδή από την κατανομή των περατών ζωνών αποστράγγισης. Κατά συνέπεια, οι θέσεις όπου δημιουργήθηκαν οι περισσότερες καταβόθρες της περιοχής μελέτης, αποτελούν στοιχεία για την ερμηνεία της γεωλογικής δομής κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα.

3.7.2.α. Καταβοθρικό σύστημα Σιμιάδων.

Η καταβόθρα των Σιμιάδων δέχεται την επιφανειακή απορροή ενός τοπικού δικτύου ρεμάτων από τα ανατολικά περιθώρια της λεκάνης σε ένα υψόμετρο 624 μ. (βλ. χάρτη εικ. 3.1). Η καταβόθρα αυτή παρουσιάζει ένα βραχώδες στένωμα σε βάθος 15-20 μ. και ανάμεσα από τα στενά βραχώδη τοιχώματα διαμορφώνονται μικρών διαστάσεων ανοίγματα που λειτουργούν ως αγωγοί του νερού. Η ικανότητα αποστράγγισης της στα μικρά βάθη είναι επομένως περιορισμένη με αποτέλεσμα σε περιόδους υψηλών επιφανειακών απορροών τα νερά να κατευθύνονται προς την καταβόθρα του Κάψα, που βρίσκεται 800 μ. περίπου νοτιότερα.

3.7.2.β. Καταβοθρικό σύστημα Κάψα.

Πρόκειται για ένα πολύ καλά ανεπτυγμένο καρστικό σύστημα το οποίο εμφανίζει δύο εισόδους σε απόλυτα υψόμετρα 654 μ. και 618 μ. και σε απόσταση περίπου 350 μ. (βλ. χάρτη εικ. 3.1). Το βάθος του συστήματος είναι 60 μ. και ο προσανατολισμός ανάπτυξης του είναι περίπου B-N και εκτείνεται προς την Κοινότητα Κάψα (R. GOSPODARIC, P. HABIC, 1986).

Το σύστημα αυτό αναπτύσσεται σε ασβεστόλιθους και δολομίτες της ενότητας Τρίπολης. Στην είσοδό του, τα ασβεστολιθικά στρώματα είναι κατακόρυφα ή κλίνουν με μεγάλες τιμές κλίσης νότια, δυτικά και νοτιοδυτικά. Μέσα από τις καταβόθρες της περιοχής του Κάψα, αποστραγγίζεται το ΒΔ τμήμα του Μαντινειακού πεδίου.

Το καταβοθρικό σύστημα του Κάψα είναι το πλέον εκτεταμένο στην περιοχή έρευνας με ένα συνολικό μήκος επικοινωνούντων καρστικών αγωγών 2500 μ. περίπου. Οι παραπάνω ερευνητές μετά από στρωματογραφικές-παλαιοντολογικές παρατηρήσεις τους στις σπηλαιοαποθέσεις, προσδιόρισαν την ενεργό περίοδο λειτουργίας των καρστικών αγωγών από το Α. Πλειστόκαινο έως το Ολόκαινο.

3.7.2.γ. Καταβοθρικό σύστημα Μηλιάς.

Οι καταβόθρες Κάψα, Σιμιάδων και Μηλιάς κάτω από κανονικές συνθήκες αποτελούν ανεξάρτητα καταβοθρικά συστήματα. Όμως σε περιόδους υψηλών βροχοπτώσεων όταν η στάθμη της παλαιο-λίμνης της Μαντινείας υπερβαίνει τον υδροκρίτη (640 μ.), οι περιοχές ενοποιούνται και συναποτελούν μία λεκάνη απορροής για εβδομάδες ή και μήνες, στην λεκάνη της Μαντινείας.

Το καταβοθρικό σύστημα της Μηλιάς τοποθετείται στο δυτικό περιθώριο της πεδιάδας της Μαντινείας. Περιλαμβάνει τέσσερις καταβόθρες (βλ. χάρτη εικ. 3.1), με διαφορετικά χαρακτηριστικά (BOGLI, 1986). Η καταβόθρα Μηλιά Δ-I αποστραγγίζει από τη μία τα νερά που απορρέουν από την οροσειρά του Μαινάλου και από την άλλη τα νερά της πεδιάδας της Μαντινείας. Στην πρώτη περίπτωση τα νερά σχηματίζουν χείμαρρους που σε όλη τη διάρκεια του Ολόκαινου δημιούργησαν ένα ρέμα του διασχίζει το αλλουβιακό κώνο του Κάψα.

Η Μηλιά Δ-II βρίσκεται αμέσως νοτιότερα του εκτεταμένου αλλουβιακού κώνου που βρίσκεται νότια του Κάψα και χαρακτηρίζεται από το χοανοειδές σχήμα των εισόδων της.

Η Μηλιά Δ-III έχει σχηματιστεί πρόσφατα, η είσοδος της είναι κατακρημνισμένη και χαρακτηρίζεται από απόκρημνα τοιχώματα χωρίς ίχνη ποτάμιας διάβρωσης και χωρίς την ύπαρξη ενεργού καναλιού τροφοδοσίας.

Η Μηλιά Δ-IV είναι η νοτιότερη καταβόθρα του συστήματος. Κατά τα τέλη του 19ου αιώνα πληρώθηκε με λύματα των γύρω αγροτικών περιοχών. Σήμερα η είσοδος της καθαρίστηκε, κατασκευάστηκε φρέαρ και κατέστη εκ νέου ενεργή.

3.7.2.δ. Καταβοθρικό σύστημα Νεστάνης.

Το καταβοθρικό σύστημα της Νεστάνης στο σύνολό του αποστραγγίζει την ανατολική υπολεκάνη Σάγκα-Νεστάνης. Το σύστημα αυτό διαχωρίζεται σε δύο υποσυστήματα (BOGLI, 1986):

- i. το βόρειο καταβοθρικό υποσύστημα που περιλαμβάνει τη μεγάλη καταβόθρα της Νεστάνης, τη Νεστάνη I (βλ. χάρτη εικ. 3.1), που βρίσκεται βόρειο ανατολικά της κοινότητας και
- ii. το δυτικό καταβοθρικό υποσύστημα που περιλαμβάνει τρεις (3) καταβόθρες στα περιθώρια του όρους Βουνό (Νεστάνη II, Μηλιά A-I και Μηλιά A-II).

Η καταβόθρα Νεστάνη I αποστραγγίζει το αλλουβιακό πεδίο από τη Νεστάνη μέχρι το Σάγκα, συμπεριλαμβανομένων και των εκτεταμένων αλλουβιακών κώνων που απαντούν βόρεια και δυτικά-βορειοδυτικά της περιοχής του Σάγκα. Η λεκάνη αποστράγγισης ορίζεται περιθωριακά από την ισοϋψή των 640 μέτρων, έχοντας ως χαμηλότερο σημείο το επίπεδο εισόδου της καταβόθρας (625 μ.).

Το δυτικό καταβοθρικό υποσύστημα αποτελείται από:

- i. Την καταβόθρα Νεσάνη II, που βρίσκεται στην ανατολική απόληξη του όρους Βουνό. Πρόκειται για την είσοδο ενός σπηλαίου, που αποστραγγίζει τους αλλουβιακούς κώνους κορημάτων των γύρω περιοχών καθώς και την περίσσεια των υδάτων της καταβόθρας Νεσάνη I, σε περιόδους πλημμυρικών απορροών.
- ii. Την καταβόθρα Μηλιά A-II, στη νοτιότερη απόληξη του όρους Βουνό της οποίας η είσοδος είναι καλυμμένη με θάμνους και αποστραγγίζει την περίσσεια των υδάτων των δύο προηγούμενων.
- iii. Την καταβόθρα Μηλιά A-I, 300 μ. δυτικά της δεύτερης, η οποία αποστραγγίζει της δυτικές παρυφές του όρους Βουνό με την είσοδό της καλυμμένη από μεγάλα τεμάχια ασβεστόλιθων. Είναι η μικρότερη όλου του συστήματος και αναπτύσσεται, όπως και η προηγούμενη, στην ασβεστολιθική μάζα της ενότητας Τρίπολης, στη νότια απόληξη του όρους.

3.7.2.ε. Καταβοθρικό σύστημα Λουκά.

Ένας υπολειμματικός λοφοειδής σχηματισμός (*humli*) υποδιαιρεί την υπολεκάνη του Λουκά σε δύο τμήματα. Το ανατολικό τμήμα έχει αναπτυχθεί σε σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου όπου κυριαρχούν αλλουβιακά ριπίδια και κώνοι κορημάτων, ενώ στο δυτικό τμήμα απαντούν οι ασβεστόλιθοι της ενότητας Τρίπολης, τα περιθώρια του οποίου χαρακτηρίζονται από έντονο ανάγλυφο.

Στο καταβοθρικό σύστημα του Λουκά ανήκουν οι δύο κύριες καταβόθρες Λουκά A-I, και Λουκά A-II (BOGLI, 1986), που βρίσκονται ανατολικά του λοφοειδούς σχηματισμού, σε μικρή απόσταση μεταξύ τους και αναπτύσσονται στους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου (βλ. χάρτη εικ. 3.1). Η πρώτη είναι μία καλοσχηματισμένη καταβόθρα με είσοδο ένα φρέαρ βάθους 8 μ., που βαθύτερα εξελίσσεται σε ένα πολύπλοκο σύστημα καρστικών αγωγών. Η δεύτερη αποστραγγίζει την περίσσεια των υδάτων της κύριας καταβόθρας.

Στο δυτικό τμήμα της υπολεκάνης αναπτύσσονται δύο ακόμη μικρότερες καταβόθρες, οι Λουκά Δ-I και Λουκά Δ-II, στους ασβεστόλιθους της ενότητας Τρίπολης.

3.7.2.στ. Καταβοθρικό σύστημα Κανατά.

Το καρστικό σύστημα της περιοχής Κανατά αποτελεί, κατά BOGLI (1986), ένα παρακλάδι της πόλγης της Μαντίνειας. Εξαιτίας της κατάκλισης μίας παλαιάς κοιλάδας της Μαντίνειας, το επίπεδο στάθμης των υδάτων υπερέβη το μορφολογικό

στενώμα που χώριζε τις δύο περιοχές, με αποτέλεσμα να δημιουργηθεί μία ανεξάρτητη λεκάνη αποστράγγισης (BOGLI, 1986). Έτσι, η πόλη της Μαντίνειας και η περιοχή του Κανατά συναποτελούν την πόλη της Τρίπολης με τη στενή έννοια.

Στο νότιο τμήμα του μορφολογικού στενώματος υπάρχουν σήμερα τρεις καταβόθρες (BOGLI, 1986):

- i. Η καταβόθρα Κανατάς I (βλ. χάρτη εικ. 3.1), που είναι η μεγαλύτερη και η πιο βαθιά, έχει τρεις εισόδους και αποστραγγίζει τα λύματα της πόλης της Τρίπολης. Τα λύματα ακολουθούν μία διευθετημένη κοίτη μήκους 10 χιλιομέτρων περίπου.
- ii. Η καταβόθρα Κανατάς II, είναι μία μικρή καταβόθρα στην αριστερή πλευρά του δρόμου Πελάγους-Σκοπής. Η περιοχή που αποστραγγίζει είναι μία μικρή λεκάνη στα δυτικά, με ρέματα που ξεκινούν από τη κορυφογραμμή του Μύτικα.
- iii. Η καταβόθρα Κανατάς III, τοποθετείται μεταξύ των δύο πρώτων και έχει τεχνητά επιχωματωθεί, καθιστώντας την ουσιαστικά ανενεργή.

Στο σύστημα αυτό εντάσσονται και δύο μικρότερες καταβόθρες, η μία στην ανατολική πλευρά του δρόμου Τρίπολης-Μερκοβουνίου και η άλλη βόρεια της κοινότητας του Ζευγολατείου.

4. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Η γεωφυσική έρευνα που διεξήχθη στο οροπέδιο Τρίπολης με κύριο σκοπό τον προσδιορισμό του υδρογεωλογικού καθεστώτος αυτού, υλοποιήθηκε με την εφαρμογή της γεωφυσικής μεθόδου γεωηλεκτρικής διασκόπησης. Συγκεκριμένα, εκτελέστηκε ένας σημαντικός αριθμός γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων στην εν λόγω περιοχή, με ικανοποιητική πυκνότητα σημείων, έτσι ώστε να εξασφαλισθεί η καλύτερη δυνατή κάλυψη της περιοχής και να εξαχθούν αξιόπιστα συμπεράσματα. Ειδικότερα, μελετήθηκε η κατανομή της ειδικής αντίστασης πλευρικά και σε βάθος, έτσι ώστε να προκύψουν στοιχεία σχετικά με τη δομή, το πάχος και τη φύση των γεωλογικών σχηματισμών που συνέρχονται στην περιοχή αυτή.

Η ηλεκτρική μέθοδος γεωφυσικής διασκόπησης που επελέγη να εφαρμοστεί, δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα όσον αφορά τη δυνατότητα διερεύνησης και χαρτογράφησης των γεωλογικών σχηματισμών, ιδιαίτερα σε περιοχές ομαλών τοπογραφικών ανάγλυφων και στρωματοποιημένων γεωλογικών συνθηκών. Ευρεία είναι επίσης η εφαρμογή της μεθόδου σε αντίστοιχες περιοχές για τον καθορισμό των υδρογεωλογικών συνθηκών, σύμφωνα με σχετικές βιβλιογραφικές αναφορές (ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ κ.α., 1987, BIRCH, 1989, STOURNARAS et al., 1990, LOUIS et. al. 1991, PAPADOPOULOS et al., 1993, DAHLIN et al., 1994, HAENI, 1995, LARSON, 1995, κ. α.). Γενική αποδοχή μεταξύ των γεωεπιστημόνων είναι ότι, τα αποτελέσματα των μεθόδων αυτών αξιοποιούνται κατά τον καλύτερο δυνατό τρόπο, όταν συσχετίζονται με γεωτρητικά στοιχεία και *in situ* μετρήσεις.

Στην ευρύτερη περιοχή έρευνας γενικά υφίσταται περιορισμένος αριθμός υδροληπτικών γεωτρήσεων καθώς και φρεάτων, τα στοιχεία των οποίων έχουν συγκεντρωθεί κυρίως από πληροφορίες των εκάστοτε ιδιοκτητών και έχουν ληφθεί υπόψη στην κατασκευή του υδρολιθικού χάρτη της εικόνας 3.1.

Αξιόπιστα γεωτρητικά στοιχεία που απαιτούνται για τη συσχέτιση των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, προέρχονται από γεωτρήσεις που έχουν εκτελέσει κατά καιρούς σε διάφορα ερευνητικά προγράμματα τους, η Δ.Ε.Η. και το Ι.Γ.Μ.Ε. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία των παρακάτω γεωτρήσεων:

- Πέντε (5) δειγματοληπτικών γεωτρήσεων στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος της Δ.Ε.Η., για τον εντοπισμό λιγνιτικών κοιτασμάτων στους μεταλλικούς σχηματισμούς του οροπεδίου. Αναγνωρίστηκαν τέσσερις (4) από αυτές, ενώ η πέμπτη τοποθετήθηκε από τις συντεταγμένες του μητρώου απογραφής της. Τα στοιχεία τους αξιολογήθηκαν διεξοδικά και συνέβαλαν

σημαντικά στη συσχέτιση των γεωφυσικών και γεωλογικών δεδομένων στην παρούσα μελέτη (βλ. Κεφάλαιο 5).

- εννέα (9) δειγματοληπτικών-παραγωγικών υδρογεωτρήσεων στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος του Ι.Γ.Μ.Ε., στην περιοχή του ανατολικού άξονα Κάψα-Νεστάνης. Στην παρούσα μελέτη αξιολογήθηκαν τα στοιχεία τριών (3) μόνο από αυτές λόγω της ομοιόμορφης δομής που παρουσιάζει η περιοχή (βλ. Κεφάλαιο 5). Παρόλα αυτά τα στοιχεία των γεωτρήσεων αυτών δεν θεωρήθηκαν επαρκή για τον σκοπό της παρούσας μελέτης, δεδομένου ότι από τα στοιχεία των παραπάνω γεωτρήσεων μελετήθηκαν οι ηλεκτρικές ιδιότητες ορισμένων μόνο γεωλογικών σχηματισμών (κώνοι κορημάτων και ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου που υδροφορούν).

Για τους παραπάνω λόγους κρίθηκε απαραίτητη η διεξαγωγή *in situ* μετρήσεων της ειδικής αντίστασης στις επιφανειακές εμφανίσεις των γεωλογικών σχηματισμών που απαντούν στα κράσπεδα της λεκάνης. Συνολικά συσχετίστηκαν τα στοιχεία δέκα (10) γεωτρήσεων με τα αντίστοιχα γεωηλεκτρικά δεδομένα και εκτελέστηκαν εβδομήντα δύο (72) *in situ* μετρήσεις. Η επεξεργασία και αξιολόγηση των στοιχείων που προέκυψαν, αναφέρονται αναλυτικά στο Κεφάλαιο 5.

Με την εφαρμογή της γεωηλεκτρικής μεθόδου διασκόπησης, έγινε προσπάθεια να διερευνηθούν οι υπεδαφικές συνθήκες και πιο συγκεκριμένα:

- να προσδιοριστεί το πάχος και η λιθολογική σύσταση των μεταλλικών σχηματισμών,
- να διερευνηθεί και να διευκρινιστεί η δομή του αλπικού υποβάθρου και
- να καθοριστούν οι περιοχές υδρογεωλογικού ενδιαφέροντος.

Στο παρόν Κεφάλαιο, μετά από μία αρχικά σύντομη θεωρητική αναφορά στην μέθοδο της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, περιγράφονται αναλυτικά οι τεχνικές που ακολουθήθηκαν τόσο στις εργασίες υπαίθρου όσο και στην επεξεργασία και ερμηνεία των δεδομένων.

4.1. Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ

Η μέθοδος της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ανήκει στην κατηγορία των ηλεκτρικών μεθόδων τεχνητής πηγής, με τις οποίες επιτυγχάνεται η διερεύνηση των γεωλογικών σχηματισμών, με βάση μετρήσεων ηλεκτρικών ποσοτήτων στην επιφάνεια της γης.

Η τεχνική της μεθόδου της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης βασίζεται στη διέλευση ελεγχόμενου συνεχούς ρεύματος ή χαμηλής συχνότητας εναλλασσόμενου ρεύματος (όχι μεγαλύτερης των 5Hz), δια μέσου ζεύγους ηλεκτροδίων (ηλεκτρόδια ρεύματος) στη γη και ταυτόχρονα στη μέτρηση της διαφοράς δυναμικού που δημιουργείται μεταξύ ενός άλλου ζεύγους ηλεκτροδίων (ηλεκτρόδια δυναμικού). Η διαφορά δυναμικού που μετρείται εξαρτάται από την αγωγιμότητα των υπόγειων στρωμάτων διαμέσου των οποίων διέρχεται το ηλεκτρικό ρεύμα. Η μετρούμενη διαφορά δυναμικού επιτρέπει τον υπολογισμό της ειδικής αντίστασης δια μέσου της ωμικής αντίστασης.

Η μέθοδος της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης εφαρμόζεται με επιτυχία σε προβλήματα τεχνικής γεωλογίας, σε υδρογεωλογικές έρευνες καθώς και στις έρευνες αναζήτησης μεταλλευμάτων. Οι πλέον συνήθεις γεωλογικές έρευνες για τις οποίες η μέθοδος της ειδικής αντίστασης παρέχει χρήσιμες πληροφορίες είναι:

- Ο προσδιορισμός του βάθους μητρικού πετρώματος ή του πάχους του υπερκειμένου καλύμματος.
- Ο προσδιορισμός τεκτονικών ζωνών.
- Ο προσδιορισμός του βάθους ενός ή περισσοτέρων υδροφόρων οριζόντων.
- Ο εντοπισμός της επαφής θαλασσινού και γλυκού νερού.
- Ο εντοπισμός και η χαρτογράφηση κοιτασμάτων.
- Η χαρτογράφηση γεωθερμικών ανωμαλιών.
- Η εκτίμηση της ομοιογένειας και ισοτροπίας ενός σχηματισμού.

4.1.1. ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

4.1.1.α. Το δυναμικό σε ομογενή μέσα.

Ας θεωρήσουμε την περίπτωση της ροής συνεχούς ρεύματος μέσα σε ένα ισότροπο και ομογενές μέσο. Αν δA είναι μια στοιχειώδης επιφάνεια του μέσου και J (A/m^2) η πυκνότητα ρεύματος, τότε το ρεύμα που διέρχεται από αυτήν είναι $J \cdot \delta A$. Η πυκνότητα ρεύματος J και η ένταση E του ηλεκτρικού πεδίου (Volt/m) συνδέονται με το νόμο του Ohm από τη σχέση:

$$J = \sigma E \quad (1)$$

όπου σ η αγωγιμότητα του μέσου σε mhos/m.

Η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου δίνεται από:

$$E = -\nabla V \quad (2)$$

όπου V εκφράζεται σε Volts.

Έτσι έχουμε:

$$J = -\sigma \nabla V \quad (3)$$

Αν το φορτίο διατηρείται σταθερό μέσα σε έναν όγκο που περικλείεται από την επιφάνεια A , τότε θα έχουμε:

$$\int_A J \cdot dA = 0 \quad (4)$$

Σύμφωνα με το θεώρημα του Gauss, το ολοκλήρωμα όγκου της απόκλισης του ρεύματος σε μια ορισμένη περιοχή ισούται με το συνολικό περιεχόμενο φορτίο, στη συγκεκριμένη περίπτωση θα έχουμε:

$$\int_V \nabla J \cdot dV = 0 \quad (5)$$

Αν το V εκφράζει ένα στοιχειώδη όγκο που περιορίζεται σε ένα σημείο, τότε για αυτό το σημείο προκύπτει ότι:

$$\nabla \cdot J = -\nabla \cdot \nabla (\sigma V) = 0 \quad (6)$$

Επομένως,

$$\nabla \sigma \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0 \quad (7)$$

Αν η αγωγιμότητα, σ , έχει σταθερή τιμή, τότε ο πρώτος όρος της παραπάνω εξίσωσης διαγράφεται και έχουμε την εξίσωση του Laplace:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (8)$$

Υπάρχουν δύο *οριακές συνθήκες* (*boundary conditions*) οι οποίες θα πρέπει να ικανοποιούνται σε οποιαδήποτε διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ δύο μέσων διαφορετικής αγωγιμότητας:

- i. η 1η *οριακή συνθήκη* υπαγορεύει ότι το δυναμικό θα πρέπει να είναι συνεχές εγκαρσώς της γεωηλεκτρικής ασυνέχειας και
- ii. η 2η *οριακή συνθήκη* αναφέρει ότι η κάθετη συνιστώσα της πυκνότητας ρεύματος J , πρέπει επίσης να είναι συνεχής.

Η συνέχεια του δυναμικού V σημαίνει ότι η ποσότητα $\partial V / \partial x$ είναι επίσης συνεχής, όπου x διευθύνεται παράλληλα προς την ασυνέχεια. Έτσι ισχύει:

$$V^{(1)} = V^{(2)}, \quad \left(\frac{\partial V}{\partial x} \right)^{(1)} = \left(\frac{\partial V}{\partial x} \right)^{(2)}, \quad J_n^{(1)} = J_n^{(2)} \quad (9)$$

όπου, οι δείκτες n και t (βλ. εξίσ. 10) δηλώνουν τις κάθετες και εφαπτομενικές συνιστώσες και οι εκθέτες ⁽¹⁾ και ⁽²⁾ το πρώτο και δεύτερο μέσο, αντίστοιχα.

Σε συνάρτηση με την ένταση E του ηλεκτρικού πεδίου, οι ίδιες συνθήκες εκφράζονται ως εξής:

$$E_t^{(1)} = E_t^{(2)}, \quad \sigma_1 E_n^{(1)} = \sigma_2 E_n^{(2)} \quad (10)$$

4.1.1.β. Το δυναμικό σε ανομοιογενή μέσα (ακολουθία οριζόντιων στρωμάτων).

Για την ποσοτική ερμηνεία των μετρούμενων γεωηλεκτρικών δεδομένων υπαίθρου, είναι απαραίτητο να καθορίσουμε τη σχέση που διέπει την κατανομή του ηλεκτρικού δυναμικού στην επιφάνεια του εδάφους. Για τον προσδιορισμό της σχέσης αυτής θεωρούμε ότι ισχύουν οι παρακάτω προϋποθέσεις:

1. Το υπέδαφος αποτελείται από *πεπερασμένο* αριθμό στρωμάτων με *οριζόντιες / επίπεδες* και *ημί-οριζόντιες / επίπεδες* (κλίση $<15^\circ$ - 20°) διαχωριστικές επιφάνειες.
2. Καθένα από τα στρώματα αυτά είναι ηλεκτρικά *ομογενή* και *ισότροπα*.
3. Το ηλεκτρικό πεδίο δημιουργείται από *σημειακή* πηγή συνεχούς ρεύματος στην επιφάνεια της γης.

4.1.1.β.1. Η διαφορική εξίσωση του ηλεκτρικού δυναμικού στην περίπτωση
κυλινδρικής συμμετρίας και η γενική λύση της.

Η κατανομή του ηλεκτρικού δυναμικού (V) γύρω από σημειακή πηγή συνεχούς ρεύματος, ικανοποιεί την εξίσωση Laplace (βλ. εξίσ. 8) που σε καρτεσιανό σύστημα λαμβάνει τη μορφή:

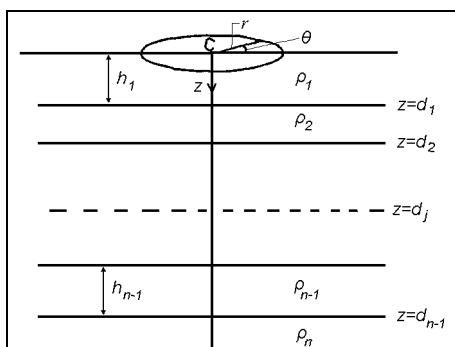
$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (11)$$

Στην περίπτωση όμως κατακόρυφης διέλευσης του ρεύματος στη σημειακή πηγή, η κυλινδρική συμμετρία πρέπει να εκφράζει καλύτερα τις συνθήκες αυτές. (βλ. εικ. 4.1), η εξίσωση Laplace με συντεταγμένες z , R και θ , λαμβάνει τη μορφή:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} = 0 \quad (12)$$

Εάν η λύση της εξίσωσης 12 είναι συμμετρική ως προς τον κατακόρυφο άξονα, τότε τόσο η πρώτη όσο και η δεύτερη παράγωγος του δυναμικού ως προς θ είναι μηδέν και η εξίσωση Laplace απλοποιείται σε :

$$\frac{\partial^2 V}{\partial z^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad (13)$$



Εικόνα 4.1: Σημειακή πηγή σε μοντέλο οριζοντίων στρωμάτων σε σύστημα αναφοράς κυλινδρικών συντεταγμένων (PARASNIS, 1986).

Figure 4.1: Point electrode on a stratified earth and the cylindrical coordinate system (after PARASNIS, 1986).

Σύμφωνα με τη συνήθη διαδικασία επίλυσης των διαφορικών εξισώσεων της μορφής αυτής, αρχικά θεωρούμε την ύπαρξη μερικών λύσεων και στη συνέχεια δίδεται η γενική λύση που προκύπτει από το γραμμικό συνδυασμό των μερικών λύσεων. Στη συγκεκριμένη περίπτωση υποθέτουμε ότι οι μερικές λύσεις είναι οι συναρτήσεις $U(r)$ και $W(z)$. Η λύση δίνεται από το γινόμενο των δύο αυτών συναρτήσεων, ήτοι:

$$V(r, z) = U(r)W(z) \quad (14)$$

Η εξίσωση 13 τροποποιείται και λαμβάνει τη μορφή:

$$\frac{1}{U} \frac{d^2 U}{dr^2} + \frac{1}{Ur} \frac{dU}{dr} + \frac{1}{W} \frac{d^2 W}{dz^2} = 0 \quad (15)$$

Η εξίσωση 15 ικανοποιείται όταν:

$$\frac{1}{W} \frac{d^2 W}{dz^2} = \lambda^2 \rightarrow \frac{d^2 W}{dz^2} - \lambda^2 W = 0 \quad (16)$$

και

$$\frac{1}{U} \frac{d^2 U}{dr^2} + \frac{1}{Ur} \frac{dU}{dr} = -\lambda^2 \rightarrow \frac{d^2 U}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dU}{dr} + \lambda^2 U = 0 \quad (17)$$

όπου λ είναι ένας πραγματικός αριθμός και εκφράζει μια αυθαίρετη σταθερά.

Στο σημείο αυτό η εξίσωση 15 έχει διαχωριστεί σε δύο απλές διαφορικές εξισώσεις 16 και 17 της ίδιας τάξης.

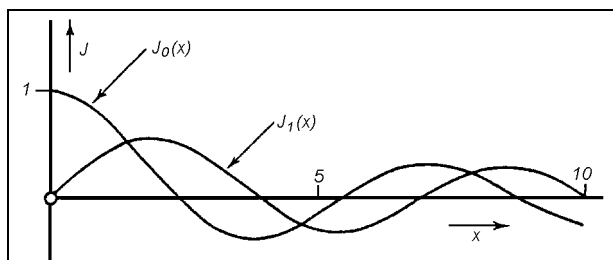
Οι λύσεις της εξίσωσης 16 είναι γνωστές και είναι της μορφής:

$$W = Ce^{-\lambda z} \quad \text{και} \quad W = Ce^{+\lambda z} \quad (18)$$

Οι αναζητήσεις όμως των λύσεων της εξίσωσης 17, οδήγησε στην ανάπτυξη της θεωρίας μιας ειδικής κατηγορίας συναρτήσεων, των 'συναρτήσεων Bessel'.

Ειδικότερα η λύση της εξίσωσης 17 μπορεί να αποδοθεί ως:

$$U = CJ_0(\lambda r) \quad (19)$$



Εικόνα 4.2: Απεικόνιση της συνάρτησης Bessel μηδενικής (J_0) και πρώτης (J_1) τάξης (KOEFOED, 1979).

Figure 4.2: Illustration of the Bessel function of orders

Στην τελευταία αυτή εξίσωση 19, ο όρος J_0 αντιπροσωπεύει την 'συνάρτηση Bessel μηδενικής τάξης'. Στην εικόνα 4.2 απεικονίζεται γραφικά η 'συνάρτηση Bessel μηδενικής τάξης (J_0)' και η 'συνάρτηση Bessel πρώτης τάξης (J_1)'.

Ο συνδυασμός των λύσεων των εξισώσεων 18 και 19, καταλήγει στις μερικές λύσεις της αρχικής διαφορικής εξίσωσης 13:

$$V = Ce^{-\lambda z} J_0(\lambda r) \quad \text{και} \quad V = Ce^{+\lambda z} J_0(\lambda r) \quad (20)$$

όπου C και λ αποτελούν σταθερές. Όταν η σταθερά λ λαμβάνει τιμές από μηδέν έως άπειρο ($0 < \lambda < \infty$), η σταθερά C μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τη λ και επειδή κάθε γραμμικός συνδυασμός των παραπάνω μερικών λύσεων αποτελεί λύση της

διαφορικής εξίσωσης, καταλήγουμε στη γενική λύση της εξίσωσης 21, που δίνεται από τη σχέση:

$$V = \int_0^{\infty} [\Phi(\lambda)e^{-\lambda z} + \Psi(\lambda)e^{+\lambda z}]J_0(\lambda r)d\lambda \quad (21)$$

Στην τελευταία σχέση οι $\Phi(\lambda)$ και $\Psi(\lambda)$ είναι συναρτήσεις του λ , που εξαρτώνται κάθε φορά από τις *οριακές συνθήκες* του φυσικού προβλήματος που διερευνάται.

Το δυναμικό V , στην περίπτωση σημειακής πηγής ρεύματος εντάσεως I τοποθετημένης στην επιφάνεια ενός ομογενούς σχηματισμού ειδικής αντίστασης ρ_1 , περιγράφεται σε κυλινδρικές συντεταγμένες (βλ. εικ. 4.1), από την εξίσωση

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi\sqrt{r^2 + z^2}} \quad (22)$$

Η παραπάνω εξίσωση 22 μπορεί να διατυπωθεί με μορφή παρόμοια της εξίσωσης 21, που απορρέει από τη γνωστή εξίσωση της θεωρίας των συναρτήσεων Bessel,

$$\int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r)d\lambda = \frac{1}{\sqrt{r^2 + z^2}} \quad (23)$$

γνωστή ως '*ολοκλήρωμα Lipschitz*'. Έτσι χρησιμοποιώντας την προηγούμενη εξίσωση 23, η εξίσωση 22 του δυναμικού λαμβάνει τη μορφή

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} e^{-\lambda z} J_0(\lambda r)d\lambda. \text{ Η γενική λύση της διαφορικής εξίσωσης 21, μπορεί}$$

στο σημείο αυτό να αποδοθεί ως:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [e^{-\lambda z} + \Theta(\lambda)e^{-\lambda z} + X(\lambda)e^{+\lambda z}]J_0(\lambda r)d\lambda \quad (24)$$

όπου $\Theta(\lambda)$ και $X(\lambda)$ είναι αυθαίρετες συναρτήσεις του λ και δεν παραμένουν απαραίτητα ίδιες για διαφορετικά γεωηλεκτρικά στρώματα. Στην περίπτωση σημειακής ηλεκτρικής πηγής στην επιφάνεια, μίας ακολουθίας οριζόντιων γεωηλεκτρικών στρωμάτων, η λύση της εξίσωσης 24 θα δίνεται από αντίστοιχες εκφράσεις για τα διαφορετικά γεωηλεκτρικά στρώματα, δηλαδή

$$V_i = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [e^{-\lambda z} + \Theta_i(\lambda)e^{-\lambda z} + X_i(\lambda)e^{+\lambda z}]J_0(\lambda r)d\lambda \quad (25)$$

όπου ο δείκτης i προσδιορίζει το αντίστοιχο γεωηλεκτρικό στρώμα.

4.1.1.β.2. Προσαρμογή της λύσης στις 'οριακές συνθήκες' του ημιχώρου.

Στην περίπτωση ενός δυναμικού πεδίου που δημιουργείται από επιφανειακή σημειακή πηγή ρεύματος στην επιφάνεια, μίας σειράς οριζόντιων στρωμάτων, είναι αναγκαίο να ικανοποιούνται οι παρακάτω *οριακές συνθήκες*:

1. Σε κάθε διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ γεωηλεκτρικών στρωμάτων το ηλεκτρικό δυναμικό πρέπει να είναι συνεχές.
2. Σε κάθε διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ γεωηλεκτρικών στρωμάτων η κατακόρυφη συνιστώσα της πυκνότητας του ηλεκτρικού ρεύματος πρέπει να είναι συνεχής.
3. Στην επιφάνεια του εδάφους η κατακόρυφη συνιστώσα της πυκνότητας του ηλεκτρικού ρεύματος και επομένως η κατακόρυφη συνιστώσα της έντασης του ηλεκτρικού πεδίου, πρέπει να είναι παντού μηδενική με εξαίρεση την κλειστή σημειακή περιοχή γύρω από το ηλεκτρόδιο ρεύματος. Αυτό ισχύει διότι, η πυκνότητα του ρεύματος στον αέρα είναι μηδέν και σε συνδυασμό με τη 2η *οριακή συνθήκη*, η κατακόρυφη συνιστώσα της πυκνότητας του ηλεκτρικού ρεύματος πρέπει να είναι επίσης μηδέν σε μηδενικό βάθος (διαχωριστική επιφάνεια αέρος-εδάφους).
4. Κοντά στην σημειακή πηγή του ηλεκτρικού ρεύματος ($r \rightarrow 0, z \rightarrow 0$), το δυναμικό πρέπει να τείνει στο άπειρο ($V \rightarrow \infty$) εφόσον ισούται με $\frac{\rho_1 I}{2\pi\sqrt{r^2 + z^2}}$ (βλ. εξίσ.22).
5. Σε άπειρο βάθος ($r \rightarrow 0, z \rightarrow \infty$) το δυναμικό, με βάση την ίδια σχέση, πρέπει να τείνει στο μηδέν ($V \rightarrow 0$).

Εφαρμόζοντας τις παραπάνω *οριακές συνθήκες* στην εξίσωση 25, λαμβάνουμε ένα σύστημα από $2n$ εξισώσεις (n το βαθύτερο στρώμα) με $2n$ άγνωστες συναρτήσεις $\Theta(\lambda)$ και $X(\lambda)$. Κατ' αρχήν ένα τέτοιο σύστημα εξισώσεων είναι επιλύσιμο. Το ενδιαφέρον όμως στρέφεται ειδικά στην επίλυση του συστήματος για $\Theta_1(\lambda)=X_1(\lambda)$, που ικανοποιεί την 3η *οριακή συνθήκη* για βάθος $z=0$ και σύμφωνα με την εξίσωση 25 καθορίζει το δυναμικό στο πρώτο στρώμα, συμπεριλαμβανομένης της επιφάνειας όπου γίνονται οι μετρήσεις.

Έτσι, μετά την παραπάνω διαδικασία, για την περίπτωση δύο στρωμάτων λαμβάνουμε την εξίσωση:

$$\Theta_1(\lambda) = \frac{k_1 e^{-2\lambda h_1}}{1 - k_1 e^{-2\lambda h_1}} \quad (26)$$

όπου k_1 είναι ο συντελεστής ηλεκτροποίησης (*reflection coefficient*) και ισούται με $k_1 = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1)$.

Στην περίπτωση τριών στρωμάτων, η εξίσωση λαμβάνει τη μορφή:

$$\Theta_1(\lambda) = \frac{k_1 e^{-2\lambda h_1} + k_2 e^{-2\lambda h_2}}{1 + k_1 k_2 e^{-2\lambda(h_2 - h_1)} - k_1 e^{-2\lambda h_1} - k_2 e^{-2\lambda h_2}} \quad (27)$$

Τελικά από την εξίσωση 25 και για $\Theta_1(\lambda) = X_1(\lambda)$ (3η οριακή συνθήκη), η εξίσωση δυναμικού που μετριέται στην επιφάνεια του εδάφους ($z=0$) και στις ειδικές συνθήκες εφαρμογής της μεθόδου (οριακές συνθήκες), είναι:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi} \int_0^{\infty} [1 + 2\Theta_1(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (28)$$

όπου,

- V , το ηλεκτρικό δυναμικό που διερευνάται,
- ρ_1 , η ειδική αντίσταση του πρώτου στρώματος,
- I , η ένταση του ηλεκτρικού ρεύματος που διοχετεύεται από την πηγή,
- J_0 , η συνάρτηση Bessel μηδενικής τάξης,
- λ , η μεταβλητή ολοκλήρωσης,
- r , η απόσταση του σημείου μέτρησης του δυναμικού από την πηγή και
- $\Theta(\lambda)$, η συνάρτηση, που συχνά αναφέρεται ως 'συνάρτηση kernel' και η οποία εξαρτάται από τις ειδικές αντιστάσεις των στρωμάτων, ρ_i , και τα βάθη των γεωηλεκτρικών ασυνεχειών, z_i .

4.1.1.β.3. Η συνάρτηση kernel, K - Ειδική αντίσταση μετασχηματισμού, T .

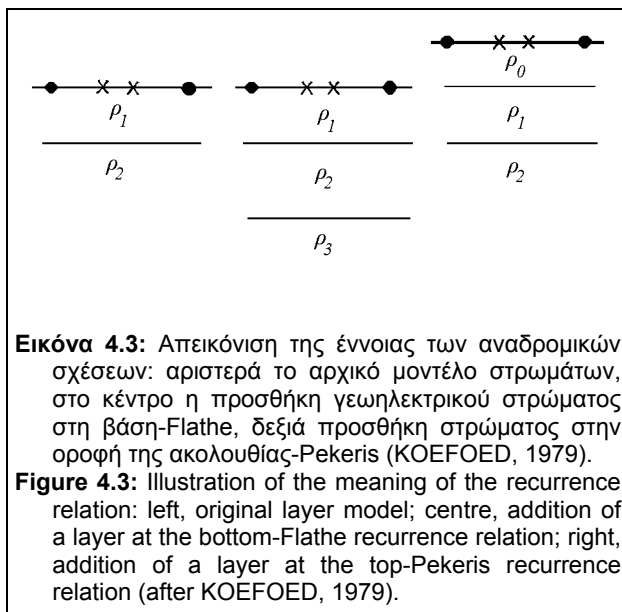
Ο ΚΟΕΦΟΕΔ (1979) θεωρεί μία συνάρτηση $K(\lambda)$, που ορίζεται ως:

$$K(\lambda) = 1 + 2\Theta_1(\lambda) \quad (29)$$

έτσι ώστε η εξίσωση 28 του δυναμικού, να λάβει τη μορφή

$$V = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} K(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (30)$$

Η συνάρτηση $K(\lambda)$ εισήχθη στην θεωρία των γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων από τον SLICHTER (1933). Στην βιβλιογραφία τόσο η $K(\lambda)$ όσο και η $\Theta(\lambda)$ αναφέρονται ως συναρτήσεις *kernel* και διαχωρίζονται ως *Slichter kernel* και *Stefanescu kernel* αντίστοιχα (ΚΟΕΦΟΕΔ, 1979).



Ο συνδυασμός διαφόρων πολύπλοκων μαθηματικών εξισώσεων ορίζει τη σχέση μεταξύ της συνάρτησης $K(\lambda)$ και των παραμέτρων h_i (πάχους) και ρ_i . Υπάρχουν πολλές εκφράσεις για να προσδιορισθεί η σχέση αυτή, που λαμβάνουν τη μορφή μίας αναδρομικής σχέσης (recurrence relation). Δύο από αυτές είναι οι πλέον εύχρηστες, των FLATHE (1955) και PEKERIS (1940). Η σχηματική απεικόνιση τους

παρουσιάζεται στην εικόνα 4.3.

Η αναδρομική σχέση του Pekeris μπορεί να εφαρμοστεί και κατά την αντίστροφη κατεύθυνση, δηλαδή να απομακρυνθεί το επιφανειακό στρώμα και ταυτόχρονα η διάταξη των ηλεκτροδίων να υποβιβαστεί στην επιφάνεια του δεύτερου στρώματος. Η διαδικασία αυτή συχνά αναφέρεται ως 'υποβιβασμός σε χαμηλότερη διαχωριστική επιφάνεια' ('reduction to a lower boundary plane').

Η αναδρομική σχέση του Pekeris δίνεται από τη εξίσωση:

$$K_i = \frac{K_{i+1} + p_i \tanh(\lambda t_i)}{p_i + K_{i+1} \tanh(\lambda t_i)} \quad (31)$$

όπου:

K_i , η συνάρτηση Slichter kernel, i , το ρηχότερο στρώμα στην ακολουθία των γεωηλεκτρικών στρωμάτων, ο συμβολισμός $p_i = \frac{\rho_i}{\rho_{i+1}}$, t_i , το πάχος του i -στου

στρώματος και $\tanh(\lambda t_i) = \frac{e^{2\lambda t_i} - 1}{e^{2\lambda t_i} + 1}$.

Η εξίσωση 31 μπορεί να επιλυθεί και ως προς K_{i+1} , δηλαδή:

$$K_{i+1} = p_i \frac{K_i - \tanh(\lambda t_i)}{1 - K_i \tanh(\lambda t_i)} \quad (32)$$

Στην εξίσωση 32 η αναδρομική σχέση του Pekeris περιγράφει την απομάκρυνση του υπερκείμενου κάθε φορά στρώματος. Στην περίπτωση αυτή η αρχική-πρώτη

συνάρτηση είναι η K_l , η οποία ορίζεται από τις γεωηλεκτρικές παρατηρήσεις της οροφής της ακολουθίας των στρωμάτων.

Ο ΚΟΕΦΟΕΔ (1970) εισήγαγε την έννοια της 'ειδικής αντίστασης μετασχηματισμού' (*resistivity transform*), T_i , που προσδιορίζεται από την εξίσωση:

$$T_i = \rho_i K_i \quad (33)$$

όπου ο δείκτης i έχει την ίδια έννοια με τον δείκτη στην *Slichter kernel* συνάρτηση $K(\lambda)$, στην αναδρομική σχέση του Pekeris.

Επομένως η αναδρομική σχέση του Pekeris (βλ. εξίσ. 31 & 32) για την ειδική αντίσταση μετασχηματισμού, T , αντίστοιχα γίνεται:

$$T_i = \frac{T_{i+1} + \rho_i \tanh(\lambda t_i)}{1 + \frac{T_{i+1} \tanh(\lambda t_i)}{\rho_i}} \quad (34)$$

$$T_{i+1} = \frac{T_i - \rho_i \tanh(\lambda t_i)}{1 - \frac{T_i \tanh(\lambda t_i)}{\rho_i}} \quad (35)$$

Η ειδική αντίσταση μετασχηματισμού έχει διαστάσεις ειδικής αντίστασης. Είναι μία συνάρτηση των παραμέτρων των γεωηλεκτρικών στρωμάτων (ρ_i , h_i) και του λ που έχει διαστάσεις αντιστρόφου μήκους. Υπάρχουν μερικές ενδιαφέρουσες αντιστοιχίες (αναλογίες) ανάμεσα στην ειδική αντίσταση μετασχηματισμού, ως συνάρτηση του μήκους ($1/\lambda$) και της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, ως συνάρτηση του αναπτύγματος των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB ή C_1C_2), όπως:

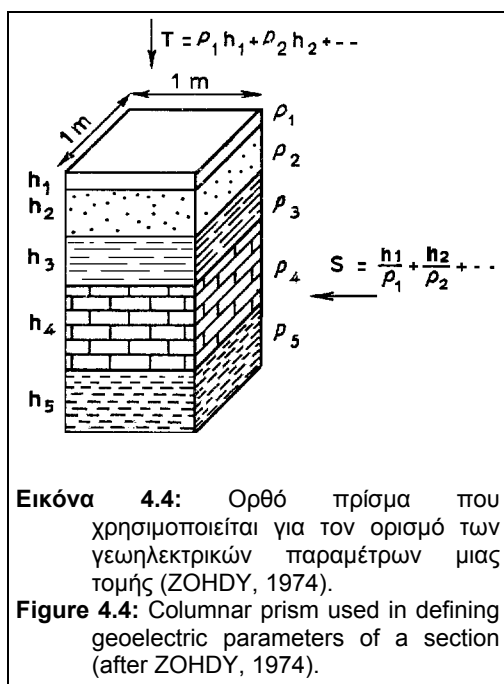
- Η συνάρτηση της ειδικής αντίστασης μετασχηματισμού (*resistivity transform function*) παρουσιάζει την ίδια ασυμπτωτική συμπεριφορά με αυτή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Γενικά, το αποτέλεσμα της αύξησης του $1/\lambda$ στην συνάρτηση ειδικής αντίστασης μετασχηματισμού, είναι το ίδιο με αυτό της αύξησης της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος στην συνάρτηση της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Και οι δύο αντιστοιχούν σε μία αύξηση του βάθους απ' όπου λαμβάνεται η πληροφορία.
- Η διαφορά μεταξύ της καμπύλης ειδικής αντίστασης μετασχηματισμού και αυτής της φαινόμενης ειδικής αντίστασης είναι ότι, σε λογαριθμική κλίμακα, η πρώτη δεν μπορεί να έχει κλίσεις μεγαλύτερες των 45° . Αντίστοιχα η δεύτερη δεν μπορεί να έχει κλίσεις μεγαλύτερες των 45° σε ανερχόμενους κλάδους, ενώ οι κλίσεις μπορεί να είναι σημαντικά μεγαλύτερες σε κατερχόμενους.

4.1.1.γ. Γεωηλεκτρικές παράμετροι.

Οι γεωηλεκτρικές ασυνέχειες που διαχωρίζουν στρώματα διαφορετικών ειδικών αντιστάσεων, είναι δυνατόν να συμπίπτουν με:

- στρωματογραφικές / λιθολογικές επαφές (απότομες ή μεταβατικού χαρακτήρα),
- τεκτονικές επαφές (ρήγματα, επιππεύσεις, επωθήσεις),
- υδρογεωλογικά όρια μέσα στον ίδιο γεωλογικό σχηματισμό,
- επιφανειακό όριο μανδύα αποσάθρωσης (επαφή αποσαθρωμένου / υγιούς σχηματισμού),
- καρστικό ανάγλυφο, κ.α.

Σχηματισμοί με διαφορετική λιθολογία, ηλικία, περιεκτικότητα σε νερό ή βαθμό καρστικοποίησης και αποσάθρωσης, είναι δυνατόν να εμφανίζουν την ίδια ειδική αντίσταση και κατά συνέπεια να λαμβάνονται ότι ανήκουν στο ίδιο γεωηλεκτρικό στρώμα.



Συνεπώς, οι γεωλογικές τομές διαφέρουν από τις γεωηλεκτρικές τομές όταν τα όρια μεταξύ των γεωλογικών στρωμάτων δεν συμπίπτουν με τα όρια των μέσων που χαρακτηρίζονται από διαφορετική ειδική αντίσταση.

Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα προσδιορίζεται από δύο θεμελιώδεις παραμέτρους (βλ. εικ. 4.4):

- i. την ειδική του αντίσταση, ρ_i και
- ii. το πάχος του, h_i ,

όπου ο δείκτης i καθορίζει την ακολουθία των στρωμάτων στην τομή.

Άλλες γεωηλεκτρικές παράμετροι που προκύπτουν από τις θεμελιώδεις παραμέτρους είναι:

⇒ Η διαμήκης αγωγιμότητα (Longitudinal Conductance) $S_i = h_i / \rho_i$.

⇒ Η εγκάρσια αντίσταση (Transverse Resistance) $T_i = h_i \rho_i$.

⇒ Η διαμήκης ειδική αντίσταση (Longitudinal Resistivity) $\rho_L = h_i / S_i$.

⇒ Η εγκάρσια ειδική αντίσταση (Transverse Resistivity) $\rho_t = T_i / h_i$.

⇒ Η ανισοτροπία $\lambda = \sqrt{\rho_t / \rho_L}$ (για ισότροπο στρώμα $\rho_t = \rho_L$ και $\lambda = 1$).

Οι παραπάνω γεωηλεκτρικές παράμετροι είναι ιδιαίτερες σημαντικές για την ερμηνεία μιας γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης που αποτελείται από n γεωηλεκτρικά στρώματα.

Στην περίπτωση αυτή:

- η συνολική *διαμήκης αγωγιμότητα* S δίνεται από τη σχέση

$$S = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i} = \frac{h_1}{\rho_1} + \frac{h_2}{\rho_2} + \dots + \frac{h_n}{\rho_n} \quad (36)$$

- η συνολική *εγκάρσια αντίσταση* T δίνεται από τη σχέση

$$T = \sum_{i=1}^n h_i \rho_i = h_1 \rho_1 + h_2 \rho_2 + \dots + h_n \rho_n \quad (37)$$

- η μέση *διαμήκης ειδική αντίσταση* ρ_L δίνεται από τη σχέση

$$\rho_L = \frac{H}{S} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i}} \quad (38)$$

- η μέση *εγκάρσια ειδική αντίσταση* ρ_t δίνεται από τη σχέση

$$\rho_t = \frac{T}{H} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i \rho_i}{\sum_{i=1}^n h_i} \quad (39)$$

- η *ανισοτροπία* λ είναι

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_L}} = \frac{\sqrt{TS}}{H} \quad (40)$$

4.1.1.δ. Διάδοση του ηλεκτρικού ρεύματος στο έδαφος.

Το ηλεκτρικό ρεύμα μπορεί να διαδοθεί μέσα στους γεωλογικούς σχηματισμούς με τρεις τρόπους: *ηλεκτρονικά (ωμικά)*, *ηλεκτρολυτικά* και *διηλεκτρικά*. Ο πρώτος τρόπος είναι ο πλέον συνήθης τύπος ροής ρεύματος, σε υλικά που περιέχουν ελεύθερα ηλεκτρόνια, όπως τα μέταλλα. Σε έναν ηλεκτρολύτη το ρεύμα μεταφέρεται από τα ιόντα με ένα συγκριτικά χαμηλότερο ρυθμό. Η διηλεκτρική αγωγή γίνεται κυρίως σε φτωχούς αγωγούς ή μονωτές, οι οποίοι έχουν πολύ λίγους ελεύθερους φορείς φορτίου ή και κανένα.

4.1.1.δ.1. Ηλεκτρονική αγωγή.

Ας θεωρήσουμε ένα στερεό σώμα κυλινδρικού σχήματος το οποίο έχει μήκος L , διατομή A και ωμική αντίσταση R . Έστω ότι στα άκρα του κυλίνδρου εφαρμόζεται μια συνεχής διαφορά δυναμικού $V=V_1-V_2$ που προκαλεί τη ροή ρεύματος έντασης I . Τότε σύμφωνα με το νόμο του Ohm, η ωμική αντίσταση του κυλίνδρου θα είναι:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (41)$$

Σύμφωνα με πειραματικά δεδομένα η αντίσταση R εξαρτάται από το μήκος L του κυλίνδρου, την επιφάνεια διατομής του A , καθώς και από μια χαρακτηριστική ιδιότητα του υλικού από το οποίο αποτελείται ο κύλινδρος, που ονομάζεται *ηλεκτρική ειδική αντίσταση*, ρ και δίδεται από τη σχέση:

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad (42)$$

Αν η επιφάνεια A εκφράζεται σε m^2 και το μήκος L σε μέτρα (m), τότε η μονάδα μέτρησης της ειδικής αντίστασης ρ είναι Ωm . Το αντίστροφο μέγεθος της ειδικής αντίστασης είναι η *αγωγιμότητα*, σ , η οποία εκφράζεται σε $mhos/m$ και δίδεται από τη σχέση:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} = \frac{L}{RA} = \frac{I V}{A L} = \frac{j}{E} \quad (43)$$

όπου:

j , η πυκνότητα ρεύματος (Amperes/ m^2) και

E , η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου (Volts/m)

4.1.1.δ.2. Ηλεκτρολυτική αγωγή.

Οι περισσότεροι γεωλογικοί σχηματισμοί έχουν τόσο μικρή αγωγιμότητα που θα έπρεπε αναλογικά να παρουσιάζουν εξαιρετικά μεγάλη ειδική αντίσταση. Εντούτοις, η ύπαρξη του πορώδους και ιδιαίτερα όταν αυτό είναι κορεσμένο με διάφορα ρευστά και κυρίως με νερό, λειτουργεί κατά τέτοιο τρόπο ώστε τα πετρώματα να παρουσιάζουν περισσότερο ηλεκτρολυτική αγωγιμότητα, παρά ηλεκτρονική. Έτσι, οι γεωλογικοί σχηματισμοί είναι ηλεκτρολυτικοί αγωγοί και η ειδική τους αντίσταση ορίζεται από την εξίσωση 42.

Αυτό σημαίνει ότι η διάδοση του ρεύματος γίνεται λόγω της κίνησης μορίων ή ιόντων που παρουσιάζουν πλεόνασμα ή έλλειψη ηλεκτρονίων, με αποτέλεσμα η ειδική αντίσταση των σχηματισμών να διαφέρει ανάλογα με την ευκινησία, τη συγκέντρωση και το βαθμό κορεσμού των ενδοπορικών ρευστών τους σε ιόντα.

Η αγωγιμότητα ενός πορώδους σχηματισμού μεταβάλλεται ανάλογα με τον όγκο και τη διάταξη των πόρων του και σε μεγαλύτερο βαθμό ανάλογα με την αγωγιμότητα και την ποσότητα του ενδοπορικού ύδατος, σύμφωνα με την εμπειρική σχέση του Archie:

$$\rho_e = \alpha \varphi^{-m} s^{-n} \rho_w \quad (44)$$

όπου:

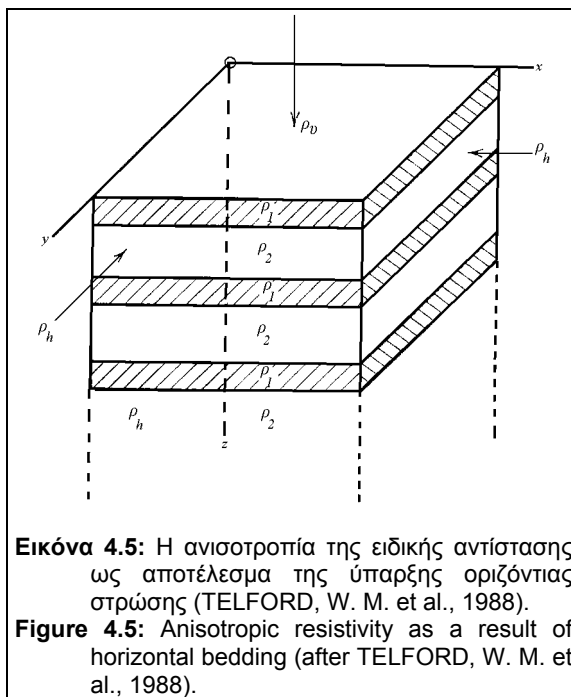
ρ_e , η ειδική αντίσταση του πορώδους σχηματισμού,

φ , ο ποσοστιαίος όγκος πορώδους,

s , ο ποσοστιαίος όγκος πορώδους κορεσμένου με νερό,

ρ_w , η ειδική αντίσταση του ενδοπορικού νερού και

n, α, m : σταθερές [$n \approx 2, 0,5 \leq \alpha \leq 2,5, 1,3 \leq m \leq 2,5$]



Η αγωγιμότητα του ενδοπορικού ύδατος εξαρτάται από τη συγκέντρωση των διαλυμένων χλωριδίων, σουλφιδίων και άλλων ορυκτών.

Αν και η γεωμετρική διεύθυνση των κόκκων των ορυκτών ενός πετρώματος έχει μικρότερη επίδραση στην ειδική αντίσταση, εντούτοις η παράμετρος αυτή μπορεί να προκαλέσει ανισοτροπία, με αποτέλεσμα η τιμή της αντίστασης να διαφέρει για τη ροή του ρεύματος σε διαφορετικές κατευθύνσεις. Η ανισο-

τροπία είναι ένα χαρακτηριστικό των πετρωμάτων που παρουσιάζουν στρώση ή σχιστότητα, εφόσον αυτά είναι περισσότερο αγωγίμα κατά μήκος των επιφανειών στρώσης. Ο λόγος της μέγιστης προς την ελάχιστη ειδική αντίσταση ενός πετρώματος, είναι γνωστός ως *συντελεστής ανισοτροπίας*. Η μέγιστη τιμή του *συντελεστή ανισοτροπίας* ισούται με 2 και παρουσιάζεται συνήθως σε ορισμένους γραφικούς σχιστόλιθους, ενώ οι τυπικές τιμές του για πετρώματα όπως οι ασβεστόλιθοι, οι αργιλικοί σχιστόλιθοι και οι ρυόλιθοι, κυμαίνονται από 1,0-1,2.

Προκειμένου να γίνει σαφέστερο το φαινόμενο της ανισοτροπίας της ειδικής αντίστασης, θεωρούμε ένα στρωσιγενή σχηματισμό που αποτελείται από στρώματα

ειδικής αντίστασης ρ_1 και ρ_2 και ποσοστιαίου όγκου πορώδους φ και $1-\varphi$, αντίστοιχα (βλ. εικ. 4.5).

Επειδή στην οριζόντια διεύθυνση τα στρώματα μπορεί να θεωρηθούν ότι αποτελούν αντιστάσεις σε παράλληλη σύνδεση, η ισοδύναμη ειδική αντίσταση τους θα είναι:

$$\rho_h = \frac{\rho_1 \rho_2}{\rho_1(1-\varphi) + \rho_2 \varphi} \quad (45)$$

Επειδή στην κατακόρυφη διεύθυνση τα στρώματα μπορεί να θεωρηθούν ότι αποτελούν αντιστάσεις συνδεμένες σε σειρά, η ισοδύναμη ειδική αντίσταση τους θα είναι:

$$\rho_v = \rho_1 \varphi + \rho_2 (1-\varphi) \quad (46)$$

Έτσι, ο λόγος της ειδικής αντίστασης στην κατακόρυφη διεύθυνση, ρ_v , προς την ειδική αντίσταση κατά την οριζόντια διεύθυνση, ρ_h , θα είναι:

$$\frac{\rho_v}{\rho_h} = (1-2\varphi+2\varphi^2) + \left(\frac{\rho_1}{\rho_2} + \frac{\rho_2}{\rho_1} \right) \varphi (1-\varphi) \quad (47)$$

Εάν $\varphi \ll 1$ και $\rho_2/\rho_1 \gg 1$, η παραπάνω σχέση απλοποιείται, ως εξής:

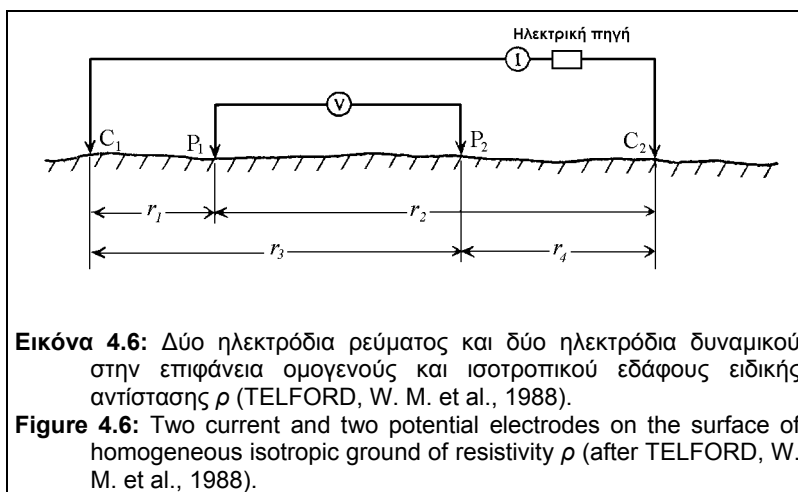
$$\frac{\rho_v}{\rho_h} \approx 1 + \frac{\rho_2}{\rho_1} \varphi \quad (48)$$

Εάν το στρώμα ειδικής αντίστασης ρ_1 είναι κορεσμένο σε νερό, η παραπάνω αναλογία λαμβάνει ιδιαίτερα υψηλή τιμή.

4.1.1.δ.3. Διηλεκτρική αγωγιμότητα.

Ο μηχανισμός της διηλεκτρικής αγωγιμότητας συνδέεται με τα ρεύματα μετατόπισης, τα οποία ρέουν μόνο σε μη αγώγιμα σώματα που βρίσκονται υπό την επίδραση ενός μεταβαλλόμενου χρονικά ηλεκτρικού πεδίου. Επειδή όμως το ηλεκτρικό πεδίο που δημιουργείται μέσα στη γη, κατά την διοχέτευση ρεύματος για τη μέτρηση της ειδικής αντίστασης, προέρχεται από συνεχές ή χαμηλής συχνότητας εναλλασσόμενο ρεύμα, τα ρεύματα μετατόπισης και επομένως η διηλεκτρική αγωγιμότητα στα γήινα υλικά είναι δευτερεύουσας σημασίας.

4.1.1.ε. Ορισμός φαινόμενης ειδικής αντίστασης.



Στην εικόνα 4.6, δίνεται η γεωμετρία μίας γεωηλεκτρικής διάταξης αποτελούμενης εκ τεσσάρων ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού. Όπως είναι γνωστό, η διαφορά δυναμικού μεταξύ των

ηλεκτροδίων P1 και P2 εκφράζεται από τη σχέση:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]. \text{ Εάν επιλύσουμε τη σχέση αυτή ως προς } \rho$$

προκύπτει:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \right] - \left[\left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]} = \left(\frac{2\pi\Delta V}{I} \right) k \quad (49)$$

όπου ο παράγοντας k καθορίζεται από την γεωμετρία της διάταξης και δίνεται από την απλή σχέση:

$$\frac{1}{k} = \frac{1}{C_1P_1} - \frac{1}{C_2P_1} - \frac{1}{C_1P_2} + \frac{1}{C_2P_2} \quad (50)$$

Μετρώντας την διαφορά δυναμικού, ΔV , την ένταση του ρεύματος, I και γνωρίζοντας την γεωμετρία της διάταξης των ηλεκτροδίων, προσδιορίζεται η ειδική αντίσταση, ρ , του γεωηλεκτρικού σχηματισμού.

Σε ομογενές και ισότροπο μέσο η τιμή της μετρούμενης ειδικής αντίστασης, ρ , θα είναι σταθερή για οποιαδήποτε τιμή του γεωμετρικού παράγοντα, k . Δηλαδή, εάν η ένταση του ρεύματος διατηρείται σταθερή και η διάταξη των ηλεκτροδίων τροποποιείται, η τιμή ΔV του δυναμικού θα μεταβάλλεται κατά τέτοιο τρόπο ώστε ο

λόγος $k \frac{\Delta V}{I}$ να παραμένει σταθερός (βλ. εικ. 4.6).

Αντίθετα, σε ανομοιογενές μέσο όταν αλλάζει ο τρόπος διάταξης των ηλεκτροδίων ή η θέση του κέντρου συμμετρίας του αναπτύγματος, ο λόγος $k \frac{\Delta V}{I}$ θα μεταβάλλεται, με αποτέλεσμα σε κάθε θέση να μετριέται διαφορετική τιμή ειδικής αντίστασης, ρ . Η τιμή αυτή εξαρτάται προφανώς άμεσα από την γεωμετρική διάταξη των ηλεκτροδίων.

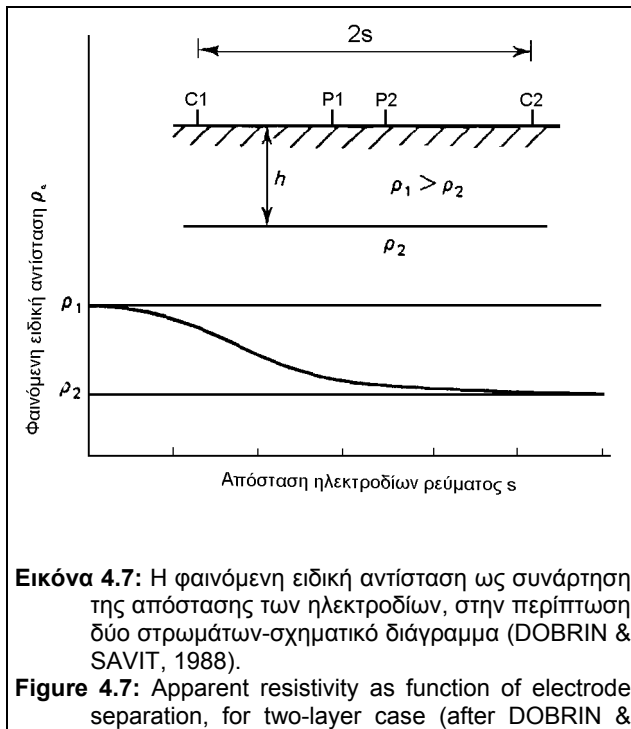
Για το λόγο αυτό εισάγεται ο όρος *φαινόμενη ειδική αντίσταση*, ρ_a , που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\rho_a = \left(\frac{2\pi\Delta V}{I} \right) k \quad (51)$$

Παρά το γεγονός ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση είναι ενδεικτική για την τιμή της πραγματικής ειδικής αντίστασης του μέσου, δεν εκφράζει τη μέση τιμή της. Μόνο στην περίπτωση ομοιογενούς σχηματισμού απείρου βάθους η φαινόμενη ειδική αντίσταση ισούται με την πραγματική.

Η έννοια της φαινόμενης ειδικής αντίστασης προκύπτει από την παραμόρφωση των γραμμών ροής ρεύματος και των ισοδυναμικών γραμμών, όταν συναντούν διαχωριστική επιφάνεια δύο ή περισσότερων γεωηλεκτρικών στρωμάτων με διαφορετική ειδική αντίσταση. Εφόσον η φαινόμενη ειδική αντίσταση εξαρτάται μόνον από το λόγο της διαφοράς δυναμικού που μετριέται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού προς την ένταση του ρεύματος που διοχετεύεται στη γη, οι όποιες ανωμαλίες που εμφανίζονται στις ισοδυναμικές επιφάνειες, υποδηλώνουν μεταβολές στην ειδική αντίσταση των κατώτερων υπεδαφικών σχηματισμών.

Επομένως η μετρούμενη φαινόμενη ειδική αντίσταση, ρ_a , θα είναι στην ουσία ίση με την ειδική αντίσταση του ανώτερου μέσου, ρ_1 , όταν η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος είναι πολύ μικρή σε σχέση με το πάχος του, h . Αυτό συμβαίνει διότι η ποσότητα του ρεύματος που διεισδύει στο κατώτερο μέσο ειδικής αντίστασης ρ_2 ($\rho_1 > \rho_2$) είναι πολύ μικρή. Σε αποστάσεις ηλεκτροδίων που είναι μεγάλες σε σύγκριση με το πάχος h , η φαινόμενη ειδική αντίσταση προσεγγίζει την τιμή της ρ_2 επειδή η ποσότητα του ρεύματος που διέρχεται στο ανώτερο μέσο (επιφανειακό) είναι πλέον αμελητέα σε σχέση με εκείνη του κατώτερου μέσου.

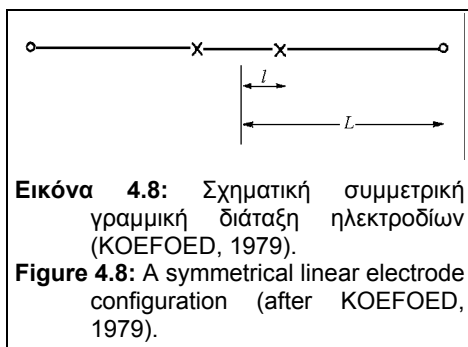


Στην εικόνα 4.7 απεικονίζεται η μεταβολή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης με την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, στην περίπτωση δύο οριζόντιων στρωμάτων. Η ασυμπτωτική τάση των τιμών της φαινόμενης ειδικής αντίστασης προς τις τιμές ειδικής αντίστασης ρ_1 και ρ_2 , του πρώτου και δεύτερου στρώματος αντίστοιχα, αποτελεί μέθοδο προσδιορισμού της ειδικής αντίστασης των δύο σχηματισμών.

4.1.1.στ. Σχέση φαινόμενης ειδικής αντίστασης με γεωηλεκτρικές παραμέτρους, για γραμμικές και συμμετρικές διατάξεις ηλεκτροδίων.

Ας υποθέσουμε μία συμμετρική διάταξη ηλεκτροδίων, όπως αυτή στην εικόνα 4.8. Από την εξίσωση 22, η διαφορά δυναμικού δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta V = 2 \left(\frac{\rho I}{2\pi} \right) \left[\frac{1}{L-l} - \frac{1}{L+l} \right] \tag{52}$$



Έτσι, ο γενικός τύπος της φαινόμενης ειδικής αντίστασης ρ_α προκύπτει από την επίλυση της εξίσωσης 52 ως προς ρ :

$$\rho_\alpha = \left(\frac{\Delta V}{I} \right) 2\pi L \frac{L^2 - l^2}{4Ll} \tag{53}$$

Η σχέση μεταξύ των συναρτήσεων της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και της Slichter kernel ($K(\lambda)$,) βασίζεται στις εξισώσεις 53 και 30. Εάν στην εξίσωση 53 το ΔV αντικατασταθεί από $\Delta V=2[V(L-l)-V(L+l)]$ (όπου το δυναμικό V λαμβάνεται από την εξίσωση 30), τότε έχουμε την εξίσωση

$$\rho_\alpha = 2\rho_1 L \frac{L^2 - l^2}{4Ll} \int_0^{+\infty} K(\lambda) [J_0(\lambda L - \lambda l) - J_0(\lambda L + \lambda l)] d\lambda \text{ και επειδή } T(\lambda)=\rho_1 K(\lambda), \text{ η}$$

παραπάνω εξίσωση λαμβάνει τη μορφή:

$$\rho_{\alpha} = 2L \frac{L^2 - l^2}{4Ll} \int_0^{\infty} T(\lambda) [J_0(\lambda L - \lambda l) - J_0(\lambda L + \lambda l)] d\lambda \quad (54)$$

Αντικαθιστώντας την *εκκεντρότητα* (eccentricity) $c=l/L$, η παραπάνω εξίσωση λαμβάνει τη μορφή:

$$\rho_{\alpha} = 2L \frac{1-c^2}{2c} \int_0^{\infty} T(\lambda) \{J_0[\lambda L(1-c)] - J_0[\lambda L(1+c)]\} d\lambda \quad (55)$$

Στην περίπτωση της διάταξης Schlumberger, η ερμηνεία των μετρήσεων βασίζεται στην υπόθεση ότι η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού είναι πολύ μικρή. Στην

περίπτωση αυτή ο γεωμετρικός παράγοντας $\frac{L^2 - l^2}{4Ll}$, γίνεται $\frac{L}{4l}$. Επί πλέον, η

πολύ μικρή απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού, υποδηλώνει ότι η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου στην επιφάνεια μπορεί να θεωρηθεί σταθερή στην περιοχή

ανάμεσα στα ηλεκτρόδια δυναμικού. Αντικαθιστώντας το πηλίκο $\frac{\Delta V}{2l}$ με το

$-2\left(\frac{\partial V}{\partial r}\right)_{r=L}$, η εξίσωση 53 για τη διάταξη Schlumberger λαμβάνει τη μορφή:

$$\rho_{aSchl.} = -\frac{2\pi L^2}{I} \left(\frac{\partial V}{\partial r}\right)_{r=L} \quad (56)$$

Από την αντικατάσταση της εξίσωσης 30 στην εξίσωση 56 και λαμβάνοντας υπόψη

ένα θεώρημα από τη θεωρία των συναρτήσεων Bessel, όπου $\frac{\partial}{\partial x} J_0(x) = -J_1(x)$,

έχουμε $\rho_{aSchl.} = \rho_1 L^2 \int_0^{\infty} K(\lambda) J_1(\lambda L) \lambda d\lambda$. Το άριστο αυτό ολοκλήρωμα δεν

συγκλίνει. Για μεγάλες τιμές του λ το πλάτος της συνάρτησης Bessel ελαττώνεται

κατά $\frac{1}{\sqrt{\lambda}}$ και κατά συνέπεια το γινόμενο $\lambda \cdot J_1(\lambda L)$ σταθερά αυξάνεται σε πλάτος.

Επειδή η συνάρτηση Slichter Kernel είναι πεπερασμένη το ολοκλήρωμα αποκλίνει.

Για να ξεπεραστεί η δυσκολία αυτή, χρησιμοποιείται η συνάρτηση Stefanescu Kernel. Έτσι, χρησιμοποιώντας το ολοκλήρωμα Lipschitz (βλ. εξίσ. 23), η εξίσωση 28 γράφεται:

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi r} + \frac{\rho_1 I}{2\pi} 2 \int_0^{\infty} \Theta_1(\lambda) J_0(\lambda r) d\lambda \quad (57)$$

Αντικαθιστώντας την παραπάνω εξίσωση 57 στην εξίσωση 56 και μετά τη παραγωγή, λαμβάνουμε

$$\rho_{aSchl.} = \rho_1 + 2\rho_1 L^2 \int_0^{\infty} \Theta_1(\lambda) J_1(\lambda L) \lambda d\lambda \quad (58)$$

Η τελευταία εξίσωση, χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις 29 και 33, γράφεται

$$\rho_{aSchl.} = \rho_1 + L^2 \int_0^{\infty} [T(\lambda) - \rho_1] J_1(\lambda L) \lambda d\lambda \quad (59)$$

4.1.1.στ.1. Η επίδραση της τοπογραφίας.

Το έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο μίας περιοχής επηρεάζει τις μετρήσεις ειδικής αντίστασης εφόσον η ροή του ρεύματος τείνει να ακολουθήσει την επιφάνεια, ιδιαίτερα όταν τα επιφανειακά στρώματα είναι σχετικά αγωγίμα. Οι ισοδυναμικές επιφάνειες, ως εκ τούτου, παραμορφώνονται δημιουργώντας εσφαλμένες ανωμαλίες που οφείλονται αποκλειστικά στο έντονο ανάγλυφο. Το φαινόμενο αυτό μπορεί να τροποποιήσει ή και να επικαλύψει μία πραγματική ανωμαλία.

Η τοπογραφική επίδραση δεν απομονώνεται εύκολα ώστε να περιγραφεί με μια κατάλληλη μέθοδο. Σε απλές περιπτώσεις, όπως απότομα βυθίσματα ή τοπογραφικές ανυψώσεις, οι πιθανές μεταβολές του δυναμικού μπορούν γενικά να περιοριστούν με γραφική εξομάλυνση.

Το ανάγλυφο της περιοχής που ερευνήθηκε στην παρούσα διατριβή ήταν σχετικά μικρό και δεν παρουσίασε ιδιαίτερες δυσκολίες τόσο στη λήψη των μετρήσεων όσο και στην αξιολόγηση αυτών.

4.1.1.στ.2. Προσδιορισμός της συνάρτησης $T(\lambda)$, με τη χρήση ψηφιακών γραμμικών φίλτρων.

Η δυνατότητα εφαρμογής της μεθόδου ψηφιακών γραμμικών φίλτρων, για την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων, αναγνωρίστηκε αρχικά από τον KUNETZ (1966). Κατόπιν ο GHOSH (1970, 1971a, 1971b) εργάστηκε και βελτίωσε τη μέθοδο. Σύμφωνα με τον GHOSH (1971b) η απευθείας ερμηνεία (*direct interpretation*) μίας γεωηλεκτρικής καμπύλης φαινόμενης ειδικής αντίστασης, πραγματοποιείται σε δύο στάδια:

- i. το πρώτο στάδιο περιλαμβάνει τον υπολογισμό της συνάρτησης μετασχηματισμού ειδικής αντίστασης $T(\lambda)$ από την καμπύλη φαινόμενης ειδικής αντίστασης και
- ii. το δεύτερο σε συνέχεια στάδιο για τον προσδιορισμό των ειδικών αντιστάσεων και των παχών των στρωμάτων, με την εφαρμογή αναδρομικών σχέσεων.

Το γεγονός ότι η συνάρτηση $T(\lambda)$:

- I. εξαρτάται μόνο από τη διάταξη των στρωμάτων,
- II. είναι μια πιστή αναπαράσταση της συνάρτησης *φαινόμενης ειδικής αντίστασης* και
- III. για μικρές και μεγάλες τιμές του μήκους, $(1/\lambda)$, προσεγγίζει την καμπύλη ρ_a , αποδεικνύει την καταλληλότητα της χρησιμοποίησης της, ως το ενδιάμεσο βήμα στην *απευθείας* ερμηνεία.

Η πρακτική διαδικασία εφαρμογής φίλτρων (GHOSH, 1971b) είναι απλή και πραγματοποιείται σε δύο φάσεις.

- i. Στη πρώτη φάση, οι χαρακτηριστικές τιμές T_m ($m=0, 1, 2, \dots$) της συνάρτησης μετασχηματισμού, $T(\lambda)$, υπολογίζονται από την *αναδρομική σχέση* για διαδοχικές διακριτές τιμές του λ με λόγο $10^{1/3}$, που είναι 2,154, στην περίπτωση του συγκεκριμένου φίλτρου. Η απόσταση κατά μήκος του άξονα x είναι $1/\lambda$ και η συχνότητα δειγματοληψίας αντιστοιχεί σε έξι ισαπέχουσες τιμές της συνάρτησης $T(\lambda)$ ανά δεκάδα, ανά λογαριθμικό κύκλο (O'NEIL, 1975). Ως αρχική τιμή του λ μπορεί να χρησιμοποιηθεί οποιαδήποτε τιμή, αλλά θεωρείται περισσότερο κατάλληλη η τιμή $\lambda=1$.
- ii. Στη δεύτερη φάση, η τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για κάθε τιμή λ , που αντιστοιχεί σε ορισμένο σημείο δειγματοληψίας m , λαμβάνεται από τη σχέση:

$$(\rho_a)_m = \sum_{j=-3}^5 b_j T_{m-j} \quad (m=0, 1, 2, \dots) \quad (60)$$

όπου b_j είναι οι εννιά συντελεστές που αναφέρονται στον πίνακα 4.1.

b_{-3}	b_{-2}	b_{-1}	b_0	
0.0225	-0.0499	0.1064	0.1854	
b_1	b_2	b_3	b_4	b_5
1.9720	-1.5716	0.4018	-0.0814	0.0148

Πίνακας 4.1: Συντελεστές φίλτρου, κατά Ghosh, για τον υπολογισμό της ρ_a για τη διάταξη Schlumberger.

Table 4.1: Ghosh coefficients for calculating ρ_a for Schlumberger array.

Πρέπει να τονιστεί ότι η ακρίβεια του φίλτρου του Ghosh είναι της τάξεως του 3% rms για γεωηλεκτρικές καμπύλες που παρουσιάζουν απότομους κλάδους. Σε γεωηλεκτρικές καμπύλες τύπου Q και K η εφαρμογή του φίλτρου αυτού μπορεί να δώσει εντελώς εσφαλμένα αποτελέσματα. Για τις περιπτώσεις αυτές έχουν σχεδιαστεί άλλα νεότερα φίλτρα εκ των οποίων εκείνο που παρουσιάζει ιδιαίτερο

ενδιαφέρον έχει σχεδιαστεί από τον GUPTASARMA (1982). Στην παρούσα διατριβή, στις γεωηλεκτρικές καμπύλες με τη διάταξη Schlumberger με απότομους κλάδους εφαρμόστηκαν οι συντελεστές φίλτρου κατά ANDERSON (1979b) που δίδει μεγαλύτερη ακρίβεια σε περιπτώσεις μεγάλων αντιθέσεων των ειδικών αντιστάσεων.

Γενικά, τρεις είναι οι τύποι των γραμμικών ψηφιακών φίλτρων που χρησιμοποιούνται στη διαδικασία ερμηνείας των γεωηλεκτρικών μετρήσεων (ΚΟΕΦΟΕΔ, 1979):

- i. Φίλτρα για τον προσδιορισμό των τιμών της *φαινόμενης ειδικής αντίστασης* από αυτές της *ειδικής αντίστασης μετασχηματισμού* (έμμεσα φίλτρα).
- ii. Φίλτρα για τον προσδιορισμό των τιμών της συνάρτησης της *ειδικής αντίστασης μετασχηματισμού* από αυτές της *φαινόμενης* (άμεσα φίλτρα) και
- iii. Φίλτρα για τον προσδιορισμό των τιμών της συνάρτησης της *φαινόμενης ειδικής αντίστασης* μίας διάταξης ηλεκτροδίων, από κάποια άλλη διάταξη.

4.1.2. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΙ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Τα αποτελέσματα των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων με τη μέθοδο Schlumberger προβάλλονται σε διλογαριθμική κλίμακα, όπου οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, ρ_a , τοποθετούνται στον κατακόρυφο άξονα και το ημιανάπτυγμα $AB/2$ των ηλεκτροδίων ρεύματος στον οριζόντιο άξονα. Οι καμπύλες που προκύπτουν ($\rho_a = f(AB/2)$) ονομάζονται *γεωηλεκτρικές καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης* (βλ. εικ. 4.9).

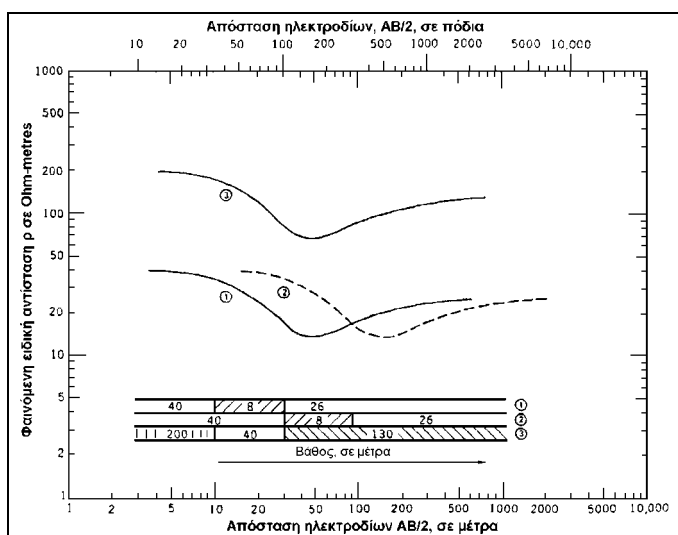
Τα πλεονεκτήματα της διλογαριθμικής κλίμακας είναι:

- η λογαριθμική κλίμακα διευκολύνει τη σύγκριση των καμπύλων υπαίθρου με τις θεωρητικές καμπύλες επεξεργασίας και ερμηνείας,
- στην περίπτωση που οι απόλυτες τιμές της ειδικής αντίστασης ρ και του πάχους h μεταβάλλονται, αλλά οι λόγοι ρ_i/ρ_1 και h_i/h_1 ($i=2,3,\dots,n$) παραμένουν σταθεροί, η καμπύλη μετατοπίζεται κατακόρυφα όταν μεταβάλλεται η ειδική αντίσταση ρ και οριζόντια όταν μεταβάλλεται το βάθος h (βλ. εικ. 4.9). Συνεπώς, δύο καμπύλες με διαφορετικές τιμές ρ και h αλλά με ίσους λόγους ρ_2/ρ_1 και h_2/h_1 μπορούν να ταυτιστούν μετατοπίζοντας την μία πάνω από την άλλη.

Όταν οι γεωηλεκτρικές καμπύλες προβάλλονται σε γραμμικές συντεταγμένες, τόσο η μορφή όσο και η θέση της καμπύλης μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τις μεταβλητές ρ και h , ακόμα και στην περίπτωση που οι λόγοι ρ_i / ρ_1 και h_i / h_1 παραμένουν σταθεροί.

- Η χρήση λογαριθμικών συντεταγμένων *μειώνει* την επίδραση της μεταβολής του πάχους των στρωμάτων σε μεγάλα βάθη, καθώς επίσης και την μεταβολή των υψηλών τιμών ειδικής αντίστασης. Ταυτόχρονα *ενισχύει* την επίδραση της μεταβολής του πάχους στρωμάτων σε μικρά βάθη, καθώς επίσης και την μεταβολή των χαμηλών τιμών ειδικής αντίστασης.

Η λειτουργία αυτή είναι ιδιαίτερος σημαντική διότι ο προσδιορισμός του πάχους ενός στρώματος με ακρίβεια ± 10 μέτρων είναι γενικά αποδεκτός, με την προϋπόθεση ότι το στρώμα βρίσκεται σε ένα μεγάλο σχετικά βάθος ($>150-200$ μ.). Αντίθετα, στην περίπτωση που το στρώμα βρίσκεται σε σχετικά μικρό βάθος (μερικών δεκάδων μέτρων), η επιθυμητή ακρίβεια είναι της τάξης του $\pm 2-5$ μέτρων. Για τον ίδιο λόγο, είναι απαραίτητος ο προσδιορισμός της ειδικής αντίστασης ενός αγώγιμου στρώματος ($<20 \Omega\text{m}$) με ακρίβεια $\pm 1 \Omega\text{m}$, προκειμένου να υπολογιστεί το ακριβές πάχος του, ενώ είναι ασήμαντος ο προσδιορισμός της ειδικής αντίστασης, με το ίδιο σφάλμα, για ένα μη-αγώγιμο στρώμα ($>200 \Omega\text{m}$).



Εικόνα 4.9: Γεωηλεκτρική καμπύλη σε διλογαριθμική απεικόνιση. Τρεις ίδιες γεωηλεκτρικές καμπύλες σε διαφορετικές θέσεις στο διλογαριθμικό διάγραμμα, με τρία διαφορετικά μοντέλα ερμηνείας (ZOHDY κ.α., 1974).

Figure 4.9: Logarithmic plot of sounding curve. The layers in model 2 are three times as thick as model 1, the layer resistivity in model 3 are five times as large as in model 1. However, the shapes of all three curves are identical (after ZOHDY et al, 1974).

- Το ευρύ φάσμα τιμών ειδικής αντίστασης των γεωλογικών σχηματισμών, καθώς και τα μεγάλα αναπτύγματα ηλεκτροδίων ρεύματος που απαιτούνται για την διερεύνηση μεγάλων βαθών, καθιστούν την χρήση λογαριθμικής κλίμακας ως την πλέον λογική.

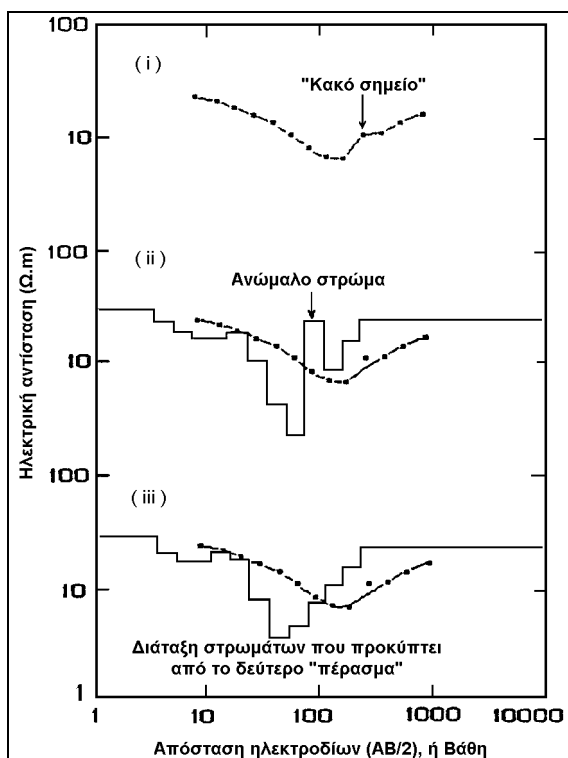
Οι καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης με κατάλληλη ερμηνευτική διαδικασία δίνουν τα

ανάλογα αποτελέσματα. Ακόμα όμως και κάτω από τις ευνοϊκότερες συνθήκες εφαρμογής της μεθόδου, μία γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση πολύ σπάνια δίνει ποιοτικά και ποσοτικά *μονοσήμαντα* αποτελέσματα. Μόνο με συγκριτική μελέτη των κοινών χαρακτηριστικών και των προοδευτικών μεταβολών διαδοχικών γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, με την κατασκευή γεωηλεκτρικών τομών και χαρτών, υπάρχει δυνατότητα καθορισμού του τύπου και της δομής των γεωηλεκτρικών και κατά συνέπεια των γεωλογικών σχηματισμών.

4.1.2.α. Επεξεργασία δεδομένων φαινόμενης ειδικής αντίστασης - Ποσοτική ανάλυση 1-D.

Οι γεωηλεκτρικές καμπύλες είναι δυνατόν να παρουσιάσουν κατά θέσεις αποκλίσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, που οφείλονται είτε στην ανομοιογένεια του εδάφους κατά την μετατόπιση των ηλεκτροδίων δυναμικού, είτε στην παρουσία περιορισμένης έκτασης σχηματισμών ή άλλων αγώγιμων ή μη σωμάτων που συναντώνται κατά την ανάπτυξη των ηλεκτροδίων ρεύματος.

Οι αποκλίσεις αυτές αντιμετωπίζονται με την εφαρμογή κατάλληλων αλγόριθμων εξομάλυνσης στις γεωηλεκτρικές καμπύλες υπαίθρου. Στην εικόνα 4.10 παρουσιάζεται μία τέτοια *διαταραγμένη* γεωηλεκτρική καμπύλη. Το σημείο απόκλισης (i), εισάγει ένα 'ανώμαλο' γεωηλεκτρικό στρώμα (ii), το οποίο απαλείφεται με την εφαρμογή κατάλληλου αλγόριθμου (iii). Συγκεκριμένα, για την εξουδετέρωση του ανώμαλου στρώματος η πλέον κατάλληλη καμπύλη που προκύπτει από την αρχική επεξεργασία με rms <2%, θεωρείται ότι είναι μία μερικώς *ομαλοποιημένη* καμπύλη και επαναλαμβάνεται η διαδικασία μέχρις ότου το rms γίνει <1%. Στην περίπτωση αυτή η καμπύλη θεωρείται ομαλή και ελεύθερη θορύβου και η διαδικασία αυτή οδηγεί τελικά στον προσδιορισμό των πραγματικών στρωμάτων.



Εικόνα 4.10: Παράδειγμα μιας αυτόματης ερμηνείας μιας τυπικά διαταραγμένης καμπύλης: (i) παρατηρούμενη καμπύλη, (ii) τα αποτελέσματα του πρώτου σταδίου που δείχνουν μια υπολογισμένη καμπύλη και διάταξη στρωμάτων με ανώμαλα στρώματα και (iii) τα αποτελέσματα του δεύτερου που δείχνουν μια υπολογισμένη καμπύλη με τα ανώμαλα στρώματα να έχουν εξουδετερωθεί (ZOHDY, 1989).

Figure 4.10: Example of automatic interpretation of a moderately distorted sounding curve: (i) observed curve, (ii) first-pass results showing calculated soundings curve and layering with anomalous layers and (iii) second-pass results showing calculated curve with anomalous layers eliminated (after ZOHDY, 1989).

τρισδιάστατης (3D) δομής (BEARD & MORGAN, 1991, DUCH & SORENSEN, 1995). Για την επίλυση ειδικών γεωλογικών-γεωτεχνικών προβλημάτων, είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν γεωηλεκτρικές μέθοδοι διασκόπησης, για την σκιαγράφηση της υπεδάφικης κατανομής της ειδικής αντίστασης σε περιοχές ενδιαφέροντος, όπου με τη χρήση κατάλληλων αλγορίθμων και αντίστοιχων λογισμικών μπορούν να κατασκευαστούν διδιάστατα ή τρισδιάστατα γήινα μοντέλα, που να ικανοποιούν τις μετρήσεις υπαίθρου.

Σύμφωνα με τον KOEFOED (1979) μία εποπτική διάκριση των μεθόδων ποσοτικής ερμηνείας, δίνεται από τον πίνακα 4.2.

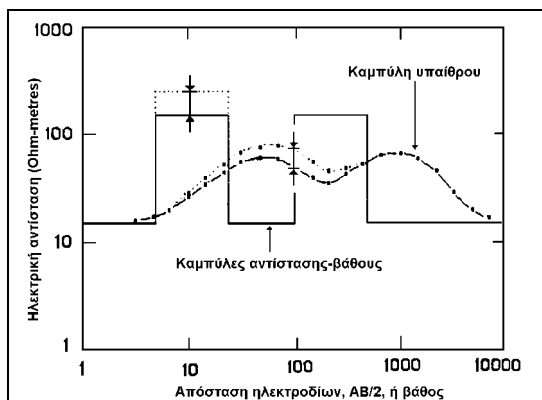
Η ποσοτική ανάλυση των μετρήσεων υπαίθρου περιλαμβάνει γενικά την κατασκευή μονοδιάστατων, διδιάστατων ή τρισδιάστατων μοντέλων, η γεωηλεκτρική απόκριση των οποίων να ικανοποιεί τις μετρήσεις υπαίθρου. Ένα 1-D μοντέλο αντιπροσωπεύει μία δομή πολλών οριζόντιων στρωμάτων, σε κάθε ένα από τα οποία η ειδική αντίσταση του σχηματισμού που το απαρτίζει, θεωρείται ότι δεν μεταβάλλεται απότομα πλευρικά. Για το λόγο αυτό το αντίστοιχο μοντέλο που κατασκευάζεται θεωρείται μονοδιάστατο. Η παραδοχή της ομοιογένειας κατά τις δύο διαστάσεις, έρχεται ενδεχομένως σε αντίθεση με τις γεωλογικές συνθήκες που επικρατούν. Εάν η οριζόντια μεταβολή της αγωγιμότητας δεν είναι πολύ μεγάλη μπορούμε να ερμηνεύσουμε κάθε μία από τις βυθοσκοπήσεις, μίας γεωηλεκτρικής τομής, με μονοδιάστατο (1D) μοντέλο και παρόλα αυτά να επιτευχθεί μία ικανοποιητική προσέγγιση της πραγματικής διδιάστατης (2D) ή

ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΟΣΟΤΙΚΗΣ ΕΡΜΗΝΕΙΑΣ V.E.S. καμπυλών	ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΤΙΚΕΣ (Approximate)		<ol style="list-style-type: none"> 1. Μέθοδος βοηθητικού σημείου. 2. Μέθοδος ταύτισης καμπύλης φαινόμενης ειδικής αντίστασης με 'πρότυπες καμπύλες'. 3. Μέθοδος ερμηνείας με τη χρήση 'καμπύλων μετασχηματισμού ειδικής αντίστασης' δύο στρωμάτων. 4. Μέθοδος ερμηνείας με τη χρήση καμπυλών <i>Dar Zarouk</i>.
	ΔΙΑΔΟΧΙΚΩΝ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΩΝ (Iterative)	<ul style="list-style-type: none"> • Αυτοματοποιημένες μέθοδοι επεξεργασίας (χρήση προγραμμάτων Η/Υ). 	<ol style="list-style-type: none"> 5. Μέθοδος μέγιστης κλίσης ('steepest descent'), (VOZOFF, 1958, BICHARA & LAKSHMANAN, 1976). 6. Μέθοδος επίλυσης πινακοποιημένων εξισώσεων ('matrix equations'), (MARQUARDT, 1963, JOHANSEN, 1977, CECCHI et al., 1977). 7. Μέθοδος MARSDEN (1973). 8. Μέθοδος ZOHDY (1974). 9. Μέθοδος KOEFOED (1979).
		<ul style="list-style-type: none"> • Μη-Αυτοματοποιημένες μέθοδοι επεξεργασίας (χωρίς χρήση προγραμμάτων Η/Υ). 	
	ΑΜΕΣΕΣ (Direct)	<ul style="list-style-type: none"> • Αυτοματοποιημένες μέθοδοι επεξεργασίας (χρήση προγραμμάτων Η/Υ). 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Μέθοδος KUNETZ & ROCROI (1970). 1. Μέθοδος KOEFOED (1976b). 1. Μέθοδος ZOHDY (1975).
		<ul style="list-style-type: none"> • Μη-Αυτοματοποιημένες μέθοδοι επεξεργασίας (χωρίς χρήση προγραμμάτων Η/Υ). 	

Πίνακας 4.2: Εποπτική διάκριση των μεθόδων ποσοτικής ερμηνείας κατά KOEFOED (1979).

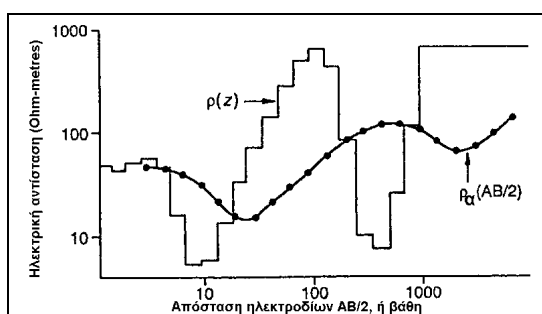
Table 4.2: Classification of quantitative interpretation methods according to KOEFOED (1979).

Στην παρούσα διατριβή, χρησιμοποιήθηκε μία μοναδική μέθοδος αντιστροφής που επινόησε ο A. A. R. ZOHDY (1989), η οποία καθορίζει τόσα στρώματα όσα είναι τα ψηφιοποιημένα σημεία της καμπύλης υπαίθρου ρ_α ($AB/2$). Είναι μία θεωρητικά απλή και ευφυής μέθοδος (YUNGUL, 1996), η οποία παρέχει αξιόπιστα αποτελέσματα. Οι διαδοχικές προσεγγίσεις οδηγούνται με κάπως εμπειρικό τρόπο. Βασίζεται στις παρατηρούμενες μορφολογικές σχέσεις μεταξύ των καμπύλων που προκύπτουν από τη σχέση της ειδικής αντίστασης μετά του βάθους από τη μία πλευρά και της φαινόμενης ειδικής αντίστασης σε σχέση με το ημιανάπτυγμα των ηλεκτροδίων ρεύματος ($AB/2$), από την άλλη πλευρά. Για παράδειγμα και οι δύο ομάδες δεδομένων είναι κατά προσέγγιση παράλληλες η μία ως προς την άλλη, αλλά τα χαρακτηριστικά σημεία μετατοπίζονται οριζόντια και κατακόρυφα μεταξύ τους, όπως φαίνεται στην εικόνα 4.11. Οι διαδοχικές προσεγγίσεις τροποποιούν το μοντέλο προς την κατεύθυνση τέτοιων προβλεπόμενων μετατοπίσεων. Το αρχικό μοντέλο είναι εκείνο στο οποίο το βάθος είναι ίσο με $AB/2$. Ο αλγόριθμος του προγράμματος που χρησιμοποιήθηκε για την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών καμπύλων στην παρούσα διατριβή, δεν απαιτεί την εισαγωγή ενός αρχικού μοντέλου, όπως συμβαίνει με τους περισσότερους συμβατικούς αλγόριθμους μονοδιάστατης αντιστροφής.



Εικόνα 4.11: Δύο καμπύλες Schlumberger πέντε στρωμάτων και διάταξη των στρωμάτων, απεικονίζουν τη σχέση μεταξύ των αποστάσεων των ηλεκτροδίων, των φαινόμενων αντιστάσεων, βαθών και πραγματικών αντιστάσεων. Τα διαγράμματα δείχνουν επίσης ότι η μέγιστη αλλαγή στη φαινόμενη αντίσταση είναι περίπου ίση με τη μεταβολή στην πραγματική αντίσταση (ZOHDY, 1989).

Figure 4.11: Two five-layer Schlumberger sounding curves and layering illustrating the spatial relations among electrode spacing, apparent resistivities, depths and true resistivities. Graphs also show that the maximum change in apparent resistivity is approximately equal to the change in the true resistivity (After ZOHDY, 1989).



Εικόνα 4.12: Τελική διάταξη μετά από αρκετές επαναλήψεις με την υπολογισμένη καμπύλη να ταιριάζει με την παρατηρούμενη καμπύλη (ZOHDY, 1989)

Figure 4.12: Final layering after several iterations, with calculated curve fitting observed curve (after ZOHDY, 1989).

Το απαραίτητο γεωηλεκτρικό μοντέλο που απαιτείται για την έναρξη του προγράμματος λαμβάνεται απ' ευθείας από την ψηφιοποιημένη καμπύλη. Δεν απαιτεί επίσης προέκταση του αρχικού και του τελικού κλάδου της καμπύλης, στις αντίστοιχες ασύμπτωτες καμπύλες. Ο αριθμός των στρωμάτων θεωρείται ίσος με τον αριθμό των ψηφιοποιημένων σημείων και τα όρια των στρωμάτων τοποθετούνται ομοίμορφα σε μια λογαριθμική κλίμακα βάθους.

Το αρχικό μοντέλο διαδοχικά τροποποιείται μέχρις ότου η υπολογισθείσα καμπύλη ταυτιστεί με την καμπύλη υπαίθρου χρησιμοποιώντας μία βέλτιστη προσέγγιση ελαχίστων τετραγώνων. Στην εικόνα 4.12 απεικονίζεται μία κλιμακωτή (*step*) συνάρτηση που έχει προκύψει από μία τέτοια εφαρμογή.

Η μέθοδος είναι σχετικά γρήγορη, τα δε αποτελέσματα κρίνονται ικανοποιητικά, ενώ παράλληλα απαλείφονται τα 'ανώμαλα' στρώματα που προκαλούνται από το 'θόρυβο' στα δεδομένα, όπως περιγράφηκε παραπάνω (βλ. εικ. 4.10). Η μέθοδος παρέχει μία ακολουθία στρωμάτων και δίνει τη δυνατότητα τροποποίησης

τους, ώστε να ικανοποιούνται οι υπάρχουσες γεωλογικές πληροφορίες, κατά περίπτωση.

4.1.2.β. Επεξεργασία δεδομένων φαινόμενης ειδικής αντίστασης - Ποσοτική ανάλυση 2-D.

Η σύνθετη γεωλογική δομή που επικρατεί συνήθως στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της γης, δημιουργεί γεωηλεκτρικές δομές με εναλλαγές αγώγιμων και μη αγώγιμων σχηματισμών. Η συμβατική επεξεργασία και ερμηνεία των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων, είναι γνωστό ότι βασίζεται στην παραδοχή της ομοιογένειας των στρωμάτων κατά την οριζόντια διεύθυνση και ως εκ τούτου οποιαδήποτε αλλαγή στην καμπύλη μεταβολής των πειραματικών μετρήσεων της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, είναι αποτέλεσμα κατακόρυφων μόνο μεταβολών της ειδικής αντίστασης των γεωηλεκτρικών σχηματισμών.

Η διερεύνηση συνεπώς της σύνθετης και ανομοιογενούς δομής των επιφανειακών στρωμάτων με συμβατική επεξεργασία και ερμηνεία των πειραματικών δεδομένων, είναι πιθανόν να οδηγήσει σε μοντέλα που εμπεριέχουν σημαντικά σφάλματα και αποκλίνουν από την πραγματικότητα. Η κατασκευή Η/Υ μεγάλης υπολογιστικής ισχύος, επέτρεψε την ανάπτυξη σύγχρονων μεθόδων και λογισμικών επεξεργασίας των δεδομένων, που οδηγούν σε περισσότερο αξιόπιστα μοντέλα προσομοίωσης. Η διδιάστατη αντιστροφή των φαινόμενων ειδικών αντιστάσεων, γνωστή ως γεωηλεκτρική τομογραφία, είναι μία σύγχρονη τεχνική που εφαρμόζεται με επιτυχία στην γεωηλεκτρική διασκόπηση. Η τεχνική της μεθόδου απαιτεί εφαρμογή συγκεκριμένου προγράμματος εργασιών πεδίου, με ευθύγραμμη ανάπτυξη και ισαπόσταση των σημείων των βυθομετρήσεων. Το αυστηρό πρόγραμμα εργασιών πεδίου δεν είναι όμως δυνατόν να ακολουθηθεί πάντοτε, ιδιαίτερα δε σε περιβάλλοντα με έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο ή δυσχερειών λόγω της παρεμβολής καλλιεργειών ή κατοικημένων περιοχών.

Αν και ο σχεδιασμός των γεωφυσικών διασκοπήσεων υπαίθρου ήταν επαρκής για την κάλυψη των στόχων της παρούσας διατριβής, εντούτοις η πυκνότητα των θέσεων των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων δεν ήταν ικανοποιητική για την εφαρμογή της γεωηλεκτρικής τομογραφίας, στην ευρύτερη περιοχή έρευνας.

Εκεί όπου η πυκνότητα των θέσεων μετρήσεων πληρούσε ικανοποιητικά τις προδιαγραφές της μεθόδου, πέρα από τις συμβατικές μεθόδους επεξεργασίας που εφαρμόστηκαν, επιχειρήθηκε και η εφαρμογή της διδιάστατης ηλεκτρικής αντιστροφής στα πειραματικά δεδομένα. Συγκεκριμένα, η μέθοδος εφαρμόστηκε στην τομή 446-442-...-732-733, (βλ. Κεφάλαιο 6. εικ. 6.40 & 6.43).

Ο αλγόριθμος που χρησιμοποιήθηκε για την επεξεργασία των μετρήσεων με την τεχνική της ηλεκτρικής τομογραφίας (TSOURLOS, 1995), χρησιμοποιεί τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (finite element method) σε χώρο 2.5 διαστάσεων (DIDTTMER et. al., 1994) για τον υπολογισμό της ειδικής αντίστασης. Με την ίδια τεχνική των πεπερασμένων στοιχείων προσδιορίζεται και ο *Ιακωβιανός* πίνακας (McGILLIVRAY & OLDENBOURG, 1990).

Το διορθωτικό άνωσμα της ειδικής αντίστασης $\delta\rho$, προσδιορίζεται από τη σχέση:

$$\delta\rho = \left[(WJ_i)^T WJ_i + \lambda C^T C \right]^{-1} (WJ_i)^T W \Delta d_i \quad (61)$$

όπου C είναι ο πίνακας που περιγράφει την υπό περιορισμούς εξομάλυνση των παραμέτρων του μοντέλου, λ είναι ο πολλαπλασιαστής Lagrangian, W είναι ο διαγώνιος πίνακας που προσδιορίζει τη βαρύτητα των τιμών των δεδομένων και εξαρτάται από την ακρίβεια των δεδομένων, J είναι ο *Ιακωβιανός* πίνακας και Δd_i είναι η διαφορά μεταξύ των πειραματικών d_{obs} και των θεωρητικών d_{calc} δεδομένων, που αντιστοιχούν στο μοντέλο προσομοίωσης. Στόχος της αντιστροφής είναι ο προσδιορισμός ενός μοντέλου με κατανομή της ειδικής αντίστασης στο υπέδαφος, είναι τέτοια ώστε η διαφορά Δd_i να γίνει ελάχιστη.

Τα πειραματικά δεδομένα των βυθομετρήσεων χρειάζεται να τύχουν προηγούμενης επεξεργασίας, έτσι ώστε να είναι συμβατά με τις απαιτήσεις του αλγόριθμου 2DINVS (TSOURLOS, 1995) που χρησιμοποιήθηκε για την ηλεκτρική αντιστροφή. Πιο συγκεκριμένα, επειδή οι μετρήσεις πεδίου για την διδιάστατη ηλεκτρική τομογραφία γίνονται με εφαρμογή της διάταξης Schlumberger, χρειάστηκε, για κάθε μία βυθοσκόπηση της τομής, να γίνει δειγματοληψία των καμπύλων των μετρήσεων πεδίου $\rho_a = f(AB/2)$, έτσι ώστε να προκύψουν νέες τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, για τα συγκεκριμένα μήκη $AB/2$ που απαιτεί ο αλγόριθμος.

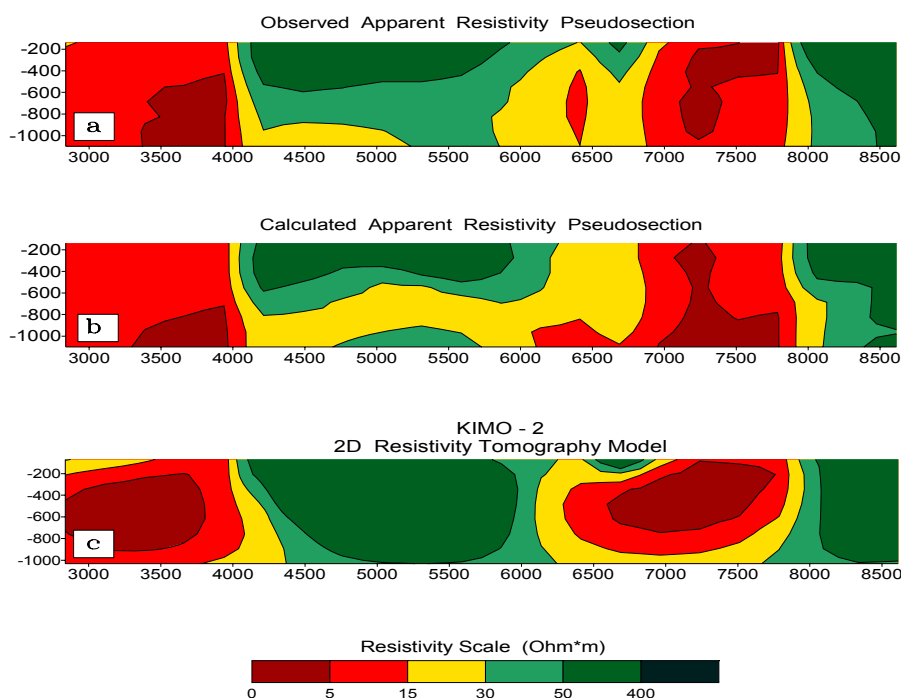
Τούτο πραγματοποιήθηκε με τη χρήση αλγόριθμου που βασίζεται στην εφαρμογή ρουτίνας 'cubic spline interpolation'. Τα νέα πεδία τιμών ρ_a , που προέκυψαν από τη δειγματοληψία της συνάρτησης $\rho_a(AB/2)$, σχημάτισαν τα κατάλληλα αρχεία εισόδου για την επεξεργασία τους με τον αλγόριθμο 2DINVS. Από την παραπάνω επεξεργασία προκύπτουν δύο 'αρχεία':

- Το 'πρώτο αρχείο εξόδου' (*output file*), το οποίο είναι το 'τομόγραμμα' (x, z, ρ) της τομής, παρουσιάζονται οι τιμές της ειδικής αντίστασης ρ_i σε κάθε κόμβο (x_i, z_i) του κατακόρυφου επιπέδου (x, z), που διέρχεται από τη γραμμή.

Το πόσο καλά είναι προσαρμοσμένο ένα τομόγραμμα στα πειραματικά δεδομένα, γίνεται αντιληπτό από μία απλή σύγκριση των θεωρητικών τιμών της φαινόμενης

ειδικής αντίστασης (ΘΦΕΑ) που αντιστοιχούν στο τομόγραμμα, οι οποίες προσδιορίζονται μέσα από καθαρά μαθηματικούς υπολογισμούς, με τις πειραματικές τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (ΠΦΕΑ). Ο βαθμός συνεπώς της αξιοπιστίας του μοντέλου εξαρτάται από το πόσο καλά είναι προσαρμοσμένη η καμπύλη ΘΦΕΑ στα δεδομένα της καμπύλης ΠΦΕΑ.

- Το ‘δεύτερο αρχείο εξόδου’, μας παρέχει τα απαραίτητα στοιχεία για την σύγκριση των ΘΦΕΑ και των ΠΦΕΑ, από την επεξεργασία με το 2DINVS. Στο αρχείο αυτό για κάθε κόμβο (x_i , z_i) του μοντέλου υπάρχει μία ΘΦΕΑ και μία ΠΦΕΑ.



Εικόνα 4.13: Διδιάστατη κατανομή ΠΦΕΑ (a), ΘΦΕΑ (b) και γεωηλεκτρικό τομόγραμμα (μοντέλο) ειδικής αντίστασης (c) (LOUIS, 1977).

Figure 4.13: 2D distribution of field (a) and theoretical (b) apparent resistivity data and the deduced 2D tomographic model (γ) (after LOUIS, 1977).

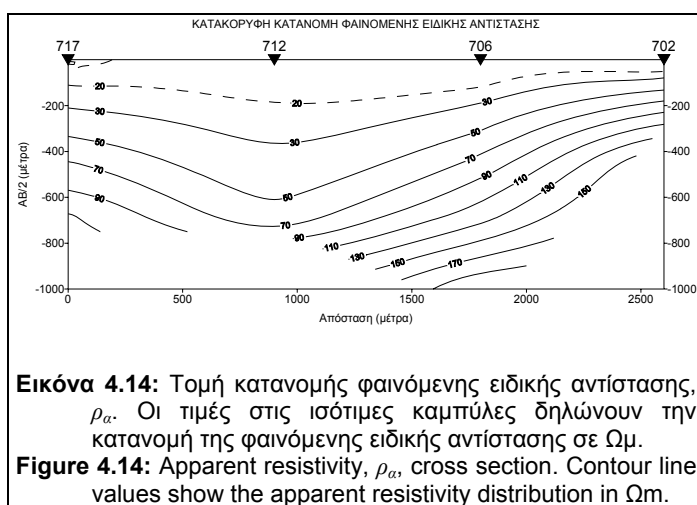
Στην εικόνα 4.13, παρουσιάζεται ένα παράδειγμα (LOUIS, 1977) της επεξεργασίας δεδομένων με τον αλγόριθμο 2DINVS. Εκεί παρουσιάζονται το διδιάστατο τομογραφικό μοντέλο (x_i , z_i) (βλ. εικ. 4.13c), η γραφική παράσταση των πεδίων τιμών (x_i , z_i , $\rho_{\Theta\Phi\epsilon\alpha}$) (βλ. εικ. 4.13b) και (x_i , z_i , $\rho_{\Pi\Phi\epsilon\alpha}$) (βλ. εικ. 4.13a). Στο συγκεκριμένο παράδειγμα η πολύ καλή προσαρμογή των (a) και (b) μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η λύση (c), είναι ικανοποιητική και αξιόπιστη.

4.1.2.γ. Ποιοτική παρουσίαση γεωηλεκτρικών δεδομένων.

Για τον έλεγχο της πλευρικής ανομοιογένειας των γεωλογικών σχηματισμών μίας περιοχής σε δύο και τρεις διαστάσεις, είναι απαραίτητη η χάραξη τομών και χαρτών φαινόμενης ειδικής αντίστασης, αντίστοιχα. Η κατασκευή τέτοιων παραστάσεων από στοιχεία που έχουν προκύψει από την επεξεργασία των πρωτογενών δεδομένων (βλ. παράγραφο 4.1.2.α), χωρίς την μεσολάβηση αλγόριθμων ποσοτικής ερμηνείας, που χρησιμοποιούνται στα λογισμικά πακέτα, δίδει μία καλύτερη εικόνα της στρωματογραφικής δομής. Για παράδειγμα, μία δομή οριζόντιων στρωμάτων θα εμφανιστεί υπό μορφή οριζόντιων παράλληλων ισότιμων καμπύλων της ρ_a . Επί πλέον, μία απότομη βύθιση των καμπύλων ρ_a , μπορεί να αξιολογηθεί ως πλευρική μεταβολή του υλικού, που πιθανά να οφείλεται είτε στην παρουσία απότομης διαχωριστικής επιφάνειας αγωγίμου ή μη αγωγίμου σχηματισμού, είτε στην παρουσία ρηξιγενούς ζώνης που διαχωρίζει στρώματα διαφορετικής ειδικής αντίστασης, κλπ. Με τον τρόπο αυτό πραγματοποιείται μία πρώτη προσέγγιση (ποιοτική) των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων και εκτιμάται η αξιοπιστία της ποσοτικής ανάλυσης των βυθοσκοπήσεων, που έχουν προκύψει από 1-D επεξεργασία.

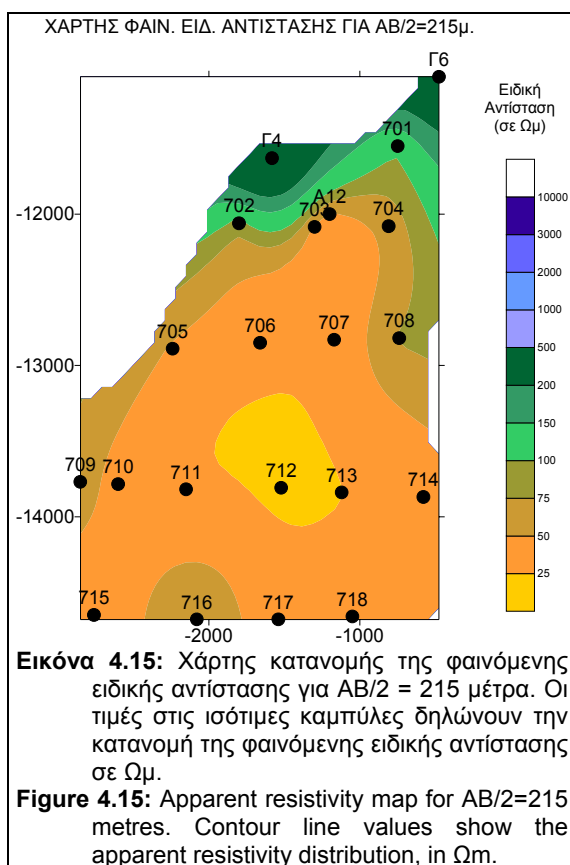
Η χάραξη των τομών κατανομής φαινόμενης ειδικής αντίστασης, έγινε ως εξής:

- στον οριζόντιο άξονα τοποθετήθηκαν οι θέσεις των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων,
- στον κατακόρυφο άξονα τοποθετήθηκαν, υπό γραμμική κλίμακα, οι αποστάσεις του ημιοπίγματος των ηλεκτροδίων ρεύματος AB/2.



στασης (βλ. εικ. 4.14).

Στη συνέχεια οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, ρ_a , τοποθετήθηκαν με βάση τις συντεταγμένες που ορίζουν οι δύο άξονες και χαραχτηκαν οι ισότιμες καμπύλες ρ_a , προκειμένου να καθορισθεί η κατακόρυφη και πλευρική κατανομή της φαινόμενης ειδικής αντί-



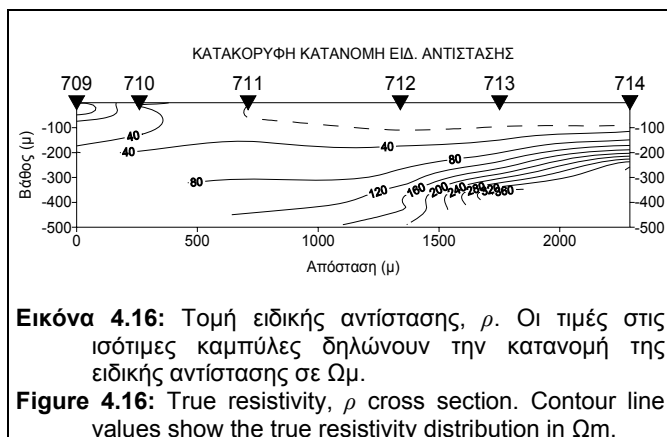
Η κλίμακα του κατακόρυφου άξονα είναι γραμμική για να καταδείξει με όσο το δυνατό μεγαλύτερη λεπτομέρεια την οριζόντια και κατακόρυφη κατανομή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης στους επιφανειακούς σχηματισμούς, γεγονός το οποίο θα ήταν αδύνατο να επιτευχθεί χρησιμοποιώντας λογαριθμική κλίμακα για το ημιανάπτυγμα $AB/2$. Να σημειωθεί ότι, η κατακόρυφη κλίμακα δεν πρέπει να συγχέεται με το βάθος, ούτε οι φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις πρέπει οπωσδήποτε να συνδέονται με την κατακόρυφη και πλευρική μεταβολή των ειδικών αντιστάσεων των υπεδαφικών σχηματισμών.

Σε κάθε περιοχή που ερευνήθηκε διεξοδικά, χαράχθηκαν χάρτες κατανομής φαινόμενης ειδικής αντίστασης για διαφορετικά ημιανάπτυγματα ηλεκτροδίων ρεύματος ($AB/2$), για να διερευνηθεί η στρωματογραφική δομή σε τρεις διαστάσεις (ψευδο-3D απεικόνιση).

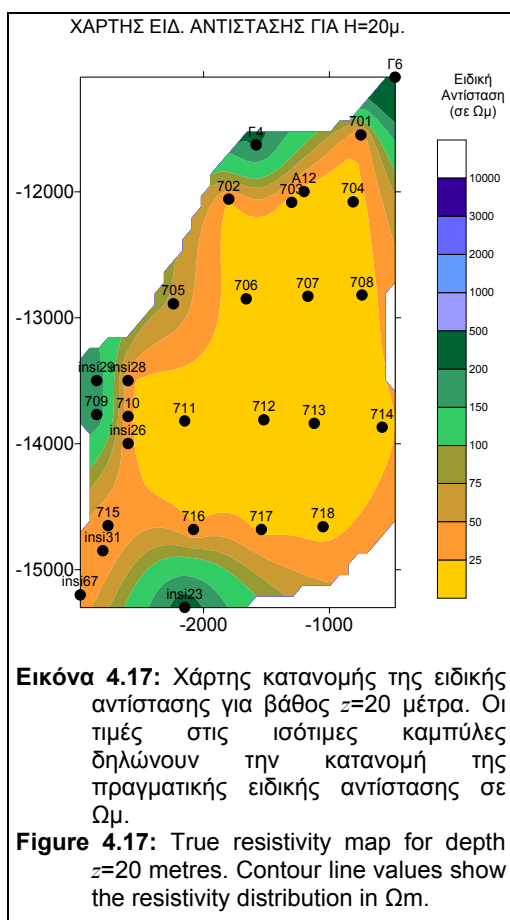
Πρέπει να σημειωθεί επίσης εδώ, ότι ο χάρτης κατανομής της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, για ένα συγκεκριμένο ανάπτυγμα ηλεκτροδίων (βλ. εικ. 4.15), δεν παρέχει πληροφορίες σε ένα επίπεδο που βρίσκεται σε βάθος ίσο με το ανάπτυγμα αυτό, ούτε απεικονίζει την κατανομή της ειδικής αντίστασης των σχηματισμών που απαντώνται στην περιοχή.

Οι τομές και οι χάρτες κατανομής της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, έχουν χαραχθεί θεωρώντας την επιφάνεια του εδάφους επίπεδη, γεγονός που δεν αποκλίνει από την πραγματικότητα στην κλίμακα παρουσίασης των τομών και χαρτών.

4.1.2.δ. Ποσοτική παρουσίαση γεωηλεκτρικών δεδομένων.



Μετά την ποιοτική παρουσίαση της φαινόμενης ειδικής αντίστασης και την αδρή σκιαγράφιση της στρωματογραφικής δομής, κρίθηκε σκόπιμο να γίνει η χάραξη τομών και χαρτών της κατανομής της ειδικής αντίστασης μετά του βάθους, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ποσοτικής ανάλυσης 1-D (βλ. παράγραφο 4.1.2.α). Η κατασκευή τέτοιων παραστάσεων δίδει πληρέστερη εικόνα σε δύο (ψευδο-2D απεικόνιση) ή τρεις (ψευδο-3D απεικόνιση) διαστάσεις, της κατανομής της ειδικής αντίστασης μετά του βάθους και μπορούν να εξαχθούν χρήσιμα συμπεράσματα για τη φύση και τη δομή των υπεδάφικων σχηματισμών.



Η γεωηλεκτρική τομή (διδιάστατη χωρική κατανομή της ειδικής αντίστασης), είναι η γραφική σύνδεση συνευθειακών γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων. Στη σύνθεση των τομών χρησιμοποιήθηκαν τα τελικά 1-D γεωηλεκτρικά μοντέλα που προέκυψαν από την ψηφιακή επεξεργασία των βυθομετρήσεων. Για την κατασκευή τους (βλ. εικ. 4.16) ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία:

- στον οριζόντιο άξονα τοποθετήθηκαν οι θέσεις των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων και
- σε κάθε θέση βυθοσκόπησης, x_i , σε κατακόρυφο άξονα, τοποθετήθηκαν υπό κλίμακα οι τιμές, ρ_i , της ειδικής αντίστασης με το βάθος, z_i , όπως προέκυψαν από την 1-D αντιστροφή.

Κατ' αυτόν τον τρόπο προέκυψε το πεδίο τιμών (x_i, z_i, ρ_i) της ειδικής αντίστασης ρ . Με τη χαρτογράφηση του πεδίου τιμών της ειδικής αντίστασης, χαράχθηκαν οι ισότιμες καμπύλες (βλ. εικ. 4.16), από τις οποίες είναι δυνατή η μελέτη της χωρικής κατανομής της ειδικής αντίστασης στο κατακόρυφο επίπεδο.

Ο γεωηλεκτρικός χάρτης (χωρική ψευδο-3D απεικόνιση της κατανομής της ειδικής αντίστασης για ορισμένο βάθος), προκύπτει από την ακριβή θέση των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων (x_i, y_i) και την κατακόρυφη μεταβολή (z_i, ρ) της ειδικής αντίστασης από τα 1-D γεωηλεκτρικά μοντέλα, για κάθε περιοχή που ερευνήθηκε. Ένας τέτοιος χάρτης πλευρικής κατανομής της ειδικής αντίστασης για το συγκεκριμένο βάθος $z=20$ μέτρα, παρουσιάζεται στην εικόνα 4.17.

4.1.2.ε. Κατασκευή τομών και χαρτών.

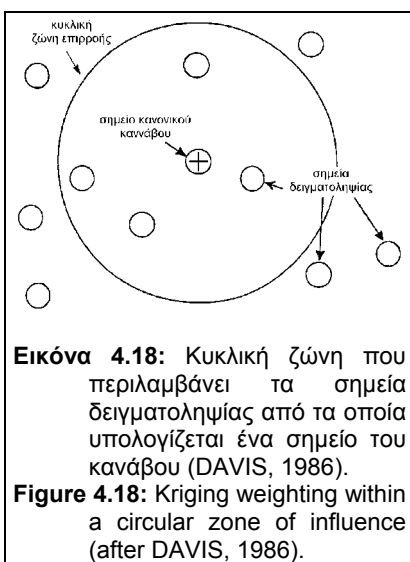
Ο υπολογισμός των ισότιμων καμπύλων (βλ. παράγραφο 4.1.2.γ, 4.1.2.δ), που περιγράφουν την κατανομή των γεωηλεκτρικών παραμέτρων τόσο κατά το κατακόρυφο (τομές) όσο και κατά το οριζόντιο επίπεδο (χάρτες), πραγματοποιήθηκε με την χρήση γεωστατιστικών μεθόδων. Οι μέθοδοι αυτές χρησιμοποιούνται για την στατιστική επεξεργασία μεταβλητών που παρουσιάζουν συνέχεια από σημείο σε σημείο, αλλά η μαθηματική απόδοση της μεταβολής αυτής είναι εξαιρετικά περίπλοκη. Η μέθοδος *kriging* θεωρήθηκε ως η καταλληλότερη για την περιγραφή της 'χωρικής συνέχειας' των γεωηλεκτρικών παραμέτρων που διερευνώνται στην

παρούσα διατριβή.

Η μέθοδος που εφαρμόστηκε (DAVIS, 1986, MILLER, 1993) χρησιμοποιεί το κανονικοποιημένο άθροισμα των σημείων εντός μιας ζώνης επιρροής (βλ. εικ. 4.18), χρησιμοποιώντας τη γενική εξίσωση:

$$z_0 = \sum_{i=1}^n w_i z_i \quad (62)$$

Οι συντελεστές βαρύτητας (w_i) υπολογίζονται από ένα σύστημα $n+1$ γραμμικών εξισώσεων, όπου n ο αριθμός των σημείων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό ενός ορισμένου σημείου του



κανονικού κανάβου. Οι εξισώσεις υπολογισμού των συντελεστών αυτών, υπό μορφή πινάκων, είναι: $C \cdot w = d$.

Οι πίνακες αυτοί μπορούν να αναλυθούν ως εξής:

$$C \bullet w = d \quad (63)$$

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & \cdot & C_{1n} & 1 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ C_{n1} & C_{n2} & \cdot & C_{nn} & 1 \\ 1 & 1 & \cdot & 1 & 0 \end{bmatrix} \bullet \begin{bmatrix} w_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ w_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{10} \\ \cdot \\ \cdot \\ C_{n0} \\ 1 \end{bmatrix} \quad (64)$$

όπου οι όροι του πίνακα C αντιστοιχούν σε τιμές χωρικών συσχετίσεων (*spatial covariance*) μεταξύ ζευγών σημείων δειγματοληψίας, ενώ οι όροι του πίνακα d αντιστοιχούν σε τιμές χωρικών συσχετίσεων μεταξύ των σημείων δειγματοληψίας και του σημείου του κανάβου που υπολογίζεται. Για σημεία δειγματοληψίας που βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους ο βαθμός συσχέτισης είναι υψηλός, ενώ αντίθετα μεγάλη απόσταση μεταξύ σημείων αντιστοιχεί σε μικρό βαθμό συσχέτισης. Η χωρική συσχέτιση μιας μεταβλητής με τον εαυτό της, γνωστή και ως *ιδιοσυσχέτιση* (*autocorrelation*), μπορεί να προσδιοριστεί χρησιμοποιώντας συναρτήσεις που υπολογίζονται από τα δεδομένα, όπως περιγράφεται παρακάτω. Η εξίσωση 64 επιλύεται με τον πολλαπλασιασμό και των δύο μελών με τον αντίστροφο του πίνακα C :

$$C^{-1} \bullet C \bullet w = C^{-1} \bullet d \quad \text{ή} \quad w = C^{-1} \bullet d \quad (65)$$

Για κάθε σημείο που υπολογίζεται κατά τη διαδικασία καθορισμού του κανάβου, πρώτα προσδιορίζονται οι συσχετίσεις των πινάκων C και d και κατόπιν υπολογίζονται οι σταθμισμένοι συντελεστές (από την εξίσωση 65), οι οποίοι χρησιμοποιούνται στην εξίσωση 62 για τον υπολογισμό της τιμής της 'επιφάνειας'.

Κατά τη εφαρμογή της μεθόδου *kriging*, λαμβάνονται υπόψη τρεις παράμετροι:

- i. η απόσταση,
- ii. η ομαδοποίηση και
- iii. η χωρική συσχέτιση, η οποία καθορίζεται από τους συντελεστές συσχέτισης.

Η συσχέτιση C , μεταξύ των δύο χωρικών μεταβλητών x και y , καθορίζεται υπολογίζοντας τη μέση τιμή του γινομένου των αποκλίσεων κάθε μεταβλητής, από τις αντίστοιχες μέσες τιμές:

$$C = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (66)$$

όπου n είναι ο αριθμός των σημείων δειγματοληψίας.

Η συσχέτιση καθορίζει το βαθμό κατά τον οποίο η μεταβλητή x μεταβάλλεται ταυτόχρονα με τη μεταβλητή y . Εάν η συσχέτιση C κανονικοποιηθεί, διαιρώντας με το γινόμενο των σταθερών αποκλίσεων (*standard deviation*) των μεταβλητών x και y , οι οποίες ορίζονται ως σ_x και σ_y , αντίστοιχα, τότε μετασχηματίζεται σε *συντελεστή συσχέτισης* (*correlation coefficient*), r . Ο συντελεστής συσχέτισης r , κυμαίνεται μεταξύ +1 και -1, υποδηλώνοντας αντίστοιχα 'τέλεια' και 'αντιδιαμετρική' συσχέτιση μεταξύ των δύο μεταβλητών, ενώ η τιμή 0 υποδηλώνει ότι οι δύο μεταβλητές είναι 'ανεξάρτητες'.

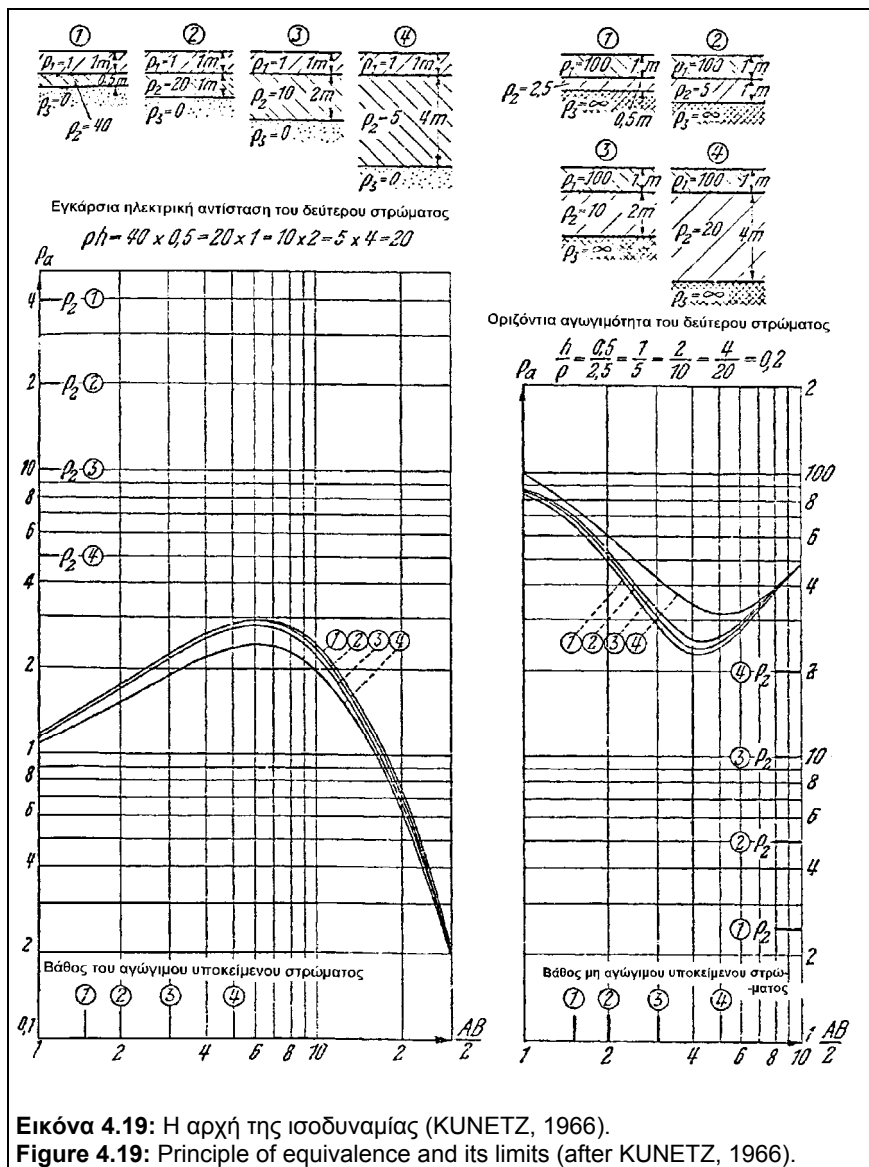
Ο τελικός στόχος όλων αυτών των ενεργειών είναι ο ταχύτερος προσδιορισμός των τιμών των συσχετίσεων των πινάκων C και d της εξίσωσης 63 και επομένως ο ταχύτερος υπολογισμός των σταθμισμένων συντελεστών.

4.1.3. ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΙ ΤΗΣ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

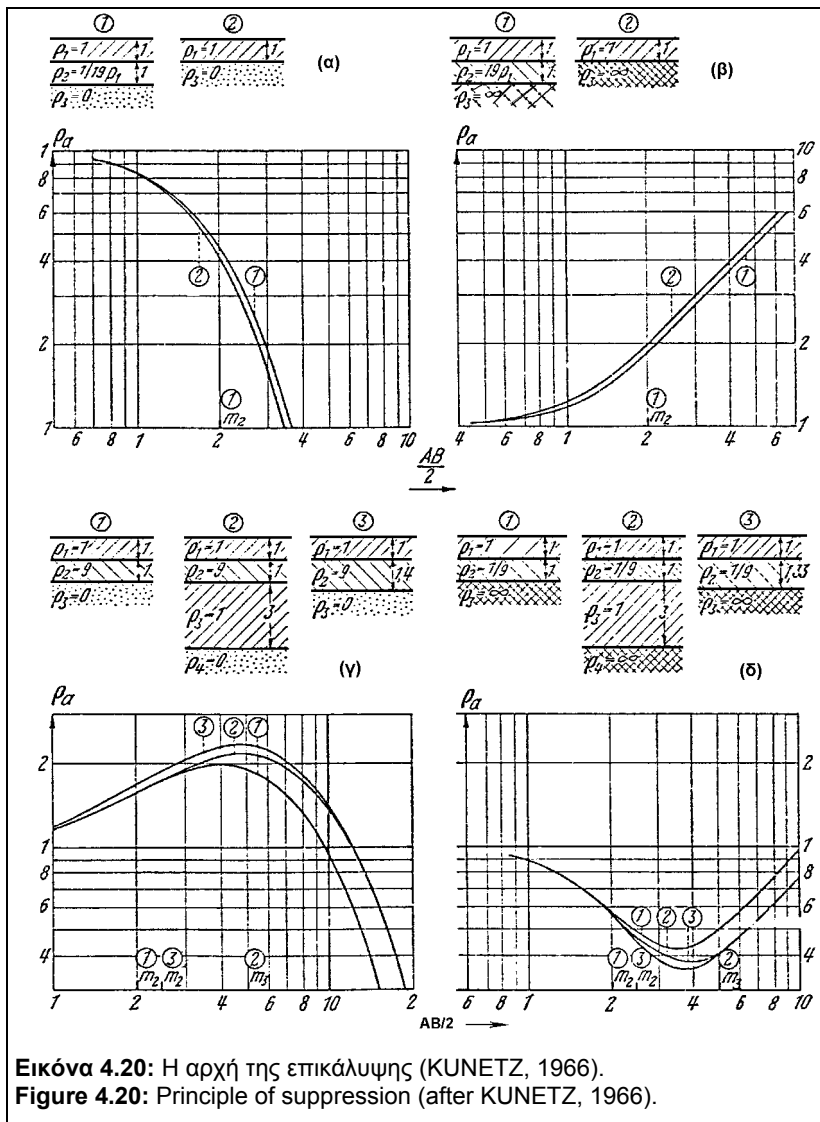
Η ερμηνεία μιας γεωηλεκτρικής καμπύλης πολλών στρωμάτων, γενικά δεν είναι μονοσήμαντη. Αυτό σημαίνει ότι, μια συγκεκριμένη γεωηλεκτρική καμπύλη μπορεί να αντιστοιχεί σε διάφορους συνδυασμούς παχών και αντιστάσεων γεωηλεκτρικών στρωμάτων. Οι κύριες γεωηλεκτρικές παράμετροι που ουσιαστικά ορίζονται από τις γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις είναι η εγκάρσια αντίσταση, T και η διαμήκης αγωγιμότητα, S . Επίσης πρέπει να ληφθούν υπόψη και περιορισμοί που προκύπτουν από την θεωρητική θεμελίωση της μεθόδου.

4.1.3.α. Αρχή της ισοδυναμίας και της επικάλυψης / συμπίεσης.

Δύο πολύ σημαντικές αρχές για την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών καμπύλων είναι της ισοδυναμίας (equivalence) και της επικάλυψης / συμπίεσης (suppression) των στρωμάτων.



Η αρχή της ισοδυναμίας αναφέρεται στην ερμηνεία καμπύλης φαινομενικής ειδικής αντίστασης, που αντιστοιχεί σε μοντέλο τριών στρωμάτων και αφορά το ενδιαμέσο γεωηλεκτρικό στρώμα, όταν η αντίσταση του είναι μεγαλύτερη ή μικρότερη των αντιστάσεων του υπερκείμενου και του υποκείμενου στρώματος. Έχει αποδειχθεί ότι ένα



μη αγωγίμο στρώμα, που βρίσκεται μεταξύ δύο αγωγι-μων στρωμάτων, καθιστά την παρουσία του μέσω του μεγέθους της εγκάρσιας αντίστασης, T . Επιπλέον, ένα αγωγίμο στρώμα μεταξύ δύο μη αγωγίμων στρωμάτων, ανιχνεύεται ουσιαστικά από την *διαμήκη αγωγιμότητα* του, S . Με άλλα λόγια είναι πολύ δύσκολο να γίνει διάκριση μεταξύ δύο μη

αγωγίμων στρωμάτων διαφορετικού πάχους και αντίστασης εάν τα γινόμενα του πάχους και της αντίστασης είναι ίσα. Ομοίως, δύο αγωγιμα στρώματα δεν μπορούν να διακριθούν εάν οι λόγοι των παχών προς τις αντιστάσεις είναι ίσοι (βλ. εικ. 4.19). Τα όρια ισχύος της αρχής της ισοδυναμίας δεν επιδέχονται ενός απλού ορισμού, εφόσον εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά ολόκληρης της ακολουθίας των γεωηλεκτρικών στρωμάτων. Παρόλα αυτά η αρχή αυτή ισχύει:

- i. σε αγωγίμα στρώματα, με την προϋπόθεση ότι η *εγκάρσια αντίσταση* παραμένει μικρή σε σχέση με τις εγκάρσιες αντιστάσεις των περιβαλλόντων στρωμάτων.
- ii. σε μη αγωγίμα στρώματα, με την προϋπόθεση ότι η *διαμήκης αγωγιμότητα* τους παραμένει μικρή, συγκρινόμενη με τις αντίστοιχες διαμήκεις αγωγιμότητες των περιβαλλόντων στρωμάτων.

Η *αρχή της επικάλυψης* αφορά τα στρώματα μικρού πάχους των οποίων οι αντιστάσεις είναι ενδιάμεσες των ειδικών αντιστάσεων των περιβαλλόντων

στρωμάτων. Πρακτικά τέτοιου είδους στρώματα δεν έχουν καμία επίδραση στην γεωηλεκτρική καμπύλη όταν δεν έχουν μεγάλο πάχος (βλ. εικ. 4.20α). Όταν όμως το πάχος του ενδιάμεσου στρώματος αυξάνεται, τότε το στρώμα αυτό αρχίζει να επηρεάζει την καμπύλη φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Πριν όμως μπορέσουμε να το αναγνωρίσουμε, η επίδραση του παραμένει πρακτικά απροσδιόριστη εξαιτίας της μεταβολής στο πάχος ή στις αντιστάσεις των περιβαλλόντων στρωμάτων (βλ. εικ. 4.20β).

Η δυσκολία στον προσδιορισμό των γεωηλεκτρικών παραμέτρων του ενδιάμεσου στρώματος, παρουσιάζεται συχνά σε υδρογεωλογικές μελέτες. Για παράδειγμα θα μπορούσε να αναφερθεί η περίπτωση ενός ξηρού επιφανειακού αλλουβιακού στρώματος (μη αγωγίμου) και ενός ενδιάμεσου μικρού πάχους υδροφόρου αλλουβιακού στρώματος (αγωγίμου), που υπέρκειται ενός βαθύτερα αγωγίμου σχιστολιθικού σχηματισμού. Στην περίπτωση αυτή είναι δύσκολο να προσδιοριστεί με ακρίβεια το βάθος του σχιστολιθικού υποβάθρου.

4.1.3.β. Σχετικό πάχος στρώματος.

Η ευκολία διερεύνησης ενός στρώματος, γνωστής ειδικής αντίστασης, εξαρτάται από το 'σχετικό πάχος', που ορίζεται ως ο λόγος του πάχους του προς το βάθος στο οποίο βρίσκεται. Όσο μικρότερο είναι το *σχετικό πάχος* ενός συγκεκριμένου στρώματος, τόσο μικρότερη είναι η πιθανότητα 'εμφάνισης του' σε μία γεωηλεκτρική καμπύλη. Σε ένα μοντέλο τεσσάρων (ή περισσότερων) στρωμάτων, η παράμετρος που λαμβάνεται υπόψη είναι το 'ενεργό σχετικό πάχος' ενός στρώματος (FLATHE, 1963), που ορίζεται ως ο λόγος του πάχους του στρώματος προς το γινόμενο της τιμής της ανισοτροπίας επί το ολικό πάχος των υπερκείμενων στρωμάτων.

Πρέπει να σημειωθεί ότι όλες οι γεωφυσικές μέθοδοι που βασίζονται στην θεωρία των δυναμικών πεδίων (ηλεκτρικές, βαρυτικές και μαγνητικές μέθοδοι) στερούνται μονοσήμαντων λύσεων. Μία σειρά από διαδικασίες μπορούν να διευκολύνουν την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών δεδομένων και να διασφαλίσουν μεγαλύτερη αξιοπιστία και ακρίβεια στα αποτελέσματα. Οι διαδικασίες αυτές μπορεί να είναι:

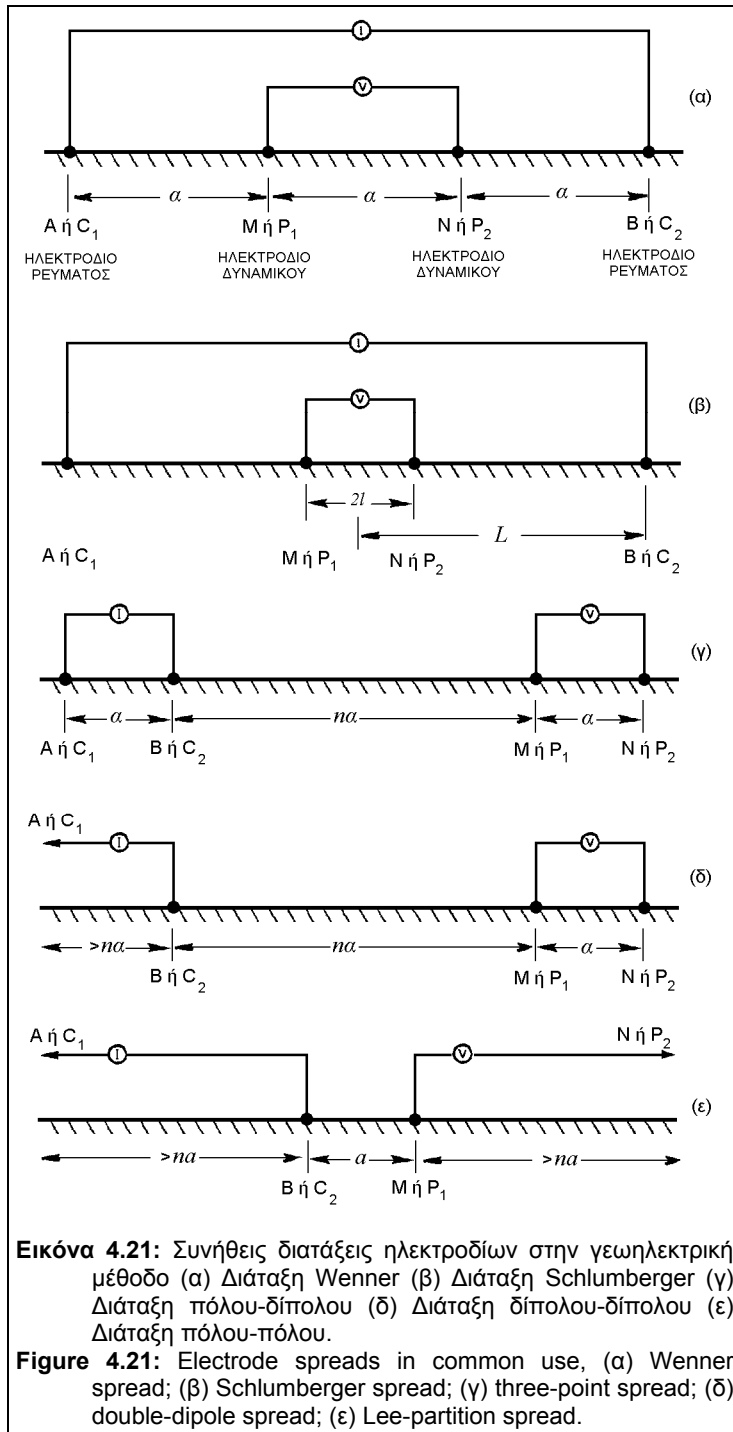
- ⇒ επαρκής γνώση της γεωλογίας της περιοχής έρευνας,
- ⇒ καταγραφή των γεωηλεκτρικών παραμέτρων των πετρωμάτων της περιοχής μελέτης
- ⇒ διεξαγωγή γεωφυσικών διασκοπήσεων πλησίον γεωτρητικών έργων (φρεάτων, γεωτρήσεων) για τον συσχετισμό των γεωηλεκτρικών παραμέτρων (ειδικών

αντιστάσεων, παχών) με τα γεωερευνητικά στοιχεία (γεωλογικοί σχηματισμοί, πάχη).

- ⇒ συσχέτιση γεωηλεκτρικών καμπύλων,
- ⇒ διεξαγωγή βυθοσκοπήσεων σε δύο ή περισσότερες διευθύνσεις,
- ⇒ διεξαγωγή βυθοσκοπήσεων με τη χρήση διαφορετικών διατάξεων,
- ⇒ κατασκευή τομών και χαρτών κατανομής της ειδικής αντίστασης.

4.2. ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ - ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ - ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ

4.2.1. ΔΙΑΤΑΞΗ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ ΚΑΤΑ SCHLUMBERGER



Στην εικόνα 4.21 φαίνονται οι πέντε βασικότερες διατάξεις ηλεκτροδίων με την μεγαλύτερη εφαρμογή στις εργασίες πεδίου. Εκ τούτων η διάταξη Schlumberger είναι αυτή που επελέγη για τις εργασίες πεδίου, στην περιοχή έρευνας.

Στη διάταξη *Schlumberger* τα τέσσερα ηλεκτρόδια C_1 , C_2 , P_1 και P_2 τοποθετούνται σε ευθεία γραμμή (βλ. εικ. 4.21β) και η απόσταση μεταξύ τους αυξάνεται λογαριθμικά μετακινώντας τα ηλεκτρόδια συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης. Εάν x είναι η απόσταση τυχαίου σημείου K της γραμμής C_1C_2 από το κέντρο συμμετρίας, αντικαθιστώντας στην γενική εξίσωση της φαινόμενης ειδικής

αντίστασης (βλ. εξίσ. 51) τον αντίστοιχο γεωμετρικό παράγοντα, και επιλύοντας

$$\text{την, έχουμε: } \Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{L+r} + \frac{1}{L-r} \right), \text{ απ' όπου προκύπτει:}$$

$$\frac{dV}{dr} = -\frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{(L+r)^2} + \frac{1}{(L-r)^2} \right) \quad (67)$$

Επομένως στο κέντρο της διάταξης ($r=0$) ισχύει: $\frac{dV}{dr} = -\frac{I\rho}{\pi L^2}$.

Συνεπώς η φαινόμενη ειδική αντίσταση δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_a = \frac{\pi L^2}{I} \left(-\frac{dV}{dr} \right) \quad (68)$$

Η παραπάνω σχέση είναι όμοια με εκείνη της εξίσωσης 56, αν ληφθεί υπόψη ότι,

$$\frac{\Delta V}{2l} \text{ ισούται με } -2 \left(\frac{\partial V}{\partial r} \right)_{r=L}.$$

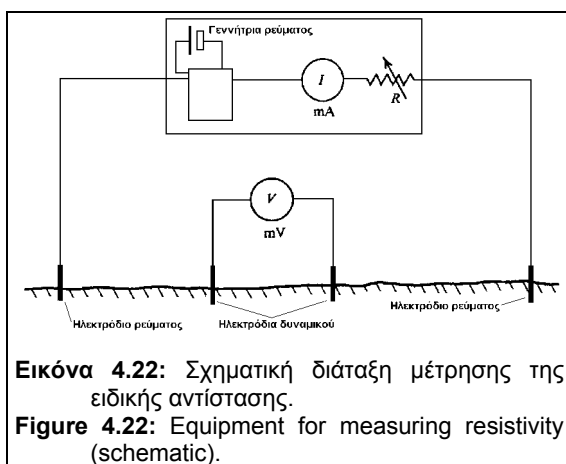
Στις εργασίες πεδίου λαμβάνεται συνεχώς μέριμνα ώστε τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού να κινούνται κατά τέτοιο τρόπο ώστε να υπακούουν στη σχέση:

$$P_1 P_2 (=2l) \ll C_1 C_2 (=2L) \quad (69)$$

Για μεγάλες τιμές του L (απόσταση κέντρου διάταξης-ηλεκτροδίου ρεύματος) γίνεται απαραίτητη η αύξηση της τιμής του l (απόσταση κέντρου διάταξης-ηλεκτροδίου δυναμικού) προκειμένου να είναι μετρήσιμες και αξιόπιστες οι τιμές του δυναμικού.

4.2.2. ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ

4.2.2.α. Γενικά.



Ο εξοπλισμός που απαιτείται για την λήψη των μετρήσεων ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης στην ύπαιθρο περιλαμβάνει πηγή ρεύματος, αμπερόμετρο, βολτόμετρο (που στα σύγχρονα όργανα συνδυάζονται σε μία συσκευή μέτρησης), ηλεκτρόδια και εκτυλίκτριες με καλώδια, όπως παρατίθενται στην εικόνα 4.22.

4.2.2.α.1. Πηγή ρεύματος.

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι ειδικής αντίστασης διεξάγονται στην πλειοψηφία τους με όργανα-συσσκευές που παράγουν εναλλασσόμενο ρεύμα χαμηλής συχνότητας. Το συνεχές ρεύμα δεν χρησιμοποιείται σε ευρεία κλίμακα για δύο σημαντικούς λόγους.

- i. Οι ηλεκτροχημικές διαφορές δυναμικού που παράγονται από το συνεχές ρεύμα ανάμεσα στα ηλεκτρόδια και το έδαφος, αποτελούν μία σημαντική πηγή σφαλμάτων στις μετρήσεις. Οι ηλεκτροχημικές επιδράσεις μπορούν να αποφευχθούν με την χρησιμοποίηση μη πολούμενων ηλεκτροδίων. Ένα ηλεκτρόδιο τέτοιου τύπου αποτελείται από ένα πορώδες δοχείο που περιλαμβάνει ένα μεταλλικό ηλεκτρόδιο (από χαλκό) εμβαπτισμένο σε ένα ηλεκτρολύτη κάποιου από τα άλατα του (σουλφίδιο του χαλκού σε διάλυμα). Η χρήση ηλεκτροδίων τέτοιου τύπου καθιστά την διαδικασία ανάπτυξης της μεθόδου στην ύπαιθρο επίπονη και μειώνει το ρυθμό διεξαγωγής των μετρήσεων.
- ii. Οι μετρήσεις με συνεχές ρεύμα επηρεάζονται από τα φυσικά γήινα ρεύματα, τα οποία παράγουν διαφορές δυναμικού ανάμεσα στα ηλεκτρόδια που επικάθονται στις μετρούμενες διαφορές δυναμικού.

Με τα εναλλασσόμενα ρεύματα οι διαφορές δυναμικού που οφείλονται σε ρεύματα που παράγονται από την αρχή του ηλεκτρολυτικού δυναμικού, είναι αντίθετες και μηδενίζονται.

Η συχνότητα πρέπει να επιλεγεί πολύ προσεκτικά καθώς η επαγωγή του εδάφους αυξάνεται σε συχνότητες μεγαλύτερες από μερικές δεκάδες κύκλων ανά δευτερόλεπτο. Πολύ χαμηλές συχνότητες ($<1\text{c/sec}$) πρέπει επίσης να αποφεύγονται λόγω των επιδράσεων του φαινομένου της επαγόμενης πόλωσης.

4.2.2.α.2. Μετρητές.

Το ρεύμα μετριέται με ένα αμπερόμετρο (ή μιλιαμπερόμετρο) του οποίου η κλίμακα μέτρησης κυμαίνεται γενικά από μερικά μιλιαμπέρ (mA) έως μερικές δεκάδες μιλιαμπέρ, ανάλογα με την ισχύ της πηγής. Η απόδοση της πηγής εξαρτάται από την απόσταση των ηλεκτροδίων, τον τύπο των γεωλογικών σχηματισμών που απαντώνται στην περιοχή εφαρμογής της μεθόδου και την ισχύ της πηγής.

Το δυναμικό μετριέται με ένα βολτόμετρο υψηλής εσωτερικής αντίστασης ($\geq 1\text{ M}\Omega$), του οποίου η κλίμακα μέτρησης κυμαίνεται από μερικά mVolts ($<10\text{ mV}$) έως μερικές δεκάδες Volts ($< 20\text{ V}$).

4.2.2.α.3. Ηλεκτρόδια-αντίσταση επαφής, καλώδια.

Τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού μπορεί να είναι ασάλινα, αλουμινένια μπρούτζινα ή πορώδη. Τα ηλεκτρόδια από ανοξειδωτο ασάλι είναι τα πλέον ενδεδειγμένα καθώς συνδυάζουν υψηλή αγωγιμότητα, αντοχή και αντίσταση στην διάβρωση. Τα μεταλλικά ηλεκτρόδια θα πρέπει να έχουν ελάχιστο μήκος 30 εκατοστών για να πακτώνονται στο έδαφος κατά μερικά εκατοστά και να επιτυγχάνεται καλή ηλεκτρική επαφή. Πρέπει ακόμα να είναι μικρής διαμέτρου για τις μικρές αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων έτσι ώστε να συμπεριφέρονται ως σημειακές πηγές ρεύματος. Μεγαλύτερης διαμέτρου ηλεκτρόδια ή και συστοιχία παράλληλα συνδεδεμένων τέτοιων ηλεκτροδίων, είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν για μεγαλύτερες αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος. Σε τέτοιες αποστάσεις τα εν λόγω ηλεκτρόδια πρακτικά συμπεριφέρονται ως σημειακές πηγές.

Ως *αντίσταση επαφής* ορίζουμε την αντίσταση που αναπτύσσεται κατά τη διέλευση του ρεύματος στην στενή περιοχή επαφής ηλεκτροδίου-εδάφους. Η αντίσταση επαφής εξαρτάται από την υγρασία του εδάφους και κυμαίνεται από 0,5-100.000 Ωμ. Η αντίσταση του εδάφους R_E είναι πολύ μικρή λόγω του μεγάλου όγκου της γης. Έτσι η γη συμπεριφέρεται ως ένα σύστημα παράλληλων αντιστάσεων. Οι τυπικές τιμές της ποσότητας R_E (που είναι ο γνωστός λόγος $\frac{\Delta V}{I}$), κυμαίνονται μεταξύ 0,01-1,00 Ωμ. Σύμφωνα με το νόμο του Ohm το ολικό ρεύμα, I , που παρέχει η πηγή ηλεκτρεγερτικής δύναμης E , εξαρτάται από τις αντιστάσεις επαφής των ηλεκτροδίων ρεύματος, σύμφωνα με τη σχέση $I=E/(R_{C2}+R_{C1})$. Το κύκλωμα μέτρησης της πτώσης τάσης θα πρέπει να έχει εσωτερική αντίσταση πολύ μεγαλύτερη της $R_{P1}+R_{P2}$, διότι σε διαφορετική περίπτωση ένα μέρος της πτώσης τάσης ΔV στα άκρα της αντίστασης R_E , θα χάνεται λόγω ροής ρεύματος στο κύκλωμα των αντιστάσεων R_{P1} και R_{P2} .

Κατά την διεξαγωγή των μετρήσεων υπαίθρου, οι σημαντικότερες αιτίες που επηρεάζουν τις τιμές ειδικής αντίστασης είναι:

- i) Διαρροή ρεύματος δημιουργεί στο κύκλωμα των ηλεκτροδίων δυναμικού μία τάση πόλωσης στις επαφές των ηλεκτροδίων τους με το έδαφος. Η τάση αυτή θα εμφανιστεί ως ένα τυχαίο δυναμικό σε σειρά με την τάση που μετριέται.
- ii) Ηλεκτροχημικά δυναμικά που μπορεί να δημιουργηθούν στα ηλεκτρόδια δυναμικού σε περίπτωση πάκτωσης τους σε έδαφος με λιμνάζοντα ύδατα.

iii) Γήινα ρεύματα μακριά από το χώρο έρευνας είναι δυνατόν να παράγουν ασυνήθιστα φυσικά δυναμικά που προστίθενται ή τροποποιούν τα μετρούμενα.

Από τα παραπάνω γίνεται κατανοητός ο ρόλος που διαδραματίζει η *αντίσταση επαφής* των ηλεκτροδίων στις μετρήσεις. Υψηλές τιμές αντίστασης επαφής έχουν ως αποτέλεσμα τη μείωση της ευαισθησίας του οργάνου καθώς και τη μείωση της έντασης του ρεύματος τροφοδοσίας. Η μείωση της αντίστασης επαφής των ηλεκτροδίων είναι δυνατόν να πραγματοποιηθεί με:

- βύθιση των ηλεκτροδίων όσο το δυνατόν βαθύτερα στο έδαφος.
- χρησιμοποίηση περισσότερων του ενός ηλεκτροδίων, σε παράλληλη μεταξύ τους σύνδεση.
- διαπότιση της περιοχής επαφής ηλεκτροδίων-εδάφους με καθαρό ή αλατούχο νερό.

Τα καλώδια, τα οποία φέρονται συνήθως σε ειδικές εκτυλίκτριες, πρέπει προφανώς να είναι μονωμένα και όσο το δυνατόν ελαφρύτερα για την εύκολη μεταφορά τους. Η μόνωση με σκληρό πλαστικό μονωτικό υλικό είναι απαραίτητη για μεγαλύτερη αντοχή τόσο σε καταπονήσεις και τριβές κατά την ανάπτυξη της διάταξης, όσο και στην υγρασία του εδάφους.

4.2.2.β. Εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα μελέτη.

4.2.2.β.1. Γενικά.

Στην παρούσα μελέτη ως συσκευή μετρήσεως αντιστάσεων χρησιμοποιήθηκε το σύστημα *TERRAMETER SAS* το οποίο αποτελείται από μια βασική μονάδα το *Terrameter SAS 300B*, η οποία συνοδεύεται με τη μονάδα *SAS 2000 Booster*.

Τα αρχικά *SAS* δηλώνουν την λειτουργία της μονάδας με *αυτόματη μέθοδο προσδιορισμού της μέσης τιμής (Signal Averaging System)*, μια μέθοδο με την οποία οι διαδοχικές μετρήσεις λαμβάνονται αυτόματα και προσδιορίζονται κάθε φορά οι μέσες τιμές τους. Η τελική μέση τιμή εμφανίζεται αυτόματα στην ψηφιακή οθόνη της μονάδας και μπορεί να επαναληφθεί έως ο χειριστής να είναι ικανοποιημένος από τη σταθερότητα των μετρήσεων. Οι μετρήσεις του *SAS* είναι περισσότερο αξιόπιστες από εκείνες που λαμβάνονται με τη χρήση συστήματος μοναδικής μέτρησης. Επιπλέον, τα αποτελέσματα του *SAS* είναι ευκολότερο να ελεγχθούν από εκείνα που λαμβάνονται με τη μέθοδο της *υπέρθεσης (stacking)*.

Το *SAS 2000 Booster* του οποίου η σύνδεση είναι προαιρετική, συνοδεύει το *SAS 300B* σε περιστάσεις όπου η ένταση του ρεύματος πρέπει να αυξηθεί.

Εκτός των οργάνων μέτρησης της αντίστασης, ο υπόλοιπος εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε περιλάμβανε:

- Επιχαλκωμένους μεταλλικούς πασσάλους-ηλεκτρόδια με πυρήνα από χάλυβα, που χρησιμοποιήθηκαν για τη διοχέτευση ηλεκτρικού ρεύματος και για τη μέτρηση της διαφοράς δυναμικού.
- Δύο εκτυλίκτριες και δύο μονοπολικά καλώδια, υψηλής αντοχής, μήκους 1.500 μέτρων το καθένα, μονωμένα με ισχυρό πλαστικό, για την διοχέτευση ηλεκτρικού ρεύματος στα ηλεκτρόδια ρεύματος.
- Μία εκτυλίκτρια και δύο μονοπολικά καλώδια μήκους 150 μέτρων το καθένα, για τη μέτρηση της διαφοράς δυναμικού.
- Τέσσερις συσκευές φορητών ασυρμάτων, απαραίτητες για την επικοινωνία και τον συντονισμό του χειριστή του οργάνου μέτρησης (στο κέντρο της διάταξης) με τα μέλη της ερευνητικής ομάδας.
- Πυξίδα για τον προσανατολισμό της γραμμής ανάπτυξης των ηλεκτροδίων, δοχεία μεταφοράς αλατούχου νερού για τη διαπότιση του εδάφους στο σημείο επαφής του με το ηλεκτρόδιο και τη ελάττωση της αντίστασης επαφής, ένα ηλεκτρονικό πολύμετρο για τον έλεγχο της αντίστασης επαφής και των καλωδιακών κυκλωμάτων, μετροταινία, τοπογραφικό εξοπλισμό για την αναγνώριση της ευθυγραμμίας, ανταλλακτικά εργαλεία, και οτιδήποτε άλλο χρήσιμο για την απρόσκοπτη εκτέλεση των εργασιών υπαίθρου.

4.2.2.β.2. Το Terrameter SAS 300B.

Το *Terrameter SAS 300B* παρέχει δύο ειδών λειτουργίες:

- Τη λειτουργία μέτρησης της ειδικής αντίστασης. Αυτή αποτελείται από έναν μετρητή αντίστασης που τροφοδοτείται από μπαταρία και μια έξοδο που δίνει τη δυνατότητα για μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος. Εμπεριέχει επίσης ένα κύκλωμα ειδικά προγραμματισμένο μέσω του οποίου διαχωρίζονται το δυναμικό συνεχούς ρεύματος (DC), το ίδιο δυναμικό (SP) και ο θόρυβος του λαμβανόμενου σήματος. Ο λόγος $\Delta V/I$ υπολογίζεται αυτόματα και εμφανίζεται σε ψηφιακή μορφή σε kΩμ, Ωμ ή mΩμ. Το ολικό εύρος μετρήσεων κυμαίνεται από 0,5 mΩμ μέχρι 1.999 kΩμ. Η ευαισθησία του οργάνου μπορεί να αυξηθεί έως και 0,02 mΩμ με τη χρήση του *SAS 2000 Booster*.

- ii. Τη λειτουργία μέτρησης δυναμικού. Το SAS 300B περιέχει ένα όργανο μέτρησης ιδίου δυναμικού (SP), που μετρά φυσικές διαφορές δυναμικού συνεχούς ρεύματος (DC). Το αποτέλεσμα εμφανίζεται σε V ή σε mV. Το ολικό εύρος μετρήσεων κυμαίνεται από 0,01 mV έως 500 V.

Το *Terrameter SAS 300B* περιέχει τρεις κύριες μονάδες, τοποθετημένες στο ίδιο κουτί:

- i. Τον πομπό, που είναι ηλεκτρικά απομονωμένος και εκπέμπει ευδιάκριτα και κανονικοποιημένα σήματα ρεύματος.
- ii. Το δέκτη, που διακρίνει το θόρυβο και μετράει τις διαφορές δυναμικού που συσχετίζονται με τα εκπεμπόμενα σήματα ρεύματος (λειτουργία μέτρησης ειδικής αντίστασης). Επίσης μετρά και μη συσχετιζόμενες διαφορές δυναμικού DC χρησιμοποιώντας την ίδια διαδικασία διάκρισης του θορύβου (λειτουργία μέτρησης δυναμικού).
- iii. Το μικροεπεξεργαστή, που καταγράφει και ελέγχει τις διαδικασίες και υπολογίζει τα αποτελέσματα.

Πηγή ηλεκτρικού ρεύματος.

Το διοχετευόμενο ρεύμα μετατρέπεται σε συνεχές και διαδίδεται στο πεδίο χρόνου (*time domain*) ώστε να καθίσταται κατάλληλο για μέτρηση ειδικών αντιστάσεων.

Η ένταση ρεύματος καθορίζεται από τον χειριστή ανάλογα με τις συνθήκες έρευνας και μπορεί να οριστεί σε 0,2, 0,5, 1,0, 2,0, 5,0, 10,0 και 20,0 mA με μέγιστο δυναμικό ηλεκτροδίων ρεύματος 150 V. Το εύρος αυτό μπορεί να αυξηθεί σε 500 mA για 500 V με τη χρήση του *Terrameter SAS 2000 Booster*.

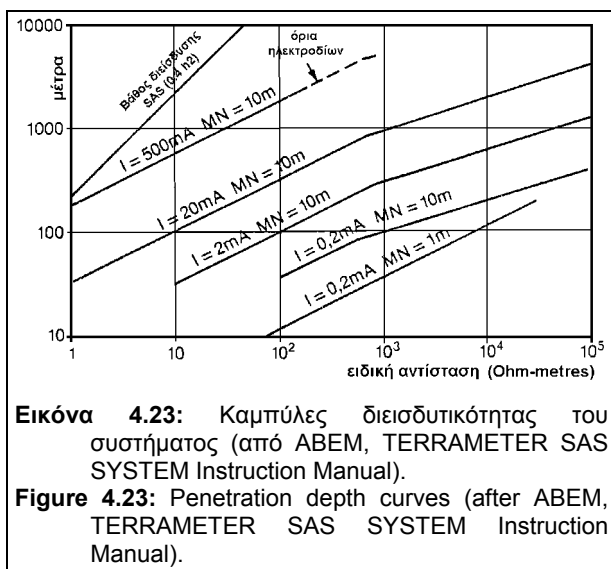
Δέκτης λήψης σήματος.

Το βάθος έρευνας και η ακρίβεια των μετρήσεων καθορίζονται κυρίως από το θόρυβο που προκαλείται από τελλουρικά ρεύματα, τις γραμμές μεταφοράς ηλεκτρικού ρεύματος καθώς και τις ηλεκτροχημικές μεταβολές στα ηλεκτρόδια δυναμικού.

Μία συγκεκριμένη τεχνική μετρήσεων επιτρέπει στο δέκτη του *Terrameter SAS 300B* να διαχωρίζει το επιθυμητό σήμα από τεχνητούς ή φυσικούς θορύβους ακόμη και όταν χρησιμοποιούνται χαμηλά επίπεδα δυναμικού. Αυτή η τεχνική μετρήσεων περιλαμβάνει *υπέρθωση* (*stacking*) του σήματος, αναλογικό φίλτρο, απόρριψη της

επαγόμενης πόλωσης (IP) καθώς και απόρριψη της χρονικά μεταβαλλόμενης φάσης του σήματος τους ρεύματος.

Μέτρηση της αντίστασης.



Κατά τη λειτουργία μέτρησης της ειδικής αντίστασης, το *Terrameter SAS 300B* μετρά τα σήματα δυναμικού που δημιουργούνται από τα σήματα ρεύματος του πομπού, ενώ απορρίπτονται τα φυσικά δυναμικά DC (SP) και ο θόρυβος. Ο λόγος $\Delta V/I$ υπολογίζεται αυτόματα και εμφανίζεται ψηφιακά σε κΩμ, Ωμ, mΩμ. Το αποτέλεσμα εμφανίζεται με ακρίβεια 3 ή 4 δεκαδικών ψηφίων. Όταν ο πομπός

λειτουργεί στα 20 mA το *Terrameter SAS 300B* έχει διακριτική ικανότητα 0,5 mΩμ για μία ανάγνωση. Η διακριτική ικανότητα για μια ανάγνωση αυξάνεται σε 0,02 mΩμ, όταν χρησιμοποιείται το *Terrameter SAS 2000 Booster*.

Το διάγραμμα της εικόνας 4.23 απεικονίζει τη διεισδυτικότητα του συστήματος SAS και την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος που χρησιμοποιούνται στη διάταξη Schlumberger (για διαφορετικές εντάσεις ρεύματος και αποστάσεις των ηλεκτροδίων δυναμικού MN), με την βασική προϋπόθεση της ομοιογένειας του εδάφους.

Η χρήση του μικροϋπολογιστή.

Ο μικροϋπολογιστής ελέγχει και καταγράφει όλες τις διαδικασίες-μετρήσεις, έτσι ώστε να εξασφαλίζεται η μέγιστη δυνατή ακρίβεια και ευαισθησία και κατά συνέπεια η σωστή λειτουργία του οργάνου. Μόλις ο χειριστής ενεργοποιήσει το σύστημα ο μικροεπεξεργαστής ελέγχει λεπτομερώς κυκλώματα και διακόπτες. Ελέγχει επίσης την κατάσταση της μπαταρίας και την δυνατότητα χρήσης των επιλεγμένων παραμέτρων. Η συνολική διαδικασία ελέγχου διαρκεί μόνο 1 δευτερόλεπτο και σε περίπτωση μη ομαλής λειτουργίας ή λανθασμένων επιλογών, κωδικοποιημένα μηνύματα υποδεικνύουν στον χειριστή τον έλεγχο των κυκλωμάτων ή την αλλαγή των παραμέτρων.

4.2.2.β.3. To Terrameter SAS 2000 Booster.

Οι μετρούμενες διαφορές δυναμικού και το εισερχόμενο ρεύμα, μπορούν να αυξηθούν με τη χρήση του *Terrameter SAS 2000 Booster* έτσι ώστε να επιτευχθεί μεγαλύτερο βάθος διείδυσης ή να αντιμετωπιστούν εξαιρετικά μεγάλες ή μικρές αγωγιμότητες. Παρέχει κατά συνέπεια πολύτιμη βοήθεια:

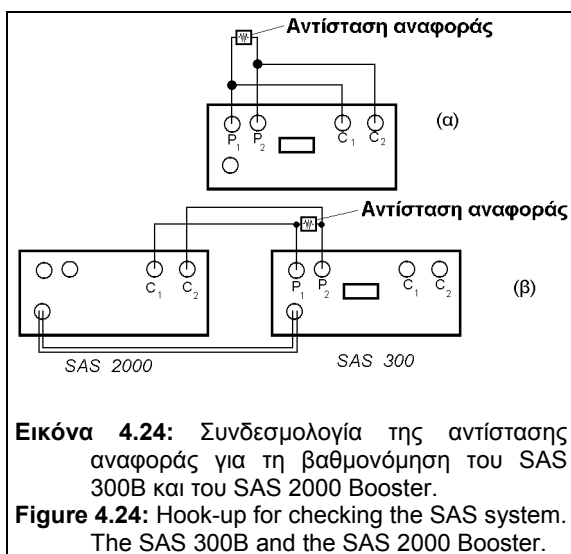
- σε μεγάλες αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος,
- όπου αντιμετωπίζονται δυσκολίες στη γείωση των ηλεκτροδίων ρεύματος (για παράδειγμα σε ιδιαίτερα ξηρές συνθήκες) και
- όπου απαιτούνται πολύ υψηλές εντάσεις ρεύματος (συνθήκες χαμηλών ειδικών αντιστάσεων, αλμυρού νερού).

Για το λόγο αυτό τα επίπεδα ρεύματος μπορούν να αυξηθούν και να καλύψουν μια κλίμακα έντασης από 0,2-500 mA. Το μέγιστο δυναμικό του πομπού είναι 500 V.

4.2.2.β.4. Βαθμονόμηση των οργάνων.

Η ακρίβεια των μετρήσεων αντίστασης των οργάνων ελέγχθηκε πριν την έναρξη των εργασιών υπαίθρου. Σε πρώτη φάση χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος των προτύπων αντιστάσεων από 0,1 έως 100 Ωμ. Συγκεκριμένα μετρήθηκαν οι πρότυπες αντιστάσεις από 1 έως 10 Ωμ, καθώς και τα πρότυπα υποδεκαπλάσια και δεκαπλάσια τους. Οι αποκλίσεις που προέκυψαν μεταξύ των μετρηθέντων και προτύπων τιμών αντίστασης ήταν ελάχιστες και εμπίπτουν στα επιτρεπόμενα όρια σφάλματος.

Μία δεύτερη τεχνική βαθμονόμησης της σωστής λειτουργίας των περισσότερων κυκλωμάτων του *SAS 300B* εφαρμόστηκε με τη χρήση μιας αντίστασης αναφοράς γνωστού μεγέθους 15000 Ωμ. Η εν λόγω αντίσταση συνδέεται στο *SAS 300B* όπως φαίνεται στην εικόνα 4.24α. Διοχετεύοντας ρεύμα έντασης 10 mA εμφανίζεται στην οθόνη του οργάνου η ακριβής τιμή της αντίστασης, η οποία και καταγράφεται ως τιμή αναφοράς για περιοδικούς ελέγχους του οργάνου.



Μετά την βαθμονόμηση του SAS 300B ελέγχθηκαν τα κυκλώματα του *Terrameter SAS 2000 Booster* χρησιμοποιώντας την κατάλληλη συνδεσμολογία με την αντίσταση αναφοράς όπως φαίνεται στην εικόνα 4.24β. Αφού εξασφαλίστηκε πλήρης φόρτιση των δύο οργάνων, διοχετεύτηκε ρεύμα έντασης 20 mA και καταγράφηκε η ίδια τιμή αντίστασης με εκείνη του SAS 300B.

Η παραπάνω τεχνική προτείνεται από την κατασκευάστρια εταιρία του οργάνου η οποία παρέχει και την πρότυπη αντίσταση. Η διαδικασία μέτρησης της αντίστασης αναφοράς των 15000 Ωμ επαναλήφθηκε στην αρχή και στο τέλος όλων των φάσεων των εργασιών υπαίθρου ενώ οι αποκλίσεις που προέκυψαν είναι μικρές και εμπίπτουν στα όρια του σφάλματος όπως αυτά καθορίζονται από τις προδιαγραφές του οργάνου ($\pm 1\%$).

4.2.3. ΕΡΓΑΣΙΕΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ

Η πρώτη μέριμνα στην εκτέλεση μίας γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης, ήταν η επιλογή του (σημείου) κέντρου βυθοσκόπησης, έτσι ώστε οι γραμμές ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού να μη συναντούν φυσικά και τεχνητά εμπόδια. Η πυκνή βλάστηση, οι χαράδρες, οι χείμαρροι, τα σπίτια και οι αγροικίες, οι φράχτες και οι περιφράξεις, καθώς και άλλα φυσικά και τεχνητά εμπόδια, δημιουργούσαν προβλήματα στην ομαλή ανάπτυξη των ηλεκτροδίων με αποτέλεσμα την καθυστέρηση των εργασιών υπαίθρου και την εισαγωγή σφαλμάτων στις μετρήσεις. Το σφάλμα γενικά θεωρείται αμελητέο λόγω του ομαλού ανάγλυφου και της μικρής απόκλισης των αξόνων, όπως εκτιμήθηκε για τα μεγάλα αναπτύγματα ($< 2^\circ$).

Το μέγιστο ανάπτυγμα AB των ηλεκτροδίων ρεύματος που χρησιμοποιήθηκε ήταν 2.000 μέτρα.

Οι εργασίες υπαίθρου περιελάμβαναν:

- i. αναγνώριση του κέντρου της διάταξης σύμφωνα με τον αρχικό σχεδιασμό των ερευνητικών εργασιών και καθορισμό της διεύθυνσης ανάπτυξης. Για τη διαδικασία αυτή ελήφθησαν υπόψη όλοι οι περιορισμοί ανάπτυξης της μεθόδου, όπως η ευθύγραμμη ανάπτυξη των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού, η ομοιογένεια του επιφανειακού γεωλογικού σχηματισμού σε όλο το μήκος ανάπτυξης των ηλεκτροδίων, κλπ., και
- ii. υλοποίηση της ευθύγραμμης ανάπτυξης των ηλεκτροδίων με την χρήση τοπογραφικών πασσάλων. Το μέγιστο μήκος ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος καθορίστηκε από τον εκάστοτε στόχο που είχε η βυθοσκόπηση και την προσπελασιμότητα της περιοχής.

Κατά τη λήψη των μετρήσεων υπαίθρου συναντήθηκαν και αντιμετωπίστηκαν αρκετές δυσκολίες, όπως:

- η υψηλή αντίσταση επαφής (>5000 Ωμ), κυρίως στις *in situ* μετρήσεις ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης. Στις περιπτώσεις αυτές η περιοχή ηλεκτροδίου-εδάφους διαβρεχόταν με αλμυρό νερό, βελτιώνοντας ταυτόχρονα την πάκτωση και σε πολλές περιπτώσεις απαιτήθηκε η τοποθέτηση δύο ηλεκτροδίων ρεύματος σε απόσταση 0,7-1,0 μέτρα μεταξύ τους σε παράλληλη σύνδεση.
- η ορατότητα πολλές φορές ήταν περιορισμένη λόγω της παρουσίας δένδρων, θάμνων, βάτων, μικρών αγροικιών και άλλων φυσικών εμποδίων. Το πρόβλημα ήταν ιδιαίτερα έντονο στην ευρύτερη περιοχή της Μηλιάς και Ζευγολατείου-Αγ. Βασιλείου με τις πολλές αγροικίες, τις περιφράξεις των γεωργικών καλλιεργειών, τις συστηματικές καλλιέργειες οπωροφόρων δένδρων και τις αποστραγγιστικές-αρδευτικές τάφρους. Παρόλα αυτά όμως, τόσο στην παραπάνω περιοχή όσο και στις υπόλοιπες, η ευθύγραμμη ανάπτυξη τηρήθηκε ακόμα και για τα πλέον απομακρυσμένα σημεία των ηλεκτροδίων ρεύματος, εντός του αναφερομένου σφάλματος.

5. ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ

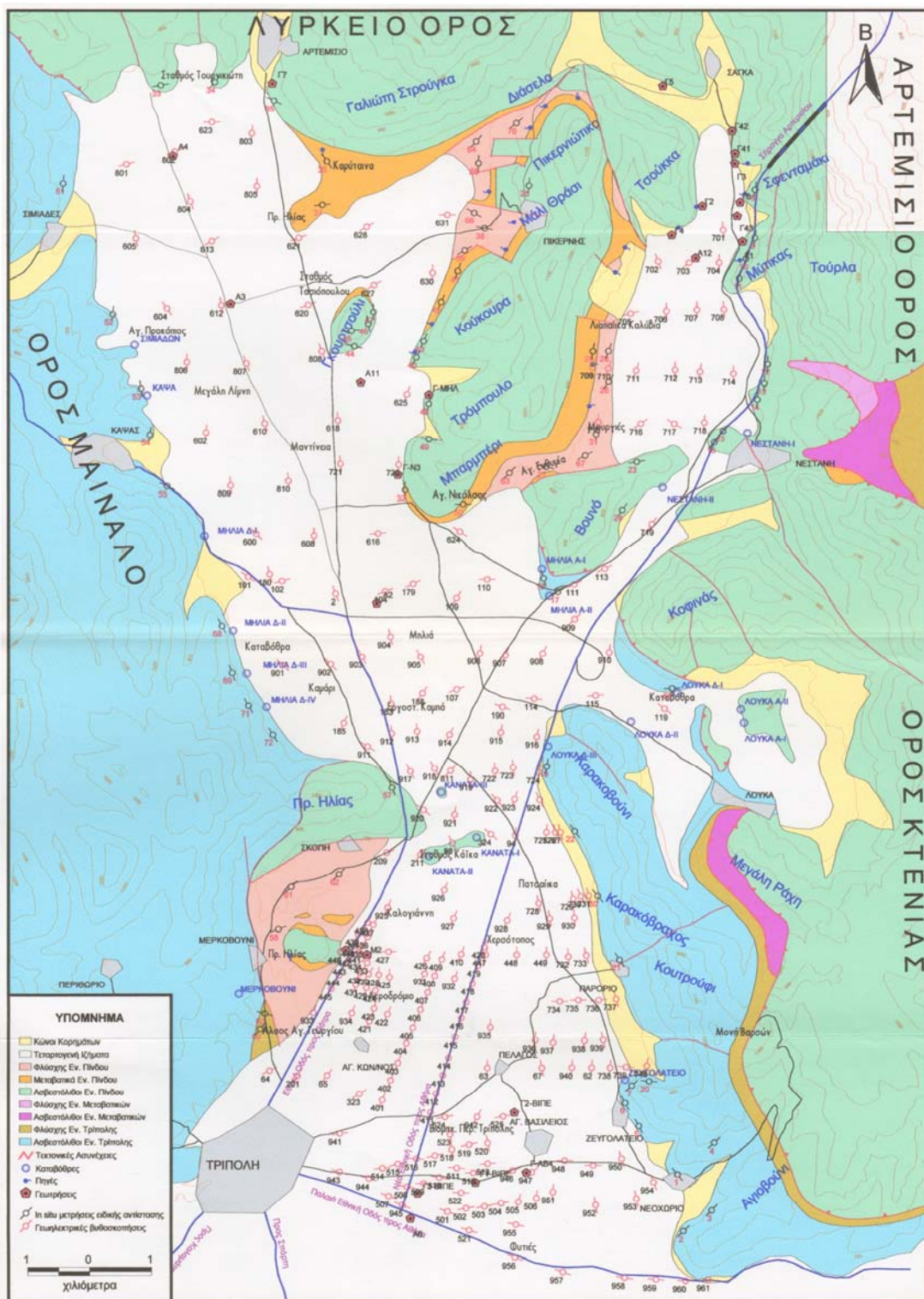
5.1. ΓΕΝΙΚΑ

Για μία αξιόπιστη ερμηνεία των αποτελεσμάτων μίας γεωηλεκτρικής έρευνας, είναι απαραίτητη η γνώση σε βασικό επίπεδο, των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των σχηματισμών της περιοχής. Αυτή επιτυγχάνεται είτε με *εργαστηριακές* μετρήσεις της ειδικής αντίστασης σε δείγματα πυρήνων γεωτρήσεων ή επιφανειακών εμφανίσεων, είτε με τη διενέργεια *in situ* μετρήσεων της ειδικής αντίστασης σε θέσεις δειγματοληπτικών ερευνητικών γεωτρήσεων (εάν υπάρχουν) και σε επιφανειακές εμφανίσεις των σχηματισμών της περιοχής ενδιαφέροντος.

Οι *εργαστηριακές* μετρήσεις είναι βέβαια αναγκαίες και επιθυμητές σε πολλές περιπτώσεις, αλλά εκτός του ότι προϋποθέτουν τον ανάλογο εξειδικευμένο εξοπλισμό, δεν είναι πάντα αντιπροσωπευτικές καθώς επηρεάζονται από την κατάσταση του δείγματος. Ένα πέτρωμα σπάνια είναι ομοιογενές σε βαθμό που να αντιπροσωπεύεται από μερικά δείγματα και η προετοιμασία του δείγματος καταστρέφει γενικά τη φυσική του κατάσταση (υγρό εντός των πόρων, μεταβολή θερμοκρασίας και πίεσης).

Έτσι, ο *in situ* προσδιορισμός της ειδικής αντίστασης, σε συνδυασμό με τις μακροσκοπικές γεωλογικές παρατηρήσεις σε κάθε θέση, δίνει περισσότερο αξιόπιστα στοιχεία για την ερμηνεία και την αξιολόγηση γεωφυσικών δεδομένων.

Στην παρούσα διατριβή μεγάλη έμφαση δόθηκε στο προσδιορισμό των *in situ* μετρήσεων των ειδικών αντιστάσεων των σχηματισμών που συναντώνται στην στενή και ευρύτερη περιοχή έρευνας. Η ανάγκη για μία εκτεταμένη έρευνα τέτοιων μετρήσεων κρίθηκε απαραίτητη, λόγω της πολυπλοκότητας της δομής και του πλήθους των γεωλογικών σχηματισμών που εμφανίζονται στην περιοχή έρευνας. Έγινε μία συστηματική μελέτη *in situ* μετρήσεων της ειδικής αντίστασης, ανά περιοχή και ανά γεωλογική ενότητα, για να καθοριστεί το εύρος των ειδικών αντιστάσεων των αντίστοιχων γεωλογικών σχηματισμών. Η μελέτη αυτή αποτελεί το 'θεμέλιο λίθο' για την αξιολόγηση των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων.



Εικόνα 5.1: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης, στον οποίο απεικονίζονται οι θέσεις των *in situ* μετρήσεων της ηλεκτρ. ειδικής αντίστασης και των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων.
Figure 5.1: Geological map of the study area, where the location of the *in situ* resistivity measurements and resistivity soundings are presented.

5.2. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

In situ μετρήσεις της ειδικής αντίστασης στην ευρύτερη περιοχή έχουν διεξαχθεί κατά το παρελθόν και από άλλους ερευνητές.

Ο ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ (1985) στην περιοχή της Μεγαλόπολης προσδιόρισε τιμές ειδικής αντίστασης, σε διαφορετικές θέσεις του φλύσχη της ενότητας Πίνδου, που κυμαίνονται μεταξύ 63-66 Ωμ. Οι τιμές των μαργών των πλειστοκαινικών ιζημάτων στην ίδια περιοχή κυμαίνονται μεταξύ 16-36 Ωμ, ενώ ο ασβεστόλιθος της ενότητας Τρίπολης παρουσιάζει τιμές >1000 Ωμ.

Η Γαλλική γεωφυσική εταιρία C.G.G. το 1972, στα πλαίσια της υδρογεωλογικής μελέτης της λεκάνης της Ασέας Αρκαδίας, προσδιόρισε τιμές ειδικής αντίστασης εξαλλοιωμένου -μη εξαλλοιωμένου φλύσχη με αργιλικούς ορίζοντες που κυμαίνονται μεταξύ 20-30 Ωμ. Οι τιμές της ειδικής αντίστασης του μη εξαλλοιωμένου φλύσχη με ψαμμιτικούς ορίζοντες στην ίδια περιοχή, κυμαίνονται μεταξύ 150-200 Ωμ. Οι τιμές της ειδικής αντίστασης της αργίλου κυμαίνονται μεταξύ 15-20 Ωμ.

Το τμήμα Γεωλογίας του Παν/μιου της Καρλσρούης, σε συνεργασία με το Ι.Γ.Μ.Ε. Τρίπολης, πραγματοποίησε το 1983 μετρήσεις για τον προσδιορισμό του υδρογεωλογικού καθεστώτος των περιοχών Αλέας-Σκοτεινής και Στυμφαλίας. Σύμφωνα με τα στοιχεία της έρευνας αυτής, οι τιμές της ειδικής αντίστασης για αργίλους κυμαίνονται από 10-30 Ωμ και για συμπαγείς ασβεστόλιθους της ενότητας Τρίπολης είναι >1000 Ωμ.

Από τα παραπάνω εκτεθέντα είναι προφανές ότι δεν υπάρχει μία συστηματική μελέτη των ειδικών αντιστάσεων των σχηματισμών των ενότητων Πίνδου και Τρίπολης, γεγονός που καθιστά ανεπαρκή τη γνώση των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των σχηματισμών της ευρύτερης περιοχής. Για το λόγο αυτό, κρίθηκε σκόπιμο να διεξαχθεί μία λεπτομερής μελέτη των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των σχηματισμών της στενής περιοχής έρευνας, για να καταστεί όσο το δυνατόν αξιόπιστη η αξιολόγηση των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων.

Ο *in situ* προσδιορισμός της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης των πετρωμάτων της περιοχής έρευνας, πραγματοποιήθηκε με την εκτέλεση:

- i. δέκα (10) γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων βαθμονόμησης σε γεωτρήσεις που έχουν ανορυχθεί στην περιοχή μελέτης (βλ. εικ. 5.1),

- ii. εβδομήντα δύο (72) *in situ* γεωηλεκτρικών μετρήσεων, σε επιφανειακές εμφανίσεις γεωλογικών σχηματισμών, μικρού σχετικά αναπτύγματος ηλεκτροδίων ρεύματος (βλ. εικ. 5.1).

Το ανάπτυγμα των ηλεκτροδίων ρεύματος των βυθοσκοπήσεων ήταν τέτοιο ώστε οι μετρούμενες ηλεκτρικές ειδικές αντιστάσεις να εκφράζουν τον υγιή σχηματισμό. Σε όλες τις *in situ* μετρήσεις λήφθηκε μέριμνα ώστε η περιοχή ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB) και δυναμικού (MN) να εμφανίζει ομαλό ανάγλυφο.

Στο Κεφάλαιο αυτό, τα αποτελέσματα από τις παραπάνω μετρήσεις ταξινομούνται κατά κατηγορία σχηματισμού και συνδυάζονται με τα λιθολογικά στοιχεία των μητρών των γεωτρήσεων.

Ειδικότερες παρατηρήσεις και συμπεράσματα που αφορούν τις *in situ* μετρήσεις, στις επί μέρους περιοχές, αναπτύσσονται στο Κεφάλαιο 6.

5.2.1. ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΕΙΣ ΒΑΘΜΟΝΟΜΗΣΗΣ ΣΕ ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ

Για τον προσδιορισμό της ειδικής αντίστασης των γεωλογικών σχηματισμών που απαντούν στην περιοχή έρευνας, εκτελέστηκαν σε α΄ φάση γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις βαθμονόμησης κοντά σε γεωτρήσεις που είχαν ανορυχθεί στα πλαίσια ερευνητικών προγραμμάτων. Συνολικά διεξήχθησαν δέκα (10) βυθοσκοπήσεις βαθμονόμησης, από τις οποίες πέντε (5) πραγματοποιήθηκαν κοντά σε ερευνητικές γεωτρήσεις της Δ.Ε.Η. (Α4, Α3, Α11, Α2 και Α12) και πέντε (5) σε γεωτρήσεις του Ι.Γ.Μ.Ε (Γ4, Γ6, Γ42, Γ18 και Γ16).

Η αναγνώριση των θέσεων των γεωτρήσεων έγινε με βάση τις τοπογραφικές συντεταγμένες, που αναγράφονται στα μητρώα των γεωτρήσεων. Επί πλέον, τα λιθολογικά δεδομένα που περιγράφονται στα μητρώα (βλ. εικ. 5.1 και 5.7), κατέστησαν δυνατό τη βαθμονόμηση των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων.

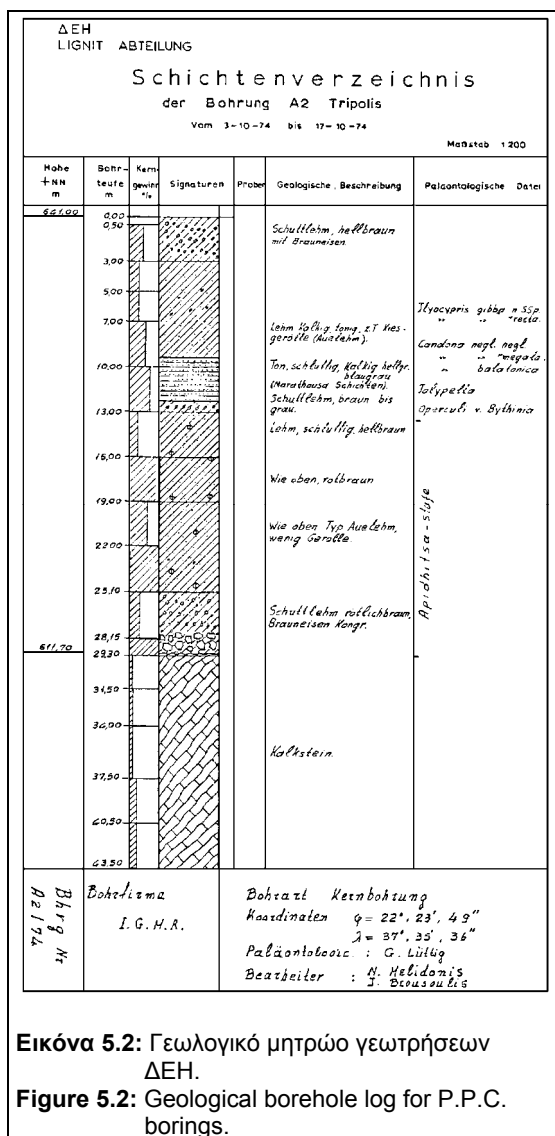
Το μέγιστο ανάπτυγμα των ηλεκτροδίων ρεύματος κυμάνθηκε από 430-1362 μέτρα, εξασφαλίζοντας βάθη έρευνας μεγαλύτερα εκείνων των γεωτρήσεων. Έτσι, στις γεωτρήσεις Α2, Α12, Γ18 και Γ16 απαιτήθηκε ανάπτυγμα ηλεκτροδίων ρεύματος (ΑΒ) ίσο με 632 μ., στις Γ4, Γ6 και Γ42 ανάπτυγμα 430 μ., στις Α3 και Α11 928 μ. και τέλος στην Α4 1362 μ. Λήφθηκε μέριμνα ώστε οι αντιστάσεις επαφής των ηλεκτροδίων να τηρηθούν χαμηλές, ιδιαίτερα δε στις βυθοσκοπήσεις της περιοχής Σάγκα-Νεσάνης, όπου οι επιφανειακοί σχηματισμοί, αποτελούμενοι κυρίως από συμπαγή κορήματα και λατύπες, παρουσίαζαν υψηλές τιμές αντίστασης.

Για κάθε βυθοσκόπηση βαθμονόμησης κατασκευάστηκε ένα *διάγραμμα γεωηλεκτρικής βαθμονόμησης γεώτρησης* (βλ. εικ. 5.2) που περιλαμβάνει:

- i. τις ψηφιοποιημένες τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης,
- ii. την καμπύλη κλιμακωτής κατανομής της ειδικής αντίστασης με το βάθος, που προέκυψε μετά την επεξεργασία των μετρήσεων,
- iii. το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προκύπτει από την καμπύλη κλιμακωτής κατανομής της ειδικής αντίστασης με το βάθος (ii) και
- iv. τη γεωλογική περιγραφή της γεώτρησης, σύμφωνα με τα στοιχεία του μητρώου της.

Το αποτέλεσμα της βαθμονόμησης προκύπτει από τη συσχέτιση των λιθολογικών στοιχείων της γεώτρησης (iv) με τις ηλεκτρικές παραμέτρους (πάχη, ειδικές αντιστάσεις) του γεωηλεκτρικού μοντέλου (iii).

5.2.1.α. Γεωτρήσεις Δ.Ε.Η.



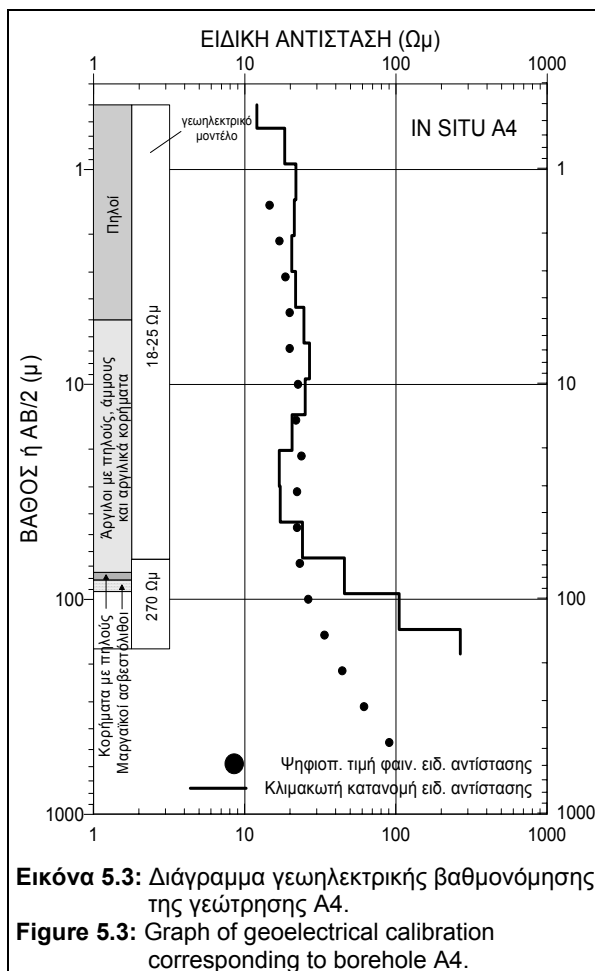
Η Δ.Ε.Η., το 1976, στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος εκτέλεσε πέντε (5) δειγματοληπτικές-ερευνητικές γεωτρήσεις στην στενή περιοχή έρευνας.

Τέσσερις (4) από τις γεωτρήσεις αυτές ανορύχθηκαν κατά μήκος του κεντρικού άξονα της υπολεκάνης της Μαντίνειας (A2, A3 και A4) και μία (A12) στο βόρειο τμήμα της υπολεκάνης της Νεστάνης (βλ. εικ. 5.2). Στα μητρώα των παραπάνω γεωτρήσεων περιγράφονται λεπτομερώς οι σχηματισμοί που συναντήθηκαν καθώς και οι στρωματογραφικοί χαρακτηρισμοί με παλαιοντολογικά δεδομένα (βλ. εικ. 5.2). Όλες οι γεωτρήσεις της σειράς αυτής έχουν διατρήσει τα μεταλλικά πλειστοκαινικά ιζήματα της λεκάνης και ολοκληρώθηκαν λίγα μέτρα μετά τον εντοπισμό του αλπικού υποβάθρου (ασβεστόλιθοι και μαργαίκοι

ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου).

Στην ύπαιθρο αναγνωρίστηκαν τέσσερις (4) από αυτές (A4, A3, A2 και A12). Οι αντίστοιχες γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις βαθμονόμησης αναπτύχθηκαν με κέντρο της διάταξης όσο το δυνατόν πλησιέστερα στη θέση της γεώτρησης. Η γεώτρηση A11 δεν κατέστη δυνατόν να εντοπιστεί στο πεδίο, με αποτέλεσμα η αντίστοιχη βυθοσκόπηση βαθμονόμησης να τοποθετηθεί με βάση τις συντεταγμένες που αναφέρονται στο μητρώο της.

5.2.1.α.1. Γεώτρηση A4.



Η γεώτρηση A4 (βάθος 92 μ.) ανορύχθηκε στο βόρειο τμήμα της υπολεκάνης της Μαντίνειας (βλ. εικ. 5.1). Τα πλειστοκαινικά ιζήματα συναντήθηκαν μέχρι το βάθος των 81 μέτρων, και περιελάμβαναν εναλλαγές πηλών, αργίλων και άμμων. Μία μεταβατική ζώνη πάχους 6 μέτρων (από 75 έως 81 μ.) από μείγμα κορημάτων και πηλών, προηγήθηκε της διάτρησης των μαργαϊκών ασβεστόλιθων του αλπικού υποβάθρου (που περιγράφονται στο μητρώο της γεώτρησης ως 'ασβεστόλιθοι με εναλλαγές αργιλικών σχιστόλιθων').

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης, τοποθετήθηκε δίπλα στη ομώνυμη

γεώτρηση. Οι ομαλές μορφολογικές συνθήκες και η απουσία γενικά εμποδίων, επέτρεψαν ικανό ανάπτυγμα των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB=930 μ.), έτσι ώστε το βάθος έρευνας να υπερβαίνει το βάθος γεώτρησης.

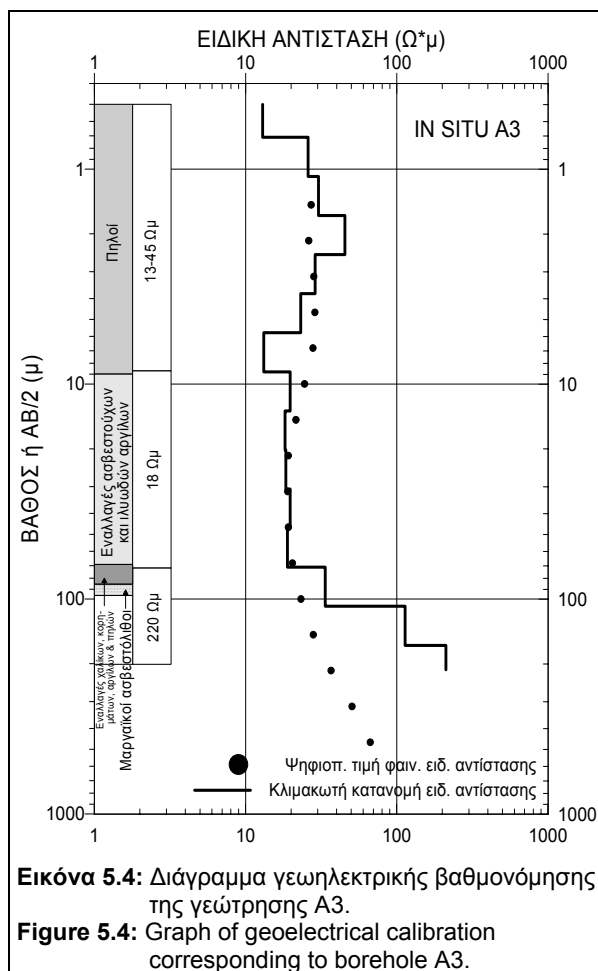
Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο βαθμονόμησης της γεώτρησης A4 (βλ. εικ. 5.3), διακρίνονται δύο γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Το πρώτο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 18-25 Ωμ και πάχος περίπου 65 μέτρα. Σύμφωνα με τα λιθολογικά στοιχεία της A4, το στρώμα αυτό αντιστοιχεί σε οριζόντες πηλών και εναλλαγών αργίλων με πηλούς, άμμοις και αργιλικά κορήματα.
- Το δεύτερο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 270 Ωμ και συναντάται σε βάθος 80 περίπου μέτρων. Σύμφωνα με το μητρώο της γεώτρησης στο βάθος αυτό απαντούν μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι των μεταβατικών προς το φλύσχη ιζημάτων της ενότητας Πίνδου. Με βάση τις *in situ* μετρήσεις σε εμφανίσεις μαργαϊκών ασβεστόλιθων (βλ. παράγραφο 5.2.2.δ) , η τιμή των 270 Ωμ θεωρείται υψηλή για

το συγκεκριμένο σχηματισμό. Επειδή η γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση διερεύνησε βάθος μεγαλύτερο εκείνου της γεώτρησης, η τιμή της ειδικής αντίστασης που μετρήθηκε επηρεάστηκε από υποκείμενο σχηματισμό υψηλής ειδικής αντίστασης (ασβεστόλιθοι εν. Πίνδου ?), με αποτέλεσμα να προκύψει αυτή η 'ψευδής' τιμή που έχει αντιστοιχηθεί με τον μαργαϊκό ασβεστόλιθο. Η τιμή αυτή (270 Ωμ) δεν αποδόθηκε στον συγκεκριμένο λιθολογικό σχηματισμό.

Η διαφορά βάθους της οροφής των μαργαϊκών ασβεστόλιθων που προκύπτει μεταξύ των δεδομένων της γεώτρησης A4 και της ομώνυμης γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης, είναι της τάξης των 12 μέτρων (σφάλμα 15%). Η διαφορά αυτή αποδίδεται στην παρουσία μεταβατικής ζώνης κορημάτων και πηλών, πάχους περίπου 6 μ., που επικάθεται των μαργαϊκών ασβεστόλιθων.

5.2.1.α.2. Γεώτρηση A3.



Η γεώτρηση A3 (βάθος 95,8 μ.) ανορύχθηκε στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης της Μαντίνειας (βλ. εικ. 5.1). Τα πλειστοκαινικά ιζήματα συναντήθηκαν έως το βάθος των 85,7 μέτρων και αποτελούνται από πηλούς, εναλλαγές ασβεστούχων και ιλυωδών αργίλων, χαλικιών και κορημάτων. Από τα 68,7 μ. έως τα 85,7 μ. συναντήθηκε μεταβατική ζώνη πάχους 17 μέτρων, που αποτελείται από εναλλαγές χαλικιών και κορημάτων με αργίλους και πηλούς. Πέραν του βάθους των 85,7 μέτρων διατρήθηκαν μαργαίκοι ασβεστόλιθοι (περιγράφονται στο μητρώο ως 'ασβεστόλιθοι με εναλλαγές αργιλικών σχιστόλιθων') των μεταβατικών προς το φλύσχη ιζημάτων της ενότητας Πίνδου.

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης A3, με μέγιστο ανάπτυγμα AB=930 μ., τοποθετήθηκε 50-60 μ. ανατολικότερα της θέσης της γεώτρησης, για την αποφυγή της διασταύρωσης των επαρχιακών δρόμων που συναντώνται στην αρχική θέση.

Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο βαθμονόμησης της γεώτρησης A3 (βλ. εικ. 5.4), διακρίνονται τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Το πρώτο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 13-45 Ωμ και πάχος περίπου 9 μέτρων. Το στρώμα αυτό αντιστοιχεί σε οριζοντες πηλών, όπως προκύπτει από τα lithological στοιχεία της γεώτρησης. Αντίθετα, με τα στοιχεία της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης A4, όπου η ειδική αντίσταση του στρώματος των πηλών παραμένει περίπου σταθερή, η ειδική αντίσταση στη θέση της A3 παρουσιάζει μεγαλύτερο εύρος κύμανσης. Αυτό οφείλεται στην πλευρική

ανομοιογένεια και τη συχνή εναλλαγή φάσεων απόθεσης υλικών στους μεταλλικούς τεταρτογενείς σχηματισμούς.

- ii. Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα έχει σταθερή ειδική αντίσταση 18 Ωμ και πάχος περίπου 62 μέτρα και αντιστοιχεί στις αργίλους (*‘εναλλαγές ασβεστούχων και ιλυωδών αργίλων’*).
- iii. Το τρίτο γεωηλεκτρικό στρώμα έχει ειδική αντίσταση 220 Ωμ και πιθανόν να αντιστοιχεί στους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους των μεταβατικών προς το φλύσχη ιζημάτων και μάλιστα στους πλησιέστερους των ασβεστόλιθων ορίζοντες (βλ. παράγραφο 5.2.1.α.1).

Η διαφορά του βάθους που προέκυψε μεταξύ της οροφής των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της γεώτρησης A3 και εκείνου που προσδιορίστηκε για το γεωηλεκτρικό στρώμα των 220 Ωμ, είναι περίπου 14 μ. (σφάλμα 15%). Το σφάλμα αυτό αποδίδεται στην παρουσία διαταραγμένης μεταβατικής ζώνης με εναλλαγές χαλίκων και κορημάτων με αργίλους και πηλούς, πάχους 17 μέτρων, που υπέρκειται των μαργαϊκών ασβεστόλιθων του αλπικού υποβάθρου.

5.2.1.α.3. Γεώτρηση A11.

Η γεώτρηση A11 (βάθος 83,0 μ.) ανορύχθηκε στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της υπολεκάνης της Μαντίνειας, νότια του λόφου Γκορτσούλι (βλ. εικ. 5.1). Τα πλειστοκαινικά ιζήματα που αποτελούνται από αργίλους, άμμους και πηλούς με κορήματα, συναντήθηκαν έως το βάθος των 67,5 μέτρων. Πέραν του βάθους αυτού διατρήθηκαν ασβεστόλιθοι (στο μητρώο περιγράφονται ως 'ανοιχτόχρωμοι ασβεστόλιθοι Ωλονού-Πίνδου').

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης A11, με μέγιστο ανάπτωμα $AB=930$ μ., τοποθετήθηκε σε θέση που προσδιορίστηκε από τις συντεταγμένες του μητρώου της γεώτρησης καθώς δεν κατέστη δυνατό να

αναγνωριστεί η θέση της γεώτρησης στο πεδίο (η θέση της διασταυρώθηκε και από πληροφορίες των κατοίκων της περιοχής).

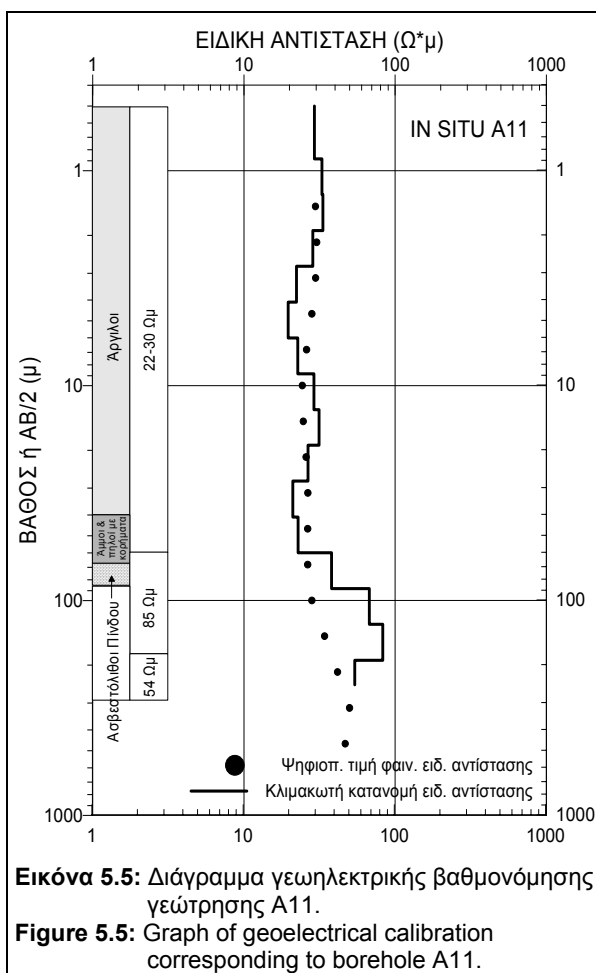
Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο του διαγράμματος βαθμονόμησης της γεώτρησης A11 (βλ. εικ. 5.5), διακρίνονται τρία (3) γεωηλεκτρικά στρώματα:

i. Το πρώτο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 22-30 Ωμ και πάχος περίπου 60 μέτρων. Το στρώμα αυτό αντιστοιχεί σε εναλλαγές αργίλων, άμμων, πηλών και κορημάτων, σύμφωνα με τα λιθολογικά στοιχεία της γεώτρησης.

ii. Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα

έχει ειδική αντίσταση 85 Ωμ, πάχος περίπου 130 μέτρων και αντιστοιχεί στους ασβεστόλιθους (μαργαϊκός ?) της ενότητας Πίνδου (δεν αναφέρεται το είδος του ασβεστόλιθου στο μητρώο της γεώτρησης).

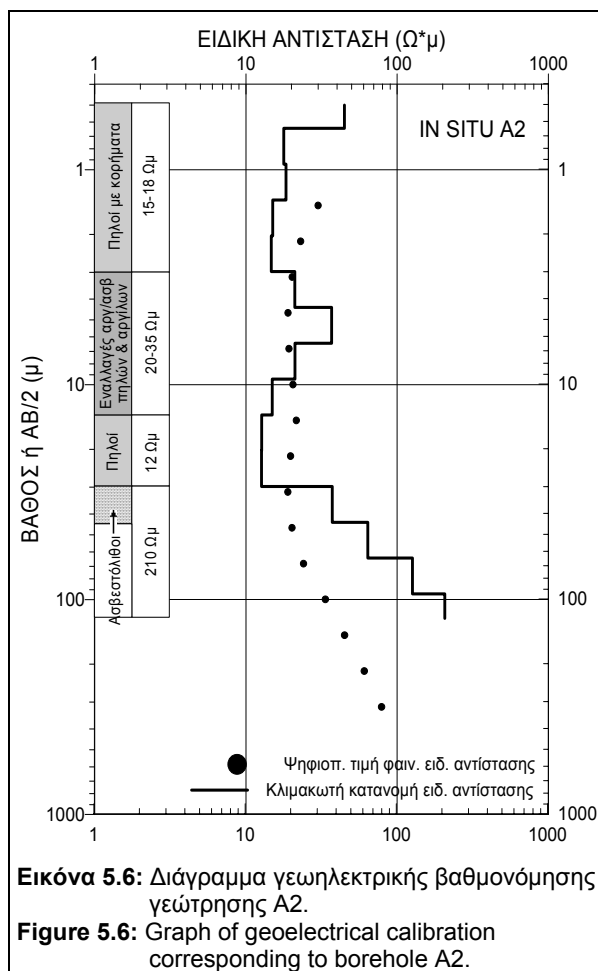
iii. Το τρίτο γεωηλεκτρικό στρώμα έχει ειδική αντίσταση 54 Ωμ.



Η διαφορά του βάθους στο οποίο προσδιορίστηκε η οροφή των ασβεστόλιθων της γεώτρησης A11, από το βάθος στο οποίο υπολογίστηκε το γεωηλεκτρικό στρώμα των 85 Ωμ, είναι περίπου 7 μ. (σφάλμα 8%).

Το γεωηλεκτρικό στρώμα των 54 Ωμ, σε βάθος >150 μ., εκτιμάται ότι αντιστοιχεί στον φλύσχη της ανεστραμμένης δομής της ενότητας Πίνδου, στην περιοχή Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι (βλ. παράγραφο 2.2.2.δ).

5.2.1.α.4. Γεώτρηση A2.



Η γεώτρηση A2 (βάθος 43,5 μ.) ανορύχθηκε στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης της Μηλιάς (βλ. εικ. 5.1). Τα πλειστοκαινικά ιζήματα συναντήθηκαν έως το βάθος των 29,3 μέτρων, και αποτελούνται από πηλούς με κορήματα, εναλλαγές αργιλούχων και ασβεστούχων πηλών και αμιγών πηλών. Από τα 28,2 μ. έως τα 29,3 μ. συναντήθηκε μεταβατική ζώνη μικρού πάχους (1,2 μ.) που αποτελείται από κορήματα με πηλούς. Πέραν του βάθους των 29,3 μέτρων και μέχρι τα 43,5 μ., όπου και περατώθηκε η γεώτρηση, διατρήθηκαν ασβεστόλιθοι, χωρίς να αναφέρονται στο μητρώο τα χαρακτηριστικά ή η γεωτεκτονική τους τοποθέτηση.

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης A2, με μέγιστο ανάπτυγμα $AB=630$ μ., τοποθετήθηκε στη θέση της γεώτρησης.

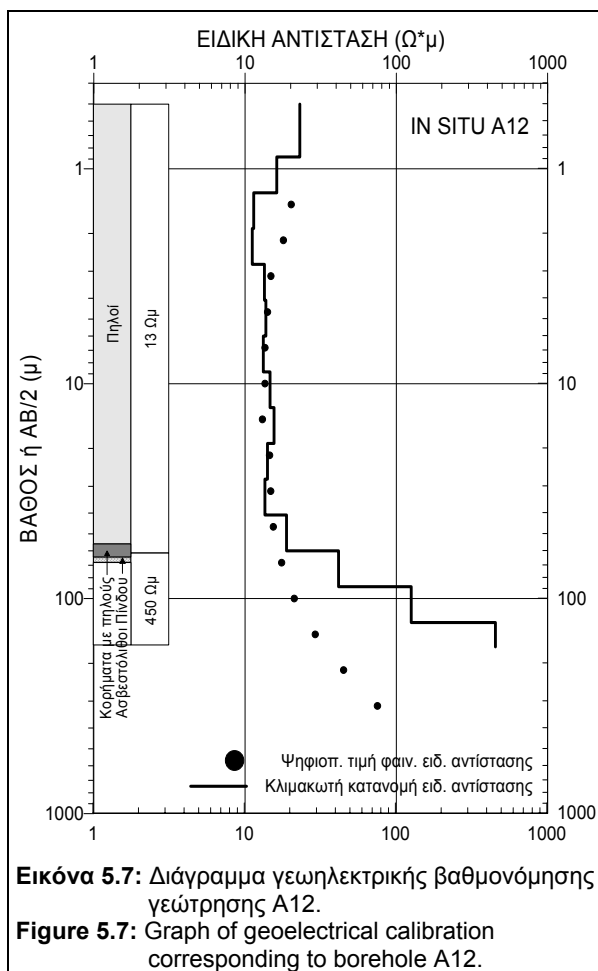
Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο του διαγράμματος βαθμονόμησης της γεώτρησης A2 (βλ. εικ. 5.6), διακρίνονται τέσσερα (4) γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Το πρώτο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 15-18 Ωμ και πάχος ~3 μ. Το στρώμα αυτό αντιστοιχεί σε στρώμα εναλλαγών πηλών με κορήματα ('ανακατεμένος πηλός' στο μητρώο της γεώτρησης).
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα έχει ειδική αντίσταση 20-35 Ωμ και πάχος ~10 μ., αντιστοιχεί σε στρώμα εναλλαγών αργιλούχων και ασβεστούχων πηλών και αργίλων.
- Το τρίτο γεωηλεκτρικό στρώμα έχει ειδική αντίσταση 12 Ωμ και πάχος ~16 μ. και αντιστοιχεί σε καθαρούς πηλούς.
- Το τέταρτο γεωηλεκτρικό στρώμα ειδικής αντίστασης 210 Ωμ αντιστοιχεί στο ασβεστολιθικό υπόβαθρο, που πιθανόν να είναι οι ασβεστόλιθοι της ενότητας

Πίνδου (δεν αναφέρεται επακριβώς το είδος του ασβεστόλιθου στο μητρώο της γεώτρησης). Η τιμή της ειδικής αντίστασης των ασβεστόλιθων, στη θέση αυτή, κρίνεται γενικά μικρή για ανθρακικό σχηματισμό. Εντούτοις, σύμφωνα με το μητρώο της γεώτρησης A2, το ποσοστό πυρηνοληψίας των ασβεστόλιθων αυτών είναι πολύ χαμηλό (10%-25%), γεγονός που υποδεικνύει έντονη καρστικοποίηση ή κερματισμό και συσχετίζεται με τη χαμηλή τιμή της ειδικής αντίστασης.

Στο συγκεκριμένο διάγραμμα γεωηλεκτρικής βαθμονόμησης της γεώτρησης A2, το βάθος στο οποίο εντοπίστηκε η οροφή των ασβεστόλιθων της γεώτρησης, συμπίπτει με το βάθος το οποίο υπολογίστηκε από τη γεωηλεκτρική διασκόπηση (περίπου 30 μέτρα).

5.2.1.α.5. Γεώτρηση A12.



Η γεώτρηση A12 (βάθος 64 μ .) ανορύχθηκε στο βόρειο άκρο της υπολεκάνης της Νεστάνης (βλ. εικ. 5.1). Τα μεταλλικά ιζήματα συναντήθηκαν έως το βάθος των 63 μέτρων, και αποτελούνται από αμιγείς πηλούς που δεν διαφέρουν παρά μόνο στην απόχρωσή τους. Μία μεταβατική ζώνη πάχους 7 μέτρων (από 56 έως 63 μ .) που περιελάμβανε πηλούς με κορήματα, προηγήθηκε της διάτρησης των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου του αλπικού υποβάθρου (που περιγράφονται στο μητρώο της γεώτρησης ως 'ανοιχτόχρωμοι ασβεστόλιθοι Ωλονού-Πίνδου').

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης A12,

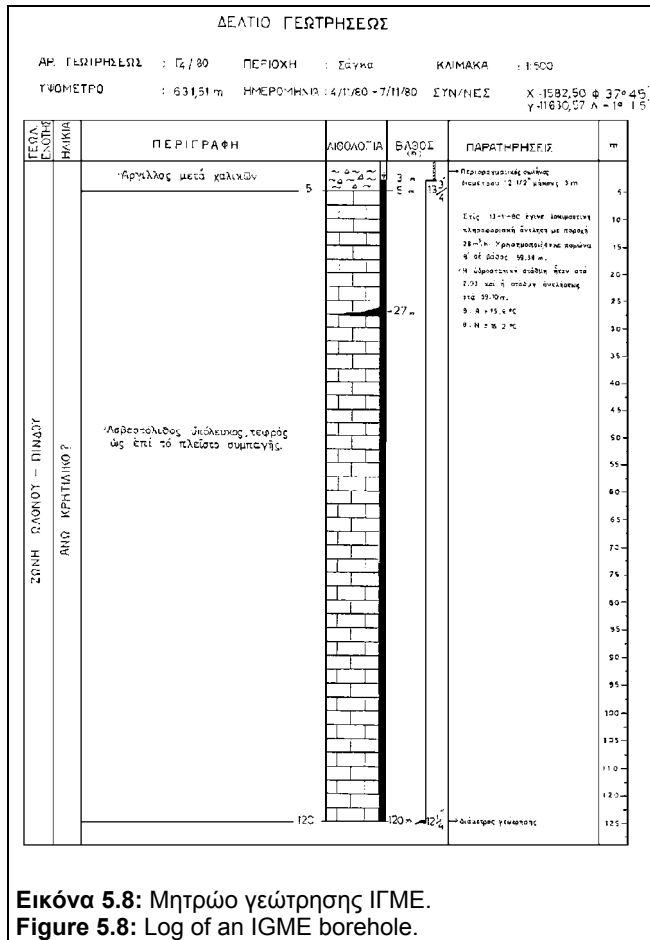
με μέγιστο ανάπτυγμα $AB=930\mu$., τοποθετήθηκε σε απόσταση 3,5 μέτρων από τη θέση της γεώτρησης.

Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο του διαγράμματος βαθμονόμησης της γεώτρησης A12 (βλ. εικ. 5.7), διακρίθηκαν δύο γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Το πρώτο γεωηλεκτρικό στρώμα των πηλών έχει ειδική αντίσταση 13 $\Omega \mu$ και πάχος 60 μέτρων.
- Το δεύτερο στρώμα έχει ειδική αντίσταση 450 $\Omega \mu$ και αντιστοιχεί στους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου.

Η διαφορά του βάθους στο οποίο προσδιορίστηκε η οροφή του ασβεστολιθικού υποβάθρου της γεώτρησης A12, από το βάθος που υπολογίστηκε το γεωηλεκτρικό στρώμα των 450 $\Omega \mu$, είναι της τάξης των 3 μέτρων (σφάλμα 5%).

5.2.1.β. Γεωτρήσεις Ι.Γ.Μ.Ε.



Το Ι.Γ.Μ.Ε. στα πλαίσια σχετικής υδρογεωλογικής έρευνας στην κεντρική Πελοπόννησο, τη διετία 1980-81, πραγματοποίησε 48 δειγματοληπτικές υδρογεωτρήσεις. Από αυτές έντεκα (11) εκτελέστηκαν στην περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής. Εξ' αυτών εννέα (9) εμπίπτουν στην περιοχή Νεστάνης-Σάγκα (Γ1, Γ2, Γ3, Γ4, Γ5, Γ6, Γ41, Γ42 και Γ43) και δύο (2) στην περιοχή Αρτεμισίου (Γ7 και Γ8). Οι θέσεις όλων των γεωτρήσεων αναγνωρίστηκαν χωρίς δυσκολία στην ύπαιθρο.

Σε όλες τις υδρογεωτρήσεις το βαθύτερο στρώμα αποτελούν οι

υδροφόροι ανθρακικοί σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου. Τρεις (3) από αυτές (Γ4, Γ6 και Γ42, βλ. εικ. 5.1), επελέγησαν για την εκτέλεση γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων βαθμονόμησης. Τα κριτήρια επιλογής ήταν, το ομαλό τοπογραφικό ανάγλυφο για την ανάπτυξη των ηλεκτροδίων και η ομοιογένεια του εδάφους, ιδιαίτερα στην περιοχή ανάπτυξης των ηλεκτροδίων δυναμικού.

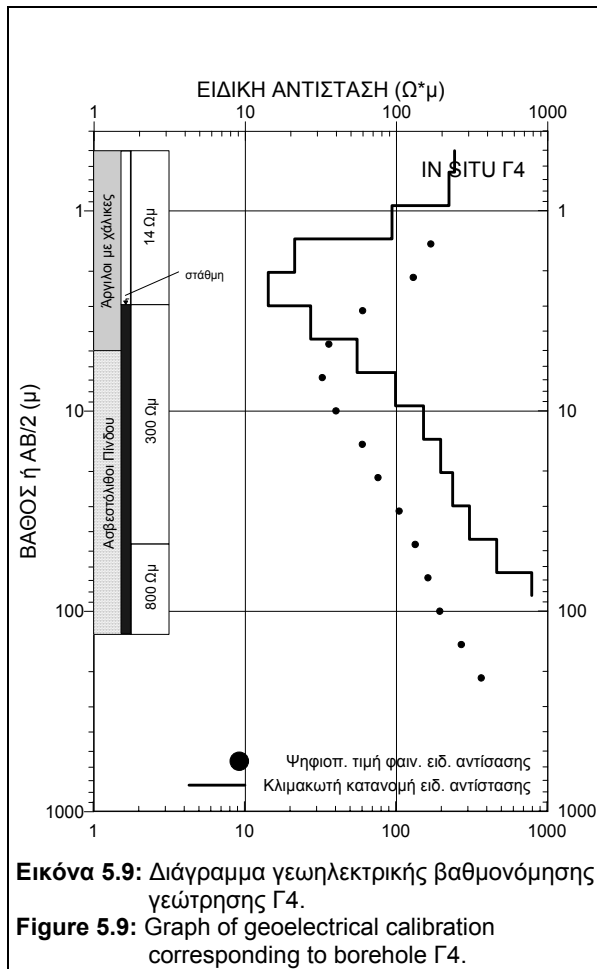
Δύο (2) ακόμη βυθοσκοπήσεις βαθμονόμησης εκτελέστηκαν βόρεια, εκτός της περιοχής έρευνας, πλησίον των γεωτρήσεων Γ16 (Παλαιόπυργος) και Γ18 (Λεβίδι), με στόχο να βαθμονομηθούν οι ασβεστόλιθοι της ενότητας Τρίπολης και οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου, αντίστοιχα.

Τα δελτία των υδρογεωτρήσεων του Ι.Γ.Μ.Ε. (βλ. εικ. 5.8), δίνουν μία γενική περιγραφή των γεωλογικών σχηματισμών που διατρήθηκαν καθώς και την πιθανή τους ηλικία-γεωτεκτονική ενότητα. Στα δελτία αυτά αναγράφεται επίσης η πιεζομετρική στάθμη (η οποία εμφανίζεται ως ξεχωριστή στήλη, στα παρακάτω διαγράμματα γεωηλεκτρικής βαθμονόμησης), που μετρήθηκε την περίοδο της

διάνοιξης των γεωτρήσεων (1980-1981) και άλλα τεχνικά γεωτρητικά στοιχεία που αφορούν δοκιμαστικές αντλήσεις όπου αυτές πραγματοποιήθηκαν.

Ως γνωστόν η πιεζομετρική στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα υπόκειται σε χρονικές μεταβολές. Δεδομένου ότι δεν κατέστη δυνατόν να διενεργηθούν μετρήσεις στάθμης ταυτόχρονα με τις αντίστοιχες βυθοσκοπήσεις βαθμονόμησης (οι γεωτρήσεις ήταν σφραγισμένες), τα στοιχεία που προέκυψαν από τις βυθοσκοπήσεις και οι συσχετίσεις που έγιναν στη συνέχεια με τα γεωτρητικά στοιχεία, δεν στηρίχθηκαν μόνο στην παρουσία ή μη του υδροφόρου ορίζοντα, αλλά και στη φύση των διατρηθέντων σχηματισμών.

5.2.1.β.1 Γεώτρηση Γ4.



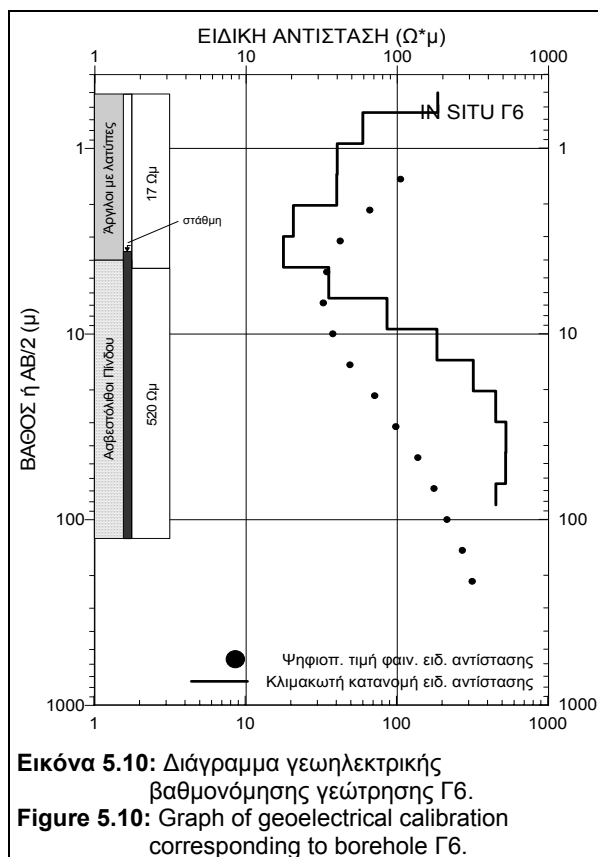
Η γεώτρηση Γ4 (βάθος 120,0 μ.) ανορύχθηκε στο βόρειο τμήμα της υπολεκάνης της Νεστάνης στην νότια απόληξη του όρους Τσούκκα (βλ. εικ. 5.1). Κάτω από το επιφανειακό κάλυμμα των κορημάτων από αργίλους και χάλικες (0 - 5 μ.), συναντήθηκαν ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου που περιγράφονται στο μητρώο της γεώτρησης ως 'ασβεστόλιθοι υπόλευκοι-τεφροί, ως επί το πλείστον συμπαγείς'.

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης Γ4, με μέγιστο ανάπτυγμα $AB=430$ μ., τοποθετήθηκε σε απόσταση 3 μέτρων από τη θέση της γεώτρησης.

Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο της βαθμονόμησης της γεώτρησης Γ4 (βλ. εικ. 5.9), εντοπίστηκαν τρία (3) γεωηλεκτρικά στρώματα (από την επιφάνεια προς τα κάτω), με ειδικές αντιστάσεις 14, 300 και 800 Ωμ. Λαμβάνοντας υπόψη τα lithολογικά στοιχεία της γεώτρησης και το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε από την γεωηλεκτρική έρευνα, συμπεραίνουμε ότι:

- στο βάθος των 3 - 48 μέτρων, ο γεωηλεκτρικός σχηματισμός των 300 Ωμ αντιστοιχεί στον υδροφόρο σχηματισμό των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου.
- σε βάθος >48 μέτρων, προσδιορίζεται γεωηλεκτρικός σχηματισμός 800 Ωμ, που πιθανό να αντιστοιχεί σε περισσότερο συμπαγή ασβεστόλιθο υδροφόρο ή μη. Από τα lithολογικά στοιχεία της γεώτρησης, δεν προκύπτει καμία αλλαγή στον ασβεστολιθικό αυτό σχηματισμό με το βάθος.

5.2.1.β.2. Γεώτρηση Γ6.



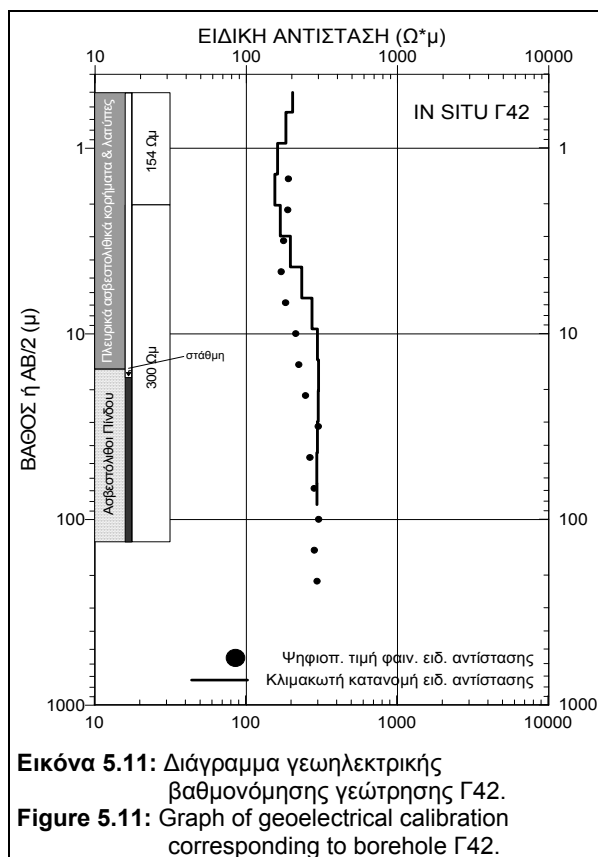
Η γεώτρηση Γ6 (βάθος 121,5 μ.) ανορύχθηκε στο βόρειο τμήμα της υπολεκάνης της Νεοσάνης, παράπλευρα του δρόμου Σάγκα-Νεοσάνης (βλ. εικ. 5.1). Κάτω από το επιφανειακό κάλυμμα των αργίλων με λατύπες (0 - 4 μ.), συναντήθηκαν ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου που περιγράφονται στο μητρώο της γεώτρησης ως 'ασβεστόλιθοι καρστικοποιημένοι'.

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης Γ6, με μέγιστο ανάπτυγμα AB=430 μ., τοποθετήθηκε ακριβώς στη θέση της γεώτρησης.

Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο του διαγράμματος βαθμονόμησης της γεώτρησης Γ6 (βλ. εικ. 5.10), εντοπίστηκαν δύο (2) γεωηλεκτρικά στρώματα (από την επιφάνεια προς τα κάτω), με ειδικές αντιστάσεις 17 και 520 Ωμ.

Λαμβάνοντας υπόψη τα λιθολογικά στοιχεία της γεώτρησης και το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε από τη γεωηλεκτρική έρευνα, συμπεραίνουμε ότι σε βάθος >4 μέτρων, προσδιορίζεται γεωηλεκτρικός σχηματισμός 520 Ωμ, που αντιστοιχεί στον υδροφόρο ασβεστόλιθο.

5.2.1.β.3. Γεώτρηση Γ42.



τοποθετήθηκε σε απόσταση 5 μ. από τη θέση της γεώτρησης.

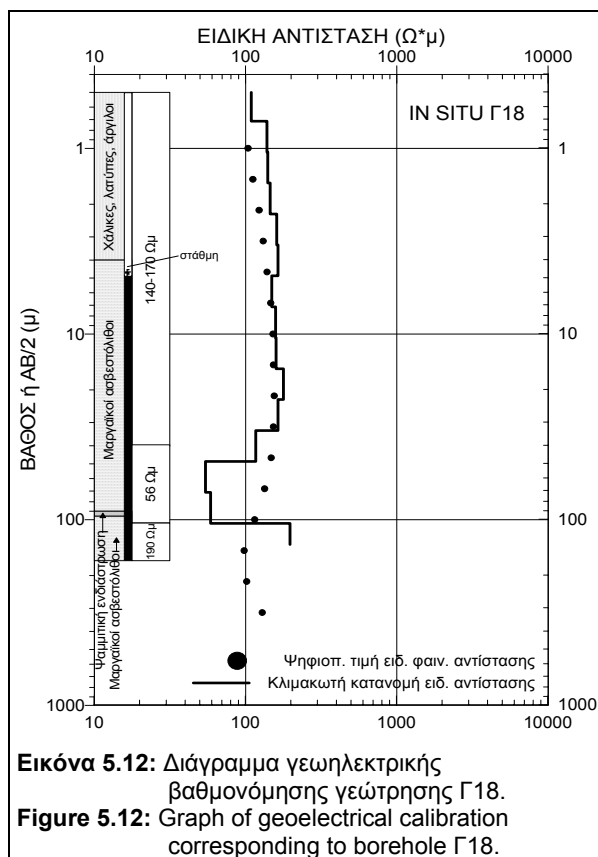
Η γεώτρηση Γ42 (βάθος 120 μ.) ανορύχθηκε στο βόρειο τμήμα της υπολεκάνης της Νεστάνης, παράπλευρα του δρόμου Σάγκα-Νεστάνης, πλησιέστερα της Γ6 στην κοινότητα Σάγκα (βλ. εικ. 5.1). Κάτω από το επιφανειακό κάλυμμα των πλευρικών ασβεστολιθικών κορημάτων και λατύπων (0-15 μ.), συναντήθηκαν ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου που περιγράφονται στο μητρώο της γεώτρησης ως 'ασβεστόλιθοι καρστικοποιημένοι'.

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης Γ42, με μέγιστο ανάπτυγμα $AB=430$ μ.,

Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο του διαγράμματος βαθμονόμησης της γεώτρησης Γ42 (βλ. εικ. 5.11), εντοπίστηκαν δύο (2) γεωηλεκτρικά στρώματα, με ειδικές αντιστάσεις 154 και 300 Ωμ, από την επιφάνεια προς τα κάτω.

Λαμβάνοντας υπόψη τους lithολογικούς σχηματισμούς της γεώτρησης και τα αποτελέσματα της γεωηλεκτρικής έρευνας, ο γεωηλεκτρικός σχηματισμός των 300 Ωμ που εντοπίστηκε σε μικρό βάθος, εν μέρει αντιστοιχεί στον υδροφόρο ανθρακικό σχηματισμό. Ο σχηματισμός αυτός περιλαμβάνει τόσο τα πλευρικά ασβεστολιθικά κορημάτα και λατύπες, όσο και τον ασβεστόλιθο. Λόγω των παραπλήσιων τιμών ειδικής αντίστασης που παρουσιάζονται δεν κατέστη δυνατόν να διακριθούν ως ξεχωριστά γεωηλεκτρικά στρώματα.

5.2.1.β.4. Γεώτρηση Γ18.



οποία βρίσκονται κάτω από το επιφανειακό κάλυμμα των χαλαρών σχηματισμών των αργίλων, χαλίκων και λατύπων (0-4 μ.).

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης Γ42, με μέγιστο ανάπτυγμα AB=632 μ., τοποθετήθηκε σε απόσταση 25-27 μ. από τη θέση της γεώτρησης.

Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο του διαγράμματος βαθμονόμησης της γεώτρησης Γ18 (βλ. εικ. 5.12), εντοπίστηκαν τρία (3) γεωηλεκτρικά στρώματα (από την επιφάνεια προς τα κάτω), με ειδικές αντιστάσεις 140-170, 60 και 190 Ωμ.

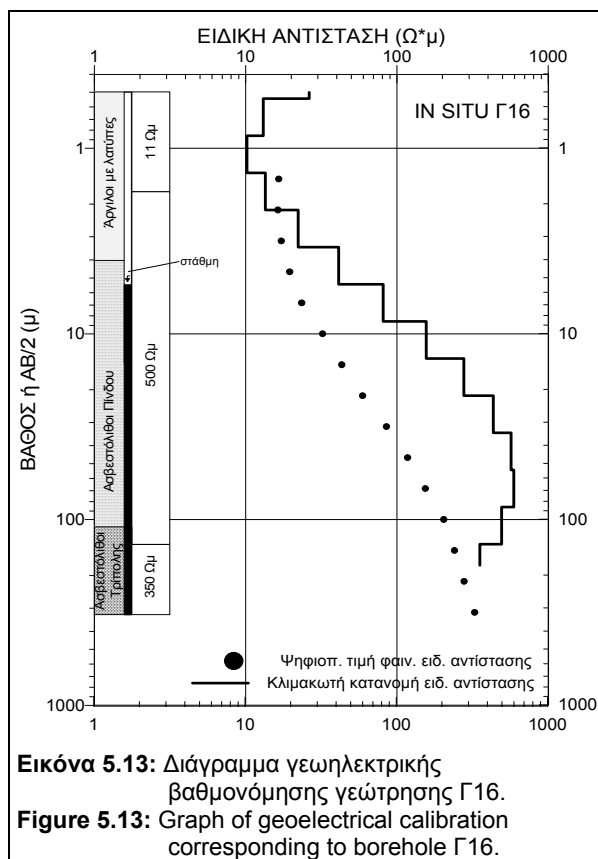
Λαμβάνοντας υπόψη τα lithολογικά στοιχεία της γεώτρησης και το γεωηλεκτρικό μοντέλο της γεωηλεκτρικής έρευνας, συμπεραίνουμε ότι:

- από την επιφάνεια σχεδόν έως το βάθος των 40 μ. προσδιορίζεται ένας γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδικής αντίστασης 140-170 Ωμ. Οι μικρότερες τιμές ειδικής αντίστασης αντιστοιχούν σε ένα επιφανειακό χαλαρό εδαφικό σχηματισμό πάχους 4 περίπου μέτρων. Οι υψηλότερες τιμές αντιστοιχούν στους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου.

Η γεώτρηση Γ18 (βάθους 100,5 μ.) ανορύχθηκε στην περιοχή της κοινότητας Λεβιδίου (παράπλευρα της εθν. οδού Τριπόλεως-Πατρών, μεταξύ Λεβιδίου Βλαχέρνας), ΒΑ της περιοχής έρευνας. Ο λόγος που επελέγη η διεξαγωγή αυτής της γεωηλεκτρικής διασκόπησης βαθμονόμησης, είναι για να μελετηθούν καλύτερα τα μεταβατικά προς το φλύσχη στρώματα της ενότητας Πίνδου, (στο μητρώο της γεώτρησης περιγράφονται ως 'στρώματα μεταβάσεως: εναλλαγές πηλιτικών ασβεστολιθικών ενστρώσεων, λευκού - υπόλευκου - τεφρού - φαιού ασβεστόλιθου και ψαμμιτών'), τα

- σε βάθος 40-110 μέτρων προσδιορίζεται γεωηλεκτρικός σχηματισμός 56 Ωμ, που πιθανό να αντιστοιχεί στην παρουσία ενός 'κρεμάμενου' υδροφόρου ορίζοντα, με αποτέλεσμα να ελαττώνεται η τιμή της ειδικής αντίστασης των μαργαϊκών ασβεστόλιθων.
- σε βάθος >110 μέτρων, προσδιορίζεται γεωηλεκτρικός σχηματισμός 190 Ωμ, που αντιστοιχεί σε συμπαγή σχηματισμό μαργαϊκών ασβεστόλιθων.

5.2.1.β.5. Γεώτρηση Γ16.



Η γεώτρηση Γ16, βάθους 132 μέτρων, στην περιοχή της κοινότητας Παλαιόπυργου (στην ΝΑ απόληξη του Όρους Τραχύ, ~2 χιλιόμετρα πριν τον Παλαιόπυργο), βόρεια της περιοχής έρευνας. Ο λόγος που επελέγη η διεξαγωγή αυτής της γεωηλεκτρικής διασκόπησης βαθμονόμησης, είναι η διερεύνηση του βαθύτερου (>116μ.) ανθρακικού σχηματισμού της ενότητας Τρίπολης (σύμφωνα με το μητρώο της γεώτρησης, όπου περιγράφεται ως 'μαύρος ασβεστόλιθος').

Το κέντρο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης βαθμονόμησης Γ16, με μέγιστο ανάπτυγμα $AB=632 \mu.$,

τοποθετήθηκε σε απόσταση 50-55 μ. από τη θέση της γεώτρησης, διότι διάφορα τεχνικής φύσεως εμπόδια δεν επέτρεψαν την τοποθέτηση της διασκόπησης πλησιέστερα προς τη θέση της γεώτρησης.

Όπως φαίνεται στο γεωηλεκτρικό μοντέλο βαθμονόμησης της γεώτρησης Γ16 (βλ. εικ. 5.13), εντοπίστηκαν τρία (3) γεωηλεκτρικά στρώματα (από την επιφάνεια προς τα κάτω), με ειδικές αντιστάσεις 11, 500 και 350 Ωμ. Λαμβάνοντας υπόψη τα lithολογικά στοιχεία της γεώτρησης και το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε από τη γεωηλεκτρική έρευνα, συμπεραίνουμε ότι:

- από βάθος 2 μ. έως 130 μ., προσδιορίζεται γεωηλεκτρικός σχηματισμός 500 Ωμ, που αντιστοιχεί στους υδροφόρους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου.
- σε βάθος >130 μέτρων, προσδιορίζεται γεωηλεκτρικός σχηματισμός με ειδική αντίσταση < 500 Ωμ, που σύμφωνα με τα στοιχεία της γεώτρησης αντιστοιχεί στους 'μαύρους' ασβεστόλιθους της ενότητας Τρίπολης.

Με βάση τα αποτελέσματα της βυθοσκόπησης δεν κατέστη δυνατό να διακριθεί σαφώς ο ένας ανθρακικός σχηματισμός από τον άλλο.

5.2.1.γ. Καθορισμός των τιμών ειδικής αντίστασης των σχηματισμών με βάση τα γεωτρητικά και γεωηλεκτρικά δεδομένα.

Συνολικά εκτελέστηκαν δέκα (10) γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις βαθμονόμησης σε γεωτρήσεις της στενής (A4, A3, A11, A2, A12, Γ4, Γ6 και Γ42) και ευρύτερης (Γ18 και Γ16) περιοχής έρευνας. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της παραπάνω έρευνας, χρήσιμες πληροφορίες προέκυψαν κυρίως για τους παρακάτω σχηματισμούς:

⇒ τεταρτογενείς αποθέσεις (πλειστοκαινικά ιζήματα), δηλαδή πηλούς, αργίλους, άμμους και κορήματα και

⇒ ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου του αλπικού υπόβαθρου, δηλαδή τους ασβεστόλιθους και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, με υδροφορία και μη.

Τα γεωηλεκτρικά μοντέλα που προέκυψαν και οι συσχετίσεις αυτών με τις γεωλογικές πληροφορίες που λήφθηκαν από τα μητρώα των γεωτρήσεων, έχουν καταχωρηθεί συνοπτικά στον παρακάτω πίνακα (βλ. πίνακα 5.1).

Τύπος Σχηματισμού		A4	A3*	A11	A2	A12	ΙΓΜΕ**
ΜΕΤΑΛΠΙΚΑ	Πηλοί	21 Ωμ (0-5 μ.)	13-45 Ωμ (0-9 μ.)		12 Ωμ (13-28 μ.)	13 Ωμ (0-56 μ.)	
	Πηλοί με κορήματα (ανακατωμένος πηλός)				15-18 Ωμ (0-3 μ.)		
	Πηλοί και άργιλοι				20-35 Ωμ (3-13 μ.)		
	Άργιλοι (εναλλαγές ασβεστούχων /ιλυωδών αργίλων και άμμων)		18 Ωμ (9-71 μ.)	22-30 Ωμ (0-60 μ.)			
	Άργιλοι και πηλοί	18-25 Ωμ (5-75 μ.)					
ΜΕΤΑΒΑΤΙΚΑ ΠΙΝΔΟΥ	Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι	< 270 Ωμ (75-83 μ.)	< 220 Ωμ (71-86 μ.)				140-170 Ωμ (Γ18)
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ ΠΙΝΔΟΥ	Ασβεστόλιθοι			>85 Ωμ (60-83 μ.)		>450 Ωμ (56-64 μ.)	
	Ασβεστόλιθοι με υδροφορία						300-500 Ωμ (Γ4-42-6-16)
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ ?					>210 Ωμ (28-43 μ.)		

*Η διασκόπηση έχει αναπτυχθεί σε απόσταση >50μ. από τη θέση της γεώτρησης.

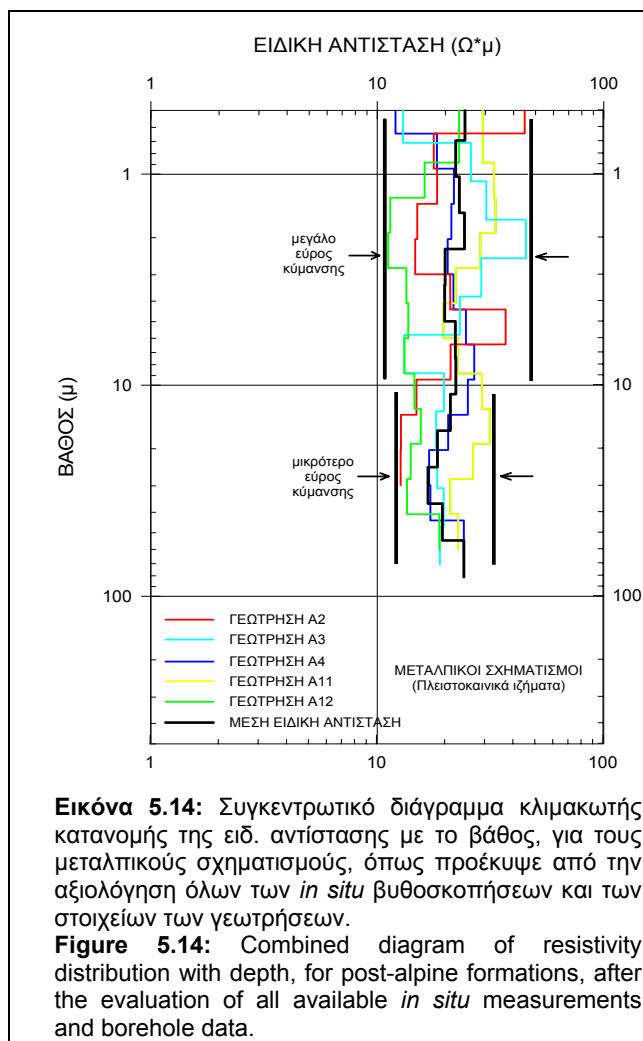
** Συνολικά πέντε (5) γεωτρήσεις.

Πίνακας 5.1: Συσχέτιση γεωλογικών δεδομένων των γεωτρήσεων και ηλεκτρικών παραμέτρων που προέκυψαν από την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων βαθμονόμησης.

Table 5.1: Correlation between boreholes geological data and geoelectrical parameters derived from the VES interpretation.

- Τεταρτογενείς αποθέσεις.

Προκειμένου να εκτιμηθεί το εύρος κύμανσης (μέση τιμή και τυπική απόκλιση) των μεταλλικών πλειστοκαινικών ιζημάτων, απεικονίσθηκε το *συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδικής αντίστασης με το βάθος* για τους μεταλλικούς σχηματισμούς, από τα επί μέρους στοιχεία των γεωτρήσεων (βλ. εικ. 5.14).



αντίστασης των επιφανειακών (<10 μ.) σχηματισμών και αφετέρου το σχετικά μικρότερο εύρος αυτών για τους βαθύτερα (>10 μ.) ευρισκόμενους οριζόντες.

Στο ίδιο διάγραμμα (βλ. εικ. 5.14) απεικονίζεται επίσης η *κλιμακωτή κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος*, η οποία κυμαίνεται μεταξύ 17-24 Ωμ και υπολογίστηκε λαμβάνοντας υπόψη το αντίστοιχο βήμα της κατανομής της ειδικής αντίστασης, για όλες τις βυθοσκοπήσεις.

Οι τιμές της ειδικής αντίστασης κυμαίνονται από 11 έως 45 Ωμ. Όπως αναπτύχθηκε στην παράγραφο 2.2.5, ο τρόπος απόθεσης των σχηματισμών αυτών, δεν ευνοεί τη δημιουργία διακριτών στρωμάτων, μεγάλου πάχους και εξάπλωσης. Έτσι, είναι δύσκολο να συσχετιστούν οι ειδικές αντιστάσεις των διαφόρων οριζόντων (πηλοί και άργιλοι, πηλοί με κορήματα κλπ) γιατί, εκτός από τη διαφορετική τους σύσταση, από θέση σε θέση, εμφανίζονται και σε διαφορετικά βάθη λόγω της πλευρικής και κατακόρυφης ανομοιογένειας (βλ. πίνακα 5.1). Επομένως δικαιολογείται αφενός το σχετικά μεγάλο εύρος τιμών ειδικής

Για τον προσδιορισμό της ειδικής αντίστασης των μεταλλικών σχηματισμών στο σύνολό τους, υπολογίστηκε η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης ίση με $21 \pm 2,3$ Ωμ, από την παραπάνω κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος.

Πρέπει να σημειωθεί εδώ, ότι παρόλο που οι επιφανειακοί γεωλογικοί σχηματισμοί παρουσιάζουν σχετικά μεγάλο εύρος τιμών ειδικής αντίστασης (11-45 Ωμ), εντούτοις η μέση τιμή αυτών προσεγγίζει τη μέση τιμή των βαθύτερων σχηματισμών. Το γεγονός αυτό αποδίδεται στην ύπαρξη περιορισμένης έκτασης αδρομερών και λεπτόκοκκων σχηματισμών στον επιφανειακό μανδύα (μέχρι βάθους 10 μέτρων), με υψηλές και χαμηλές ειδικές αντιστάσεις αντίστοιχα, με συνέπεια να μην επηρεάζεται τελικώς η μέση τιμή των πλειστοκαινικών ιζημάτων.

- Ανθρακικοί σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου.

Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι (μεταβατικά προς το φλύσχη στρώματα).

- Τυπικοί μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι συναντήθηκαν και βαθμονομήθηκαν στη γεώτρηση Γ18 του ΙΓΜΕ. Η ειδική τους αντίσταση στη θέση αυτή, υπολογίστηκε ότι κυμαίνεται από 140-170 Ωμ (βλ. πίνακα 5.1), με μέση τιμή 150 Ωμ.
- Στις λιθολογικές τομές των γεωτρήσεων Α4 και Α3, το υπόβαθρο περιγράφεται ως ‘ασβεστόλιθοι με εναλλαγές αργιλικών σχιστόλιθων’, οι τιμές όμως της ειδικής αντίστασης του υπόβαθρου όπως προκύπτει από το γεωηλεκτρικό μοντέλο (>270 Ωμ), δεν αντιστοιχούν στις τιμές των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της περιοχής, για τους λόγους που αναφέρονται στις παραγράφους 5.2.1.α.1 και 5.2.1.α.2.

Ασβεστόλιθοι Πίνδου.

- Στην γεώτρηση Α11, η ειδική αντίσταση (~85 Ωμ) που υπολογίστηκε και αποδόθηκε αρχικά στους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου, ίσως να αντιστοιχεί σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους (δεν διευκρινίζετε στο μητρώο της γεώτρησης). Η τιμή είναι ιδιαίτερα χαμηλή και δεν συμπεριλήφθη τελικά στον υπολογισμό της μέσης ειδικής αντίστασης των ασβεστόλιθων, για τους λόγους που αναφέρονται στην παράγραφο 5.2.1.α.3.
- Στην γεώτρηση Α12 η ειδική αντίσταση (>450 Ωμ) που υπολογίστηκε ως υπόβαθρο, αντιστοιχεί σε ασβεστόλιθους (βλ. παράγραφο 5.2.1.α.5).
- Στις γεωτρήσεις Γ4, Γ42, Γ6 και Γ16 του Ι.Γ.Μ.Ε. (βλ. πίνακα 5.1) επί πλέον, υπολογίστηκαν αντιπροσωπευτικές τιμές ειδικής αντίστασης για τους

ασβεστόλιθους με υδροφορία, που κυμαίνονται μεταξύ 300-500 Ωμ. Η μέση ειδική αντίσταση για τους σχηματισμούς αυτούς, με βάση τα δεδομένα των γεωτρήσεων, υπολογίστηκε σε 400 Ωμ.

- Στη γεώτρηση Α2, η υπολογισθείσα ειδική αντίσταση του ασβεστολιθικού υπόβαθρου (>210 Ωμ) αποδίδεται σε κατακερματισμένους ή έντονα καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου.
- Τέλος, στη γεώτρηση Γ16 δεν κατέστη δυνατό να διαχωριστεί με την εφαρμογή της γεωηλεκτρικής διασκόπησης, ο ανθρακικός σχηματισμός της ενότητας Τρίπολης από εκείνον της Πίνδου (βλ. παράγραφο 5.2.1.β.5).

- Συμπεράσματα.

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι με την διεξαγωγή των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων βαθμονόμησης, για την αντιστοίχιση των γεωηλεκτρικών παραμέτρων με τους γεωλογικούς σχηματισμούς στις γεωτρήσεις, δεν κατέστη δυνατή μία σαφής αντιστοίχιση της ειδικής αντίστασης με τους σχηματισμούς του αλπικού υπόβαθρου (ανθρακικοί σχηματισμοί, φλύσχης) της περιοχής έρευνας. Μία αρκετά πιο σαφής εικόνα επετεύχθη για την ειδική αντίσταση των μεταλλικών σχηματισμών, παρά την ανομοιογένεια που παρουσιάζουν αυτού του είδους τα ιζήματα.

Για το λόγο αυτό σχεδιάστηκαν και εκτελέστηκαν εβδομήντα δύο (72) *in situ* γεωηλεκτρικές μετρήσεις της ειδικής αντίστασης, σε επιφανειακές εμφανίσεις του αλπικού υπόβαθρου στα κρᾶσπεδα του οροπεδίου. Τα αποτελέσματα των βαθμονομήσεων αυτών αναπτύσσονται παρακάτω.

5.2.2 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΙΣ ΒΑΘΜΟΝΟΜΗΣΗΣ

Η μελέτη των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων της περιοχής έρευνας ολοκληρώθηκε με την εκτέλεση εβδομήντα δύο (72) γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, μικρού σχετικά αναπτύγματος ηλεκτροδίων ρεύματος (AB), σε θέσεις εμφάνισης του αλπικού υποβάθρου (*in situ*), με σκοπό τον προσδιορισμό της ειδικής αντίστασης των σχηματισμών στη θέση εμφάνισης τους. Πιο συγκεκριμένα εκτελέστηκαν :

- είκοσι τέσσερις (24) βυθοσκοπήσεις σε ανθρακικές εμφανίσεις της ενότητας Τρίπολης,
- δύο (2) βυθοσκοπήσεις σε εμφανίσεις του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης,
- είκοσι τέσσερις (24) βυθοσκοπήσεις σε ασβεστολιθικές εμφανίσεις της ενότητας Πίνδου,
- επτά (7) βυθοσκοπήσεις σε εμφανίσεις μαργαϊκών ασβεστόλιθων, των μεταβατικών προς το φλύσχη στρωμάτων της Πίνδου και
- δέκα πέντε (15) βυθοσκοπήσεις σε εμφανίσεις του φλύσχη της ενότητας Πίνδου.

Για κάθε κατηγορία σχηματισμού έχει συνταχθεί 'Πίνακας στοιχείων των *in situ* μετρήσεων', όπου περιλαμβάνονται η θέση και τα χαρακτηριστικά της βυθοσκόπησης (AB/2), η γεωλογική περιγραφή του σχηματισμού στη θέση διεξαγωγής και η τιμή της ειδικής αντίστασης που προσδιορίστηκε (βλ. πίνακα 5.2, 5.3, 5.4, 5.5 και 5.6).

Στις περισσότερες βυθοσκοπήσεις βαθμονόμησης τα ηλεκτρόδια ρεύματος (AB) αναπτύχθηκαν από 43 έως 200 μέτρα, εξασφαλίζοντας, σε κάθε περίπτωση βάθος έρευνας ικανό για τη μελέτη της ειδικής αντίστασης του υγιούς πετρώματος. Σε δεκατρείς (13) από αυτές απαιτήθηκε ανάπτυγμα των ηλεκτροδίων ρεύματος μεγαλύτερο των 200 μέτρων, ώστε να διευκρινιστεί πλήρως η ειδική αντίσταση του σχηματισμού ανάλογα με την κατάσταση του (περιπτώσεις καρστικοποίησης). Σε όλες τις *in situ* μετρήσεις λήφθηκε μέριμνα ώστε η γραμμή του ρεύματος AB να αναπτύσσεται σε ομαλό και ομοιογενές έδαφος. Ιδιαίτερη φροντίδα δόθηκε στις *αντιστάσεις επαφής* των ηλεκτροδίων στις μετρήσεις των ανθρακικών σχηματισμών. Με την χρησιμοποίηση πολλών ηλεκτροδίων και τη διαπτόση του εδάφους πάκτωσης με αλατούχο νερό, οι περισσότερες γεωηλεκτρικές καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης, δεν παρουσίασαν διασπορά των σημείων και ήταν 'ομαλές'.

Με τα αποτελέσματα της ερμηνείας των *in situ* μετρήσεων, σχεδιάστηκε ένα συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής των τιμών ειδικής αντίστασης μετά του βάθους, για κάθε σχηματισμό (βλ. εικ. 5.15, 5.18, 5.19, 5.20 & 5.24). Στο διάγραμμα αυτό παρουσιάζεται και η μέση κατανομή της ειδικής αντίστασης του σχηματισμού με το βάθος, όπως προέκυψε από την στατιστική επεξεργασία του συνόλου των *in situ* μετρήσεων κατά περίπτωση. Τέλος, υπολογίστηκε και η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης για κάθε σχηματισμό.

Από την συναξιολόγηση των μακροσκοπικών παρατηρήσεων υπαίθρου και του συγκεντρωτικού διαγράμματος των τιμών της ειδικής αντίστασης, οι σχηματισμοί του αλπικού υποβάθρου διακρίθηκαν σε επιμέρους λιθολογικούς σχηματισμούς :

- οι ανθρακικοί σχηματισμοί της ενότητας Τρίπολης, διακρίθηκαν σε καρστικούς και συμπαγείς (βλ. εικ. 5.16 & 5.17),
- οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, διακρίθηκαν σε ορίζοντες που επικρατούν οι πηλίτες και σε αυτούς που επικρατούν οι ασβεστόλιθοι (βλ. εικ. 5.21 & 5.22) και
- ο φλύσχος της ενότητας Πίνδου, διακρίθηκε σε πηλιτικό και ψαμμιτικό φλύσχη (βλ. εικ. 5.25 & 5.26).

5.2.2.α. Ειδική αντίσταση των ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας

Τρίπολης.

Για τον προσδιορισμό της ειδικής αντίστασης των ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας Τρίπολης, εκτελέστηκαν είκοσι τέσσερις (24) *in situ* μετρήσεις (βλ. εικ. 5.1 & πίνακα 5.2).

ΑΝΘΡΑΚΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΕΝΟΤΗΤΑΣ ΤΡΙΠΟΛΗΣ

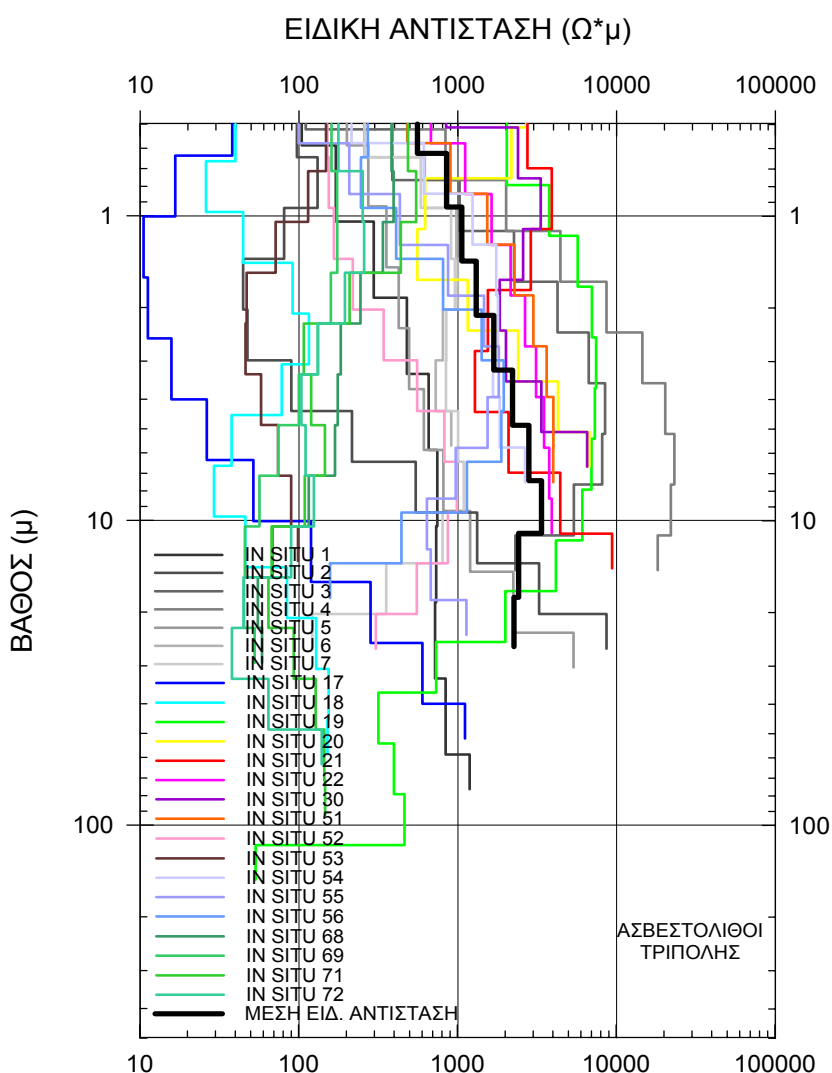
α/α	No INSITU	ΤΟΠΟΘΕΣΙΑ	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ	Ειδική αντίσταση*	AB/2 (μ)
1	1	Νεοχώρι	Ασβεστόλιθοι τεφροί άστρωτοι, επιφανειακά έντονα καρστικοποιημένοι. Διασχίζονται από πυκνό δίκτυο διακλάσεων πληρωμένων με αργιλικά υλικά.	1000	46,4
2	2	Νεοχώρι	Ασβεστόλιθοι τεφροί, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι, επιφανειακά έντονα καρστικοποιημένοι. Έντονη η παρουσία αργιλικών και πηλτικών υλικών που πληρώνουν τα καρστικά έγκοιλα και τις ρωγμές.	> 5000	68,1
3	3	Νεοχώρι	Ασβεστόλιθοι λευκότεφροι, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι.	> 5000	46,4
4	4	Νεοχώρι	Ασβεστόλιθοι τεφροί έως μαύροι, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι.	> 5000	46,4
5	5	Νεοχώρι	Ασβεστόλιθοι τεφροί-λευκότεφροι, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι.	3500	46,4
6	6	Ζευγολαπί	Ασβεστόλιθοι τεφροί, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι. Παρατηρείται πυκνό δίκτυο διακλάσεων. **Ο παραπάνω συμπαγής σχηματισμός από την βυθοσκόπηση και σε βάθος >10μ φαίνεται να μεταβαίνει σε έντονα καρστικοποιημένο ασβεστόλιθο.	920 179	68,1
7	7	Ζευγολαπί	Ασβεστόλιθοι τεφροί, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι, επιφανειακά μερικώς καρστικοποιημένοι. **Ο παραπάνω σχηματισμός σε βάθος >5μ φαίνεται να μεταβαίνει σε καρστικοποιημένο ασβεστόλιθο.	1450 407	46,4
8	17	Μηλίδες	Ασβεστόλιθοι μαύροι, έντονα τεκτονισμένοι και παραμορφωμένοι, άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι. Έντονη η παρουσία αργιλικών και πηλτικών υλικών.	430	68,1
9	18	Μηλίδες	Ασβεστόλιθοι μαύροι, άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι έντονα τεκτονισμένοι και παραμορφωμένοι (πλησίον του μετώπου επώθησης της Πίνδου). Είναι εμφανής η ανάπτυξη καρστικού συστήματος.	210	147,0
10	19	ΒΔ Καρακοβούνη	Ασβεστόλιθοι τεφροί, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι, καρστικοποιημένοι. **Σε βάθος >10μ μεταβαίνουν σε καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους (ανάπτυξη καρστικού αγωγού στα 30μ. από κέντρο βυθοσκόπησης)	> 5000 < 200	464,0
11	20	Ζευγολαπί	Ασβεστόλιθοι τεφροί, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι.	4650	21,5
12	21	Παρόριο	Ασβεστόλιθοι τεφροί-λευκότεφροι, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι, βιτουμενιούχοι.	> 5000	31,6
13	22	Όρος Καρακοβούνη	Ασβεστόλιθοι τεφροί, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι.	3200	31,6
14	30	Όρος Καρακοβούνη	Ασβεστόλιθοι τεφροί, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι, δολομιτωμένοι.	4700	21,5
15	51	Σιμάδες	Ασβεστόλιθοι λευκότεφροι-τεφροί, παχυστρωματώδεις (S: 45/050, 40/052) έως άστρωτοι.	3400	21,5
16	52	Κάψας	Ασβεστόλιθοι μαύροι, άστρωτοι, τεκτονισμένοι και επιφανειακά καρστικοποιημένοι. **Βαθύτερα (>14μ) μεταβαίνουν σε καρστικοποιημένους ασβεστολίθους.	1450 300	68,1
17	53	Κάψας	Ασβεστόλιθοι μαύροι έως τεφροί, επιφανειακά έντονα καρστικοποιημένοι.	92	31,6
18	54	Κάψας	Ασβεστόλιθοι μαύροι, άστρωτοι, συμπαγείς.	2150	21,5
19	55	Κάψας	Ασβεστόλιθοι τεφροί, έντονα δολομιτωμένοι, παχυστρωματώδεις, με στρώση (S) 45/210, 45/180, 35/180, 30/200) και πάχος οριζόντων περίπου 50 cm.	1470	68,1
20	56	Όρος Κοφινάς	Μαύροι έως τεφροί παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι, τεκτονισμένοι και καρστικοποιημένοι. **Σε βάθος >8μ μεταβαίνουν σε καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους.	1900 < 200	46,4
21	68	Ανατολικό Μαίναλο	Ασβεστόλιθοι λευκοί, επιφανειακά έντονα καρστικοποιημένοι. **Σε βάθος >10μ Μεταβαίνουν σε καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους.	350 < 200	68,1
22	69	Ανατολικό Μαίναλο	Ασβεστόλιθοι τεφροί, παχυστρωματώδεις, άστρωτοι, καρστικοποιημένοι με έντονη την εμφάνιση επιφανειακών στηλαιώσεων.. **Σε βάθος >5μ μεταβαίνουν σε καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους.	180 < 100	68,1
23	71	Ανατολικό Μαίναλο	Ασβεστόλιθοι λευκοί-υπόλευκοι, παχυστρωματώδεις, καρστικοποιημένοι. **Σε βάθος >3μ μεταβαίνουν σε καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους.	450 < 150	215,0
24	72	Ανατολικό Μαίναλο	Ασβεστόλιθοι τεφροί, παχυστρωματώδεις, άστρωτοι, καρστικοποιημένοι. **Σε βάθος >10μ μεταβαίνουν σε καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους.	250 < 100	147,0

* Σε Ωμ. , ** Από την επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων.

Πίνακας 5.2: Στοιχεία των *in situ* μετρήσεων στους ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Τρίπολης.
Table 5.2: Data table presenting *in situ* measurements for calcareous formations of Tripolis Unit.

Στην εικόνα 5.15 παρουσιάζεται το συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος για τους ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης. Όπως προκύπτει από το διάγραμμα, οι ειδικές αντιστάσεις καλύπτουν συνολικά ένα μεγάλο εύρος τιμών από 30 Ωμ έως 9000 Ωμ. Για βάθη μεγαλύτερα των 2 μέτρων το διάγραμμα διακρίνεται σε δύο επιμέρους ομάδες:

- η πρώτη ομάδα εμφανίζει χαμηλές τιμές ειδικών αντιστάσεων (50 - 400 Ωμ), που λιθολογικά αντιστοιχούν σε μη συμπαγείς εμφανίσεις του σχηματισμού, ενώ
- η δεύτερη ομάδα, εμφανίζει υψηλότερες τιμές ειδικής αντίστασης (>400 Ωμ), που λιθολογικά αποδίδονται σε περισσότερο συμπαγείς εμφανίσεις του.

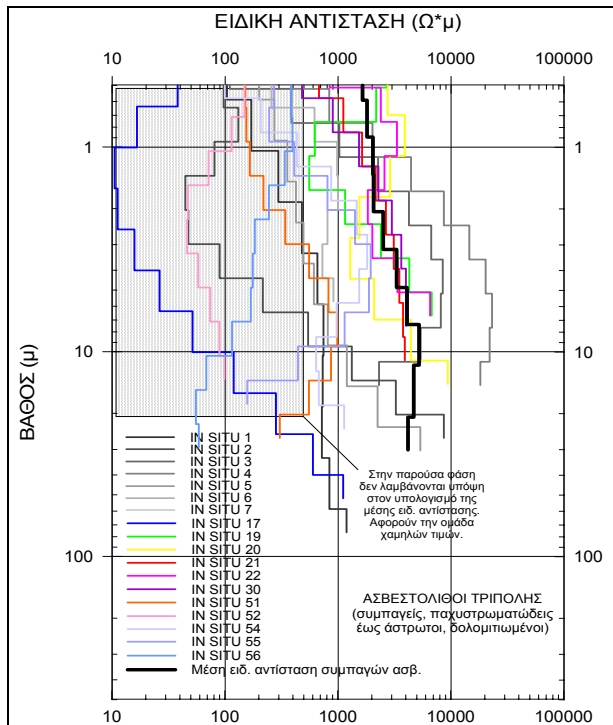


Εικόνα 5.15: Συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής ειδ. αντίστασης με το βάθος, των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, όπως προέκυψε από την αξιολόγηση όλων των *in situ* μετρήσεων.

Figure 5.15: Combined diagram of resistivity distribution with depth, for calcareous formations of Tripolis Unit, derived from the evaluation of all available *in situ* measurements.

Στο συγκεντρωτικό διάγραμμα της εικόνας 5.15 παρουσιάζεται η κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος για το σύνολο των μετρήσεων. Η κατανομή αυτή αυξάνεται από 850 Ωμ (βάθος 1 μ.) σε 3350 Ωμ (βάθος 10 μ.). Πέραν του βάθους των 10 μ. η ειδική αντίσταση μειώνεται στα 2250 Ωμ (βάθος 30 μ.).

Έτσι, η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης που υπολογίζεται για τους ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης είναι 1850 ± 885 Ωμ.



Εικόνα 5.16: Συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής ειδ. αντίστασης με το βάθος, των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, που εμφανίζουν υψηλές τιμές ειδ. αντίστασης (>400 Ωμ).

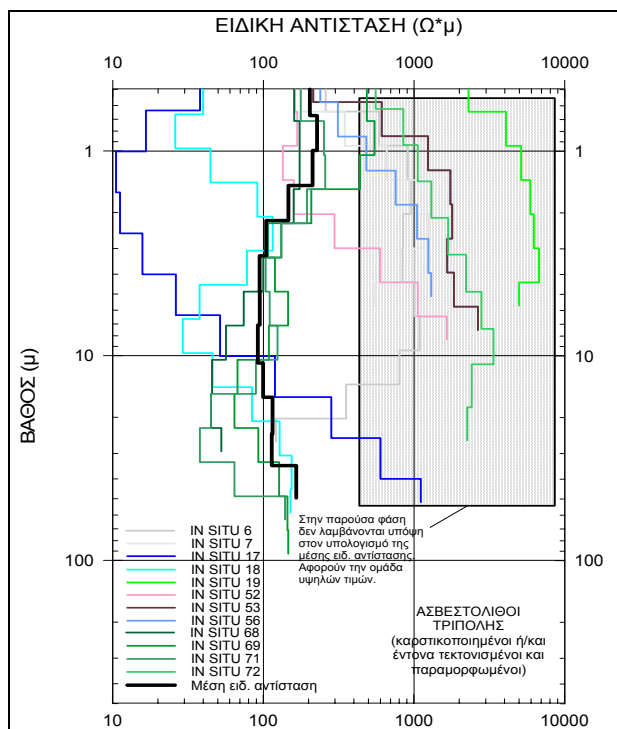
Figure 5.16: Combined diagram of resistivity distribution with depth of Tripolis Unit calcareous formations, displaying relatively high electrical resistivity values (>400 Ωm).

Στο διάγραμμα της εικόνας 5.16 γίνεται αναφορά των δεκαοκτώ (18) *in situ* μετρήσεων (βλ. υπόμνημα εικόνας), που εμφανίζουν υψηλές τιμές ειδικής αντίστασης (μεγαλύτερες των 400 Ωμ). Οι υπόλοιπες *in situ* μετρήσεις (γραμμοσκιασμένο πλαίσιο της εικόνας 5.16) που αφορούν τη ομάδα χαμηλών τιμών ειδικής αντίστασης παρουσιάζονται στα επόμενα (βλ. εικ. 5.17).

Η κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος για την ομάδα αυτή, κυμαίνεται από 2000 Ωμ (βάθος 1 μ.) έως 5200 Ωμ (βάθος 10 μ.) και η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης που προκύπτει είναι 3200 ± 1275 Ωμ και θεωρείται αντιπροσωπευτική των συμπαγών

ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας Τρίπολης.

Στο διάγραμμα της εικόνας 5.17 γίνεται αντίστοιχα αναφορά για τις δώδεκα (12) *in situ* μετρήσεις (βλ. υπόμνημα εικόνας), που εμφανίζουν μικρές (για ανθρακικούς σχηματισμούς) τιμές ειδικής αντίστασης (μικρότερες των 400 Ωμ). Σε αυτή τη φάση η ομάδα των υψηλών τιμών (γραμμοσκιασμένο πλαίσιο της εικόνας 5.17) δεν λαμβάνεται υπόψη.



Εικόνα 5.17: Συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής ειδ. αντίστασης με το βάθος, των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, που εμφανίζουν μικρές τιμές ειδ. αντίστασης (<400 Ωμ).

Figure 5.17: Plot showing the resistivity distribution with depth, of Tripolis Unit calcareous formations, displaying relatively low electrical resistivity values (<400 Ωm).

Η κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος για την ομάδα αυτή, κυμαίνεται από 210 Ωμ (βάθος 1 μ.) έως 115 Ωμ (βάθος 30 μ.) και η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης που προκύπτει είναι 140 ± 49 Ωμ. Η τιμή αυτή θεωρείται αντιπροσωπευτική των καρστικοποιημένων ή και έντονα τεκτονισμένων ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας Τρίπολης.

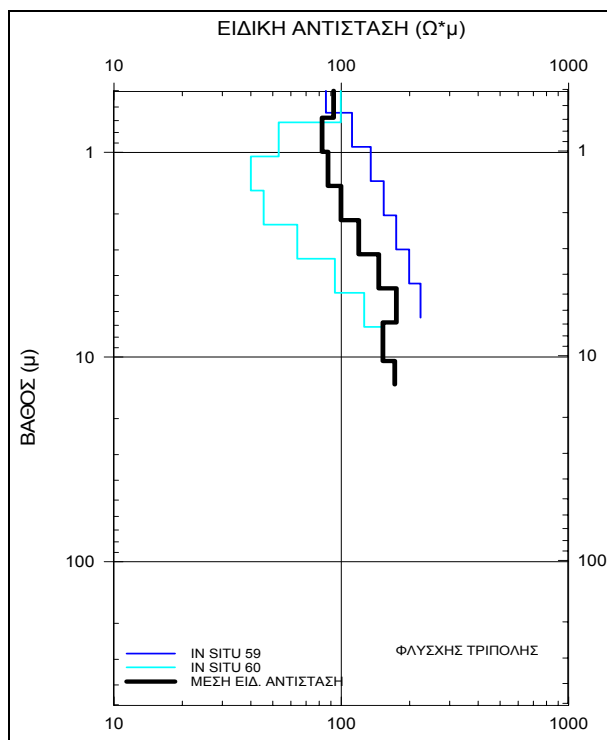
5.2.2.β. Ειδική αντίσταση του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης.

Για τον προσδιορισμό της ειδικής αντίστασης του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης, εκτελέστηκαν μόνο δύο (2) *in situ* μετρήσεις (59 και 60), αφού οι επιφανειακές εμφανίσεις του σχηματισμού στα κράσπεδα της λεκάνης περιορίζονται στην περιοχή Μερκοβουνίου, στο άλσος Αγ. Γεωργίου Τριπόλεως (βλ. εικ. 5.1 και πίνακα 5.3).

ΦΛΥΣΧΗΣ ΕΝΟΤΗΤΑΣ ΤΡΙΠΟΛΗΣ

α/α	No INSITU	ΤΟΠΟΘΕΣΙΑ	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ	Ειδική αντίσταση*	AB/2 (μ)
1	59	Μερκοβούνι	Πηλιτικός φλύσχη με λεπτές ασβεστολιθικές ενδιαστρώσεις. Αποτελεί τους κατώτερους στρωματογραφικά ορίζοντες του φλύσχη.	< 190	14,7
2	60	Μερκοβούνι	Πηλιτικός φλύσχη, κατά τόπους με λεπτές ασβεστολιθικές ενδιαστρώσεις. Αποτελεί τους κατώτερους στρωματογραφικά ορίζοντες του φλύσχη.	< 170	31,6

* Σε Ωμ.

Πίνακας 5.3: Στοιχεία των *in situ* μετρήσεων του φλύσχη της εν. Τρίπολης.**Table 5.3:** Data table presenting *in situ* measurements for flysch of Tripolis Unit.

Εικόνα 5.18: Συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος, του φλύσχη της εν. Τρίπολης, όπως προέκυψε από την αξιολόγηση όλων των *in situ* μετρήσεων.

Figure 5.18: Combined diagram of resistivity distribution with depth, for flysch of Tripolis Unit, after the evaluation of all available *in situ* measurements.

Στην εικόνα 5.18 παρουσιάζεται το συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος, για το φλύσχη της ενότητας Τρίπολης. Όπως προκύπτει από το διάγραμμα αυτό, οι ειδικές αντιστάσεις καλύπτουν ένα εύρος τιμών από 40 έως 220 Ωμ. Οι ειδικές αντιστάσεις 40-80 Ωμ της *in situ* No 60 (βάθος 1,5-2 μ.) αντιστοιχούν σε επιφανειακό απόσθρωμένο σχηματισμό με αργίλους και πηλούς.

Εντούτοις, και οι δύο μετρήσεις εντοπίζουν ένα σχηματισμό ειδικής αντίστασης περίπου 170 Ωμ, που αποδίδεται στον φλύσχη της ενότητας Τρίπολης. Από τις μακροσκοπικές (ασβεστολιθικές

διαστρώσεις) και την αξιολόγηση των μετρήσεων, προκύπτει ότι πρόκειται για τους κατώτερους στρωματογραφικούς ορίζοντες του φλύσχη, τους πλησιέστερους στους ασβεστόλιθους της ενότητας Τρίπολης.

Παρά το γεγονός ότι το δείγμα των δύο (2) βυθοσκοπήσεων είναι μικρό για περαιτέρω στατιστική επεξεργασία, εντούτοις πιστεύεται ότι η *κλιμακωτή κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης* του διαγράμματος της εικόνας 5.18, κρίνεται ότι ανταποκρίνεται γενικά στις μέσες ειδικές αντιστάσεις του σχηματισμού, διότι οι μετρήσεις διεξήχθησαν σε αντιπροσωπευτικές εμφανίσεις του σχηματισμού αυτού. Σύμφωνα με τη κατανομή της ειδ. αντίστασης, η τιμή της αυξάνεται από 90 (βάθος 1 μ.) σε 140-185 Ωμ (βάθος 10 μ.).

Ως μέση τιμή της ειδικής αντίστασης του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης λήφθηκε η τιμή των 150 Ωμ.

5.2.2.γ. Ειδική αντίσταση των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου.

Για τον προσδιορισμό της ειδικής αντίστασης των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου, εκτελέστηκαν είκοσι τέσσερις (24) *in situ* μετρήσεις (βλ. εικ. 5.1 και πίνακα 5.4).

ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ ΕΝΟΤΗΤΑΣ ΠΙΝΔΟΥ

α/α	No INSITU	ΤΟΠΟΘΕΣΙΑ	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ	Ειδική αντίσταση*	AB/2 (μ)
1	8	Σάγκα	Ασβεστόλιθοι πολυπτυχωμένοι, τεφροί-υπόλευκοι, με παρεμβολές ερυθρών και πράσινων ηλιθικών ενστρώσεων.	290	46,4
2	9	Σάγκα	Ασβεστόλιθοι τεφροί-υπόλευκοι, παχυπλακώδεις με μεγάλες κερατολιθικές διαστρώσεις.	1040	21,5
3	10	Σάγκα	Ασβεστόλιθοι τεφροί-υπόλευκοι, πτυχωμένοι, κατακερματισμένοι, με λεπτές κερατολιθικές ενδιαστρώσεις.	410	21,5
4	11	Σάγκα	Ασβεστόλιθοι τεφροί-υπόλευκοι, κατακερματισμένοι, πτυχωμένοι, με παρεμβολές μαργαϊκών, ηλιθικών και λεπτών κερατολιθικών ενστρώσεων.	330	21,5
5	12	Σάγκα	Ασβεστόλιθοι λευκοί-τεφροί, συμπαγείς. Κατά τόπους παρατηρούνται ενδιαστρώσεις ιωδών κερατολιθών.	950	21,5
6	13	Σάγκα	Ασβεστόλιθοι τεφροί-υπόλευκοι, κατακερματισμένοι, πτυχωμένοι, με ενστρώσεις μαργαϊκών ασβεστόλιθων και ηλιθίων.	290	21,5
7	14	Σάγκα	Ασβεστόλιθοι τεφροί-υπόλευκοι, πολυπτυχωμένοι.	550	21,5
8	15	Νεοτάνη	Ασβεστόλιθοι ερυθροί, λεπτοπλακώδεις, πτυχωμένοι, με ενδιαστρώσεις κερατολιθών.	800	21,5
9	16	Νεοτάνη	Ασβεστόλιθοι ερυθροί, λεπτοπλακώδεις, πτυχωμένοι, στους οποίους παρατηρούνται ενδιαστρώσεις ιωδών και πράσινων κερατολιθών.	900	21,5
10	23	Όρος Βουνό (Νεοτάνη)	Ασβεστόλιθοι τεφροί-υπόλευκοι, πολυπτυχωμένοι, με μικρές παρεμβολές ιωδών και πράσινων ασβεστομαργαϊκών ενστρώσεων.	415	21,5
11	24	Όρος Βουνό (Νεοτάνη)	Ασβεστόλιθοι τεφροί-υπόλευκοι, πολυπτυχωμένοι, επιφανειακά καρστικοποιημένοι.	450	46,4
12	25	Πικέρνης	Εναλλαγές ερυθρών-μπεζ ασβεστολιθών με ανεπτυγμένη επιφανειακή καρστικοποίηση.	365	68,1
13	33	Αρτεμίσιο	Ασβεστόλιθοι ερυθροί, λεπτοπλακώδεις, πολυπτυχωμένοι, στους οποίους παρατηρούνται συχνές διακλάσεις που έχουν πληρωθεί δευτερογενώς με ασβεστικό υλικό (S: 50/100, 65/140, 60/100)	310	31,6
14	34	Αρτεμίσιο	Ασβεστόλιθοι ερυθροί, λεπτοπλακώδεις, πτυχωμένοι, στους οποίους παρατηρούνται έντονες διακλάσεις (S: 50/150, 55/160, 80/150 40/125)	510	46,4
15	35	Αρτεμίσιο	Ασβεστόλιθοι ερυθροί έως ιώδεις, ιδιαίτερα λεπτοπλακώδεις και πολυπτυχωμένοι. Παρατηρούνται συστηματικές επιφάνειες διακλάσεων. (S: 25/100 ,25/120 ,30/030 ,70/110, 80/330)	430	46,4
16	40	Όρος Κούκουρα	Εναλλαγές ερυθρών και λευκών-φαιών λεπτοπλακωδών και πολυπτυχωμένων ασβεστολιθών (S: 25/170).	415	68,1
17	43	Όρος Κούκουρα	Ασβεστόλιθοι φαιοί-φαιοκίτρινοι, λεπτοπλακώδεις, με μικρές ενδιαστρώσεις ερυθρών ηλιθίων (S: 30/065).	380	68,1
			**Ο παραπάνω σχηματισμός σε βάθος >10 μ. φαίνεται να μεταβαίνει σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους.	120	
18	44	Λόφος Γκορτσούλι	Εναλλαγές ασβεστολιθών, μαργαϊκών ασβεστολιθών και ερυθρών ηλιθίων.	335	68,1
			**Ο παραπάνω σχηματισμός σε βάθος >35μ.-40 μ. φαίνεται να μεταβαίνει σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους.	165	
19	45	Λόφος Γκορτσούλι	Ασβεστόλιθοι λευκοί-τεφροί, συμπαγείς. Κατά τόπους παρατηρούνται ενδιαστρώσεις κερατολιθών.	660	46,4
			**Ο παραπάνω σχηματισμός σε βάθος >6 μ. φαίνεται να μεταβαίνει σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους.	250	
20	46	Λόφος Γκορτσούλι	Ασβεστόλιθοι φαιοκίτρινοι, πλακώδεις, έντονα πτυχωμένοι. Κατά τόπους παρατηρούνται λεπτές ενδιαστρώσεις μαργαϊκών ασβεστολιθών.	315	68,1
			**Ο παραπάνω σχηματισμός σε βάθος >20 μ. φαίνεται να μεταβαίνει σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους.	180	
21	47	Λόφος Γκορτσούλι	Ασβεστόλιθοι φαιοί, λεπτοπλακώδεις με ενδιαστρώσεις ερυθρών ηλιθίων και μαργαϊκών ασβεστολιθών.	310	46,4
22	48	Όρος Μπαρμπέρι	Ασβεστόλιθοι λευκοί, λεπτοπλακώδεις, συνεκτικοί, με δίκτυο διακλάσεων που αναπτύσσονται σε δύο ταυλάχιστον συστήματα.	550	100,0
			**Ο παραπάνω σχηματισμός σε βάθος >10 μ. φαίνεται να μεταβαίνει σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους.	140	
23	49	Όρος Μπαρμπέρι	Εναλλαγές ερυθρών και λευκών-φαιών λεπτοπλακωδών ασβεστολιθών, έντονα πτυχωμένων και κατακερματισμένων (S: 25/170).	280	100,0
			**Ο παραπάνω σχηματισμός σε βάθος >10 μ. φαίνεται να μεταβαίνει σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους.	190	
24	57	Σκοπή	Ασβεστόλιθοι φαιοκίτρινοι-υπόλευκοι, λεπτοπλακώδεις, πτυχωμένοι και επιφανειακά καρστικοποιημένοι.	515	21,5

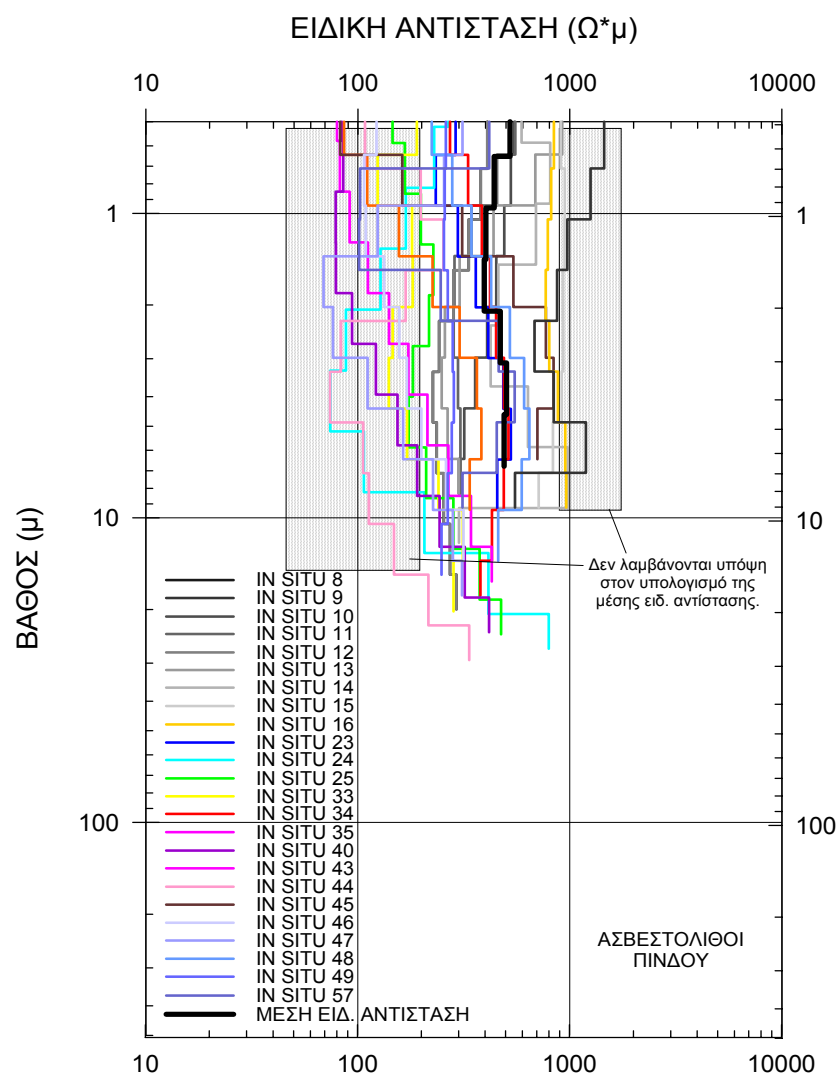
* Σε Ωμ

Πίνακας 5.4: Πίνακας στοιχείων των *in situ* μετρήσεων των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου.
Table 5.4: Data table presenting *in situ* measurements for limestones of Pindos Unit.

Στην εικόνα 5.19 παρουσιάζεται το συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος για τους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου. Οι ειδικές αντιστάσεις κυμαίνονται από 80 Ωμ έως 1100 Ωμ. Εάν μάλιστα δε, ληφθούν ξεχωριστά υπόψη οι πολύ χαμηλές και οι πολύ υψηλές τιμές ειδικής αντίστασης τότε διακρίνονται δύο κατηγορίες:

- Μία κατηγορία ειδικών αντιστάσεων μεταξύ 75 - 200 Ωμ, που αποδίδονται σε επιφανειακά στρώματα κατακερματισμένων ασβεστόλιθων με αργίλους ή σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους και
- Μία άλλη κατηγορία ειδικών αντιστάσεων μεταξύ 900 - 1200 Ωμ, που αποδίδονται σε ασβεστόλιθους κατά θέσεις πολύ συμπαγείς ή λεπτοπλακώδεις με κερατόλιθους.

Το εύρος των ειδικών αντιστάσεων που αποδίδεται σε τυπικές εμφανίσεις των ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου, είναι 200 - 900 Ωμ.



Εικόνα 5.19: Συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος, των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου, όπως προέκυψε από την αξιολόγηση όλων των *in situ* μετρήσεων.

Figure 5.19: Combined diagram of resistivity distribution with depth, for calcareous formations of Pindos Unit, after the evaluation of all available *in situ* measurements.

Στο συγκεντρωτικό διάγραμμα της εικόνας 5.19 παρουσιάζεται και η κλιμακωτή κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος, για το σύνολο των μετρήσεων. Στον υπολογισμό της δεν ελήφθησαν υπόψη οι ειδικές αντιστάσεις 75-250 Ωμ (γραμμοσκιασμένο πλαίσιο της εικόνας 5.19).

Η κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος διατηρείται σχεδόν σταθερή και κυμαίνεται από 400 Ωμ (βάθος 1 μ.) έως 500 Ωμ (βάθος 7 μ.). Η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης για τους ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου είναι 460 ± 47 Ωμ.

5.2.2.δ. Ειδική αντίσταση των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της ενότητας Πίνδου.

Για τον προσδιορισμό της ειδικής αντίστασης των μαργαϊκών ασβεστόλιθων των μεταβατικών προς το φλύσχη στρωμάτων της ενότητας Πίνδου, εκτελέστηκαν επτά (7) *in situ* μετρήσεις της ηλεκτρ. ειδικής αντίστασης (βλ. εικ. 5.1 και πίνακα 5.5).

ΜΕΤΑΒΑΤΙΚΑ ΠΡΟΣ ΤΟ ΦΛΥΣΧΗ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΤΗΣ ΕΝΟΤΗΤΑΣ ΠΙΝΔΟΥ

α/α	No INSITU	ΤΟΠΟΘΕΣΙΑ	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ	Ειδική αντίσταση*	AB/2 (μ)
1	29	Δυτικό Μπαρμπέρι	Εναλλαγές μαργαϊκών ασβεστόλιθων με πλακώδεις ασβεστόλιθους. Επικρατούν οι ανθρακικοί έναντι των μαργαϊκών σχηματισμών. Πρόκειται για τα μεταβατικά στρώματα, τα στρωματογραφικά πλησιέστερα στους ασβεστόλιθους (κατώτεροι ορίζοντες των μεταβατικών).	190	147,0
2	32	Μηλιές	Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι μπεζ, κίτρινοι-υποκίτρινοι με παρεμβολές ερυθρών πηλιτικών ενδιαστρώσεων. Πρόκειται για μεταβατικά στρώματα του φλύσχη, στρωματογραφικά πλησιέστερα στους ασβεστόλιθους (κατώτεροι ορίζοντες των μεταβατικών).	160	31,6
3	36	Καρούταινα	Πηλιτικός σχηματισμός στον οποίον παρεμβάλλονται συχνά ασβεστομαργαϊκές ενδιαστρώσεις. Δε συναντάται καθόλου ο ψαμίτης. Πρόκειται για τα μεταβατικά στρώματα, στρωματογραφικά πλησιέστερα στον φλύσχη, με γενική στρώση (S) 45/150. **Ο παραπάνω σχηματισμός μεταβαίνει βαθύτερα (>15μ.) σε σχηματισμό στον οποίο επικρατούν τα ανθρακικά και ασβεστομαργαϊκά στρώματα έναντι των πηλιτικών. Πρόκειται για τα μεταβατικά στρώματα, στρωματογραφικά πλησιέστερα στους ασβεστόλιθους.	70	147,0
				160	
4	37	Προφήτης Ηλίας (Καρούταινας)	Πηλίτες με συχνές ενδιαστρώσεις μαργαϊκών ασβεστόλιθων. Πρόκειται για τα μεταβατικά στρώματα του φλύσχη και μάλιστα για τους στρωματογραφικά υψηλότερους ορίζοντες (ορίζοντες πλησιέστερους στο φλύσχη).	75	100,0
5	41	Πικέρνης	Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι με <i>Clobotruncana</i> sp. (<i>A. Μαιστρίχτιο</i>). Κατά τόπους παρατηρούνται και κόνδυλοι πυριτιολίθων (<i>silex</i>). Πρόκειται για εμφάνιση τυπικών μεταβατικών στρωμάτων προς το φλύσχη.	80	68,1
6	42	Πικέρνης	Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι με <i>Clobotruncana</i> sp. Κατά τόπους παρατηρούνται κόνδυλοι πυριτιολίθων (<i>silex</i>), καθώς και μικρές και αραιές εμφανίσεις ανθρακικών σχηματισμών.	75	68,1
7	50	Μηλιές	Εναλλαγές μαργαϊκών ασβεστόλιθων με ερυθρούς-μωβ πηλίτες και ασβεστόλιθους. Πρόκειται για τα μεταβατικά στρώματα του φλύσχη, τα στρωματογραφικά πλησιέστερα στους ασβεστόλιθους (κατώτεροι ορίζοντες των μεταβατικών). **Ο παραπάνω σχηματισμός βαθύτερα (>8μ.) φαίνεται να μεταβαίνει σε σχηματισμό στον οποίο επικρατούν οι μαργαϊκοί σχηματισμοί έναντι των ανθρακικών. Πρόκειται σχηματισμούς στρωματογραφικά πλησιέστερα στο φλύσχη.	165	147,0
				50	

* Σε Ωμ. ** Από την επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων.

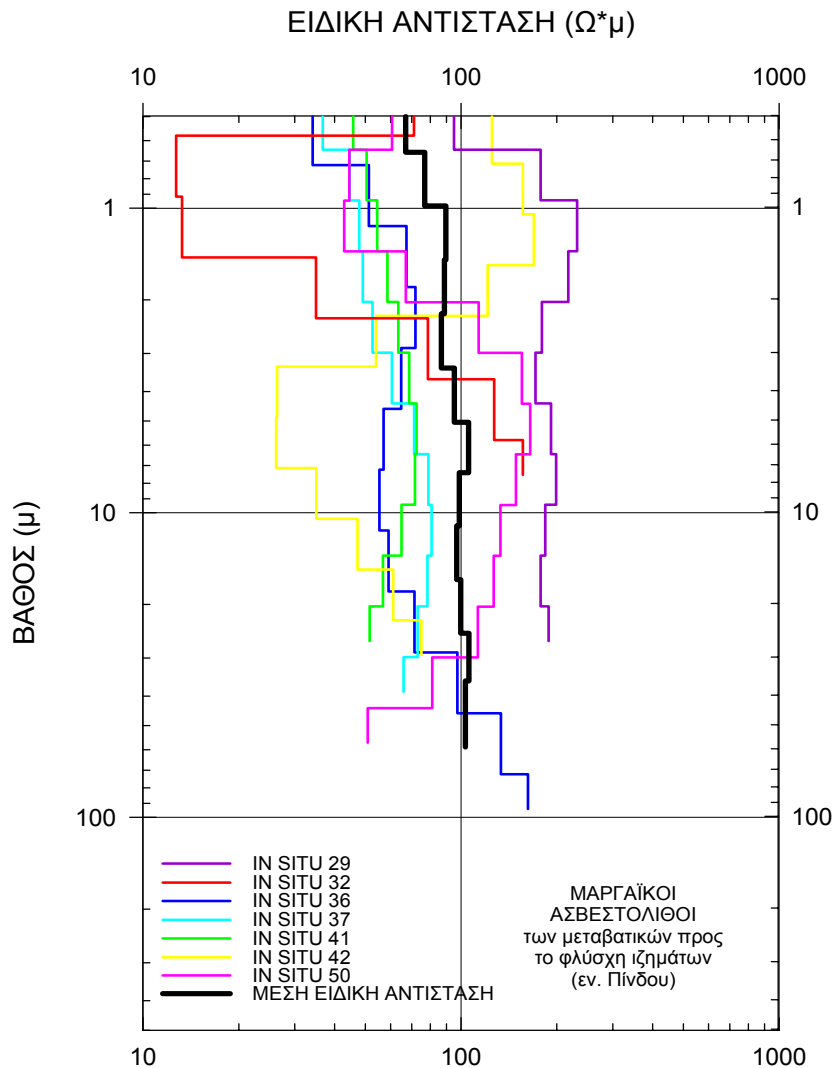
Πίνακας 5.5: Στοιχεία των *in situ* μετρήσεων των μαργαϊκών ασβεστόλιθων των μεταβατικών προς το φλύσχη στρωμάτων, της εν. Πίνδου.

Table 5.5: Data table presenting *in situ* measurements for marly limestones of the transitional beds to flysch, of Pindos Unit.

Στην εικόνα 5.20 παρουσιάζεται το *συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδικής αντίστασης με το βάθος* για τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου. Όπως προκύπτει από το διάγραμμα αυτό, οι ειδικές αντιστάσεις καλύπτουν συνολικά ένα εύρος τιμών από 45 έως 200 Ωμ, ενώ διακρίθηκαν δύο επιμέρους ομάδες:

- η πρώτη ομάδα, εμφανίζει χαμηλές τιμές ειδικής αντίστασης, 30 - 75 Ωμ, που αντιστοιχούν στους ανώτερους ορίζοντες των μεταβατικών στρωμάτων, τους πλησιέστερους προς το φλύσχη, στους οποίους επικρατούν οι πηλιτο-μαργαϊκές φάσεις, ενώ
- η δεύτερη ομάδα, εμφανίζει υψηλότερες τιμές ειδικής αντίστασης, 150 - 200 Ωμ, που αντιστοιχούν στους κατώτερους ορίζοντες των μεταβατικών στρωμάτων,

τους πλησιέστερους στους ασβεστόλιθους, στους οποίους επικρατούν οι ασβεστοπηλιτικές φάσεις.

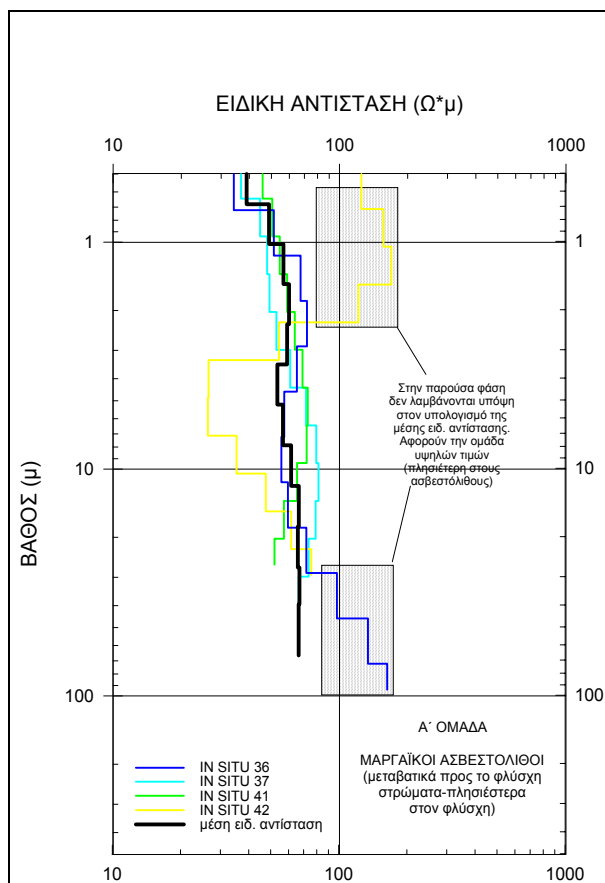


Εικόνα 5.20: Συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος, των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου, όπως προέκυψε από την αξιολόγηση όλων των *in situ* μετρήσεων.

Figure 5.20: Combined diagram of resistivity distribution with depth, for marly limestones of Pindos Unit, after the evaluation of all available *in situ* measurements.

Στο συγκεντρωτικό διάγραμμα της εικόνας 5.20 παρουσιάζεται, η κλιμακωτή κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος, όλων των *in situ* μετρήσεων. Η κατανομή αυτή παρουσιάζει μικρή διακύμανση τιμών, από 90 (βάθος 1 μ.) έως 105 $\Omega \cdot \mu$ (βάθος 20 μ.).

Η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης για τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους των μεταβατικών προς τον φλύσχη στρωμάτων της ενότητας Πίνδου, είναι $95 \pm 11 \Omega \cdot \mu$.



Εικόνα 5.21: Διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος, των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου, που εμφανίζουν χαμηλές τιμές ειδικής αντίστασης (< 70 Ωμ.).

Figure 5.21: Diagram of resistivity distribution with depth, for marly limestones of Pindos Unit, displaying relatively low electrical resistivity values (<70 Ωm).

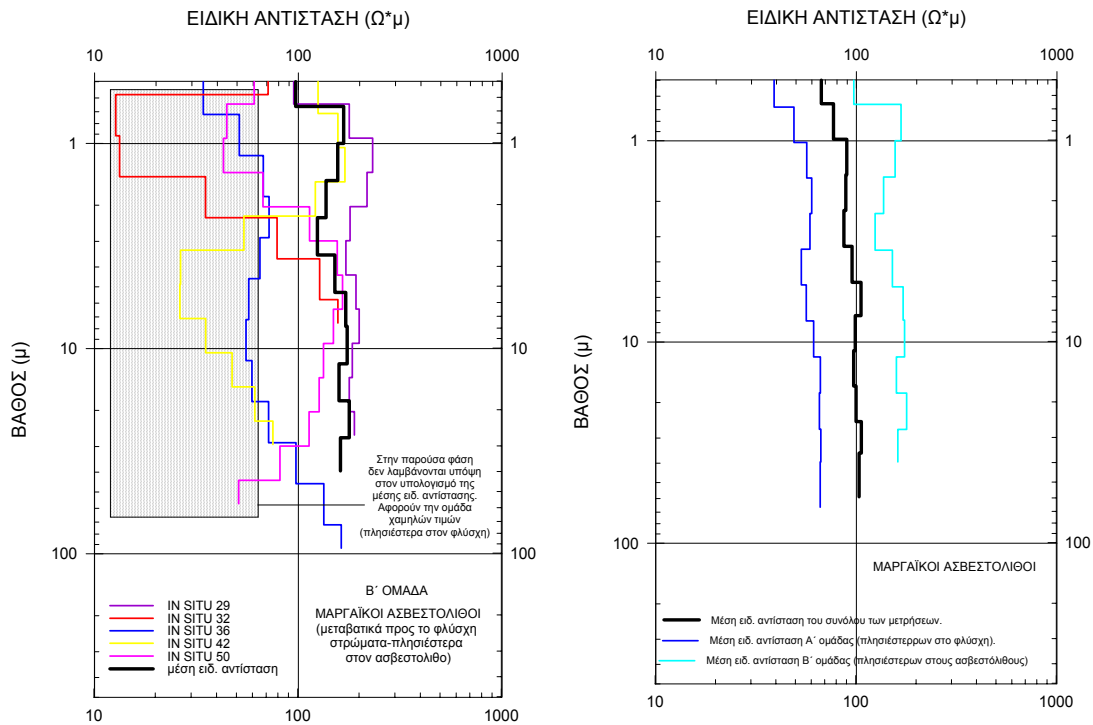
Στο διάγραμμα της εικόνας 5.21 γίνεται αναφορά των τεσσάρων (4) *in situ* μετρήσεων (βλέπε υπόμνημα εικόνας) που εμφανίζουν χαμηλές τιμές ειδικής αντίστασης (<70 Ωμ.). Οι υπόλοιπες μετρήσεις (γραμμοσκιασμένο πλαίσιο), που αφορούν την ομάδα υψηλών τιμών αναφέρονται, ξεχωριστά παρακάτω (βλ. εικ. 5.22).

Η κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος για την ομάδα αυτή, κυμαίνεται από 55 (βάθος 1 μ.) έως 65 Ωμ (βάθος >15 μ.) και η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης που προκύπτει είναι 60 ± 8 Ωμ.

Στο διάγραμμα της εικόνας 5.22, γίνεται αντίστοιχα αναφορά για τις πέντε (5) *in situ* μετρήσεις που εμφανίζουν υψηλές τιμές ειδικής

αντίστασης (>70 Ωμ.). Σε αυτή την επεξεργασία, η ομάδα των χαμηλών τιμών (γραμμοσκιασμένο πλαίσιο) δεν λαμβάνεται υπόψη.

Η κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος για την ομάδα αυτή, κυμαίνεται από 120 (βάθος 2 μ.) έως 180 Ωμ (βάθος >13 μ.) και η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης που προκύπτει είναι 155 ± 22 Ωμ. Η τιμή αυτή είναι αντιπροσωπευτική των κατώτερων οριζόντων των μεταβατικών στρωμάτων, των πλησιέστερων στους ασβεστόλιθους.



Εικόνα 5.22: Διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος, των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου, που εμφανίζουν υψηλές τιμές ειδικής αντίστασης (>70 Ωμ).

Figure 5.22: Diagram of resistivity distribution with depth, for marly limestones of Pindos Unit, displaying relatively high electrical resistivity values (>70 Ωm).

Εικόνα 5.23: Διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος, των δύο (2) ομάδων και της ομάδας συνολικά, των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου.

Figure 5.23: Comparison diagram showing the resistivity distribution with depth between the whole group and the two sub-groups of marly limestone of Pindos Unit.

Τέλος, στο διάγραμμα της εικόνας 5.23 απεικονίζεται η κλιμακωτή κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης των δύο ομάδων που προέρχονται από τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους καθώς και η κλιμακωτή κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης του συνόλου των *in situ* μετρήσεων, για να δειχθεί καλύτερα το εύρος των τιμών της ειδ. αντίστασης αυτών, αφενός και να εκτιμηθεί η απόκλιση των τιμών αυτών από μία τυπική μέση τιμή, αφετέρου. Έτσι, είναι δυνατό να ορισθούν τα όρια των ειδ. αντιστάσεων μέσα στον ίδιο γεωλογικό σχηματισμό και να χαρακτηριστεί αυτός ανάλογα με τη στρωματογραφική του θέση (πλησιέστερα προς το φλύσχη ή προς τον ασβεστόλιθο). Η χρησιμότητα ενός τέτοιου διαχωρισμού είναι πολύ σημαντική για τη κατανόηση και την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών αποτελεσμάτων.

5.2.2.ε. Ειδική αντίσταση του φλύσχη της ενότητας Πίνδου.

Για τον προσδιορισμό της ειδικής αντίστασης του φλύσχη της ενότητας Πίνδου, εκτελέστηκαν δεκαπέντε (15) *in situ* μετρήσεις (βλ. εικ. 5.1 και πίνακα 5.6).

ΦΛΥΣΧΗΣ ΕΝΟΤΗΤΑΣ ΠΙΝΔΟΥ

α/α	No INSITU	ΤΟΠΟΘΕΣΙΑ	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ	* Ειδική αντίσταση	AB/2 (μ)
1	26	Ανατολικό Μπαρμπέρι	Πηλιτικός φλύσχος που αποτελείται από εναλλαγές πτυχωμένων ηλιτικών ενδιαστρώσεων και συμπαγών οριζόντων ψαμμιτών. Κατά τόπους παρατηρούνται λεπτοί πάγκοι μαργαϊκών ασβεστόλιθων.	33	68,1
2	27	Νότιο Μπαρμπέρι	Ψαμμικός φλύσχος με λεπτές ηλιτικές ενδιαστρώσεις.	44	68,1
3	28	Ανατολικό Μπαρμπέρι	Πηλιτικός φλύσχος με ενδιαστρώσεις λεπτών και συμπαγών οριζόντων ψαμμιτών, πάχους περίπου 10-15cm. Παρουσία μαργαϊκών ασβεστόλιθων.	29	68,1
4	31	Ανατολικό Μπαρμπέρι	Πηλιτικός φλύσχος με κατά τόπους αραιές εμφανίσεις λεπτών ψαμμικών ενστρώσεων. Η παρουσία μαργαϊκών ασβεστόλιθων είναι έντονη με την εμφάνιση πάγκων πάχους 30-50 cm (ανώτεροι οριζόντες μαργαϊκών ασβεστολίθων).	30	147,0
5	38	Πικέρνης	Ψαμμικός φλύσχος με λεπτές ενδιαστρώσεις ηλιτών. Το πάχος των ψαμμικών οριζόντων δεν ξεπερνά τα 10 cm και εμφανίζονται κατακερματισμένοι. Γενική στρώση 15/165	47	46,4
6	39	Πικέρνης	Εναλλαγές ψαμμιτών-ηλιτών με επικράτηση των ψαμμιτών, οι οποίοι εμφανίζονται σε λεπτούς οριζόντες, πάχους όχι μεγαλύτερου των 5 cm. Η παρουσία ηλιτικού υλικού είναι έντονη στην ευρύτερη περιοχή.	35	100,0
7	58	Μερκοβούμι	Ψαμμικός φλύσχος. Πρόκειται για εναλλαγές ψαμμιτών-ηλιτών με επικράτηση των ψαμμιτών. Οι ψαμμικοί οριζόντες εμφανίζονται κατακερματισμένοι, με πυκνό δίκτυο διακλάσεων. Στην ευρύτερη περιοχή παρατηρούνται και λεπτές ενδιαστρώσεις ηλιτών.	34	21,5
8	61	Μερκοβούμι	Ψαμμικός φλύσχος με λεπτές ενδιαστρώσεις ηλιτών. Οι ψαμμίτες εμφανίζονται σε λεπτούς πάγκους 5-10 cm κατακερματισμένους και πτυχωμένους.	35	46,4
9	62	Μερκοβούμι	Ψαμμικός φλύσχος με λεπτές ενδιαστρώσεις ηλιτών. Επικρατούν σαφώς οι ψαμμίτες με την παρουσία (κατά τόπους) συμπαγών πάγκων πάχους 30-40 cm.	41	46,4
10	63	Νότιο Μπαρμπέρι	Ψαμμικός φλύσχος με λεπτές ενδιαστρώσεις ηλιτών.	46	46,4
11	64	Περιοχή Διάσελο (Βόρεια Πικέρνη)	Πηλιτικός φλύσχος με λεπτές ψαμμικές ενδιαστρώσεις. Επικρατούν σαφώς οι ηλιτίτες.	32	46,4
12	65	Περιοχή Διάσελο (Βόρεια Πικέρνη)	Πηλιτικός φλύσχος με λεπτές ψαμμικές ενδιαστρώσεις πάχους 3-5 cm. Επικρατούν οι ηλιτίτες.	30	68,1
13	66	Πικέρνης	Ψαμμικός φλύσχος με λεπτές ενδιαστρώσεις ηλιτών.	40	68,1
14	67	Ανατολικό Μπαρμπέρι	Πηλιτικός φλύσχος με λεπτές ψαμμικές ενδιαστρώσεις. Επικρατούν σαφώς οι ηλιτίτες. Σημειώνεται η αραιή παρουσία λεπτών πάγκων μαργαϊκών ασβεστόλιθων στην ευρύτερη περιοχή.	32	100,0
15	70	Περιοχή Διάσελο (Βόρεια Πικέρνη)	Πηλιτικός φλύσχος που αποτελείται από εναλλαγές πτυχωμένων ηλιτικών ενδιαστρώσεων και συμπαγών οριζόντων ψαμμιτών.	31	46,4

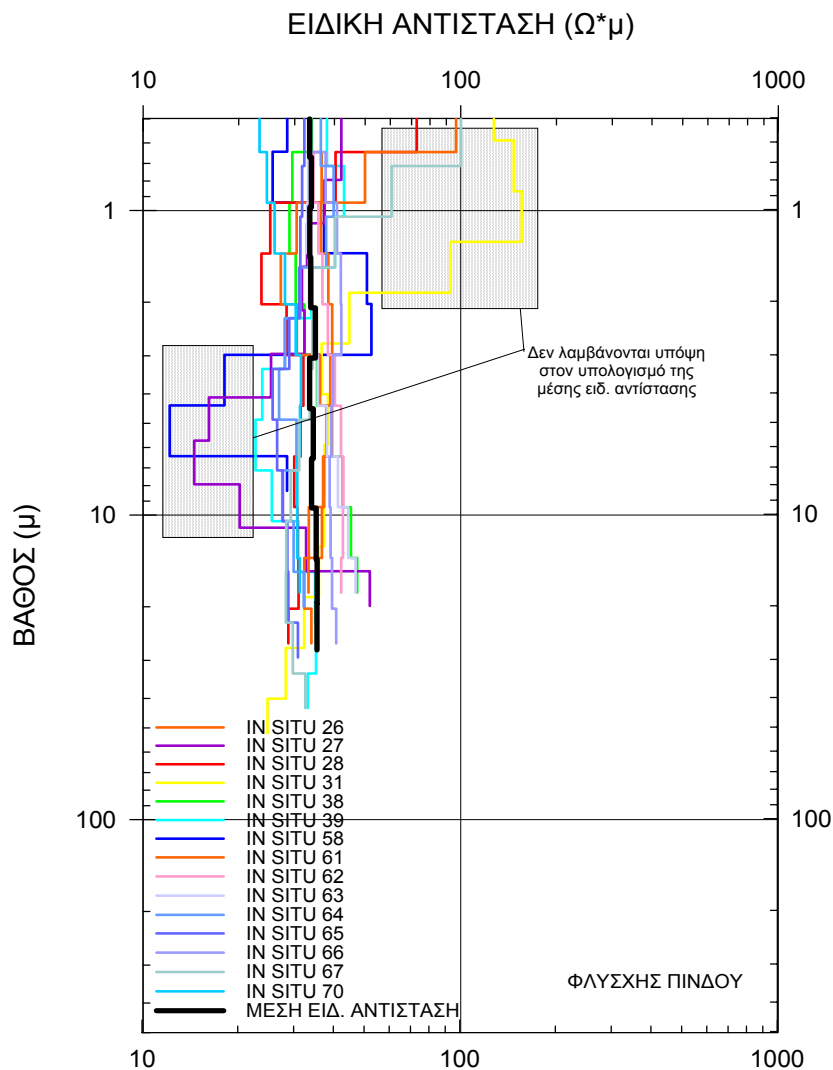
* Σε Ωμ

Πίνακας 5.6: Στοιχεία των *in situ* μετρήσεων του φλύσχη, της ενότητας Πίνδου.
Table 5.6: Data table presenting *in situ* measurements in the flysch of Pindos Unit.

Στην εικόνα 5.24 παρουσιάζεται το *συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος*, για το φλύσχη της ενότητας Πίνδου. Όπως προκύπτει από το διάγραμμα αυτό, οι ειδικές αντιστάσεις καλύπτουν ένα εύρος τιμών από 20 έως 50 Ωμ, δεδομένου ότι δεν ελήφθησαν υπόψη οι χαμηλές (12-20 Ωμ) και υψηλές τιμές (50-150 Ωμ) (γραμμοσκιασμένα πλαίσια εικόνας), που οφείλονται σε γεωλογικές συνθήκες περιορισμένης έκτασης.

Στο ίδιο διάγραμμα (βλ. εικ. 5.24) παρουσιάζεται και η *κλιμακωτή κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος*, για το σύνολο των *in situ* μετρήσεων. Η κατανομή αυτή είναι περίπου σταθερή.

Η μέση τιμή της ειδικής αντίστασης που αποδίδεται στο φλύσχη της ενότητας Πίνδου στην περιοχή έρευνας, είναι $35 \pm 1,0 \Omega\mu$.



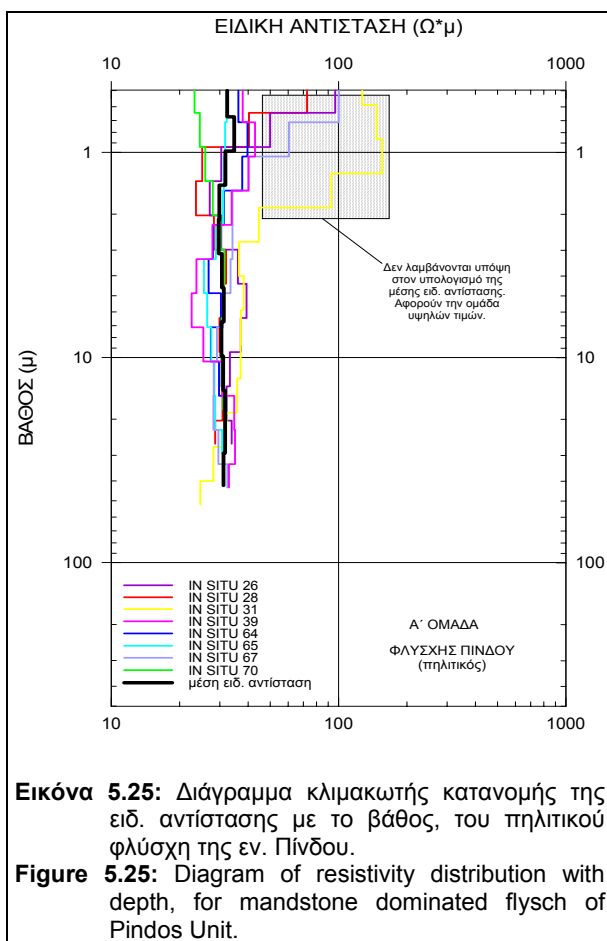
Εικόνα 5.24: Συγκεντρωτικό διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής ειδ. αντίστασης με το βάθος, για τον φλύσχη της εν. Πίνδου, όπως προέκυψε από την αξιολόγηση όλων των *in situ* μετρήσεων.

Figure 5.24: Combined diagram of resistivity distribution with depth, for Pindos Unit flysch, after the evaluation of all available *in situ* measurements.

Από τις μακροσκοπικές γεωλογικές παρατηρήσεις στις θέσεις των *in situ* μετρήσεων, ο φλύσχος της ενότητας Πίνδου, διακρίνεται σε δύο λιθολογικούς τύπους:

- i. τον πηλιτικό και
- ii. τον ψαμμιτικό.

Για το λόγο αυτό σχεδιάστηκαν ξεχωριστά συγκεντρωτικά διαγράμματα (βλ. Εικ. 5.25 και 5.26) για τους δύο φλυσχικούς τύπους, έτσι ώστε να υπολογιστούν οι ειδικές τους αντιστάσεις.



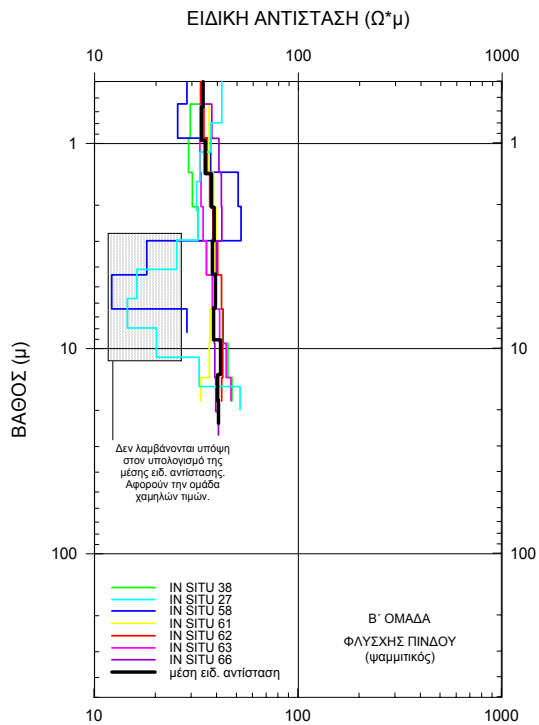
Στο διάγραμμα της εικόνας 5.25 γίνεται αναφορά οκτώ (8) *in situ* μετρήσεων που διεξήχθησαν σε εμφανίσεις φλύσχη, με επικράτηση των πηλιτών έναντι των ψαμμιτών. Στη φάση αυτή, η ομάδα των υψηλών τιμών (γραμμοσκιασμένο πλαίσιο), που αφορά μαργαίικούς ασβεστόλιθους, δεν ελήφθη υπόψη στην επεξεργασία των μετρήσεων.

Η κατανομή της μέσης ειδ. αντίστασης με το βάθος για την ομάδα αυτή, είναι περίπου σταθερή και ίση με $31 \pm 1,2 \Omega\mu$ και θεωρείται αντιπροσωπευτική μέση τιμή της ειδικής αντίστασης του πηλιτικού φλύσχη.

Στο διάγραμμα της εικόνας 5.26 γίνεται αντίστοιχα αναφορά για τις επτά (7) *in situ* μετρήσεις (βλέπε υπόμνημα εικόνας) που πραγματοποιήθηκαν σε εμφανίσεις φλύσχη με επικράτηση των ψαμμιτών. Σε αυτή τη φάση, η ομάδα των χαμηλών τιμών (γραμμοσκιασμένο πλαίσιο), που αποδίδονται σε ανάπτυξη περιορισμένης υδροφορίας, δεν ελήφθησαν υπόψη στην επεξεργασία των μετρήσεων.

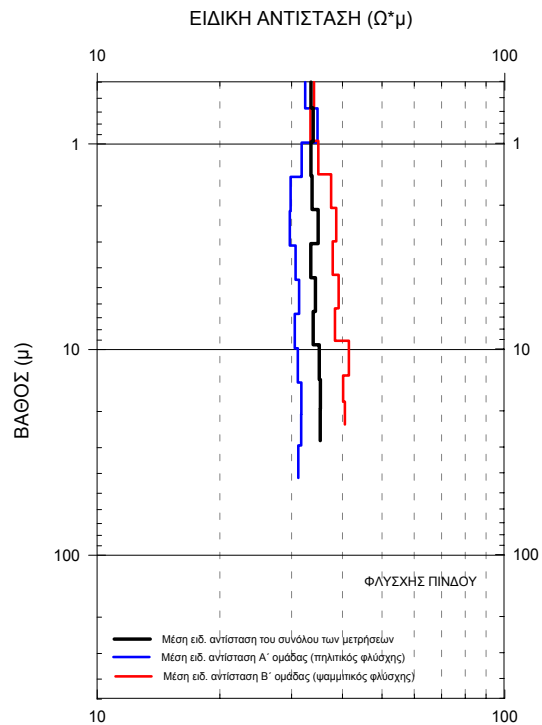
Η κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος για την ομάδα αυτή, είναι περίπου σταθερή και ίση με $38 \pm 2,6 \Omega\mu$ και θεωρείται αντιπροσωπευτική μέση ειδική αντίσταση του ψαμμιτικού φλύσχη.

Τέλος, οι κατανομές της μέσης ειδικής αντίστασης με το βάθος, των δύο λιθολογικών τύπων του φλύσχη (πηλιτικού και ψαμμιτικού) καθώς και η κατανομή της μέσης ειδικής αντίστασης του συνόλου των *in situ* μετρήσεων, αποτυπώνονται στο διάγραμμα της εικόνας 5.27.



Εικόνα 5.26: Διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος, του ψαμμιτικού φλύσχη της εν. Πίνδου.

Figure 5.26: Diagram of resistivity distribution with depth, for sandstone dominated flysch of Pindos Unit.



Εικόνα 5.27: Διάγραμμα κλιμακωτής κατανομής της ειδ. αντίστασης με το βάθος, των δύο ομάδων και των *in situ* μετρήσεων συνολικά, του φλύσχη της εν. Πίνδου.

Figure 5.27: Comparison of resistivity distribution with depth, between all *in situ* measurements and both sub-groups for flysch of Pindos Unit.

5.3. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Για την ερμηνεία και αξιολόγηση των γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων που αναπτύχθηκαν στην λεκάνη της Τρίπολης, πραγματοποιήθηκε μία σειρά γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων βαθμονόμησης των γεωλογικών σχηματισμών σε γεωτρήσεις και σε επιφανειακές εμφανίσεις. Συνολικά εκτελέστηκαν ογδόντα δύο (82) βυθοσκοπήσεις (10 σε γεωτρήσεις και 72 σε επιφανειακές εμφανίσεις των σχηματισμών), τα αναπτύγματα των οποίων ήταν τέτοια ώστε, στις μεν γεωτρήσεις να εξασφαλίζεται η βαθμονόμηση πλήρως μέχρι το βάθος ανόρυξης, στις δε *in situ* μετρήσεις να εκτείνεται μέχρι το υγιές πέτρωμα.

Από τις βυθοσκοπήσεις στις θέσεις των γεωτρήσεων αξιολογήθηκαν:

- οι τεταρτογενείς αποθέσεις (πλειστοκαινικά ιζήματα), δηλαδή οι πηλοί, άργιλοι, άμμοι και κορήματα. Να σημειωθεί ότι η βαθμονόμηση των σχηματισμών αυτών ήταν δυνατή μόνο στις θέσεις των γεωτρήσεων, λόγω της καταχώρησης των γεωτρητικών στοιχείων σε μητρώα και της περιγραφής της λιθοστρωματογραφικής δομής των γεωτρήσεων.
- οι ανθρακικοί σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου του αλπικού υπόβαθρου, δηλαδή οι ασβεστόλιθοι και οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι.

Στο πίνακα 5.7 παρουσιάζονται συγκεντρωτικά τα αποτελέσματα της βαθμονόμησης των γεωτρήσεων.

	Τύπος Σχηματισμού	*Εύρος τιμών ειδικής αντίστασης	*Μέση κατανομή ειδικής αντίστασης	*Μέση τιμή ειδικής αντίσταση	*Μέση ειδική αντίσταση σχηματισμού
ΜΕΤΑΛΠΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ	Πηλοί	11-45	13-24	18	21 ± 2,3
	Πηλοί με κορήματα (ανακατωμένος πηλός)	15-18	15-18	16	
	Άργιλοι (εναλλαγές ασβεστούχων /λιωδών αργίλων και άμμων)	18-33	18-33	24	
ΜΕΤΑΒΑΤΙΚΑ ΠΙΝΔΟΥ	Μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι	110-200	110- 200	150	150
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ ΠΙΝΔΟΥ	Ασβεστόλιθοι με υδροφορία.	235-600	280-500	400	400

* Σε Ωμ

Πίνακας 5.7: Συγκεντρωτικός πίνακας των ειδικών αντιστάσεων των γεωλογικών σχηματισμών, όπως προσδιορίστηκαν από τη βαθμονόμηση των γεωτρήσεων.

Table 5.7: Electrical resistivity values for each geological formation, as they have been determined from borehole calibration.

Από τις *in situ* μετρήσεις σε επιφανειακές εμφανίσεις των σχηματισμών στα κράσπεδα της λεκάνης, προσδιορίστηκαν οι ειδ. αντιστάσεις των σχηματισμών του αλπικού υποβάθρου της περιοχής μελέτης, ήτοι:

- οι ανθρακικοί σχηματισμοί της ενότητας Τρίπολης,

- ο φλύσσης της ενότητας Τρίπολης,
- οι ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου,
- τα μεταβατικά προς το φλύσχη στρώματα της ενότητας Πίνδου (μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι) και
- ο φλύσσης της ενότητας Πίνδου.

Στο πίνακα 5.8 παρουσιάζονται συγκεντρωτικά τα αποτελέσματα της βαθμονόμησης των εμφανίσεων των γεωλογικών σχηματισμών στα περιθώρια της λεκάνης, που αναμένεται να αποτελούν και το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής έρευνας.

	Τύπος σχηματισμού	* Εύρος τιμών ειδικής αντίστασης	* Μέση κατανομή ειδικής αντίστασης	* Μέση ειδική αντίσταση
ΑΝΘΡΑΚΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΤΡΙΠΟΛΗΣ	Συμπαγείς, παχυστρωματώδεις έως άστρωτοι ασβεστόλιθοι / δολομίτες.	3350 - >5000	1600-5200	3200 ± 1275
	Τυπικοί ασβεστόλιθοι.	400-3350	850-2250	1850 ± 885
	Ασβεστόλιθοι καρστικοποιημένοι ή/και έντονα τεκτονισμένοι και παραμορφωμένοι	50-400	115-210	140 ± 49
ΦΛΥΣΣΗΣ ΤΡΙΠΟΛΗΣ	Εναλλαγές πηλιτών και ψαμμιτών.	100-220	140-185	150
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ ΠΙΝΔΟΥ	Ασβεστόλιθοι σχετικά συμπαγείς ή ασβεστόλιθοι με κερατολίθους	850-1200	900-1100	1000
	Τυπικοί ασβεστόλιθοι Πίνδου (πτυχωμένοι και κερματισμένοι) με μικρές ενστρώσεις πηλιτών, κερατολίθων, ψαμμιτών	200-950	400-500	460 ± 47
	Ασβεστόλιθοι κατακερματισμένοι, πολυπτυχωμένοι και τοπικά καρστικοποιημένοι	80-250	110-215	160
ΜΕΤΑΒΑΤΙΚΑ ΠΙΝΔΟΥ	Κατώτεροι ορίζοντες με επικράτηση των ψαμμιτο-μαργαϊκών μελών	120-200	150-180	155 ± 22
	Τυπικοί μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι Πίνδου	90-105	90-105	95 ± 11
	Ανώτεροι ορίζοντες με επικράτηση των πηλιτο-μαργαϊκών μελών	50-75	55-65	60 ± 8
ΦΛΥΣΣΗΣ ΠΙΝΔΟΥ	Κατώτεροι φλυσχικοί ορίζοντες (κυρίως ψαμμιτικοί)	25-50	35-40	38 ± 2,6
	Τυπική ψαμμιτοπηλιτική ακολουθία Πινδικού φλύσχη	22-52	33-35	34 ± 1
	Ανώτεροι φλυσχικοί ορίζοντες (κυρίως πηλιτικοί)	22-42	30-32	31 ± 1,2

* Σε Ωμ

Πίνακας 5.8: Συγκεντρωτικός πίνακας ειδικών αντιστάσεων των γεωλογικών σχηματισμών, όπως βαθμονομήθηκαν από τις *in situ* μετρήσεις σε καθένα από αυτούς.

Table 5.8: Electrical resistivity values, as they have been calculated from *in situ* measurements, for each geological formation.

Στον πίνακα 5.9 παρουσιάζονται συγκεντρωτικά οι μέσες ειδικές αντιστάσεις των γεωλογικών σχηματισμών που διερευνήθηκαν, όπως αυτές αναφέρονται και στους επί μέρους πίνακες 5.7 και 5.8.

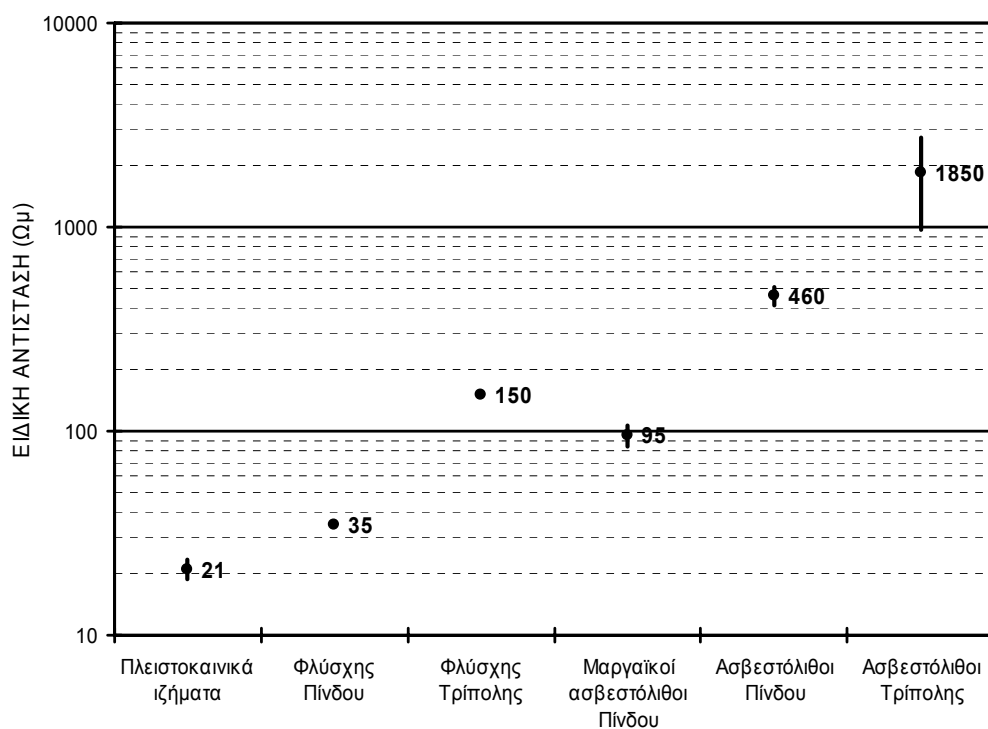
ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ		* Μέση ειδική αντίσταση	Βασικοί τύποι σχηματισμών	* Μέση ειδική αντίσταση
ΜΕΤΑΛΠΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ	ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ	21 ± 2,3	πηλοί	18
			πηλοί & άργιλοι	23
			άργιλοι	24
ΦΛΥΣΧΗΣ	ΦΛΥΣΧΗΣ ΠΙΝΔΟΥ	35 ± 1	πηλιτικός φλύσχης Πίνδου	31
	ΦΛΥΣΧΗΣ ΤΡΙΠΟΛΗΣ	<150	ψαμμιτικός φλύσχης Πίνδου	38
ΜΕΤΑΒΑΤΙΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ ΠΙΝΔΟΥ	ΜΑΡΓΑΪΚΟΙ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ ΠΙΝΔΟΥ	95 ± 11	‘ανώτερα’, πηλιτομαργαϊκά μελη	60
			‘κατώτερα’, ψαμμιτομαργαϊκά μελη	155
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ ΠΙΝΔΟΥ	460 ± 47	κατάκερματισμένοι, πολυπυκνωμένοι & κατά τόπους καρστικοποιημένοι	160
			με υδροφορία	400
			πυκνωμένοι & κερματισμένοι με μικρές ενστρώσεις πηλιτών, κερατολίθων, ψαμμιτών	460
			συμπαγείς ή με κερατολίθους	1000
	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΙ ΤΡΙΠΟΛΗΣ	1850 ± 885	καρστικοποιημένοι ή/και έντονα τεκτονισμένοι και παραμορφωμένοι	140
			συμπαγείς ή/και παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι και δολομίτες.	3200

* Σε Ωμ

Πίνακας 5.9: Συγκεντρωτικός πίνακας ειδικών αντιστάσεων για το σύνολο των γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής έρευνας.

Table 5.9: Electrical resistivity values table, as they have been calculated for each geological formation of the investigation area.

Στο διάγραμμα της εικόνας 5.28, απεικονίζονται οι γεωλογικοί σχηματισμοί της περιοχής που διερευνήθηκε, η μέση ειδική αντίστασή τους (βλ. πίνακα 5.9) και το εύρος τιμών που αντιστοιχεί στην τυπική τους απόκλιση ($\pm 1\sigma$). Να σημειωθεί ότι με το εύρος αυτό επιτυγχάνεται 68% πιθανότητα ώστε η τιμή της υπολογισθείσας ειδικής αντίστασης, να καθορίσει τον αντίστοιχο γεωλογικό σχηματισμό.



Εικόνα 5.28: Απεικόνιση της μέσης ειδ. αντίστασης (μαύρος κύκλος) και του εύρους αυτής (κατακόρυφη γραμμή) που εκφράζεται με την τυπική της απόκλιση ($\pm 1\sigma$), των σχηματισμών της περιοχής που διερευνήθηκε.

Figure 5.28: Diagram showing *mean resistivity* (black circle) and its range of values (vertical line) indicated by the standard deviation ($\pm 1\sigma$), for the geological formations in the investigated area.

6. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Στο Κεφάλαιο αυτό γίνεται αναφορά στη λίθο-στρωματογραφική δομή της περιοχής που ερευνηθήκε, με βάση τα δεδομένα που προέκυψαν από τις γεωλογικές παρατηρήσεις (βλ. χάρτη εικ. 2.2) και των υπαρχόντων γεωτρητικών στοιχείων (βλ. Κεφάλαιο 5). Στη συνέχεια περιγράφονται με λεπτομέρεια τα στοιχεία των *in situ* μετρήσεων σε αντιπροσωπευτικές θέσεις των συνερχόμενων γεωλογικών σχηματισμών (βλ. Κεφάλαιο 5) και των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων (*VES-Vertical Electrical Soundings*) που διεξήχθησαν στη στενή περιοχή ενδιαφέροντος (βλ. Παράρτημα Α). Τέλος περιγράφονται η αξιολόγηση των γεωλογικών και γεωφυσικών δεδομένων και τα συμπεράσματα.

Με βάση τα μορφολογικά στοιχεία, τα γεωλογικά δεδομένα και τα υδρογεωλογικά στοιχεία, η περιοχή έρευνας διαχωρίζεται σε τρεις (3) υπολεκάνες. Οι υπολεκάνες αυτές είναι :

- i. η υπολεκάνη Σάγκα - Νεσάνης,
- ii. η υπολεκάνη Πικέρνη - Μαντίνας - Μηλιάς και
- iii. η υπολεκάνη Τρίπολης.

Όπως αναπτύχθηκε στα Κεφάλαια 2 και 3, οι υπολεκάνες αυτές αποτελούν ξεχωριστά υδρογεωλογικά συστήματα. Για το λόγο αυτό, κρίθηκε σκόπιμο να πραγματοποιηθεί ξεχωριστά η επεξεργασία και η συναξιολόγηση των γεωλογικών και γεωφυσικών στοιχείων για τις τρεις αυτές υπολεκάνες.

Για κάθε μία υπολεκάνη γίνεται αρχικά μία σύντομη αναφορά των γεωλογικών στοιχείων της και παρατίθενται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την επεξεργασία και ερμηνεία των γεωφυσικών δεδομένων (*in situ* μετρήσεις ειδικής αντίστασης, γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (VES), τομές και χάρτες κατανομής φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης). Στη συνέχεια, η αναφορά για κάθε υπολεκάνη ολοκληρώνεται με την αξιολόγηση των γεωλογικών δεδομένων και των γεωφυσικών στοιχείων, για τον προσδιορισμό του βάθους και της φύσης των σχηματισμών του αλπικού υποβάθρου, την κατασκευή του χάρτη της οροφής του αλπικού υποβάθρου σε τρεις διαστάσεις και τον προσδιορισμό οριζόντιων ή κατακόρυφων ασυνεχειών, με απώτερο στόχο τη διόρθωση των κατασκευασμένων γεωλογικών τομών (βλ. γεωλογικές τομές Κεφαλαίου 2), σύμφωνα με τα γεωφυσικά στοιχεία.

Είναι φανερό ότι, οι γεωηλεκτρικές παράμετροι (πάχη και ειδ. αντιστάσεις) εάν αξιολογηθούν σωστά με βάση τις γεωλογικές παρατηρήσεις και τα υπάρχοντα γεωτρητικά στοιχεία, μπορούν να δώσουν χρήσιμες πληροφορίες σχετικά με τη δομή και τη φύση των γεωλογικών σχηματισμών σε παρακείμενες περιοχές. Παρόλη την πολυπλοκότητα της δομής της περιοχής μελέτης και της ποικιλίας των γεωλογικών σχηματισμών είναι δυνατόν να καθορισθεί ένα εύρος τιμών ειδικών αντιστάσεων (με στατιστική επεξεργασία) για διαφορετικούς γεωλογικούς σχηματισμούς, έτσι ώστε να είναι εφικτός ο προσδιορισμός τους σε παρακείμενες περιοχές. Η δυσκολία που υφίσταται πάντοτε είναι η διαπίστωση της ανομοιογένειας του μέσου, πλευρικά και σε βάθος. Με την εκτέλεση όμως σειράς βυθοσκοπήσεων (σε δύο κάθετες διευθύνσεις) είναι δυνατόν να ελεγχθεί τυχόν απόκλιση από την στρωματοποιημένη δομή.

Έτσι, προσδιορίζονται οι υδρογεωλογικοί στόχοι με ικανοποιητική ακρίβεια, γνωρίζοντας τις βασικές υδρογεωλογικές παραμέτρους (βάθος και φύση σχηματισμού) με βάση τα γεωλογικά και γεωφυσικά χαρακτηριστικά, που μπορούν να οδηγήσουν στην εκτέλεση εκμεταλλεύσιμων υδροληπτικών έργων. Εάν υπήρχαν στοιχεία και άλλων υδρογεωλογικών παραμέτρων (όπως πορώδες, διαπερατότητα, κλπ) θα μπορούσαν να εξαχθούν και άλλα χρήσιμα συμπεράσματα σχετικά με την δυναμικότητα του υδροφόρου ορίζοντα, μετά τη συσχέτιση-βαθμονόμηση των στοιχείων αυτών με τα γεωλογικά και γεωφυσικά στοιχεία.

6.1. ΥΠΟΛΕΚΑΝΗ ΣΑΓΚΑ-ΝΕΣΤΑΝΗΣ

Η υπολεκάνη Σάγκα-Νεσάνης καταλαμβάνει το βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης (βλ. εικ. 2.2). Καλύπτει επιφάνεια 8 km² περίπου, με το μεγαλύτερο άξονα (3,5 χιλιόμετρα μήκος) να εκτείνεται σε διεύθυνση Β-Ν. Το Λύρκειο όρος βόρεια, το Αρτεμίσιο ανατολικά και ο ορεινός όγκος Μάλι Θράσι - Μπαρμπέρι - Βουνό δυτικά και νότια, οριοθετούν τον κάμπο της Νεσάνης. Το απόλυτο υψόμετρο είναι +628, με τα υψηλότερα υψόμετρα να εντοπίζονται στα βορειότερα τμήματα της (+630) και τα χαμηλότερα στην περιοχή της καταβόθρας (Νεσάνη Ι) στις νοτιοανατολικές απολήξεις της (+625).

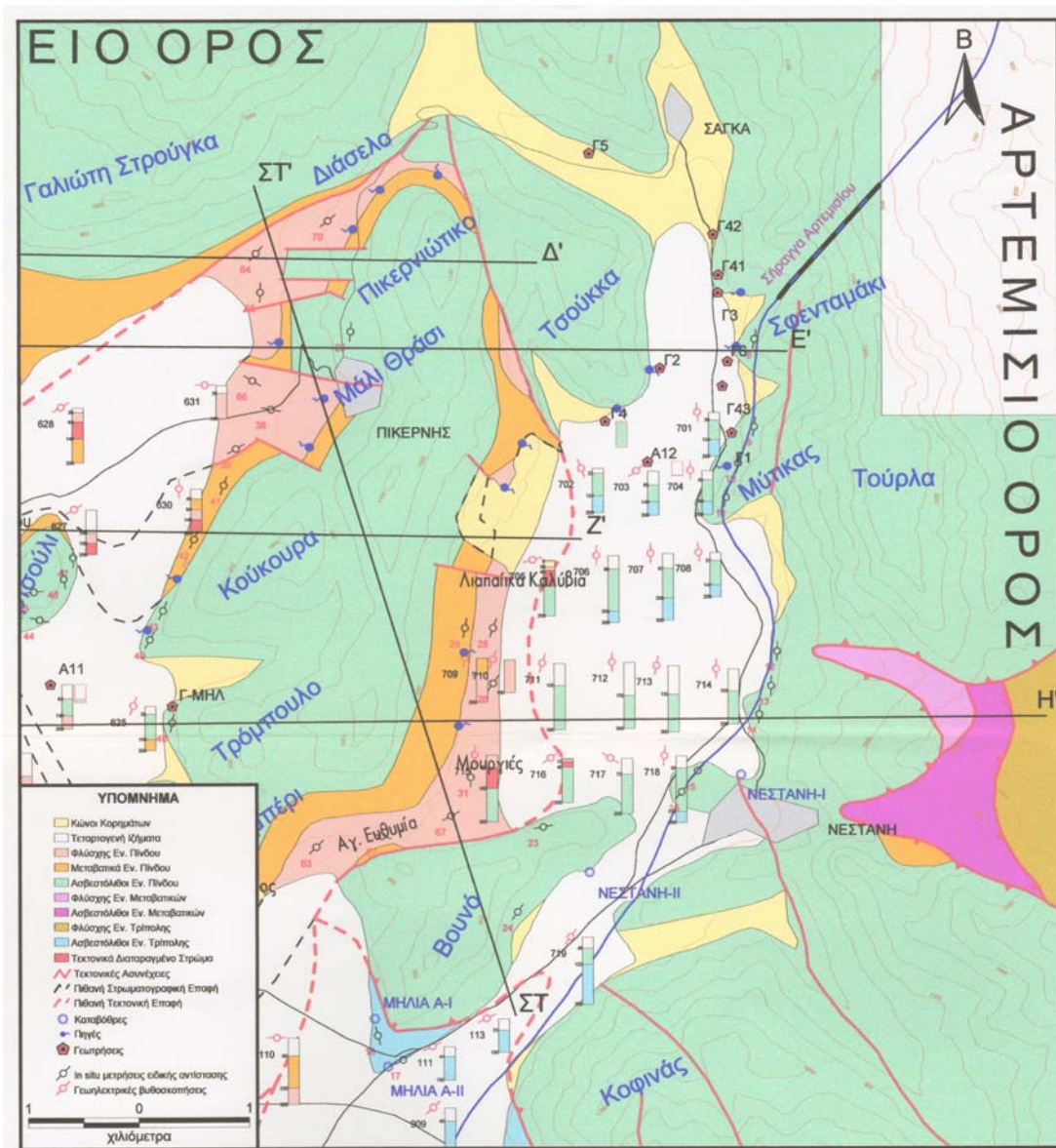
6.1.1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης απαντώνται το σύνολο σχεδόν των γεωλογικών σχηματισμών του πεδίου έρευνας. Από τους νεότερους προς τους αρχαιότερους, απαντώνται:

- Οι τεταρτογενείς αποθέσεις (πλειστοκαινικά) με τα λιμναίας-ελώδους προέλευσης κλαστικά ιζήματα των μαργών και πηλών (‘σχηματισμός Παλλαντίου’) που διαμορφώνουν τον κάμπο της Νεσάνης. Η γεώτρηση Α12 μας δίνει χρήσιμες πληροφορίες για τους σχηματισμούς αυτούς (βλ. εικ. 6.1).
- Οι σχηματισμοί της ενότητας Πίνδου, με το φλύσχη, τα μεταβατικά προς το φλύσχη ιζήματα (μαργαίκοι ασβεστόλιθοι) και τους άνω κρητιδικούς ασβεστόλιθους, παρατηρούνται στα κράσπεδα της υπολεκάνης και καταλαμβάνουν το σύνολο σχεδόν των περιβαλλόντων ορεινών όγκων.

Στο σημείο αυτό, πρέπει να αναφερθεί η ανεστραμμένη ακολουθία στρωμάτων Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι, που οριοθετείται από τα ρήγματα Ρ1 (περιοχή Διάσελο) και Ρ2 (περιοχή Μάλι Θράσι - Τσούκκα) βόρεια και Ρ3 (περιοχή Βουνό) νότια, η οποία αναμένεται να επικάθεται στην κανονική ακολουθία της ίδιας ενότητας (περιοχή Τσούκκα, Βουνό, βλ. εικ. 6.1).

Κανονική είναι η ακολουθία των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου, των περιοχών Τσούκκα βόρεια και Βουνό νότια και του ορεινού όγκου του όρους Αρτεμίσιου που αποτελεί το ανατολικό όριο της υπολεκάνης. Στους σχηματισμούς αυτούς, στο νότιο τμήμα της υπολεκάνης, αναπτύσσεται το ‘καταβοθρικό σύστημα της Νεσάνης’ με την παρουσία κυρίως των καταβοθρών Νεσάνη Ι & ΙΙ (βλ. εικ. 6.1). Η πρώτη λειτουργεί μέχρι σήμερα αποστραγγίζοντας την περιοχή.



Εικόνα 6.1: Γεωλογικός χάρτης της υπολεκάνης Σάγκα-Νεστανής, στον οποίο απεικονίζονται οι θέσεις των γεωτρήσεων και των γεωηλεκτρικών βαθασκοπήσεων, καθώς και η γεωλογική τους αξιολόγηση.

Figure 6.1: Geological map of Saga-Nestani sub-basin, where the location of boreholes and vertical electrical soundings are presented, with the corresponding geological evaluation.

Οι σχηματισμοί της ενότητας των Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο, με την κλασική σειρά του φλύσχη και τους λατυπτοπαγείς ασβεστόλιθους, που εμφανίζονται ανατολικά της κοινότητας της Νεστάνης (βλ. εικ. 6.1).

- Οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης εμφανίζονται στις νότιες απολήξεις του ορεινού όγκου Βουνό. Πρόκειται για μαύρους βιτουμενιούχους ασβεστόλιθους έντονα καρστικοποιημένους και τεκτονισμένους, με την ύπαρξη δύο καταβοθρών (Μηλέα A-I & A-II) στο νότιο και δυτικό τμήμα. Ο φλύσχος της ίδιας ενότητας, εμφανίζεται ανατολικά της κοινότητας της Νεστάνης.

Στα βόρεια και βορειοανατολικά κράσπεδα της λεκάνης, έχουν ανορυχθεί από το ΙΓΜΕ εννέα (9) υδρογεωτρήσεις που έχουν διατρήσει ανθρακικούς υδροφόρους σχηματισμούς της εν. Πίνδου (βλ. εικ. 6.1). Μία (1) ερευνητική γεώτρηση (A12), έχει κατασκευαστεί στο βόρειο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης και έχει συναντήσει τους ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου σε βάθος 63 μέτρων (βλ. εικ. 6.1).

Ένας μεγάλος αριθμός φρεάτων (>15 φρέατα ανά km²), μέσου βάθους 15 μέτρων, έχουν κατασκευαστεί σε όλη την έκταση του κάμπου, εξασφαλίζοντας κατά περίπτωση ποσότητες ύδατος για άρδευση των γεωργικών καλλιεργειών του κάμπου (βλ. εικ. 3.1).

Στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης Σάγκα-Νεστάνης υφίστανται ευνοϊκές γεωλογικές συνθήκες για τη δημιουργία και λειτουργία πηγών.

Οι πηγές που συναντώνται στις ανατολικές παρυφές του ορεινού όγκου Κούκουρα-Μπαρμπέρι, οφείλονται κυρίως στην ανεστραμμένη δομή της εν. Πίνδου που φέρει το αδιαπέρατο φλυσχικό σχηματισμό υποκείμενο ημιπερατών και περατών ανθρακικών σχηματισμών. Ανατολικά της υπολεκάνης στα κράσπεδα του όρους Αρτεμισίου εκδηλώνεται ένας σημαντικός αριθμός εποχιακών πηγών στον άξονα Σάγκα-Νεστάνης, που εκφορτίζουν τους παρακείμενους ασβεστολιθικούς σχηματισμούς της ενότητας Πίνδου. Ίδιου μηχανισμού είναι και οι πηγές που δημιουργούνται στα κράσπεδα του ορεινού όγκου Τσούκκα.

6.1.2. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης της Νεστάνης, εκτελέστηκαν:

- i. είκοσι δύο (22) *in situ* μετρήσεις ειδικής αντίστασης σε γεωτρήσεις και σε επιφανειακές εμφανίσεις των αλπικών σχηματισμών στα κράσπεδα της υπολεκάνης, για τον προσδιορισμό και αξιολόγηση των ειδικών αντιστάσεων και
- ii. δέκα οκτώ (18) γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις στον κάμπο της Νεστάνης, για τον προσδιορισμό της γεωλογικής δομής της περιοχής.

6.1.2.α. *In situ* μετρήσεις της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.

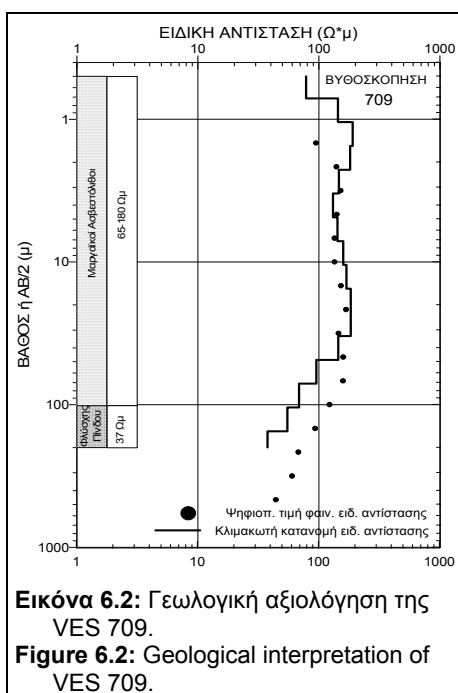
Για τον καθορισμό των ειδικών αντιστάσεων των γεωλογικών σχηματισμών και τον προσδιορισμό της γεωλογικής δομής της ευρύτερης περιοχής της υπολεκάνης, εκτελέστηκαν :

- i. τέσσερις (4) γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις βαθμονόμησης στις γεωτρήσεις Α12, Γ4, Γ6 και Γ42 (βλ. εικ. 6.1). Τα αποτελέσματα της βαθμονόμησης σε κάθε μία από αυτές και τα γενικότερα συμπεράσματα, αναφέρονται στο Κεφάλαιο 5 και έχουν ληφθεί υπόψη στον προσδιορισμό των μέσων ειδικών αντιστάσεων της περιοχής.
- ii. δέκα οκτώ (18) *in situ* μετρήσεις ειδ. αντίστασης στους γεωλογικούς σχηματισμούς που εμφανίζονται στα κράσπεδα της υπολεκάνης και αναμένεται να συνεχίζονται κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα. Τα στοιχεία για κάθε μέτρηση καθώς και τα αποτελέσματα της αξιολόγησης τους, αναφέρονται Κεφάλαιο 5. Από αυτές:
 - έξι (6) μετρήσεις *in situ* (63, 27, 67, 31, 26 και 28), σε επιφανειακές εμφανίσεις του φλύσχη της εν. Πίνδου, στη ζώνη των περιοχών Αγ. Ευθυμία - Μουργιές - Λιαπαίικα Καλύβια (βλ. εικ. 6.1),
 - μία (1) μέτρηση *in situ* (29), σε επιφανειακή εμφάνιση των μαργαϊκών ασβεστόλιθων των μεταβατικών προς το φλύσχη στρωμάτων της ίδιας ενότητας, στην περιοχή των Λιαπαίικων Καλυβιών (βλ. εικ. 6.1) και
 - έντεκα (11) μετρήσεις *in situ* (8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 και 16) σε επιφανειακές εμφανίσεις των ανθρακικών σχηματισμών της ίδιας πάλι ενότητας, στην ανατολική περιοχή της υπολεκάνης κατά μήκος της νέας Εθνικής οδού Αθηνών-Τριπόλεως, στην ασβεστολιθική μάζα του ορεινού όγκου Βουνό (*in situ* 23 και 24) (βλ. εικ. 6.1).

6.1.2.β. Γεωφυσικές διασκοπήσεις.

Για τον προσδιορισμό των γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα, εκτελέστηκαν δέκα οκτώ (18) γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (βλ. εικ. 6.1). Οι βυθοσκοπήσεις αυτές χωροθετήθηκαν έτσι ώστε να καλύψουν ολόκληρη τη περιοχή ενδιαφέροντος και στη συνέχεια να αξιολογηθούν σε διαφορετικές τομές και χάρτες, με συνευθειακά και ισαπέχοντα σημεία (δημιουργία κανάβου).

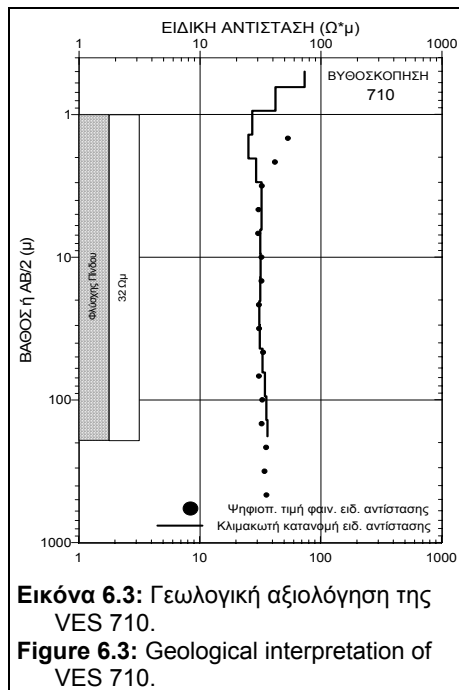
Η περιοχή δεν παρουσίασε ιδιαίτερα προβλήματα στην ανάπτυξη των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού, επιτρέποντας έτσι την πλήρη αξιοποίηση του υπάρχοντος εξοπλισμού, με την εκτέλεση τεσσάρων (4) βυθοσκοπήσεων με ημιανάπτυγμα ηλεκτροδίων ρεύματος (AB/2) 1000 μέτρα (VES 706, 707, 711 και 713) και επτά (7) με AB/2=680 μέτρα (VES 705, 708, 712, 714, 715, 716 και 718). Αυτό είχε ως αποτέλεσμα να επιτευχθούν μεγάλα βάθη διερεύνησης, όπου στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης εκτιμάται ότι ξεπερνούν τα 250-300 μέτρα.



Το σύνολο σχεδόν των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων αναπτύχθηκαν στα πλειστοκαινικά ιζήματα της υπολεκάνης. Τρεις (3) βυθοσκοπήσεις αναπτύχθηκαν σε επιφανειακές εμφανίσεις μαργαϊκών ασβεστόλιθων (VES 709) και φλύσχη (VES 710 και 715) της εν. Πίνδου, στο δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα της υπολεκάνης, για τον εντοπισμό της αναμενόμενης, από τις γεωλογικές παρατηρήσεις, ανεστραμμένης δομής των στρωμάτων του όγκου Κούκουρα-Μπαρμπέρι.

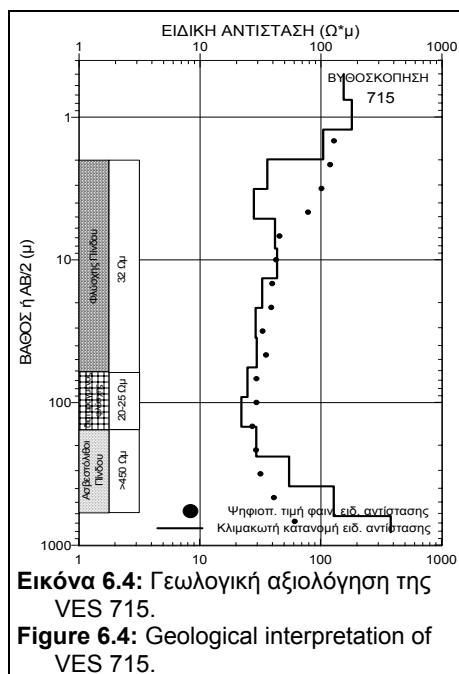
Η VES 709 (βλ. εικ. 6.1) αναπτύχθηκε στους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, στην περιοχή των Λιαπαϊικών Καλυβιών. Στην εικόνα 6.2 απεικονίζεται η κατανομή της ειδικής αντίστασης με το βάθος στην περιοχή της βυθοσκόπησης αυτής, καθώς και το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε. Όπως φαίνεται στην ίδια εικόνα μέχρι το βάθος των 40 μ. περίπου προσδιορίζεται γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης 180 Ωμ που αντιστοιχεί σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους και μάλιστα στα 'κατώτερα' (προς ασβεστόλιθο) μέλη, ο οποίος

βαθύτερα μεταβαίνει στα ασβεστοπηλικά μέλη και τέλος στο βάθος των 100-110 μ. προσδιορίζεται σχηματισμός ειδ. αντίστασης <37 Ωμ, που αντιστοιχεί στο υποκείμενο φλύσχη της ανεστραμμένης δομής.



Οι VES 710 και VES 715 αναπτύχθηκαν στις επιφανειακές εμφανίσεις του φλύσχη της εν. Πίνδου, στις περιοχές Μουργιές και Λιαπαίικα Καλύβια, αντίστοιχα (βλ. εικ. 6.1). Όπως φαίνεται στην εικόνα 6.3, στην περιοχή της VES 710 υπάρχει επιφανειακή εμφάνιση του φλύσχη, ειδ. αντίστασης 32 Ωμ, και πάχους >200-250 μ.

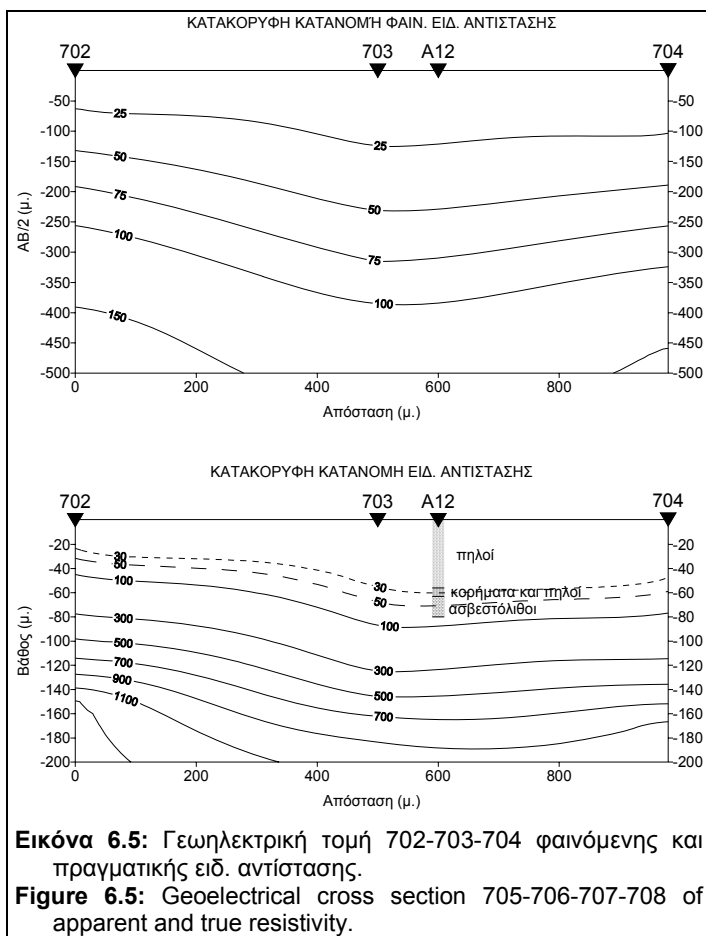
Ο ίδιος σχηματισμός προσδιορίζεται και στη θέση της VES 715, στην περιοχή Μουργιές, πάχους 150-180 μ. (βλ. εικ. 6.4). Κάτω από το σχηματισμό αυτό όμως εντοπίζεται μη αγωγίμος γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδικής αντίστασης >400 Ωμ, που αποδίδεται στους ανθρακικούς σχηματισμούς της κανονικής δομής της ίδιας ενότητας.



Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί ότι ανάμεσα στο φλύσχη και τον ασβεστόλιθο εντοπίστηκε γεωηλεκτρικό στρώμα ιδιαίτερα χαμηλής ειδ. αντίστασης (20-25 Ωμ) σε βάθος 60 έως 140 μέτρων. Σύμφωνα με τον πίνακα 5.8 (βλ. Κεφάλαιο 5) δεν υπάρχει αντίστοιχος αλπικός σχηματισμός που να χαρακτηρίζεται από την παραπάνω υπολογισθείσα ειδ. αντίσταση. Κατά συνέπεια, το στρώμα αυτό εκτιμάται ότι αντιστοιχεί σε ένα *τεκτονικά διαταραγμένο*

τμήμα του φλύσχη της ανεστραμμένης δομής. Η ζώνη αυτή που εντοπίστηκε και στις θέσεις των VES 716 και 705, όπως και σε πολλές θέσεις στην υπολεκάνη Πικέρνη -

Μαντίνειας - Μηλιάς, ορίζει ίσως, την επιφάνεια ολίσθησης της ανεστραμμένης δομής Μάλι Θράσι -Κούκουρα - Μπαρμπέρι.



Μετά την επεξεργασία των γεωφυσικών δεδομένων, έγινε ποιοτική και ποσοτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων, με την κατασκευή:

- Τομών φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης, σε διεύθυνση Α-Δ.
- Τομών φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης, σε διεύθυνση Β-Ν.
- Χαρτών οριζόντιας κατανομής φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης σε διάφορα ημιαναπτύγματα

ηλεκτροδίων ρεύματος ($AB/2$) και βάθη.

Οι τιμές των ισότιμων καμπύλων φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης που επιλέχτηκαν είναι ίδιες σε όλες σχεδόν τις τομές (25-30 Ωμ, 50-55 Ωμ, 75 Ωμ, 100 Ωμ, 150 Ωμ, 200 Ωμ, κλπ), έτσι ώστε να υπάρχει καλύτερη δυνατότητα αξιολόγησης. Για τον ίδιο λόγο επελέγη και κοινή κλίμακα κατανομής των ειδικών αντιστάσεων (>25 Ωμ, 25-50 Ωμ, 50-75 Ωμ, κλπ) για τους χάρτες τόσο της φαινόμενης, όσο και της πραγματικής ειδικής αντίστασης.

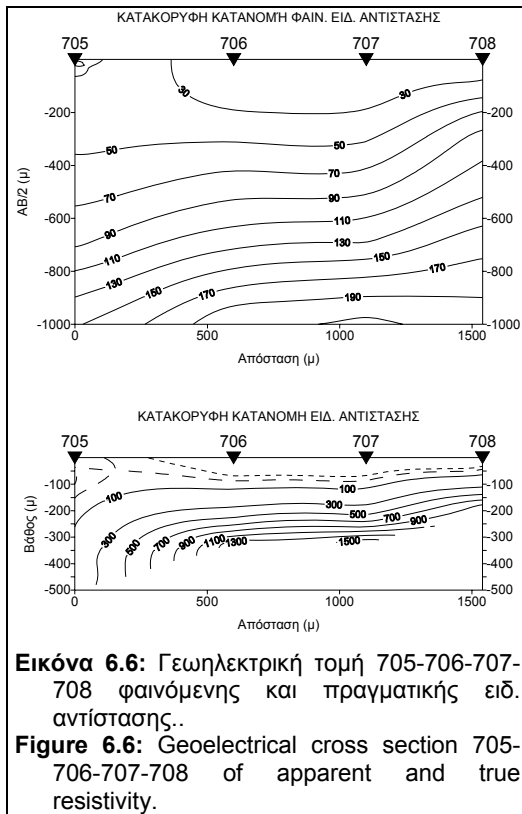
Από την αξιολόγηση των γεωφυσικών στοιχείων των τομών και χαρτών για την υπολεκάνη Σάγκα-Νεστάνης προκύπτει ότι:

- Στο βόρειο-βορειοανατολικό τμήμα της λεκάνης (περιοχή VES 701, 702, 703, 704, Γ4, Γ6, Α12) παρατηρείται μία σχετικά ομοιόμορφη κατανομή της φαινόμενης - πραγματικής ειδικής αντίστασης, με μικρές τιμές ρ_a - ρ (<25-30 Ωμ)

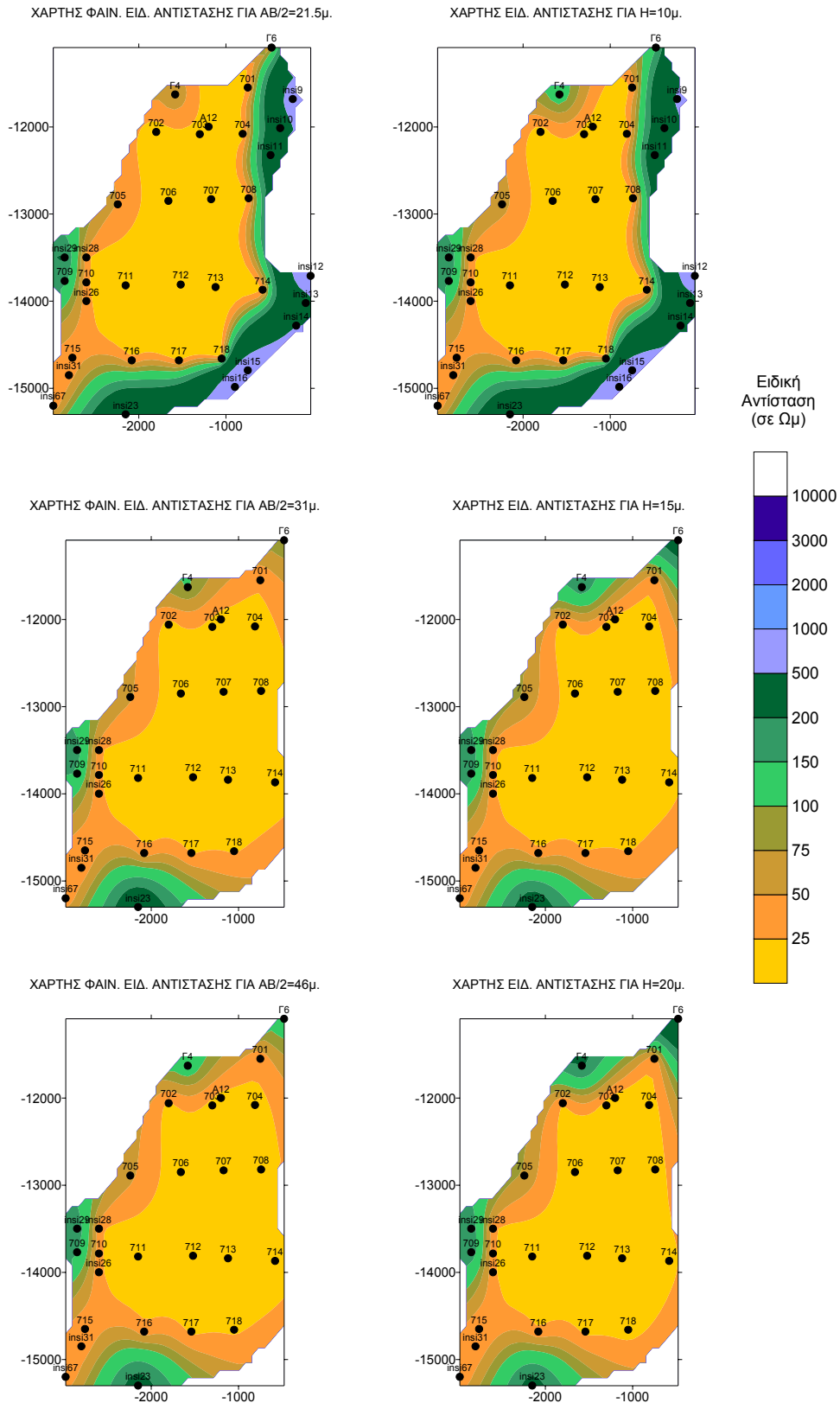
σε μικρά AB/2-βάθη, να μεταβαίνουν σε μεγαλύτερες, για μεγαλύτερες αποστάσεις AB/2 (>100 Ωμ)-βάθη (>400 Ωμ) (βλ. εικ. 6.5). Αντίστοιχη είναι η κατανομή των ειδικών αντιστάσεων στην περιοχή των βυθοσκοπήσεων 706, 707, και 708 (βλ. εικ. 6.6). Από την μορφή των ισότιμων καμπύλων ειδικής αντίστασης, παρατηρείται μία ομαλή βύθιση τους προς τα κεντρικά τμήματα της εξεταζόμενης περιοχής (περιοχές VES 703, 706 και 707).

Ανάλογη εικόνα εμφανίζουν, για την ίδια περιοχή, οι χάρτες τόσο της φαινόμενης όσο και της πραγματικής ειδικής αντίστασης. Για μικρά AB/2-βάθη επικρατούν σχετικά χαμηλές τιμές ειδικών αντιστάσεων (<50 Ωμ), ενώ σε μεγαλύτερα υψηλότερες (>100 Ωμ). Επί πλέον, ανεξάρτητα του βάθους διερεύνησης, υψηλές τιμές ειδικών αντιστάσεων (>75 Ωμ) παρατηρούνται στα περιθώρια της υπό εξέταση λεκάνης (βλ. εικ. 6.7β & γ), γεγονός που μαρτυρεί την ύπαρξη μη αγωγίμου γεωηλεκτρικού σχηματισμού από μικρά βάθη.

- Στο βορειοδυτικό τμήμα της λεκάνης (VES 705 και 706) παρατηρείται μία μεταβολή των τιμών των ειδικών αντιστάσεων από σχετικά υψηλές τιμές φαινόμενης ειδικής αντίστασης (50-70 Ωμ - VES 705), σε χαμηλότερες τιμές (15-20 Ωμ - VES 706), για AB/2 μέχρι 147 μ. Για μεγαλύτερες αποστάσεις AB/2 οι τιμές της ειδικής αντίστασης αυξάνονται απότομα στην περιοχή της VES 706, ενώ παραμένουν σταθερές στην περιοχή της 705 (βλ. εικ. 6.6).

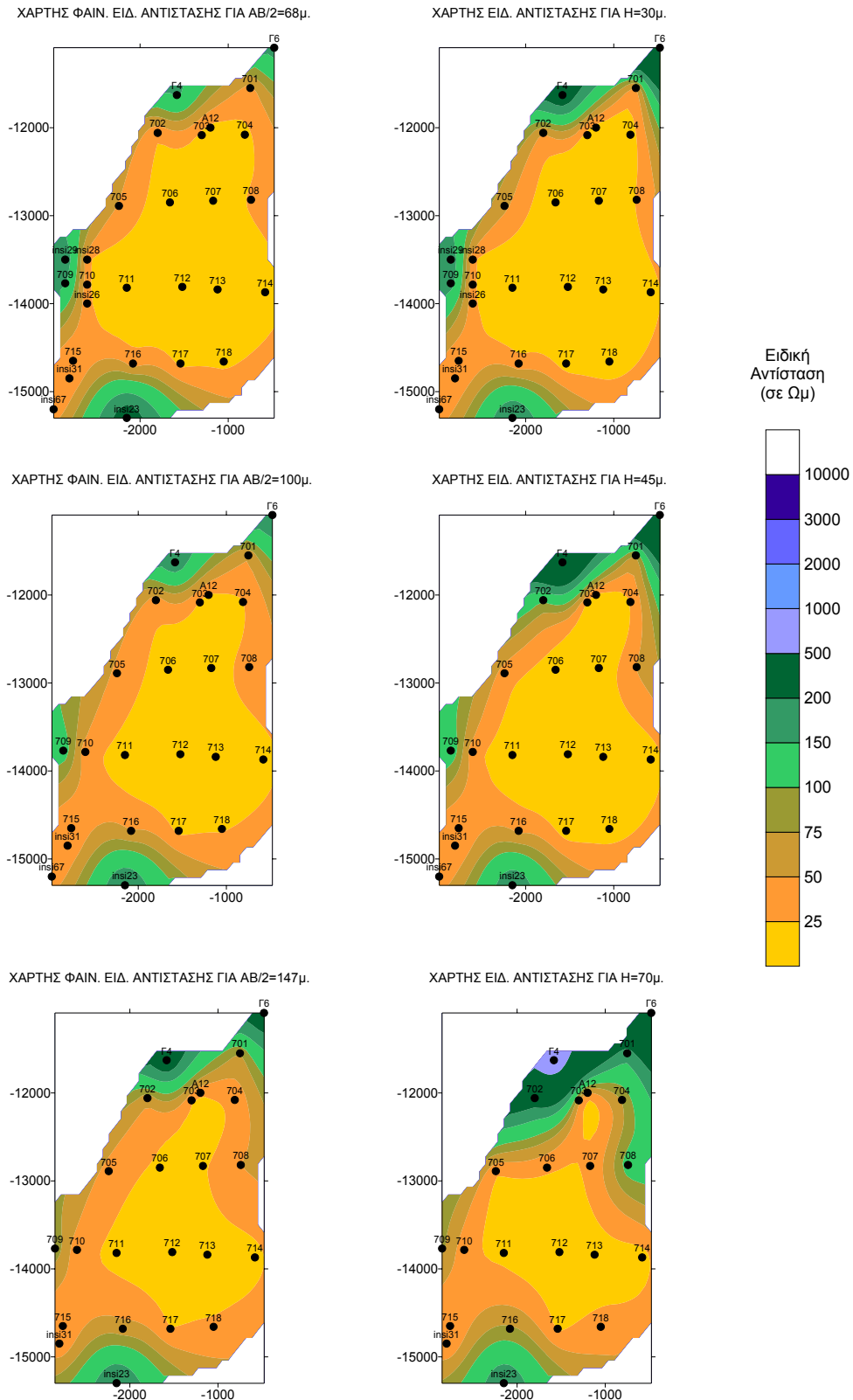


Η παραπάνω παρατήρηση γίνεται περισσότερο αντιληπτή στην τομή πραγματικής ειδ. αντίστασης (βλ. εικ. 6.6), όπου στην περιοχή μεταξύ των VES 705 και 706 οι ισότιμες καμπύλες βυθίζονται δυτικά (κάτω από την περιοχή της VES 705). Η ίδια μεταβολή παρουσιάζεται και στους χάρτες φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης για διαφορετικά βάθη (ειδικότερα σε μεγαλύτερα βάθη), όπου ζώνη υψηλών ειδικών αντιστάσεων (>100 Ωμ) με διεύθυνση ανάπτυξης ΒΔ-ΝΑ, διακρίνεται από ζώνη χαμηλότερων ειδικών αντιστάσεων (<50 Ωμ) με την ίδια διεύθυνση ανάπτυξης (βλ. εικ. 6.7γ).

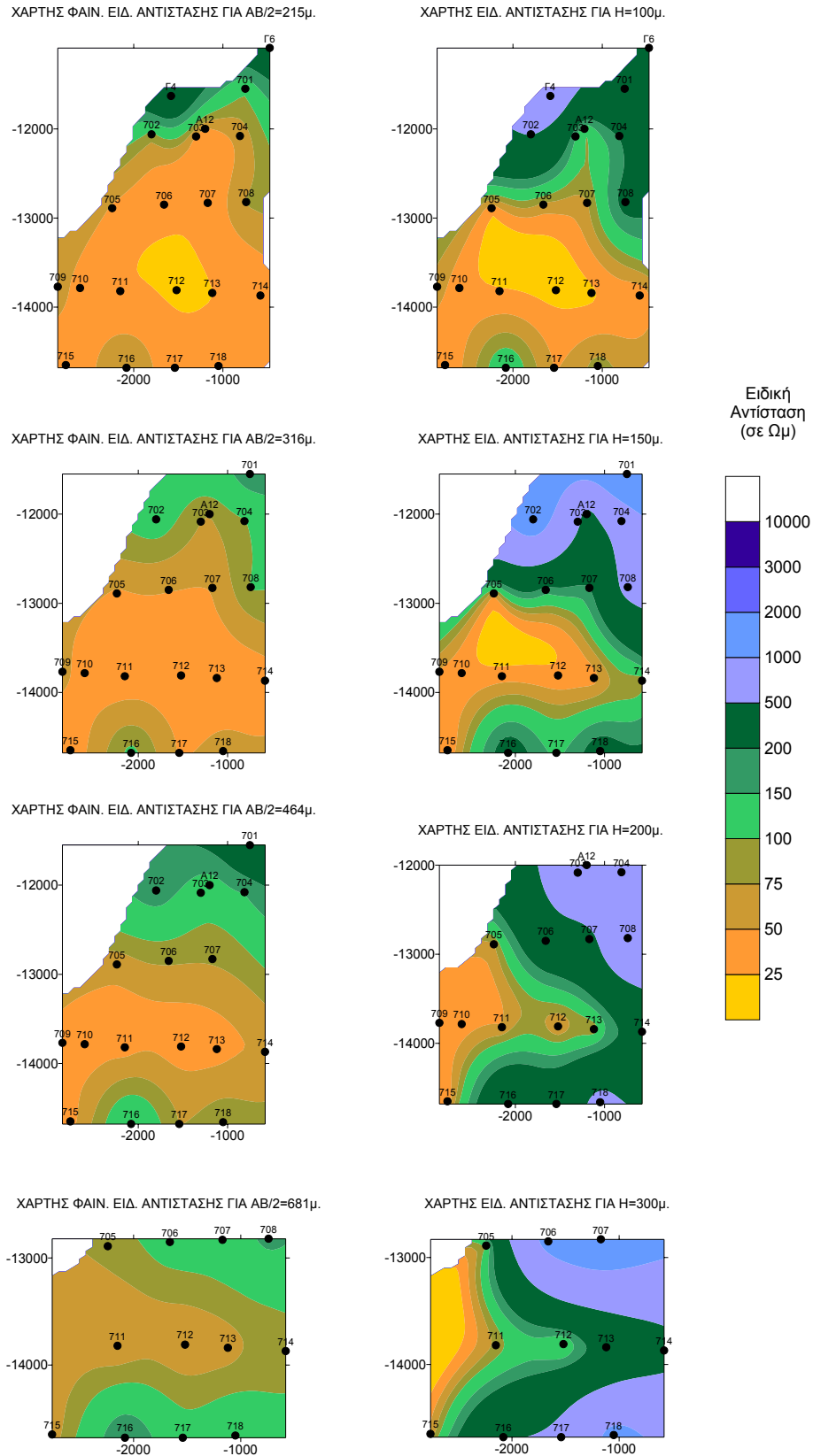


Εικόνα 6.7α: Χάρτης φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για $AB/2=21,5, 31, 46 \mu$. και βάθος $H=10, 15, 20 \mu$., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Σάγκα-Νεστάνης.

Figure 6.7a: Map of apparent and true resistivity for $AB/2=21.5, 31, 46 \text{ m}$ and depth $H=10, 15, 20 \text{ m}$, respectively, in the Saga-Nestani sub-basin.

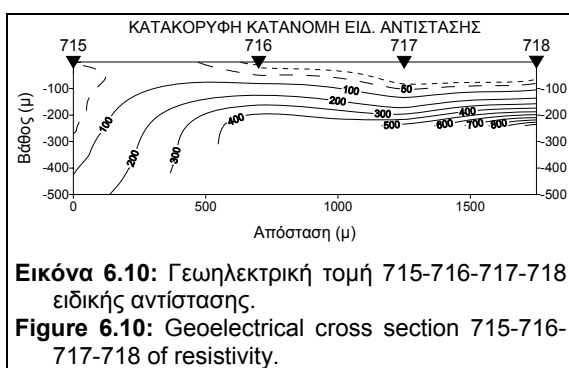
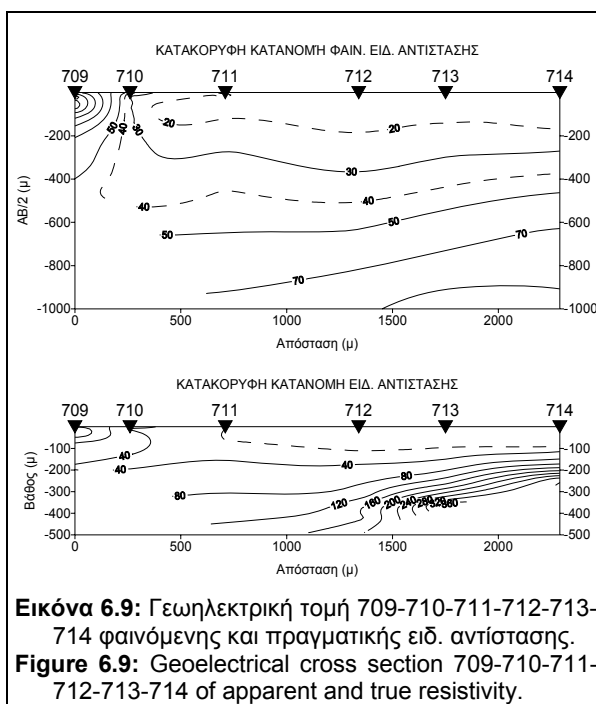
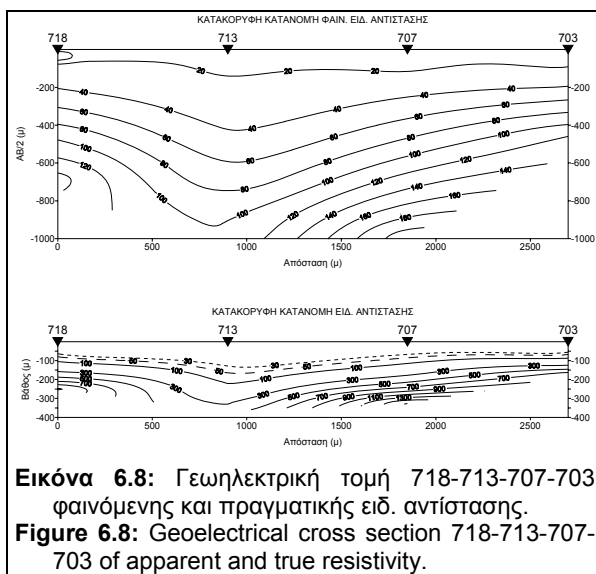


Εικόνα 6.7β: Χάρτης φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για $AB/2=68, 100, 147 \mu$. και βάθος $H=30, 45, 70 \mu$., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Σάγκα-Νεστάνης.
Figure 6.7β: Map of apparent and true resistivity for $AB/2=68, 100, 147 \text{ m}$ and depth $H=30, 45, 70 \text{ m}$, respectively, in the Saga-Nestani sub-basin.



Εικόνα 6.7γ: Χάρτης φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για AB/2=215, 316, 464, 681 μ. και βάθος H=100, 150, 200, 300 μ., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Σάγκα-Νεστάνης.

Figure 6.7γ: Map of apparent and true resistivity for AB/2=215, 316, 464, 681 m and depth H=100, 150, 200, 300 m, respectively, in the Saga-Nestani sub-basin.



- Στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης της Νεσάνης (VES 711, 712, 713, 714) επικρατούν γενικά χαμηλές τιμές τόσο της φαινόμενης (<75 Ωμ) όσο και της πραγματικής ειδικής αντίστασης (<300 Ωμ). Από τις τομές διεύθυνσης N-B (βλ. εικ. 6.8) και Δ-A (βλ. εικ. 6.9) διαπιστώνεται ότι οι χαμηλές αυτές τιμές διερευνώνται σε μεγάλα βάθη (250 μ.).

Στην περιοχή των VES 709, 710 και 711, παρατηρείται πλευρική μετάβαση των τιμών της ειδικής αντίστασης από τις τιμές των 20-30 Ωμ (VES 711) σε 70-100 Ωμ (VES 709 & 710) για βάθη μέχρι τα 150 μ. (βλ. εικ. 6.9). Η πλευρική αυτή μετάβαση, καθίσταται φανερή και στους χάρτες φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης, μέχρι του βάθους των 100-150 μ. (βλ. χάρτες εικ. 6.7).

- Στο νότιο τμήμα της λεκάνης (VES 715, 716, 717 & 718 και *in situ* 23, 31, 15 & 16) επικρατούν σχετικά χαμηλές τιμές ειδικής αντίστασης (<50 Ωμ) μέχρι τα 70 μ., εκτός από την περιοχή της μέτρησης *in situ* 23 η οποία αναπτύχθηκε σε επιφανειακή εμφάνιση των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου (μη αγώγιμο υλικό) (βλ. εικ. 6.10, 6.7α & β). Σε μεγαλύτερα βάθη (>70 μ.), VES 717 και 718, υπολογίστηκαν υψηλές τιμές

ειδικών αντιστάσεων (>150 Ωμ), ενώ στην περιοχή των βυθοσκοπήσεων 715 & 716 οι χαμηλές τιμές εμφανίζονται μέχρι το βάθος των 180 - 200 μ. περίπου (βύθιση των ισότιμων καμπύλων ειδικής αντίστασης κάτω από την περιοχή των VES 715 & 716 στην τομή της εικόνας 6.10).

6.1.3. ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Λαμβάνοντας υπόψη,

- ⇒ τις γεωλογικές παρατηρήσεις στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης Σάγκα-Νεοσάνης, όπως αυτές διατυπώθηκαν στις προηγούμενες παραγράφους,
- ⇒ τη συσχέτιση των γεωλογικών σχηματισμών με τις τιμές των ειδικών αντιστάσεων, που προέκυψαν από την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων βαθμονόμησης και
- ⇒ την κατανομή της ειδικής αντίστασης (φαινόμενης και πραγματικής) τόσο στις γεωηλεκτρικές τομές όσο και στους χάρτες, προκύπτουν τα παρακάτω.

Στο βόρειο-βορειοανατολικό τμήμα της υπολεκάνης, η ομοιόμορφη κατανομή των ειδικών αντιστάσεων καθώς και η βύθιση των ισότιμων καμπύλων προς το κέντρο της λεκάνης, αποδίδονται στην ομαλή βύθιση του ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου, των ορεινών όγκων Τσούκκα (δυτικά) και Σφενταμάκι (ανατολικά), κάτω από τους τεταρτογενείς σχηματισμούς της λεκάνης (βλ. εικ. 6.1).

Στη τομή της εικόνας 6.5, περιλαμβάνεται η γεώτρηση A12 όπου οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου απαντώνται στο βάθος των 63 μ. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της βαθμονόμησης, οι τιμές των ειδικών αντιστάσεων που αποδίδονται στους ασβεστόλιθους αυτούς είναι >450 Ωμ. Οι μικρές τιμές των ειδικών αντιστάσεων οφείλονται στην αντίθεση των ειδικών αντιστάσεων μεταξύ των τεταρτογενών (χαμηλή ειδική αντίσταση) και των ασβεστόλιθων (υψηλή ειδική αντίσταση) αφενός και τον αλγόριθμο του προγράμματος επεξεργασίας που χρησιμοποιήθηκε.

Στην θέση της VES 701 και σε βάθος 35 μ., προσδιορίστηκαν οι παρακείμενοι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου, με ειδ. αντίσταση 450 Ωμ. Σε βάθος >130 μ. προσδιορίζεται γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδικής αντίστασης >1600 Ωμ, που αντιστοιχεί στους ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Τρίπολης. Το ίδιο καθεστώς φαίνεται να υφίσταται και στις θέσεις των VES 702, 703 και 704, όπου οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου εντοπίστηκαν σε βάθη 22, 63 και 72 μ., αντίστοιχα και σε βάθη >150 μ συναντήθηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης >850 Ωμ που ενδεχομένως να αντιστοιχεί στους ασβεστόλιθους της εν. Τρίπολης.

Στο βορειοδυτικό τμήμα της υπολεκάνης, η παρατηρούμενη μεταβολή των τιμών των ειδικών αντιστάσεων στην περιοχή μεταξύ των VES 705 και 706, αποδίδεται ίσως στην προέκταση του ρήγματος P2, κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα,

νοτιοανατολικά και φαίνεται να οριοθετεί την ανεστραμμένη δομή στο τμήμα αυτό της υπολεκάνης.

Το βάθος των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου στις περιοχές των VES 706, 707 και 708 εκτιμάται σε 60, 67 και 37 μ. αντίστοιχα. Η δομή αυτή καθίσταται περισσότερο εμφανής στους χάρτες κατανομής της ειδικής αντίστασης για βάθος (H) μεγαλύτερο των 150 μ. Κάτω από το σχηματισμό αυτό και σε βάθη >200-250 μ. συναντώνται οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης.

Στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης, οι τεταρτογενείς σχηματισμοί ειδικής αντίστασης <20-25 Ωμ, φαίνεται να έχουν το μεγαλύτερο πάχος τους. Έτσι στη θέση της VES 711 το πάχος εκτιμάται στα 100 μ., της VES 712 στα 130 μ., της VES 713 στα 100 μ. και της VES 714 στα 100 μ.

Οι χαμηλές ειδικές αντιστάσεις (<300-350 Ωμ) του αλπικού υποβάθρου (εν. Πίνδου) που προσδιορίστηκαν κάτω από τους επιφανειακούς τεταρτογενείς σχηματισμούς, (βλ. εικ. 6.9), αντιστοιχούν είτε:

- σε μη συμπαγείς ασβεστόλιθους, κατακερματισμένους και πιθανόν καρστικοποιημένους και πληρωμένους με αργιλικό υλικό (ιδιαίτερα στις θέσεις των VES 711 και 712), είτε
- σε λατυποπαγείς ασβεστόλιθους της ενότητας των Μεταβατικών Ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο, που συναντώνται βόρεια-βορειοανατολικά της κοινότητας Νεστώνης και απαντώνται στην προέκταση του άξονα της τομής 711-712-713-714.

Η μορφή (βύθιση) των ισότιμων καμπύλων φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης στην περιοχή των VES 711, 712, 713 και 714 που παρουσιάζεται στην τομή 718-713-707-703 (διεύθυνσης N-B) της εικόνας. 6.8, αποδίδεται είτε στην παρουσία πόλγης στην περιοχή αυτή πριν την απόθεση των μεταλλικών ιζημάτων, είτε στην ύπαρξη ζώνης πλευρικής ασυνέχειας (τεκτονικού βυθίσματος) που οριοθετεί το κεντρικό τμήμα της λεκάνης. Η παραπάνω διαπίστωση για το κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης, γίνεται περισσότερο εμφανής στους χάρτες των εικόνων 6.7α, β & γ.

Στην θέση της VES 709, η οποία αναπτύχθηκε στους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου, προσδιορίστηκε σε βάθος 73 μ. ο φλύσχης της ίδιας ενότητας, που απαντάται επιφανειακά ανατολικότερα (βλ. εικ. 6.1), γεγονός που επιβεβαιώνει τις γεωλογικές παρατηρήσεις για ανεστραμμένη δομή του ορεινού όγκου Μπαρμπέρι - Κούκουρα - Μάλι Θράσι.

Στην θέση της VES 710, η οποία αναπτύχθηκε στο φλύσχη της εν. Πίνδου, δεν κατέστη δυνατό να προσδιοριστεί βαθύτερος σχηματισμός, παρά το σχετικά μεγάλο βάθος διερεύνησης ($AB/2=464$ μ.). Έτσι το πάχος του σχηματισμού αυτού, στη θέση αυτή, εκτιμήθηκε εμπειρικά και είναι της τάξης των 170-200 μ. και είναι ο ίδιος που διερευνήθηκε κάτω από τους μαργαίτους ασβεστόλιθους στη θέση της VES 709.

Η στρωματογραφική δομή στη θέση της VES 711 (αναπτύχθηκε στα πλειστοκαινικά ιζήματα της λεκάνης), είναι διαφορετική της περιοχής των VES 709 και 710. Η θέση αυτή αποτελεί το ανατολικό όριο της ανεστραμμένης δομής Μπαρμπέρι - Κούκουρα - Μάλι Θράσι και οριοθετεί πιθανόν την προέκταση του ρήγματος P2 μεταξύ των VES 710 και 711, που καλύπτεται από τις προσχώσεις.

Στο νότιο τμήμα της υπολεκάνης, οι VES 716, 717 και 718 αναπτύχθηκαν στις τεταρτογενείς αποθέσεις και προσδιόρισαν τους αλπικούς σχηματισμούς σε βάθη 40, 72 και 55 μ., αντίστοιχα, ενώ η VES 715 αναπτύχθηκε σε επιφανειακή εμφάνιση του φλύσχη της εν. Πίνδου. Οι τιμές των ειδικών αντιστάσεων, >400 Ωμ, που μετρήθηκαν στις θέσεις των τριών πρώτων, αποδίδονται στην ύπαρξη ανθρακικών σχηματισμών.

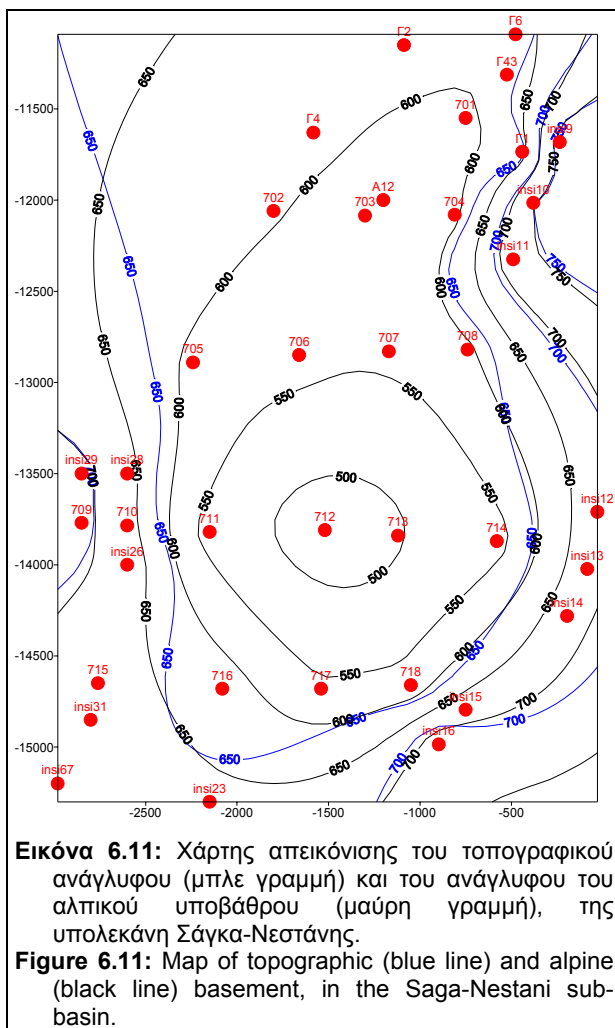
Ειδικότερα, στην περιοχή των VES 716 και 717, οι τιμές των ειδικών αντιστάσεων $< 500-550$ Ωμ, αποδίδονται στους ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου. Στη θέση της VES 718 οι τιμές της ειδικής αντίστασης >1.200 Ωμ, αποδίδονται στην πιθανή παρουσία ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, σε βάθος >250 μ. Η επιφανειακή τους εμφάνιση νοτιοδυτικά της υπολεκάνης, στις απολήξεις των ορέων Βουνό και Κοφινάς, σε συνδυασμό με την παρουσία τους στην καταβόθρα Νεσάνη II, καταδεικνύει τη μικρή κλίση της οροφής των ανθρακικών σχηματισμών και ενισχύει την παραπάνω εκτίμηση.

Η VES 715 αναπτύχθηκε, σε επιφανειακή εμφάνιση του φλύσχη της εν. Πίνδου στην περιοχή Μουριές. Ο φλύσχος της ανεστραμμένης δομής στη θέση αυτή, υπέρκειται ανθρακικών σχηματισμών (>400 Ωμ), οι οποίοι φαίνεται να απαντώνται σε βάθος $>180-200$ μ. (βλ. εικ. 6.4).

Η περιοχή της VES 716, εκτιμάται ότι αποτελεί το ανατολικότερο όριο της ανεστραμμένης δομής Μπαρμπέρι - Κούκουρα - Μάλι Θράσι, στο τμήμα αυτό. Η βυθοσκόπηση αυτή αναπτύχθηκε στους τεταρτογενείς σχηματισμούς, οι οποίοι

εκτιμάται ότι έχουν μικρό πάχος, περίπου 4 μέτρων. Αμέσως μετά και μέχρι του βάθους των 15 μέτρων περίπου, προσδιορίζεται ο φλύσχος της ανεστραμμένης δομής, ενώ σε βάθος >40 μ. ο γεωηλεκτρικός σχηματισμός των 480 Ωμ, αποδίδεται στην ύπαρξη των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου. Έτσι, στην περιοχή μεταξύ των VES 716 και 717, προσδιορίζεται ίσως η προέκταση του ρήγματος P2, που καλύπτεται από τις προσχώσεις και σε συνδυασμό με το P3, νοτιότερα, οριοθετούν την ανεστραμμένη δομή, στο τμήμα αυτό της υπολεκάνης.

6.1.4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ



Λαμβάνοντας υπόψη τα γεωλογικά δεδομένα και την αξιολόγηση των γεωφυσικών αποτελεσμάτων, κατασκευάστηκε υπεδαφικός χάρτης απεικόνισης του ανάγλυφου του αλπικού υποβάθρου (μαύρη γραμμή) που φαίνεται στο χάρτη της εικόνας 6.11. Η τρισδιάστατη απεικόνιση του αλπικού υπόβαθρου φαίνεται στην εικόνα 6.12.

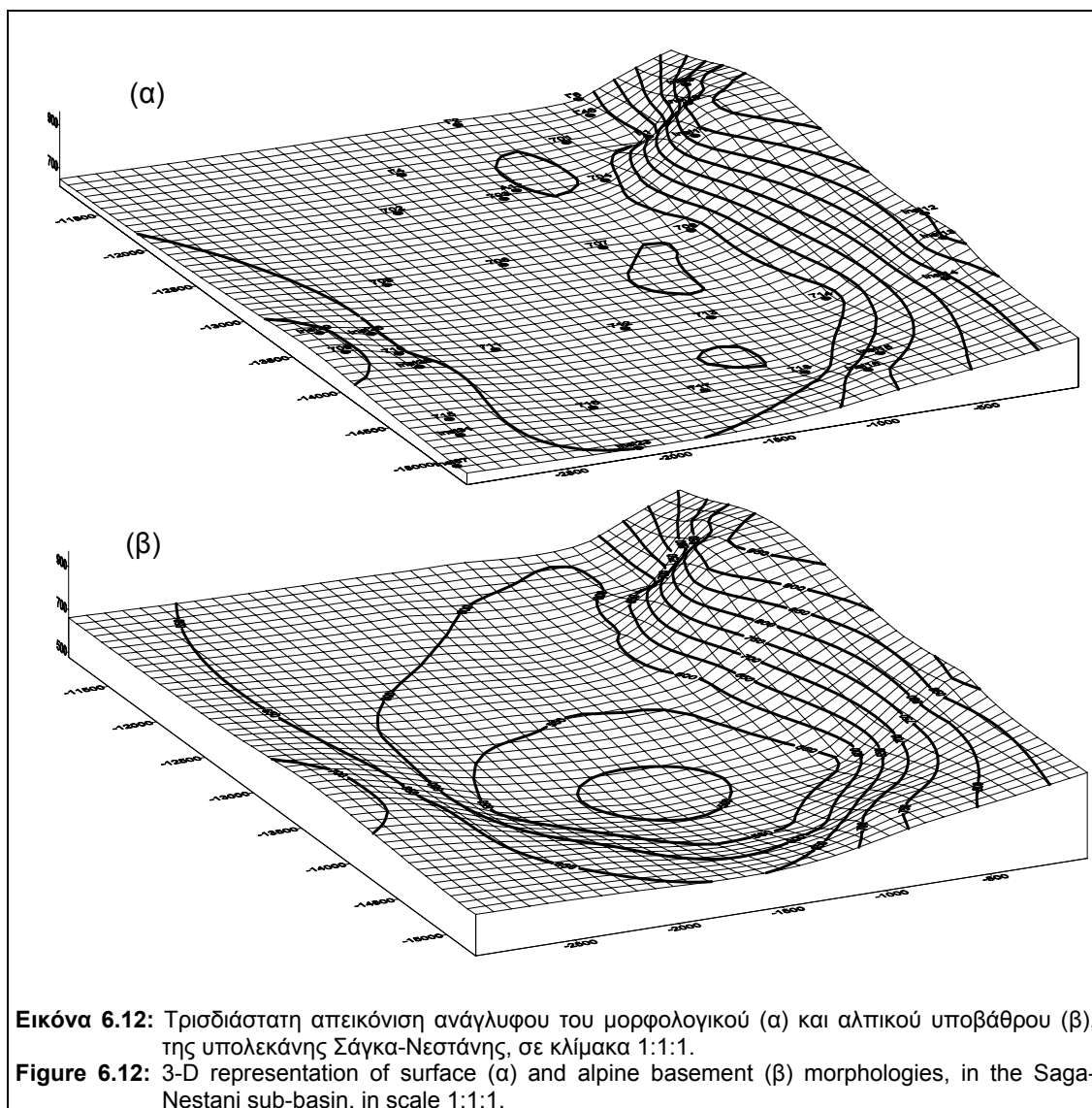
Με βάση τα γεωλογικά στοιχεία (υπαίθρου και βιβλιογραφικά) για την περιοχή της υπολεκάνης, κατασκευάστηκε η γεωλογική τομή 'Μπαρμπέρι-Νεστάνη', διεύθυνσης Δ-Α (βλ. εικ. 6.13).

Προκειμένου να καταδειχθεί με σαφήνεια η συνεισφορά της γεωφυσικής έρευνας στη

διερεύνηση των υπεδαφικών συνθηκών της περιοχής, κατασκευάστηκε η αντίστοιχη γεωλογική-γεωφυσική τομή N1-N1' διεύθυνσης Δ-Α με βάση τα αποτελέσματα των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων (βλ. εικ. 6.14). Επιπλέον κατασκευάστηκε και η γεωλογική-γεωφυσική τομή N2-N2', διεύθυνσης Β-Ν (βλ. εικ. 6.15).

Στην γεωλογική-γεωφυσική τομή N1-N1' ο φλύσχης της εν. Πίνδου, που συναντάται στα ανατολικά κράσπεδα του όρους Μπαρμπέρι-Κούκουρα, δεν λαμβάνει μεγάλη εξάπλωση ανατολικά όπως παρουσιάζεται στην γεωλογική τομή της εικόνας 6.13, αλλά περιορίζεται μεταξύ των VES 710 και 711. Η γεωφυσική έρευνα έδειξε ότι στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης, στην περιοχή των VES 712 και 713, το αλπικό υπόβαθρο (ασβεστόλιθοι εν. Πίνδου κανονικής δομής) συναντάται σε βάθη 130 και 150 μέτρων αντίστοιχα. Αυτό αποδίδεται στην παρουσία είτε :

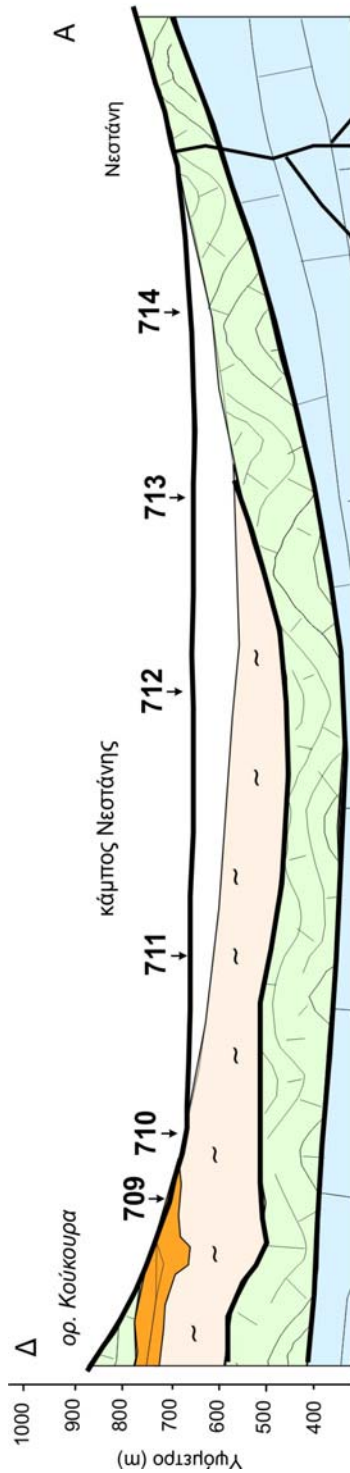
- i. πόλγης, η οποία δημιουργήθηκε πριν την απόθεση των πλειστοκαινικών ιζημάτων, ή
- ii. τεκτονικού βυθίσματος.



Από τις παραπάνω δύο περιπτώσεις επικρατέστερη φαίνεται να είναι η πρώτη, δεδομένου ότι η μεταβολή της κλίσης είναι σταδιακή και όχι απότομη, όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας στην εγγύτερη περιοχή. Σε αντίθετη περίπτωση, θα αναμενόταν η παρουσία τεκτονικού βυθίσματος. Οπωσδήποτε όμως, δεν αποκλείεται και ο συνδυασμός των δύο περιπτώσεων, διότι τόσο η καρστικοποίηση όσο και ο τεκτονισμός είναι φαινόμενα έντονα στην περιοχή.

Στην γεωλογική-γεωφυσική τομή N2-N2' (βλ. εικ. 6.15) το αλπικό υπόβαθρο αποτελούν οι ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου (κανονικής δομής). Οι VES 702, 706 και 718 προσδιορίζουν τους ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης κάτω από αυτούς της Πίνδου. Αντίθετα, κάτω από τις VES 712 και 713 στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης, δεν εντοπίζονται οι σχηματισμοί της εν. Τρίπολης, αφού

φαίνονται να βυθίζονται ομαλά σε μεγαλύτερα βάθη, γεγονός που ενισχύει την άποψη της δημιουργίας πόλγης στην περιοχή αυτή.



Εικόνα 6.13: Γεωλογική τομή Μπαρμπέρι - Νεσπάνη, σύμφωνα με τις γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου.
 Figure 6.13: Geological section through Barberi - Nestani, according to field geological observations.



Εικόνα 6.14: Η γεωλογική τομή της εικόνας 6.13, διορθωμένη από τα γεωφυσικά στοιχεία.
 Figure 6.14: Geological section of figure 6.13, restored from geophysical data.

Όπως φαίνεται και στο χάρτη της εικόνας 6.1, η ανεστραμμένη δομή Μπαρμπέρι - Κούκουρα - Μάλι Θράσι περιορίζεται στα δυτικά περιθώρια της υπολεκάνης. Από τις βυθοσκοπήσεις που αναπτύχθηκαν στους τεταρτογενείς σχηματισμούς, μόνο οι VES 705 και 716 προσδιόρισαν τη δομή αυτή, της οποίας το μεγαλύτερο πάχος της φαίνεται να αναπτύσσεται στο κεντροδυτικό τμήμα της υπολεκάνης και σε βάθος >300 μ.



Εικόνα 6.15: Γεωλογική-γεωφυσική τομή N2-N2'.
Figure 6.15: Geological- geophysical section N2-N2'.

Οι σχετικά μικρές τιμές των ασβεστόλιθων στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης αποδίδονται είτε:

- i. στην καρστικοποίηση και στην συνέχεια πλήρωση λόγω βαρύτητας των εγκοίλων με κλαστικό υλικό και νερό, γεγονός που ενισχύει την ύπαρξη πόλης, είτε
- ii. στην παρουσία αργιλοσαμμιτικών υπολειμμάτων του φλύσχη των μεταβατικών ιζημάτων από Τρίπολη σε Πίνδο, που εμφανίζονται ανατολικά της περιγραφόμενης θέσης ΒΑ της κοινότητας της Νεστάνης (βλ. χάρτη εικ. 6.1).

Ένας μεγάλος αριθμός φρεάτων (βλ. εικ. 3.1), κυμαινόμενου βάθους και μη αξιόλογης παροχής, εκμεταλλεύονται τον φρεάτιο ορίζοντα που αναπτύσσεται κυρίως στις άμμους των πλειστοκαινικών ιζημάτων.

Αξιοσημείωτο στην περιοχή είναι το γεγονός ότι, στο βόρειο τμήμα της υπολεκάνης υπάρχουν εποχιακές πηγές, ενώ στο νότιο, καταβόθρες που αποστραγγίζουν τα νερά απορροής τόσο των πηγών όσο και των βροχοπτώσεων. Με βάση τις γεωλογικές παρατηρήσεις και τα στοιχεία που προέκυψαν από τις γεωφυσικές διασκοπήσεις, το φαινόμενο αυτό θα μπορούσε να ερμηνευθεί ως εξής:

- Στα βόρεια περιθώρια της υπολεκάνης το πάχος των άνω κρητιδικών ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου υπερβαίνει τα 700 μέτρα. Βέβαια το πάχος αυτό δεν είναι στρωματογραφικό αλλά τεκτονικό, αφού οφείλεται στην ύπαρξη κατακεκλιμένων πτυχών και λεπιώσεων. Οι αργιλικές και πυριτικές ενδιαστρώσεις που παρατηρούνται στους ασβεστόλιθους αυτούς, περιορίζουν τοπικά (εκεί που

παρουσιάζονται) την κατακόρυφη κίνηση του νερού. Επίσης, είναι γνωστό ότι η πυκνότητα και το μέγεθος των διακλάσεων ελαττώνονται με το βάθος.

Τα παραπάνω φαινόμενα, συντείνουν στην μείωση της κατακόρυφης περατότητας των ανθρακικών σχηματισμών στα κράσπεδα της περιοχής. Κατά την περίοδο έντονων βροχοπτώσεων, το πλεόνασμα του νερού που δεν μπορεί να κατεισδύσει σε βαθύτερους ορίζοντες, εκφορτίζεται από τις εποχιακές πηγές που τροφοδοτούν μερικώς τον φρεάτιο ορίζοντα των πλειστοκαινικών ιζημάτων.

Από τις γεωφυσικές διασκοπήσεις που εκτελέστηκαν στο βόρειο τμήμα της υπολεκάνης το μέγιστο βάθος του ανθρακικού υποβάθρου υπολογίστηκε στην περιοχή της VES 707 στα 70 περίπου μέτρα. Οι ανθρακικοί αυτοί σχηματισμοί αναμένεται να υδροφορούν λόγω της πλευρικής τροφοδοσίας τους από τους παρακείμενους ασβεστολιθικούς ορεινούς όγκους, αφού η απευθείας κατείσδυση διαμέσου των πλειστοκαινικών ιζημάτων είναι ελάχιστη. Η περιοχή αυτή θεωρείται λοιπόν ευνοϊκή για την ανάπτυξη γεωτρητικών υδροληπτικών έργων με την επισήμανση ότι ο τεκτονισμός και η καρστικοποίηση των ασβεστόλιθων σε τοπική κλίμακα χρήζουν περαιτέρω διερεύνησης.

- Αντίθετα, στους ορεινούς όγκους των νοτίων περιθωρίων της υπολεκάνης, το πάχος των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου είναι κατά πολύ μικρότερο. Επιπλέον, οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης, εντοπίζονται τόσο στην καταβόθρα της Νεστάνης II (σε βάθος 5 μ.) όσο και στην περιοχή της VES 718 (σε βάθος <250 μ.) με μικρή γενικά κλίση. Πρέπει να σημειωθεί ότι η καθαρότητα των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης είναι μεγάλη, γεγονός που συνεπάγεται αυξημένη περατότητα. Η τεκτονική επαφή (επώθηση) αποτελεί επίσης επιφάνεια προνομιακής ροής, αφού λόγω της τριβής οι ασβεστόλιθοι έχουν κατακερματιστεί.

Οι καταβόθρες Νεστάνη I και Νεστάνη II αποτελούν τελικά ρυθμιστικό παράγοντα στο υδρογεωλογικό καθεστώς της περιοχής, αφού απορροφούν μεγάλες ποσότητες υδάτων που σε περιόδους έντονων κατακρημνισμάτων δεν κατεισδύουν διαμέσου των τεταρτογενών σχηματισμών και επιπλέον εκφορτίζουν σε χαμηλότερα καρστικά συστήματα τα νερά που εύκολα κατεισδύουν στους καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους. Παρά το γεγονός ότι οι ανθρακικοί σχηματισμοί του υποβάθρου είναι υδροφόροι σχηματισμοί, η έντονη καρστικοποίηση και ο τεκτονισμός της περιοχής δεν διευκολύνουν τη διερεύνηση και εκμετάλλευση υδροφορίας.

Στην κεντρική περιοχή το μεγάλο πάχος των ιζημάτων και η ασάφεια της γεωλογικής δομής του υποβάθρου δεν ευνοούν την εξαγωγή συμπερασμάτων για τις υδρογεωλογικές συνθήκες.

6.2. ΥΠΟΛΕΚΑΝΗ ΠΙΚΕΡΝΗ - ΜΑΝΤΙΝΕΙΑΣ - ΜΗΛΙΑΣ

Η υπολεκάνη Πικέρνη - Μαντίνειας - Μηλιάς καταλαμβάνει το βόρειο, κεντρικό και δυτικό τμήμα της περιοχής μελέτης (βλ. εικ. 2.2). Οριοθετείται από το Λύρκειο όρος βόρεια, τον ορεινό όγκο Μάλι Θράσι - Μπαρμπέρι - Βουνό - Κοφινάς - Καρακοβούνι ανατολικά, το όρος Μαίναλο δυτικά και το γεωμορφολογικό στένωμα Προφ. Ηλία Σκοπής - Καρακοβουνίου νότια. Είναι η μεγαλύτερη σε έκταση υπολεκάνη, καλύπτοντας επιφάνεια 55 km² περίπου, με το μεγαλύτερο άξονα της μήκους 11,5 χιλιομέτρων σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

Το απόλυτο υψόμετρο της υπολεκάνης είναι περίπου +625. Στα βόρεια τμήματα της (περιοχή κάμπου Καρύταινας-σταθμός Τουρνικιώτη, βλ. εικ. 6.16), επικρατούν χαμηλά υψόμετρα (+622) και στα κεντρικά (περιοχή Μαντίνειας, Μεγάλης Λίμνης, Αγ. Προκοπίου) +627-628, με εξαίρεση την περιοχή των καταβοθρών Σιμιάδων και Κάφα όπου το απόλυτο υψόμετρο μειώνεται στο +621. Στα νότια τμήματα απαντούν τα μεγαλύτερα υψόμετρα (+640), με εξαίρεση την δυτική περιοχή της Μηλιάς, όπου αναπτύσσονται και οι ομώνυμες καταβόθρες, με απόλυτο υψόμετρο περίπου +632. Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της υπολεκάνης αυτής αποτελεί η εμφάνιση δύο λοφοειδών σχηματισμών στο κεντρικό και βόρειο τμήμα της: ο λόφος Γκορτσούλι, με απόλυτο υψόμετρο +742 και η λοφοειδής απόληξη του ορεινού όγκου Γαλιώτη Στρούγκα, του Προφήτη Ηλία Καρύταινας (+696).

6.2.1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης Πικέρνη - Μαντίνειας - Μηλιάς απαντώνται οι παρακάτω γεωλογικοί σχηματισμοί :

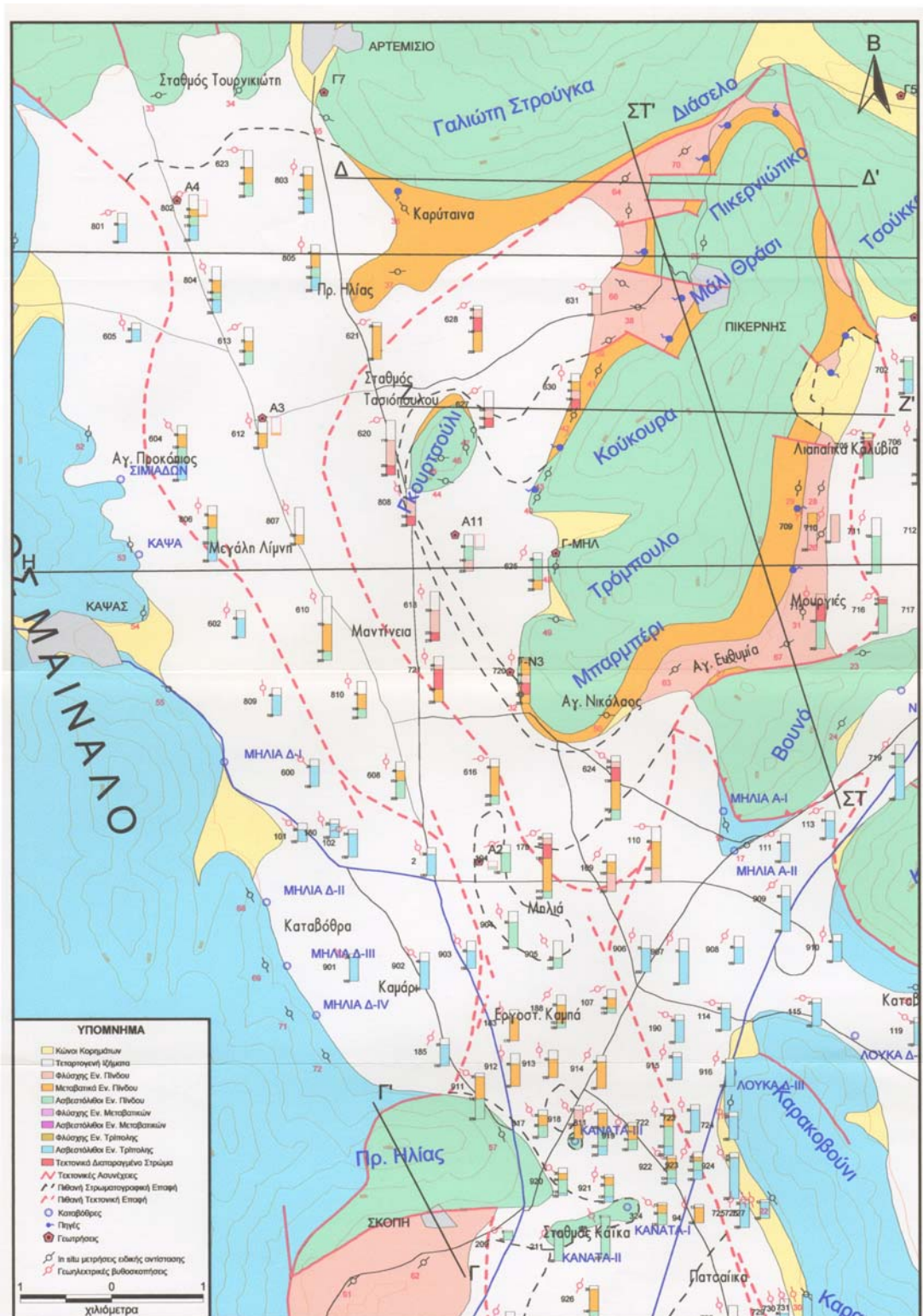
- Οι τεταρτογενείς αποθέσεις (πλειστοκαινικά) με τα λιμναίως-ελώδους προέλευσης κλαστικά ιζήματα των μαργών και πηλών (*‘Σχηματισμός Παλλαντίου’*), καλύπτουν τις περιοχές του κάμπου. Η ανόρυξη των γεωτρήσεων Α4, Α3, Α11 και Α2, παρέχουν χρήσιμες πληροφορίες για τη λιθοστρωματογραφική δομή των σχηματισμών αυτών (βλ. εικ. 6.16).
- Οι σχηματισμοί της εν. Πίνδου, με το φλύσχη, τα μεταβατικά προς το φλύσχη ιζήματα (μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι) και τους άνω κρητιδικούς ασβεστόλιθους, απαντώνται στα βόρεια και ανατολικά περιθώρια της υπολεκάνης Πικέρνη-Μαντίνειας (βλ. εικ. 6.16).
 - Στα βόρεια περιθώρια της υπολεκάνης (σταθμός Τουρνικιώτη - κοινότητα Αρτεμισίου - περιοχές Καρύταινας και Γαλιώτη Στρούγκα, βλ. εικ. 6.16), απαντώνται οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου, σε κανονική ακολουθία στρωμάτων.

- Αντίθετα, στα ανατολικά περιθώρια απαντάται η ανεστραμμένη ακολουθία στρωμάτων της εν. Πίνδου, η οποία αναμένεται να συνεχίζεται και κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα, στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης. Η ανεστραμμένη αυτή ακολουθία οριοθετείται από τα ρήγματα P1 στην περιοχή Διάσελο βόρεια και P3 στην περιοχή Μπαρμπέρι-Βουνό νότια (βλ. εικ. 6.16).
 - Στα νοτιοανατολικά κράσπεδα της υπολεκάνης, στην περιοχή του όρους Βουνό (βλ. εικ. 6.16), απαντώνται οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου, σε κανονική δομή.
- Οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης, των ανατολικών κρασπέδων του όρους Μαίναλο, κυριαρχούν στα δυτικά περιθώρια της υπολεκάνης (βλ. εικ. 6.16). Πρόκειται για συμπαγείς άστρωτους ή παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθους ή δολομίτες και κατά θέσεις έντονα καρστικοποιημένους (καταβόθρες Σιμιάδων και Κάψα).

Οι σχηματισμοί αυτοί απαντώνται επίσης στο νότιο-ανατολικό περιθώριο της υπολεκάνης, στις νότιες απολήξεις του όρους Βουνό, στις δυτικές απολήξεις του Κοφινά και στον ορεινό όγκο Καρακοβούνι-Καρακόβραχος. Πρόκειται κυρίως για συμπαγείς γκρίζους βιτουμενιούχους δολομιτικούς ασβεστόλιθους που εμφανίζονται κατά θέσεις καρστικοποιημένοι (καταβόθρες ανατολικής Μηλιάς και Λουκά).

Στα βόρεια και κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης έχουν ανоруχθεί τέσσερις (4) δειγματοληπτικές γεωτρήσεις A4, A3, A11 και A2 (βλ. εικ. 6.16), οι οποίες έχουν συναντήσει το αλπικό υπόβαθρο σε βάθη 75 μ. (μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι εν. Πίνδου), 85,7 μ. (μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι εν. Πίνδου), 67,5 μ. (ασβεστόλιθοι εν. Πίνδου), 29,3 μ. (ασβεστόλιθοι), αντίστοιχα. Τα δεδομένα των γεωτρήσεων αυτών αποτέλεσαν χρήσιμα στοιχεία για την βαθμονόμηση και αξιολόγηση των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων (βλ. Κεφάλαιο 5).

Ένας σημαντικός αριθμός ιδιωτικών υδρογεωτρήσεων έχουν ανоруχθεί στις ανατολικές περιοχές της υπολεκάνης, στα κράσπεδα των ορεινών όγκων Κούκουρα και Μπαρμπέρι (βλ. εικ. 3.1), που εκμεταλλεύονται τον υδροφόρο ορίζοντα που δημιουργείται από την ανεστραμμένη δομή της εν. Πίνδου στην περιοχή.



Εικόνα 6.16: Γεωλογικός χάρτης της υπολεκάνης Πικέρνη-Μαντινείας-Μηλιάς, στον οποίο απεικονίζονται οι θέσεις των γεωτρήσεων και των γεωηλεκτρικών βαθοσκοπήσεων, καθώς και η γεωλογική τους αξιολόγηση.

Figure 6.16: Geological map of Pikerni-Mantineia-Milia sub-basin, where the location of boreholes and vertical electrical soundings are presented, with the corresponding geological evaluation.

Ένας μεγάλος αριθμός φρεάτων αναπτύσσεται στις περιοχές ανατολικά της Καρύταινας, της Μαντίνειας και κυρίως της Μηλιάς (βλ. εικ. 3.1), τα οποία εκμεταλλεύονται τις υδροφορίες που αναπτύσσονται στους ορίζοντες κυρίως των άμμων και κροκαλοπαγών των πλειστοκαινικών σχηματισμών.

Στα βορειοανατολικά περιθώρια της υπολεκάνης απαντούν αρκετές πηγές. Η ανεστραμμένη δομή του ορεινού όγκου Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι, δημιουργεί κατάλληλες προϋποθέσεις για την εκδήλωση πηγών σε όλο σχεδόν το μέτωπο της επαφής των υπερκείμενων ασβεστόλιθων με τους υποκείμενους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους (βλ. εικ. 6.16). Στην επαφή των μαργαϊκών ασβεστόλιθων με τους ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου, στη θέση Καρύταινα δημιουργείται πηγή μικρής παροχής. Μικρές εποχιακές πηγές εκδηλώνονται στις περιοχές των κοινοτήτων Κάψα και Σιμιάδων στους μεγάλους κώνους κορημάτων.

Στους ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Τρίπολης, στα δυτικά κράσπεδα της υπολεκάνης, αναπτύσσεται ένα εκτεταμένο καρστικό σύστημα (βλ. εικ. 3.1) Πρόκειται για ένα καλά ανεπτυγμένο σύστημα το οποίο αποτελείται από τις μεγάλες καταβόθρες Σιμιάδων και Κάψα βόρεια και δυτικής Μηλιάς νοτιότερα. Στους ίδιους σχηματισμούς έχουν αναπτυχθεί καταβόθρες και στα νοτιοανατολικά κράσπεδα της υπολεκάνης, με τη δημιουργία των καταβοθρικού συστήματος του Λουκά.

6.2.2. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης Πικέρνη - Μαντίνειας -Μηλιάς, εκτελέστηκαν:

- i. σαράντα μία (41) *in situ* μετρήσεις ειδικής αντίστασης σε γεωτρήσεις και σε επιφανειακές εμφανίσεις των αλπικών σχηματισμών, για τη βαθμονόμηση της μεθόδου και τον προσδιορισμό των ειδικών αντιστάσεων (βλ. Κεφάλαιο 5 & εικ. 6.16) και
- ii. εβδομήντα οκτώ (78) γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις στην περιοχή των κοινοτήτων Αρτεμισίου - Σιμιάδων - Κάψα, της Μαντίνειας και της Μηλιάς, για τον προσδιορισμό των γεωλογικών συνθηκών κάτω από τις τεταρτογενείς αποθέσεις (βλ. εικ. 6.16).

6.2.2.α. In situ μετρήσεις της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.

Στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης, εκτελέστηκαν οι παρακάτω *in situ* μετρήσεις:

- i. τέσσερις (4) γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις βαθμονόμησης των γεωτρήσεων A4, A3, A11 και A2. Τα αποτελέσματα της βαθμονόμησης σε κάθε μία από αυτές και τα γενικότερα συμπεράσματα, αναφέρονται στο Κεφάλαιο 5 και έχουν ληφθεί υπόψη στον προσδιορισμό των μέσων ειδικών αντιστάσεων της περιοχής.
- ii. τριάντα επτά (37) *in situ* μετρήσεις σε επιφανειακές εμφανίσεις των γεωλογικών σχηματισμών στα κράσπεδα της υπολεκάνης. Τα στοιχεία για κάθε μέτρηση καθώς τα αποτελέσματα της αξιολόγησης τους, αναφέρονται στο Κεφάλαιο 5. Από αυτές:
 - επτά (7) μετρήσεις *in situ* (63, 39, 38, 66, 65, 64 & 70), σε επιφανειακές εμφανίσεις του φλύσχη της εν. Πίνδου, στην περιοχή Αγ. Ευθυμία, στην περιοχή Διάσελο και δυτικά της κοινότητας Πικέρνη (βλ. εικ. 6.16).
 - έξι (6) μετρήσεις *in situ* (36, 37, 41, 42, 32 & 50), σε επιφανειακή εμφάνιση των μαργαϊκών ασβεστόλιθων, των μεταβατικών προς το φλύσχη στρωμάτων της ίδιας ενότητας, στις περιοχές Καρύταινας, στα δυτικά κράσπεδα του όρους Κούκουρα και νότιο Μπαρμπέρι (βλ. εικ. 6.16).
 - δεκατέσσερις (14) *in situ* μετρήσεις, σε επιφανειακές εμφανίσεις των ανθρακικών σχηματισμών της ίδιας ενότητας, στις περιοχές των κοινοτήτων Αρτεμισίου (*in situ* 33, 34 & 35) και Πικέρνη (*in situ* 25), δυτικό Κούκουρα και Μπαρμπέρι (43, 40, 48 & 49), στην περιοχή του λόφου Γκορτσούλι (*in situ* 44, 45, 46 & 47), στον ορεινό όγκο Προφ. Ηλία Σκοπής, (*in situ* 57) και στις νοτιοανατολικές απολήξεις του όρους Βουνό (*in situ* 24) (βλ. εικ. 6.16).

- δέκα (10) *in situ* μετρήσεις σε επιφανειακές εμφανίσεις των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης. Οι *in situ* 51, 52, 53, 54, 55, 68, 69, 71 και 72 σε θέσεις του δυτικού περιθωρίου της υπολεκάνης και η *in situ* 56 στις νότιες απολήξεις του όγκου Κοφινάς (περιοχή καταβόθρας Λουκά Δ-Ι) (βλ. εικ. 6.16).

6.2.2.β. Γεωφυσικές διασκοπήσεις.

Για τον προσδιορισμό των γεωλογικών συνθηκών κάτω από τα μεταλλικά (πλειστοκαινικά) ιζήματα που καλύπτουν την υπολεκάνη εκτελέστηκαν εβδομήντα οκτώ (78) γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (βλ. εικ. 6.16). Οι βυθοσκοπήσεις αυτές χωροθετήθηκαν έτσι ώστε να καλύψουν ολόκληρη την περιοχή ενδιαφέροντος με ευθύγραμμη διάταξη και ισαπέχοντα σημεία (δημιουργία κανάβου) και στη συνέχεια να αξιολογηθούν σε διαφορετικές τομές και χάρτες.

Το σύνολο των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων έλαβαν χώρα στα πλειστοκαινικά ιζήματα των πεδινών εκτάσεων της υπολεκάνης. Η ανάπτυξη τους στο βόρειο και κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης δεν παρουσίασε ιδιαίτερα προβλήματα, επιτρέποντας την αξιοποίηση του υπάρχοντος εξοπλισμού, με βάθη διερεύνησης που κυμαίνονται μεταξύ 200 και 250 μέτρων. Στο νότιο τμήμα της υπολεκάνης (περιοχή Μηλιάς), οι εκτεταμένες καλλιέργειες καρποφόρων δένδρων, οι περιφράξεις των περισσότερων ιδιοκτησιών και οι μεγάλοι αποστραγγιστικοί αύλακες, δεν επέτρεψαν την ανάπτυξη των ηλεκτροδίων ρεύματος σε μεγάλες αποστάσεις σε αρκετές θέσεις. Το βάθος διερεύνησης εδώ εκτιμάται ότι ήταν ικανοποιητικό για τους στόχους της παρούσας μελέτης.

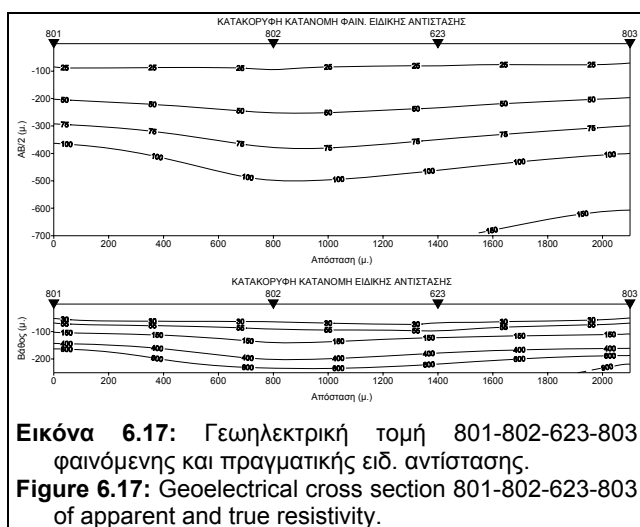
Μετά την επεξεργασία των γεωφυσικών δεδομένων, έγινε ποιοτική και ποσοτική ερμηνεία των αποτελεσμάτων, με την κατασκευή:

- Τομών φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης, σε διεύθυνση Α-Δ.
- Τομών φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης, σε διεύθυνση Β-Ν.
- Χαρτών οριζόντιας κατανομής φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης για διάφορα ημιαναπτώγματα ηλεκτροδίων ρεύματος (AB/2).

Οι τιμές της φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης, που χρησιμοποιήθηκαν για την χάραξη των ισότιμων καμπύλων (25-30 Ωμ, 50-55 Ωμ, 75 Ωμ, 100 Ωμ, 150 Ωμ, 200 Ωμ, κλπ), παρέμειναν σταθερές για όλες σχεδόν τις τομές, έτσι ώστε να υπάρχει δυνατότητα συσχέτισης και αξιολόγησης τους. Για τον ίδιο λόγο επελέγη και κοινή κλίμακα των ειδικών αντιστάσεων (>25 Ωμ, 25-50 Ωμ,

50-75 Ωμ, κλπ) για την κατασκευή των χαρτών τόσο της φαινόμενης, όσο και της πραγματικής ειδικής αντίστασης. Για την πληρέστερη αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των τομών και των χαρτών, δεν ελήφθησαν υπόψη περιοχές με 'αραιά' δεδομένα.

Από την αξιολόγηση των γεωφυσικών δεδομένων των τομών και χαρτών για την ευρύτερη περιοχή Πικέρνη-Μαντίνειας-Μηλιάς, προκύπτει ότι:

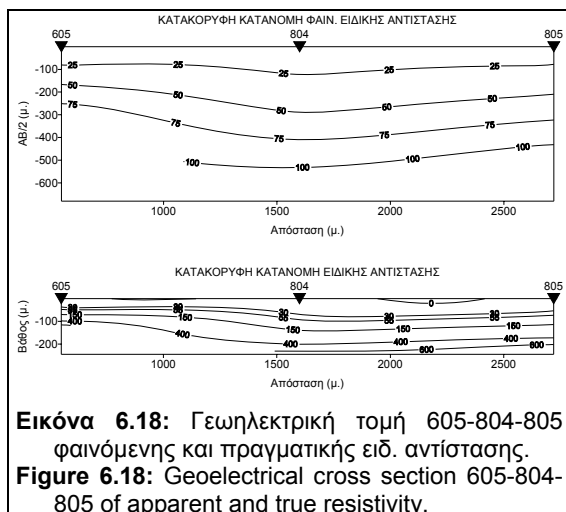


Εικόνα 6.17: Γεωηλεκτρική τομή 801-802-623-803 φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης.
Figure 6.17: Geoelectrical cross section 801-802-623-803 of apparent and true resistivity.

- Στο βόρειο και βορειοδυτικό τμήμα της υπολεκάνης (περιοχή κάμπου κοινοτήτων Αρτεμισίου-Σιμιιάδων και περιοχή δυτικής Καρύταινας), παρατηρείται μία σχετικά ομοιόμορφη κατανομή της φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης. Έτσι, μικρές τιμές ρ_a (<25-40 Ωμ) και ρ (15-20 Ωμ) παρατηρούνται

για ημιαποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος (AB/2) έως 200-300 μ. και βάθη έως 70-75 μ. αντίστοιχα, ενώ μεγαλύτερες τιμές ρ_a και ρ για μεγαλύτερες αποστάσεις AB/2 και βάθη αντίστοιχα.

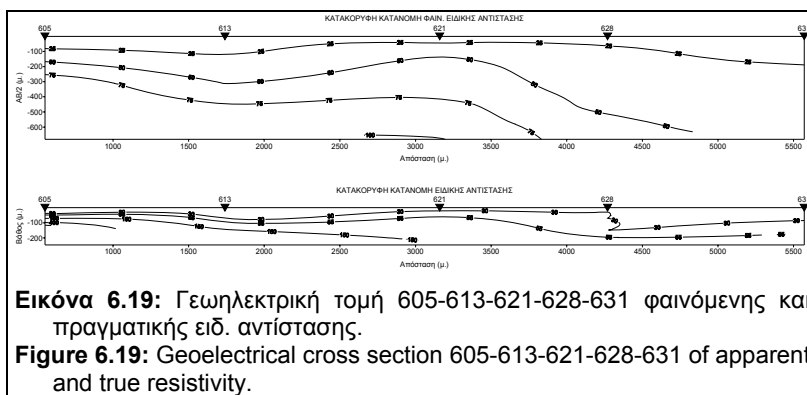
Από την μορφή των ισότιμων καμπύλων φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης, στις γεωηλεκτρικές τομές των εικόνων 6.17, 6.18, 6.19 και 6.20, παρατηρείται μία ομαλή βύθιση τους προς τις κεντρικές περιοχές του εξεταζόμενου τμήματος (περιοχές VES 623, 804, 613, 612).



Εικόνα 6.18: Γεωηλεκτρική τομή 605-804-805 φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης.
Figure 6.18: Geoelectrical cross section 605-804-805 of apparent and true resistivity.

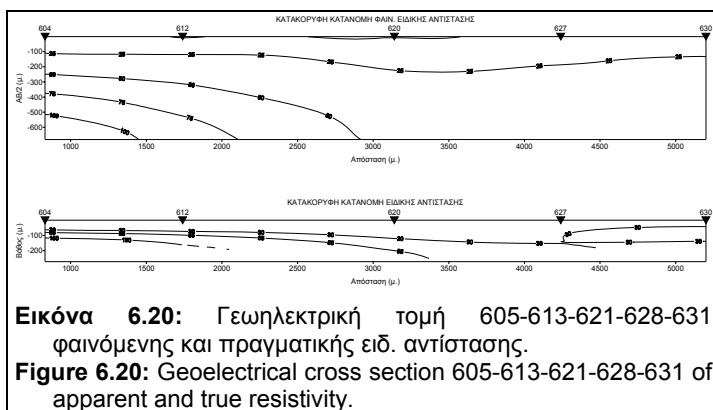
Δυτικά επικρατούν σχετικά υψηλές τιμές φαινόμενων (>70-80 Ωμ) και πραγματικών (>500 Ωμ) ειδικών αντιστάσεων (VES 801, 605). Στις γεωηλεκτρικές τομές ρ και ρ_a (βλ. εικ. 6.17, 6.18, 6.19 & 6.20) και στους χάρτες των εικόνων 6.31γ, δ, γίνεται φανερό ότι, στην περιοχή αυτή, αναπτύσσεται ένα γεωηλεκτρικό

στρώμα υψηλής ειδικής αντίστασης (>500 Ωμ), που βυθίζεται κάτω από τους επιφανειακούς σχηματισμούς στα κεντρικά τμήματα τους.

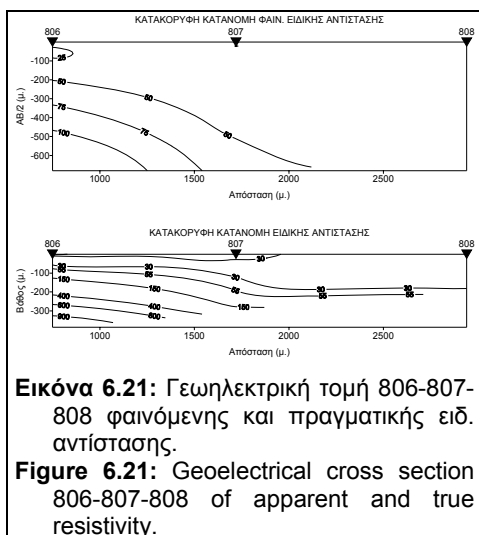


αποστάσεις AB/2 (βλ. εικ. 6.17, 6.18, 6.19 & 6.20).

Στο κεντρικό τμήμα της εν λόγω περιοχής (VES 802, 623, 804, 613, 612), παρατηρείται βύθιση των ισότιμων καμπύλων ρ και ρ_a για μεγαλύτερες

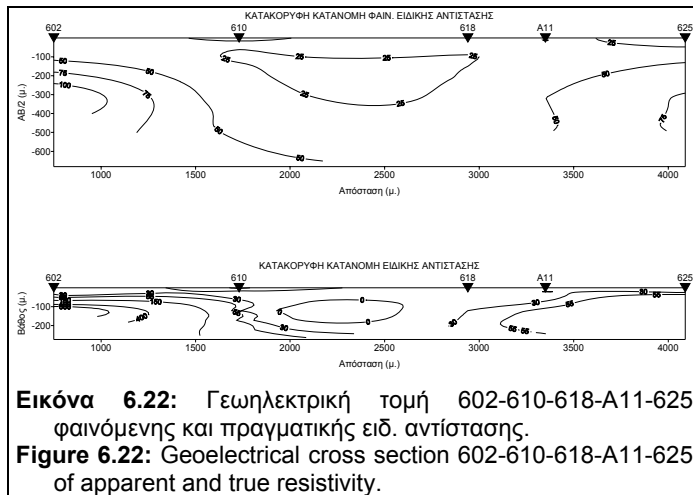


Στο ανατολικό τμήμα (VES 803, 805, 621) οι ισότιμες καμπύλες ανέρχονται (παρουσία μη αγωγίμου υλικού) σε μικρότερα βάθη.



(40-50 Ωμ) ειδ. αντίστασης (παρουσία πολύ αγωγίμου στρώματος) ακόμη και σε μεγαλύτερα βάθη .

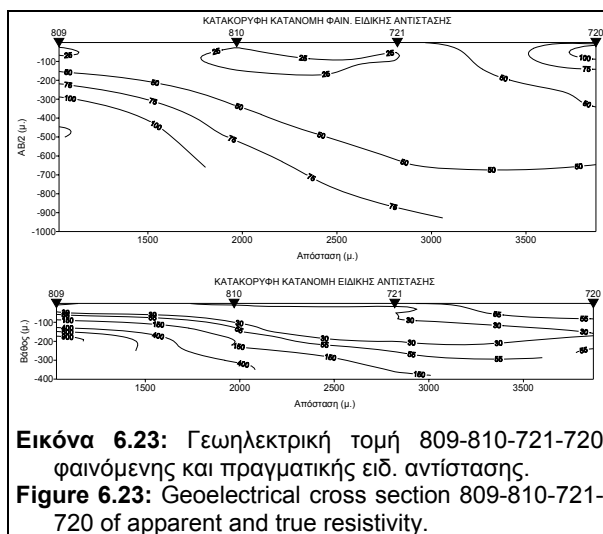
- Στο βορειανατολικό τμήμα της υπολεκάνης Πικέρνη (κάμπος κοινότητας Πικέρνη), παρατηρείται τόσο στις τομές ρ_a και ρ , όσο και στους χάρτες, μια απότομη βύθιση των ισότιμων καμπύλων φαινόμενης ειδικής αντίστασης στην περιοχή των VES 621 & 628 (βλ. εικ. 6.19) καθώς και VES 612 & 620 (βλ. εικ. 6.20). Αυτό οφείλεται στο γεγονός, ότι στην περιοχή των VES 628, 631, 620, 627, 630 επικρατούν χαμηλές τιμές φαινόμενης (<50 Ωμ) και πραγματικής



6.21, 6.22, 6.23, 6.24 και 6.25, παρατηρούμε ότι :

- Στα πιο κεντρικά σημεία (Μεγάλη Λίμνη) επικρατούν χαμηλές ειδικές αντιστάσεις ακόμη και σε μεγάλα βάθη (VES 807, 808, 610).

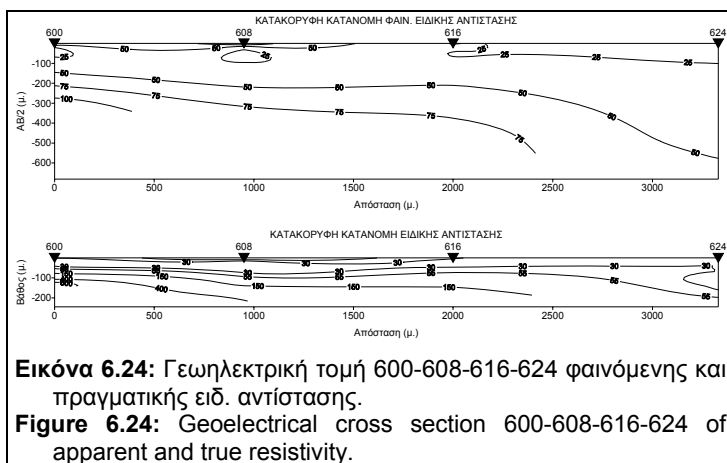
Αξιοσημείωτη είναι η εμφάνιση ενός πολύ αγωγίμου γεωηλεκτρικού σχηματισμού (<30 Ωμ) για μεγάλα βάθη διερεύνησης, στην στενή ζώνη των VES 808, 618 και 721, που αναπτύσσεται σε διεύθυνση Β-Ν σε συνέχεια του σχηματισμού χαμηλών ειδικών αντιστάσεων του κάμπου Πικέρνη (βλ. εικ. 6.21 & 6.22).



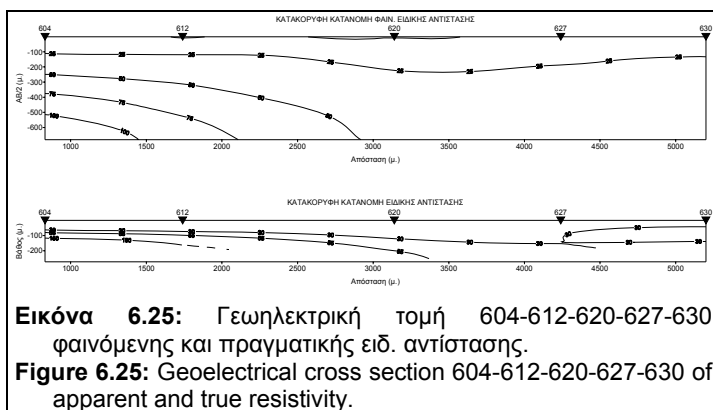
- Στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης Μαντίνας (κάμπος Κάψα, αρχαία Μαντίνα, νότια λόφου Γκορτσούλι), η γεωηλεκτρική δομή φαίνεται να είναι αρκετά πολύπλοκη. Από τη μορφή των ισότιμων καμπυλών ρ και ρ_{α} στις τομές των εικόνων

- Ο γεωηλεκτρικός σχηματισμός υψηλής ειδικής αντίστασης των δυτικών περιθωρίων ($\rho > 150$ Ωμ και $\rho_{\alpha} > 75$ Ωμ) (VES 806, 602, 809, 600, 101, 180, 102, 2), βυθίζεται κάτω από τους χαμηλής ειδικής αντίστασης σχηματισμούς του κεντρικού τμήματος. Ο σχηματισμός αυτός δεν εντοπίστηκε στις

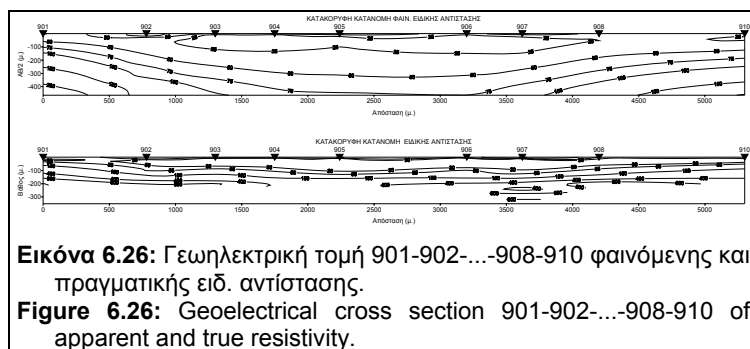
γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις που διεξήχθησαν ανατολικότερα και εκτιμάται ότι απαντά σε βάθη μεγαλύτερα των 350-400 μ.



πλευρικής ασυνέχειας, που φέρνει σε επαφή τον σχηματισμό υψηλών ειδικών αντιστάσεων του δυτικού περιθωρίου με σχηματισμό χαμηλότερης ειδικής αντίστασης ($\rho_a < 45-50$ και $\rho < 100 \Omega\text{m}$) στα πιο κεντρικά τμήματα.



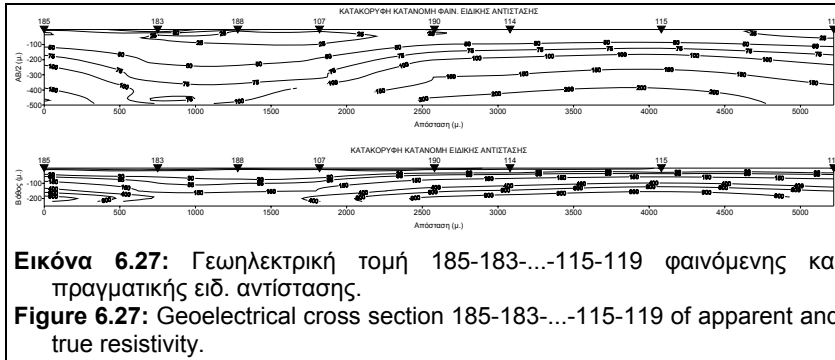
VES 618 και A11 (βλ. εικ. 6.22), 810 και 721, 721 και 720 (βλ. εικ. 6.23), 616 και 624 (βλ. εικ. 6.24), 104 και 179, 179 και 109, καθώς και 110 και μέτρηση *in situ* 18 (βλ. εικ. 6.25). Η ασυνέχεια αυτή διαχωρίζει μία ζώνη χαμηλών ειδικών αντιστάσεων δυτικά από μία άλλη υψηλότερων τιμών που βρίσκεται ανατολικότερα.



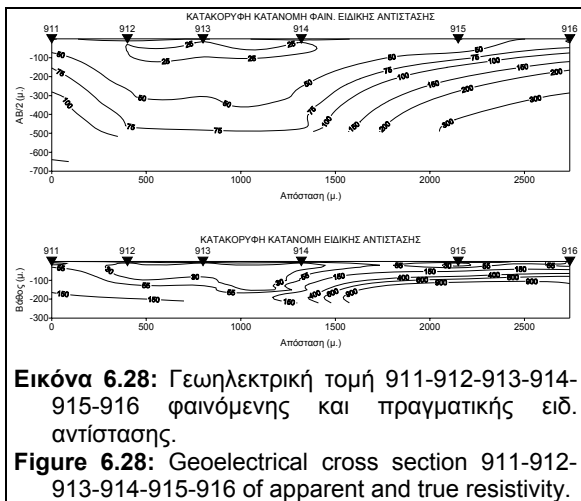
Η βύθιση των ισότιμων καμπύλων ρ_a και ρ μεταξύ των VES 806 & 807 (βλ. εικ. 6.21), 602 & 610 (βλ. εικ. 6.22), 809 & 810 (βλ. εικ. 6.23), 600 & 608 (βλ. εικ. 6.24) καθώς και 2 & 104 (βλ. εικ. 6.25), υποδηλώνει την ύπαρξη

– Στις ανατολικές περιοχές του εξεταζόμενου τμήματος (δυτικά κράσπεδα όρους Μπαρμπέρι) εμφανίζεται μία ζώνη πλευρικής ασυνέχειας στην περιοχή μεταξύ των

Αξιοσημείωτη είναι η ‘αναδίπλωση’ των ισότιμων καμπυλών φαινόμενης και πραγματικής ειδικής αντίστασης στην περιοχή των VES A11, 625 και 720.



μοιόμορφη κατανομή της φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης. Από τη μορφή των ισότιμων καμπυλών ρ_a και ρ στις τομές των εικόνων 6.26, 6.27, 6.28, 6.29 και 6.30, παρατηρούμε ότι :

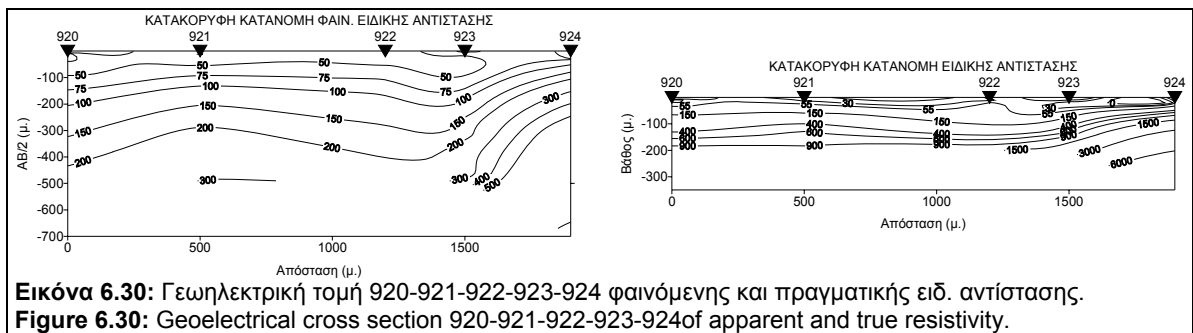
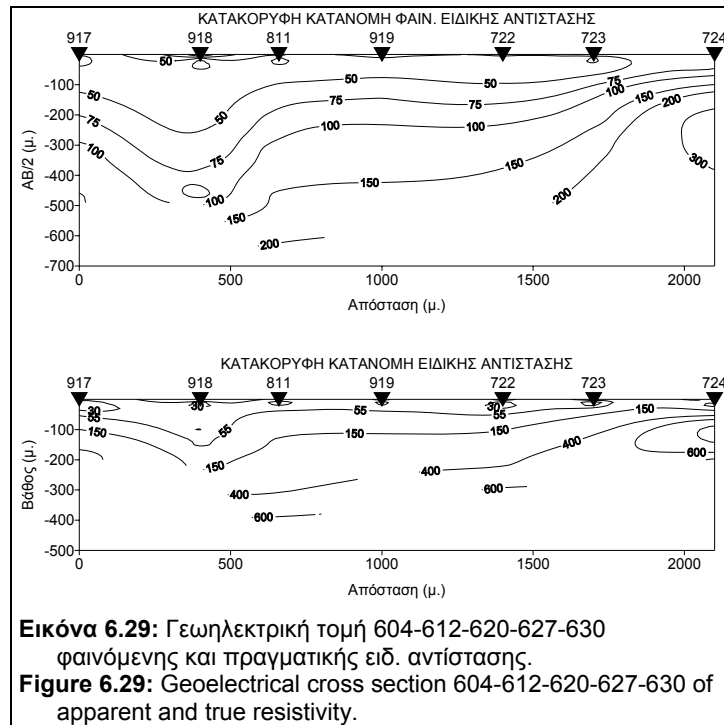


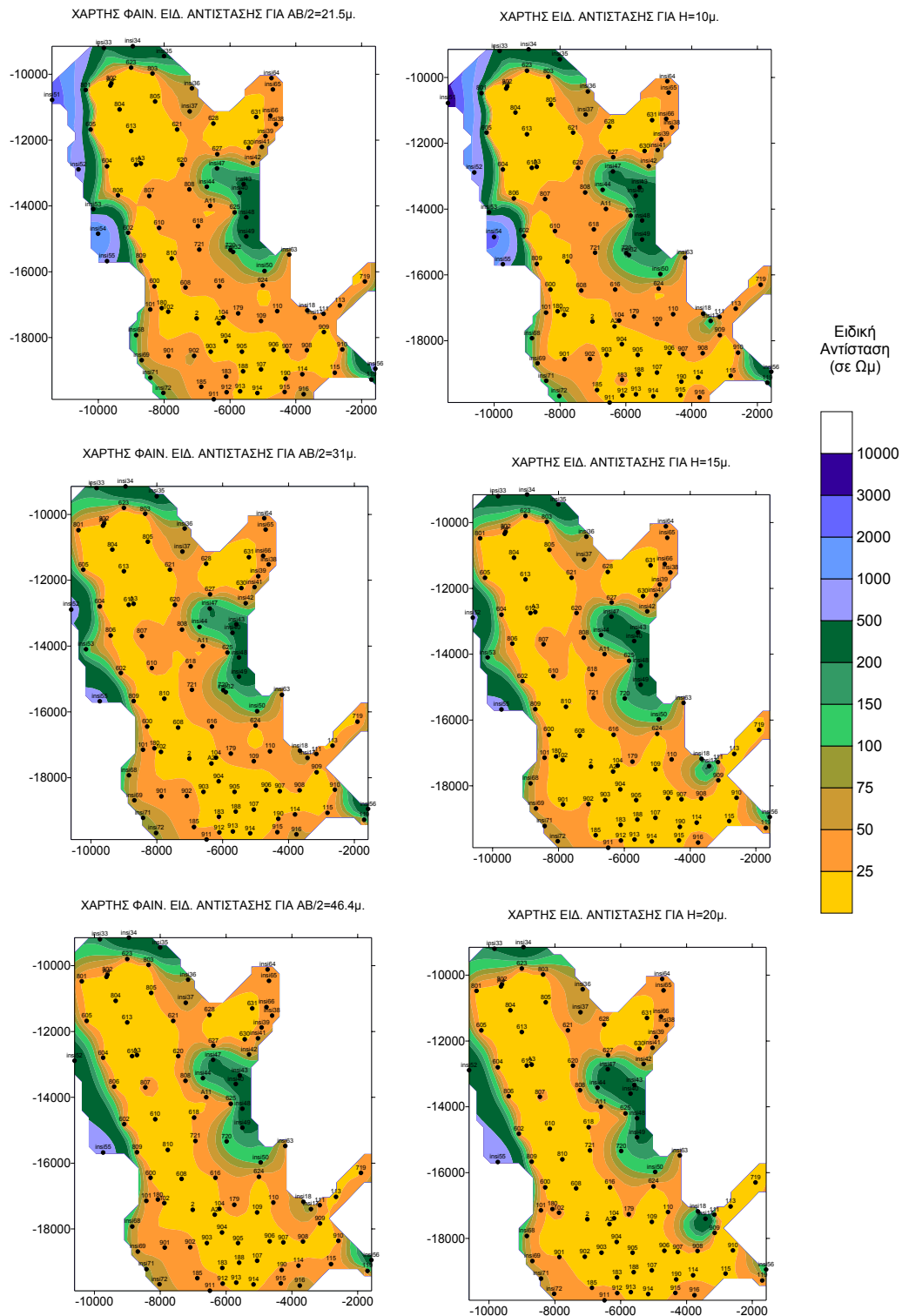
190, 114, 115, 119, 915, 916, 723, 724 και 924. Η βύθιση των ισότιμων καμπύλων της φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης, αποτυπώνει μία πλευρική ασυνέχεια ιδιαίτερα στην περιοχή των βυθοσκοπήσεων 914 και 915 (βλ. εικ. 6.28), 722, 723 και 724 (βλ. εικ. 6.29), καθώς και μεταξύ 923 και 924 (βλ. εικ. 6.30).

- Στα κεντρικά και νοτιοανατολικά τμήματα επικρατούν χαμηλές τιμές ρ_a (<75 Ωm) και ρ (<200Ωm) για μεγάλα βάθη. Οι αυξημένες τιμές τόσο της ρ_a (<100 Ωm) όσο και της ρ (>500 Ωm) σε μεγάλα βάθη στις νότιες περιοχές, αποδίδονται στην διερεύνηση σχηματισμού υψηλής ειδ. αντίστασης στα δυτικά και ανατολικά περιθώρια.

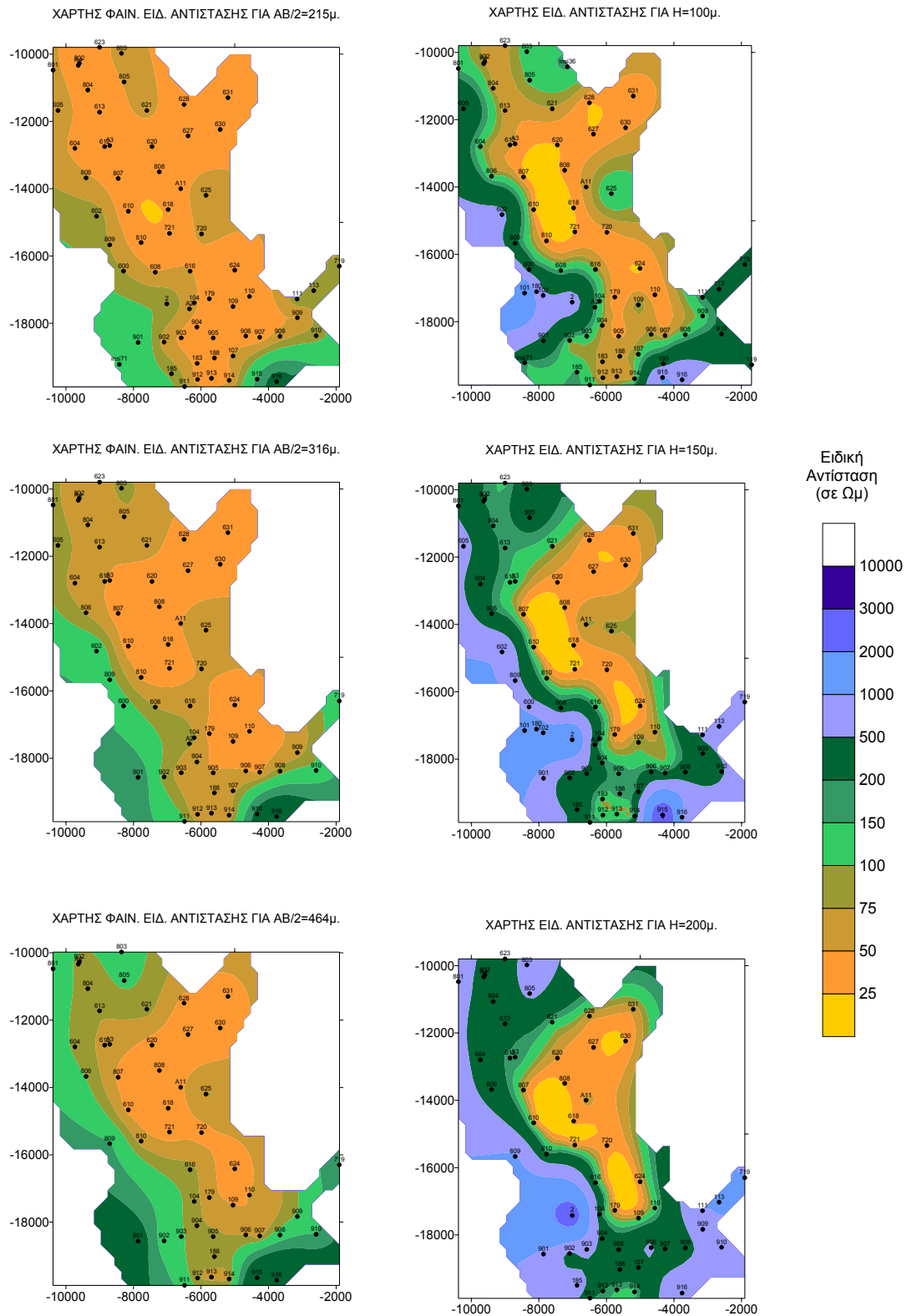
- Στο νότιο τμήμα της υπολεκάνης Μηλιάς (Καμάρι, Μηλιά, νότιες απολήξεις ορ. Βουνό) παρατηρείται και πάλι σχετικά

- Ο σχηματισμός υψηλών ειδ. αντιστάσεων των δυτικών κρασπέδων που προσδιορίζεται σε μικρά βάθη στην περιοχή των VES 901, 902, 903 και 185, φαίνεται να βυθίζεται σε μεγαλύτερα βάθη στο κεντρικό τμήμα και επανεμφανίζεται ανατολικά στην περιοχή των VES 906, 907, 908, 909, 910,



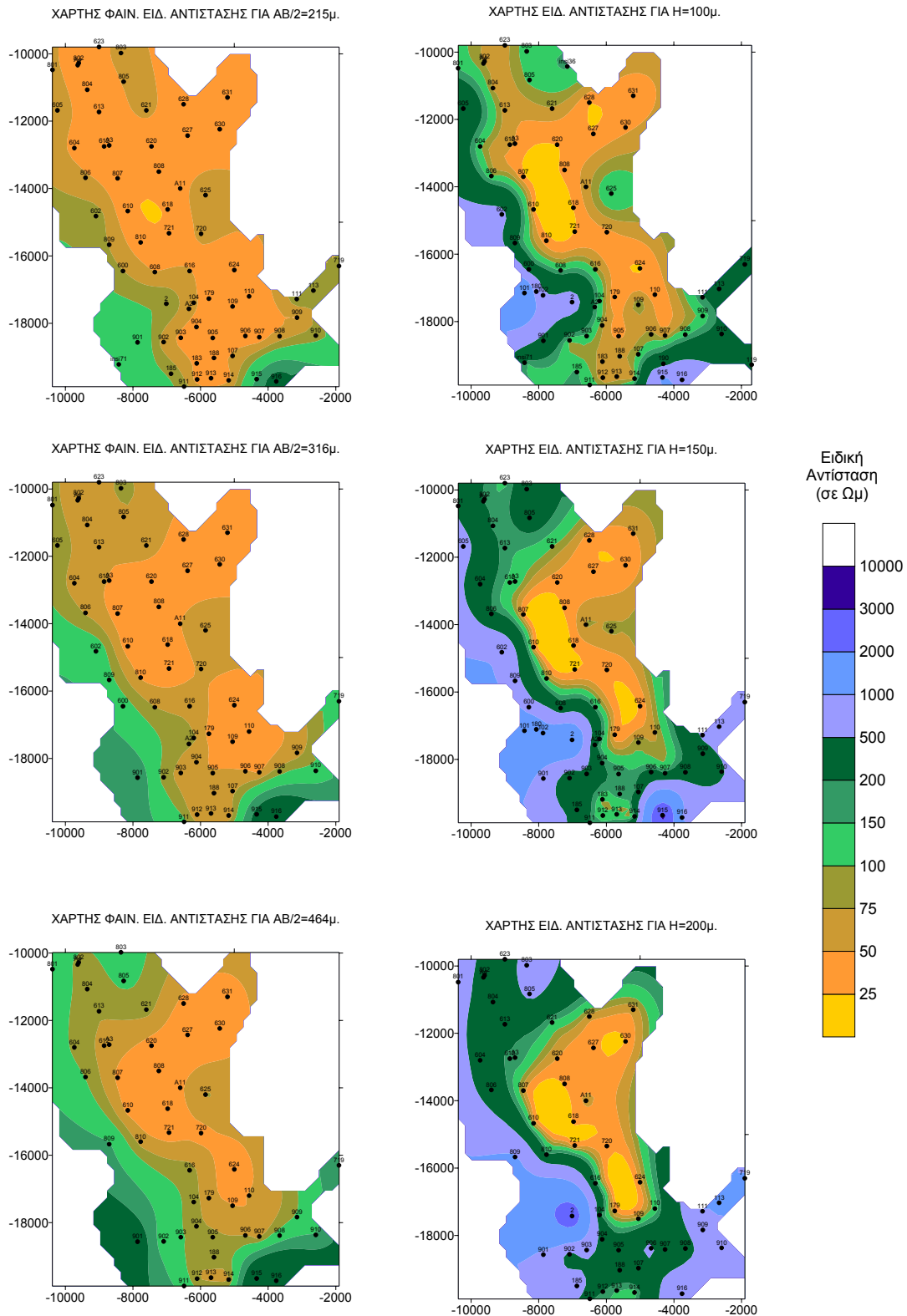


Εικόνα 6.31α: Χάρτης φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για $AB/2=21,5, 31, 46 \mu$. και βάθος $H=10, 15, 20 \mu$., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Πικέρνη-Μαντίνιας-Μηλιάς.
Figure 6. 31a: Map of apparent and true resistivity for $AB/2=21.5, 31, 46 \text{ m}$ and depth $H=10, 15, 20 \text{ m}$, respectively, in the Pikerni-Mantina-Milia sub-basin.

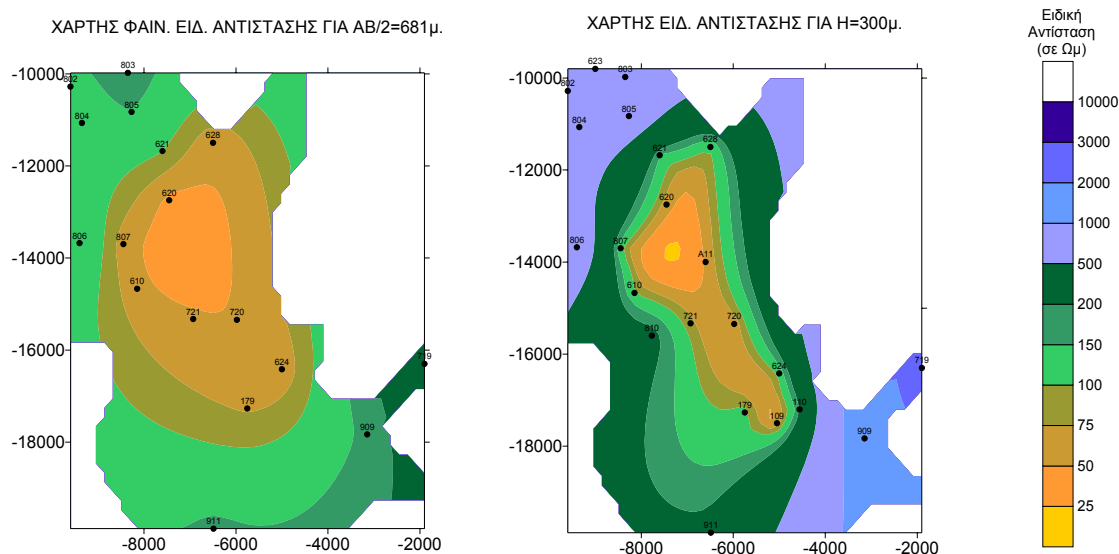


Εικόνα 6.31β: Χάρτης φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για $AB/2=68, 100, 147 \mu$ και βάθος $H=30, 45, 70 \mu$., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Πικέρνη-Μαντίνειας-Μηλιάς.

Figure 6. 31β: Map of apparent and true resistivity for $AB/2=68, 100, 147m$. and depth $H=30, 45, 70m$., respectively, in the Pikerni-Mantinia-Milia sub-basin.



Εικόνα 6.31γ: Χάρτης φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για AB/2=215, 316, 464. και βάθος H=100, 150, 200 μ., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Πικέρνη-Μαντίνειας-Μηλιάς.
Figure 6. 31γ: Map of apparent and true resistivity for AB/2=215, 316, 464 m and depth H=100, 150, 200 m, respectively, in the Pikerni-Mantinia-Milia sub-basin.



Εικόνα 6.315: Χάρτης φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για $AB/2=681$ μ. και βάθος $H=300$ μ., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Πικέρνη-Μαντίνειας-Μηλιάς.

Figure 6. 315: Map of apparent and true resistivity for $AB/2=681$ m and depth $H=300$ m, respectively, in the Pikerni-Mantinia-Milia sub-basin.

6.2.3. ΣΥΣΧΕΤΙΣΜΟΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ-ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Λαμβάνοντας υπόψη,

- ⇒ τις γεωλογικές παρατηρήσεις στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης Πικέρνη-Μαντίνειας-Μηλιάς, όπως αυτές διατυπώθηκαν στις προηγούμενες παραγράφους,
 - ⇒ το συσχετισμό των γεωλογικών σχηματισμών με τις τιμές των ειδικών αντιστάσεων, που προέκυψαν από την ερμηνεία των *in situ* βυθοσκοπήσεων σε γεωτρήσεις και στους επιφανειακούς σχηματισμούς και
 - ⇒ την κατανομή της ειδικής αντίστασης (φαινόμενης και πραγματικής) τόσο στις γεωηλεκτρικές τομές όσο και στους χάρτες,
- προκύπτουν τα παρακάτω.

Στο βόρειο-βορειοδυτικό τμήμα της υπολεκάνης, στην περιοχή κάμπου κοινοτήτων Σιμιιάδων, Αρτεμισίου και περιοχή δυτικής Καρύταινας (βλ. εικ. 6.16), η ομοιόμορφη κατανομή των ειδικών αντιστάσεων ρ_a και ρ προϋποθέτει μια γενικά ομαλή γεωλογική δομή. Οι υψηλές τιμές ρ (>500 Ωμ) και ρ_a ($>70-80$ Ωμ), που επικρατούν στη δυτική περιοχή (VES 801 & 605) και εμφανίζονται τόσο στις τομές των εικόνων 6.17 και 6.18, όσο και στους χάρτες των εικόνων 6.31α, β, γ, δ, από μικρά ακόμη βάθη, αποδίδονται στον εντοπισμό των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης,

σε βάθη >35-50 μ. Στις μετρήσεις *in situ* 51 & 52, στα κράσπεδα της λεκάνης στην περιοχή Σιμιάδων στους ανθρακικούς σχηματισμούς, προσδιορίστηκαν γενικά υψηλές τιμές ειδικής αντίστασης (>1000 Ωμ). Ο σχηματισμός αυτός αποτελεί το αλπικό υπόβαθρο του κεντρικού τμήματος, σε βάθη >180-200 μ., αφού προσδιορίζεται στις θέσεις των VES 802 (170 μ.), 803 (>170 μ.), 804 (>180 μ.), 805 (>180 μ.) και 604 (>200 μ.), γεγονός που καθίσταται περισσότερο φανερό και στους χάρτες των εικόνων 6.31γ και 6.31δ.

Στις κεντρικές περιοχές (VES 802, 623, 804, 613 & 612), η ανόρυξη των γεωτρήσεων A4 και A3, οι οποίες συνάντησαν στα 81 και 85 μ., αντίστοιχα, τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, υποδηλώνουν την παρουσία των σχηματισμών της εν. Πίνδου, όπου αποτελούν και την οροφή του αλπικού υποβάθρου στις περιοχές αυτές. Οι γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις βαθμονόμησης που αναπτύχθηκαν στις θέσεις των εν λόγω γεωτρήσεων απέδωσαν πολύ καλά αποτελέσματα τόσο στον προσδιορισμό του βάθους του αλπικού υποβάθρου όσο και στη αξιολόγηση της ειδ. αντίστασης του σχηματισμού.

Οι μετρήσεις *in situ* 33, 34 & 35, σε ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου στις περιοχές Σταθμός Τουρνικιώτη και κοινότητας Αρτεμισίου, έδωσαν ειδ. αντιστάσεις 350-500 Ωμ. Οι μετρήσεις *in situ* 36 και 37, σε μαργαϊκούς ασβεστόλιθους στην περιοχή Καρύταινα και Προφ. Ηλία Καρύταινας, έδωσαν ειδ. αντιστάσεις από 75 Ωμ (στρώματα πλησιέστερα στο φλύσχη) έως 160 Ωμ (στρώματα πλησιέστερα στους ασβεστόλιθους).

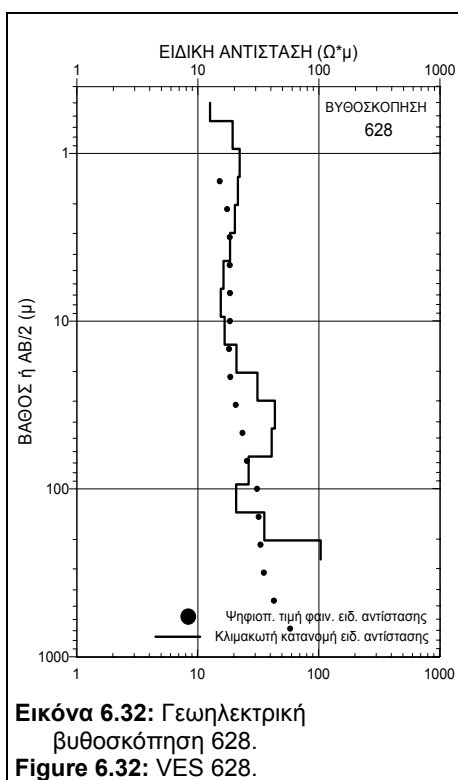
Λαμβάνοντας υπόψη τις παραπάνω παρατηρήσεις και τα στοιχεία που προέκυψαν από την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων, στις κεντρικές και ανατολικές περιοχές, κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα διερευνήθηκαν τόσο ο σχηματισμός των μαργαϊκών ασβεστόλιθων όσο και οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου. Έτσι :

- Οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι προσδιορίστηκαν σε βάθη 65-90 μ. στις κεντρικές περιοχές (VES 802, 623, 613 & 612), 45-50 μ. στις ανατολικές (VES 803 & 805) και δυτικές (VES 604) και σε 20 μ. στη θέση της VES 624.
- Οι ασβεστόλιθοι εντοπίστηκαν σε βάθη 120-140 μ. στις θέσεις των VES 604, 802, 804, 613, 803 και 805. Στη θέση της VES 623 εκτιμάται ότι υπερβαίνουν τα 180 μ. και δεν διερευνήθηκαν στις θέσεις των VES 621 και 612, κάτω από τους μαργαϊκούς, πάρα το μεγάλο ανάπτυγμα των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB/2=681 & 464 μ., αντίστοιχα).

Στο βορειοανατολικό τμήμα της υπολεκάνης, στο κάμπο της κοινότητας Πικέρνη, οι μικρές τιμές φαινόμενης (<50 Ωμ) και πραγματικής (40-45 Ωμ) ειδ. αντίστασης που επικρατούν, οφείλονται στην παρουσία του φλύσχη της εν. Πίνδου, της ανεστραμμένης δομής Μπαρμπέρι-Κούκουρα, κάτω από τους πλειστοκαινικούς σχηματισμούς. Αυτό γίνεται άμεσα αντιληπτό και από τη μορφή (βύθιση) των ισότιμων καμπύλων ρ_a και ρ των εικόνων 6.19 και 6.20, στις περιοχές των VES 628, 631, 620, 627 & 630.

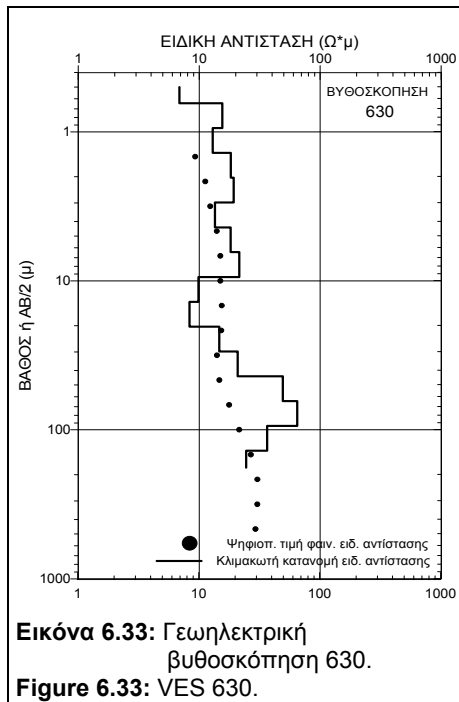
Οι μετρήσεις *in situ* 70, 64, 65, 66, 38 και 39 σε επιφανειακές εμφανίσεις του φλύσχη, απέδωσαν ειδικές αντιστάσεις 35-48 Ωμ.

Λαμβάνοντας υπόψη τις παραπάνω παρατηρήσεις και τα στοιχεία που προέκυψαν από την αξιολόγηση των βυθοσκοπήσεων, στον κάμπο του Πικέρνη οριοθετήθηκε η ανεστραμμένη δομή της ενότητας Πίνδου στον ορεινό όγκο Μπαρμπέρι - Κούκουρα - Μάλι Θράσι, με το φλύσχη της ανεστραμμένης δομής να υπέρκειται των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της κανονικής. Πιο συγκεκριμένα:



- Στις θέσεις των VES 628 και 631 εντοπίστηκε ο φλύσχος σε βάθος 20 και 35 μ., αντίστοιχα. Πάρα το σχετικά μεγάλο βάθος διερεύνησης ($AB/2=681$ μ.) δεν προσδιορίστηκε βαθύτερος σχηματισμός στη θέση της VES 631. Στην VES 628, ο γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης 20-30 Ωμ, σε βάθος >60 μ., και πάχους 80-100 μ., αποδίδεται σε ένα *τεκτονικά διαταραγμένο τμήμα* του φλύσχη της ανεστραμμένης δομής και του ανώτερου τμήματος των μαργαϊκών ασβεστόλιθων της κανονικής δομής (βλ. εικ. 6.32). Ο ίδιος σχηματισμός με αυτά τα χαρακτηριστικά έχει εντοπιστεί και στην περιοχή της Νεσάνης και έχει σχολιασθεί

προηγουμένως (βλ. παράγραφο 6.1). Ο γεωηλεκτρικός αυτός σχηματισμός, με το ίδιο περίπου πάχος και ειδ. αντίσταση, εντοπίστηκε και σε άλλες θέσεις-βυθοσκοπήσεις και αποτέλεσε κριτήριο προσδιορισμού της ανεστραμμένης δομής των σχηματισμών της εν. Πίνδου. Στη θέση της εν λόγω βυθοσκόπησης



και σε βάθος περίπου 150 μ. προσδιορίστηκαν οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι της κανονικής δομής της εν. Πίνδου, ενώ σε βάθος >300 μ. προσδιορίζεται ο ασβεστόλιθος της ίδιας ενότητας.

- Ο φλύσχος της ανεστραμμένης δομής προσδιορίζεται σε βάθη 100-110 μ. στην περιοχή των VES 620 και 627, ενώ στη θέση της 630 προσδιορίζεται σε βάθος 94 μ., κάτω από τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους που εντοπίζονται σε βάθος 45 μ. περίπου. Η VES 630 (βλ. εικ. 6.33) όπως και η μέτρηση *in situ* 41 καταδεικνύουν την ανάστροφη δομή στην περιοχή.

Στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης, στο κάμπο της κοινότητας Κάψα - λόφος Γκορτσούλι - περιοχή αρχαίας Μαντίνειας, η δομή φαίνεται να είναι αρκετά πολύπλοκη. Τα δεδομένα για την περιοχή αυτή αποτελούν :

- ⇒ Η γεώτρηση A11, νότια του λόφου Γκορτσούλι (βλ. εικ. 6.16), όπου σε βάθος 67,5 μ. διάτρησε 'ανοιχτόχρωμους ασβεστόλιθους Ωλονού-Πίνδου', όπως περιγράφονται στο μητρώο της γεώτρησης. Δυστυχώς, η γεώτρηση ανορύχθηκε μέχρι το βάθος των 83 μ., και δεν κατέστη δυνατή η επαλήθευση της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης στη θέση της γεώτρησης, που προσδιόρισε την ύπαρξη φλύσχη (<50 Ωμ) σε βάθος περίπου 150 μ. και άμεσα επιβεβαιώνει την ανεστραμμένη δομή στη θέση αυτή.
- ⇒ Η υδρογεώτρηση Γ-N3, στις νότιο-δυτικές απολήξεις του όρους Μπαρμπέρι (βλ. εικ. 6.16), διάτρησε στα 17 μ. ασβεστόλιθους και στη συνέχεια στα 35 μ. τα στρώματα μεταβάσεως, επιβεβαιώνοντας την ανεστραμμένη δομή.
- ⇒ Η γεώτρηση A2, στη νότια περιοχή του κεντρικού τμήματος (βλ. εικ. 6.16), όπου κάτω από τους μεταλλικούς σχηματισμούς και σε βάθος 29,3 μ. διάτρησε ασβεστόλιθους.
- ⇒ Οι μετρήσεις *in situ* 53, 54 & 55 στα δυτικά κράσπεδα της περιοχής (βλ. εικ. 6.16), σε επιφανειακές εμφανίσεις των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, απέδωσαν υψηλές τιμές ειδ. αντίστασης (>1000 Ωμ). Εξάιρεση

αποτελεί η μέτρηση *in situ* 53, στην περιοχή της καταβόθρας Κάψα, με ειδ. αντίσταση των ανθρακικών σχηματισμών ~100 Ωμ, αποτέλεσμα της έντονης καρστικοποίησης που αναπτύσσεται στην περιοχή.

- ⇒ Οι μετρήσεις *in situ* 44, 45, 46 & 47, σε επιφανειακές εμφανίσεις των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου στο λόφο Γκορτσούλι (βλ. εικ. 6.16), όπου προσδιορίστηκαν ειδικές αντιστάσεις 300-500 Ω μ. Στις περισσότερες από αυτές διερευνήθηκε υποκείμενος γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης <200 Ωμ, ο οποίος αποδίδεται στους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους και επιβεβαιώνει την ανεστραμμένη δομή στην περιοχή.
- ⇒ Οι μετρήσεις *in situ* 43, 40, 48, & 49, στα δυτικά κράσπεδα του όρους Μπαρμπέρι (βλ. εικ. 6.16), καθώς και η μέτρηση *in situ* 24 στην περιοχή του Βουνού, στις επιφανειακές εμφανίσεις των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου, απέδωσαν ειδικές αντιστάσεις 300-500 Ωμ. Στις θέσεις των μετρήσεων *in situ* 43, 48 & 49 προσδιορίστηκαν βαθύτερα μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι (<200 Ωμ), γεγονός που αποδεικνύει την ανεστραμμένη δομή στην περιοχή.
- ⇒ Οι μετρήσεις *in situ* 32 & 50, στις νοτιοδυτικές απολήξεις του όρους Μπαρμπέρι (βλ. εικ. 6.16), σε επιφανειακές εμφανίσεις των μαργαϊκών ασβεστόλιθων, όπου εντοπίστηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης <180 Ωμ. Στη θέση της μέτρησης *in situ* 50 και σε βάθος >5 μ., εντοπίστηκε σχηματισμός ειδ. αντίστασης >50 Ωμ που αποδίδεται στον φλύσχη, που επίσης επιβεβαιώνει την ανεστραμμένη δομή στην περιοχή.
- ⇒ Η μέτρηση *in situ* 63, δυτικά της Αγ. Ευθυμίας (βλ. εικ. 6.16), που αναπτύχθηκε σε επιφανειακές εμφανίσεις του φλύσχη της εν. Πίνδου, απέδωσε ειδ. αντίσταση 46 Ω μ.
- ⇒ Οι μετρήσεις *in situ* 18 & 17, στις νότιες απολήξεις του όρους Βουνό (βλ. εικ. 6.16), σε επιφανειακές εμφανίσεις των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, όπου οι ειδ. αντιστάσεις που προσδιορίστηκαν, 210 & 430 Ωμ αντίστοιχα, κρίνονται μικρές για το σχηματισμό αυτό. Η εμφάνιση όμως των δύο καταβοθρών της ανατολικής Μηλιάς (Μηλιά Α-I, -II) στην περιοχή αποδεικνύουν την ανάπτυξη καρστικού συστήματος, με μερική ή ολική πλήρωση των εγκοίλων με αργιλικό υλικό, με αποτέλεσμα την ελάττωση των τιμών των ειδ. αντιστάσεων.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω δεδομένα και τα στοιχεία της αξιολόγησης των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων που αναπτύχθηκαν στις τεταρτογενείς αποθέσεις, στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης Μαντίνειας, διερευνήθηκε και οριοθετήθηκε (βλ. εικ. 6.16) η προς νότο επέκταση της ανεστραμμένης δομής. Πιο συγκεκριμένα :

- Ο φλύσχης που προσδιορίστηκε κάτω από τους τεταρτογενείς σχηματισμούς και αποτελεί το αλπικό υπόβαθρο στις περιοχές (ζώνη) των VES 631, 628, 627 & 620, προσδιορίζεται και νοτιότερα, στις θέσεις των VES 808, 618, 721, 179, 624 σε βάθη 48, 104, 48, 25 και 33 μ., αντίστοιχα και καταλήγει στην επιφανειακή εμφάνιση στη περιοχή των μετρήσεων *in situ* 63 & 27. Το πάχος του σχηματισμού αυτού που υπολογίσθηκε σε κάθε θέση των παραπάνω βυθοσκοπήσεων είναι περίπου 100, 110, 25, 45 και 30 μ., αντίστοιχα.
- Σε όλες τις παραπάνω θέσεις προσδιορίστηκε το *τεκτονικά διαταραγμένο τμήμα* της ανεστραμμένης δομής (στρώμα πάχους 70-90 μ.), ενώ στις θέσεις των VES 721, 179 και 624 και σε βάθη 180, 135 και 140 μ. αντίστοιχα, προσδιορίστηκαν οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι της κανονικής δομής.
- Στις θέσεις των VES 179 και 624 και σε βάθη >300 μ., προσδιορίστηκαν οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου. Ο ίδιος αυτός σχηματισμός προσδιορίστηκε και ανατολικότερα στις θέσεις των VES A11, 720 και 630, σε βάθη 140, 94 και 95 μ., αντίστοιχα.
- Ανατολικότερα της παραπάνω ζώνης αυτής, αναμένεται μία αντίστοιχη ζώνη μαργαϊκών ασβεστόλιθων κάτω από τους μεταλπικούς σχηματισμούς. Το γεγονός όμως της εμφάνισης των σχηματισμών αυτών στα δυτικά κράσπεδα της υπολεκάνης και στα βόρεια κράσπεδα του λόφου Γκορτσούλι (βλ. εικ. 6.16), καθώς και ο προσδιορισμός του στις θέσεις των VES A11, 720 & 625 σε βάθη 100, 13 και 150 μ., αντίστοιχα, κάτω από τους ασβεστόλιθους της ίδιας ενότητας, οδηγούν στην πιθανότητα ύπαρξης των σχηματισμών αυτών στην εν λόγω περιοχή. Δυστυχώς όμως με τον υπάρχοντα κλίμακα βυθοσκοπήσεων, δεν κατέστη δυνατό να προσδιοριστεί ο σχηματισμός αυτός στην περιοχή αναφοράς, και απαιτείται πύκνωση των βυθοσκοπήσεων για περαιτέρω διερεύνηση.
- Ανατολικότερα ακόμα, εντοπίστηκαν οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου στις θέσεις των VES A11, 720 και 625 (βλ. εικ. 6.16) σε βάθη 67, 4 και 35 μ., αντίστοιχα, οι οποίοι αποτελούν το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής. Κάτω από τους σχηματισμούς αυτούς εντοπίστηκαν οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, επιβεβαιώνοντας την ανεστραμμένη δομή.
- Η περιοχή των VES 109 και 110 (βλ. εικ. 6.16) οριοθετεί την προς νότο επέκταση της ανεστραμμένης δομής, κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα. Στη θέση της VES 109, το αλπικό υπόβαθρο αποτελούν οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι της ανεστραμμένης δομής, που προσδιορίστηκαν σε βάθος 25 μ., ενώ στο βάθος των 102 μ. προσδιορίστηκε ο φλύσχης. Στη θέση της VES

110 προσδιορίστηκε η ίδια δομή με εκείνη της VES 109, όπου στα 80 μ. οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι υπέρκεινται του φλύσχη που εντοπίστηκε σε βάθος περίπου 110 μ.

- Στις περιοχές των VES 806, 807, 610, 810, 608 και 616 (βλ. εικ. 6.16), ως αλπικό υπόβαθρο προσδιορίστηκαν οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι της κανονικής δομής των μεταβατικών στρωμάτων (ειδ. αντίστασης 90-150 Ωμ), οι οποίοι αποτελούν συνέχεια αυτών του βόρειου κεντρικού τμήματος, σε βάθη 50, 150, 153, 80, 49 και 45 μ., αντίστοιχα. Ο σχηματισμός αυτός φαίνεται να αποτελεί και το υπόβαθρο της ανεστραμμένης δομής στρωμάτων των ορέων Μπαρμπέρι-Κούκουρα.
- Στις θέσεις των VES 806, 610, 810, 608 και 616 (βλ. εικ. 6.16) και σε βάθη 120, >300, 150, 104 και 203 μ., αντίστοιχα, προσδιορίστηκαν οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου, με ειδ. αντίσταση 300-500 Ωμ.
- Στη θέση της VES 104 (βλ. εικ. 6.16) και σε βάθος 44 μ., οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου αποτελούν το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής. Τον ίδιο άλλωστε σχηματισμό φαίνεται να διάτρησε η γεώτρηση A2, σε βάθος 29 μ.
- Στις θέσεις των VES 602, 809, 600, 101, 180, 102 και 2 (βλ. εικ. 6.16), οι υψηλές τιμές ειδ. αντίστασης που προσδιορίστηκαν (>900 Ωμ), αποδίδονται στην ύπαρξη ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης σε βάθη 43, 40, 38, 36, 25, 24 και 36 μ., αντίστοιχα, όπου αποτελούν το αλπικό υπόβαθρο στις παραπάνω θέσεις.
- Ο ίδιος σχηματισμός ($\rho > 800$ Ωμ), προσδιορίστηκε στην περιοχή των VES 111 και 113 (βλ. εικ. 6.16) σε βάθη 44 μ. και 51 μ. αντίστοιχα, κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα.
- Στη θέση της VES 719, και σε βάθος 49 μ. προσδιορίστηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης 500 Ωμ, που αντιστοιχεί στους ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου. Βαθύτερα (122 μ.) προσδιορίζεται σχηματισμός ειδ. αντίστασης 900 Ωμ που αποδίδεται σε ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Τρίπολης.

Από την παραπάνω αξιολόγηση διαπιστώνεται ότι τα μεγαλύτερα πάχη μεταλλικών ιζημάτων (περίπου 150 μ.), εντοπίζονται στην περιοχή των VES 807 και 610. Νοτιότερα το πάχος των τεταρτογενών ιζημάτων ελαττώνεται και φαίνεται να λαμβάνει τις μικρότερες τιμές στο νότιο τμήμα της υπολεκάνης.

Στο νότιο τμήμα της υπολεκάνης, περιοχή Καμάρι - Μηλιά - νότιες απολήξεις όρους Βουνό, η δομή φαίνεται να είναι λιγότερο πολύπλοκη. Τα στοιχεία για την

αξιολόγηση των γεωφυσικών δεδομένων στην περιοχή αυτή, αποτελούν μόνο τα αποτελέσματα των *in situ* μετρήσεων που διεξήχθησαν στα ανατολικά και δυτικά κράσπεδα, όπου απαντώνται επιφανειακές εμφανίσεις των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης κατά κύριο λόγο και της Πίνδου (Προφ. Ηλία Σκοπής). Έτσι :

⇒ Οι μετρήσεις *in situ* 68, 69, 71 & 72, διεξήχθησαν σε επιφανειακές εμφανίσεις των καρστικοποιημένων ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, στην περιοχή εμφάνισης των τριών καταβόθρων της δυτικής Μηλιάς (Μηλιά Δ-II, -III, IV), στα δυτικά κράσπεδα (βλ. εικ. 6.16). Και στις τέσσερις προσδιορίστηκε επιφανειακός (μέχρι 15-20 μ.) γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδικής αντίστασης 600-800 Ωμ, που αποδίδεται στους άστρωτους, παχυστρωματώδεις, μερικώς καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους της εν. Τρίπολης. Οι ειδικές αυτές αντιστάσεις αποδίδονται στα φαινόμενα της καρστικοποίησης που είναι έντονα στην περιοχή, με την ύπαρξη διακλάσεων και μικρών σπηλαιώσεων πληρωμένων με αργιλικό υλικό.

Βαθύτερα (>15-20 μ.) προσδιορίστηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης 250 Ωμ, που αποδίδεται σε καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους.

⇒ Η μέτρηση *in situ* 57, σε επιφανειακή εμφάνιση των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου, στον ορεινό όγκο Προφ. Ηλία Σκοπής (βλ. εικ. 6.16), προσδιόρισε ειδ. αντιστάσεις περίπου 500 Ωμ.

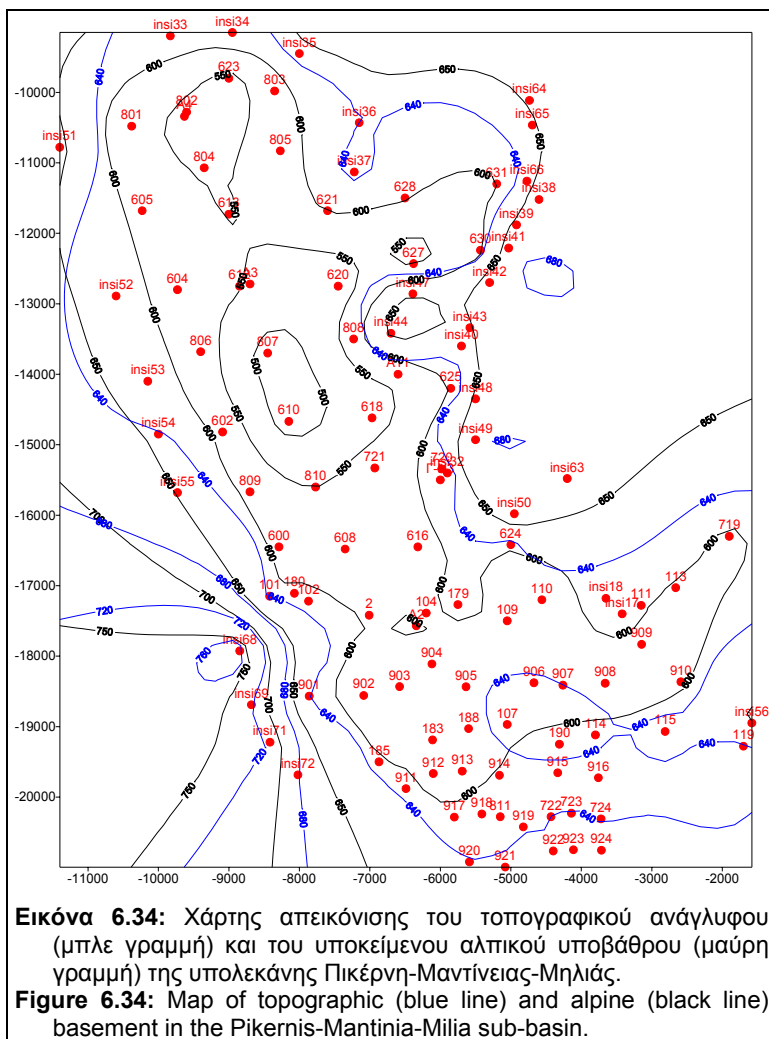
⇒ Οι μετρήσεις *in situ* 56 & 19, στα ανατολικά κράσπεδα της υπολεκάνης, στις νότιες απολήξεις του Κοφινά και στο βορειοδυτικό Καρακοβούνι αντίστοιχα, σε επιφανειακές εμφανίσεις των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης (βλ. εικ. 6.16), με τη διερεύνηση ειδικών αντιστάσεων >1900 Ωμ, για τα επιφανειακά στρώματα και <200 Ωμ για βάθη >8 μ. (βλ. Κεφάλαιο 5). Η ύπαρξη της καταβόθρας Λουκά Δ-I στην περιοχή της μέτρησης *in situ* 56 και καρστικών αγωγών στην περιοχή της μέτρησης *in situ* 19, ενισχύουν την ύπαρξη ανεπτυγμένου καρστικού συστήματος, στο οποίο αποδίδονται οι μικρές αυτές ειδικές αντιστάσεις.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω δεδομένα και τα στοιχεία της αξιολόγησης των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων που αναπτύχθηκαν στις τεταρτογενείς αποθέσεις, στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης Μηλιάς, διερευνήθηκε και οριοθετήθηκε η προς νότο επέκταση των σχηματισμών της εν. Πίνδου, η οποία περιορίζεται σε μία μικρή ζώνη στα κεντρικά τμήματα και την κυριαρχία των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης στα δυτικά και ανατολικά τμήματα της υπολεκάνης. Πιο συγκεκριμένα:

- Οι τιμές ειδικής αντίστασης των 300-400 Ωμ, σε συνδυασμό με τη βύθιση των ισότιμων καμπύλων (βλ. εικ. 6.26, 6.27 & 6.28) στα κεντρικά και νοτιοανατολικά τμήματα της περιοχής (VES 904, 905, 183, 188, 107, 911, 912, 913, 914, 917, 918, 811, 919, 722, 920, 921, 922 & 923, βλ. εικ. 6.16), καθώς και η παρουσία των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου στον ορεινό όγκο του Προφ. Ηλία Σκοπής, αποδίδονται στην ύπαρξη των σχηματισμών αυτών κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα.
- Στις βόρειες περιοχές, στις θέσεις των VES 904 και 905 (βλ. εικ. 6.16) και σε βάθη 60 και 94 μ. αντίστοιχα, προσδιορίζονται οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου. Οι σχηματισμοί αυτοί προσδιορίζονται και νοτιότερα, στις θέσεις των VES 188, 107, 911, 917, 811, 919, 722, 920, 921, 922 και 923 (βλ. εικ. 6.16), σε βάθη 155, 10, 140, 85, 100, 94, 94, 64, 58, 75 και 30 μ., αντίστοιχα. Δεν διερευνήθηκαν στη θέση της VES 918, όπου παρά την ανάπτυξη των ηλεκτροδίων ρεύματος σε απόσταση 930 μ., δεν εντοπίστηκε ο σχηματισμός αυτός.
- Στη θέση των VES 183, 188, 107, 911, 912, 913, 914, 917, 811, 919, 722, 920, 921, 922 και 923 (βλ. εικ. 6.16), το αλπικό υπόβαθρο αποτελούν οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι σε βάθη 45, 55, 48, 20, 60, 50, 35, 30, 20, 30, 30, 15, 13 και 30 μ., αντίστοιχα. Στη θέση της VES 918 (βλ. εικ. 6.16), κάτω από τα ιζήματα εντοπίστηκε σε βάθος 22 μ. φλύσχης (40 Ωμ) και στη συνέχεια (στα 104 μ.) οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι (110 Ωμ).
- Στις δυτικές περιοχές (VES 901, 902, 903 & 185, βλ. εικ. 6.16), οι υψηλές ειδ. αντιστάσεις που προσδιορίζονται (>650 Ωμ) σε βάθη 20, 48, 55 και 185 μ., αντίστοιχα, αποδίδονται στην ύπαρξη των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα. Οι αντιστάσεις που προσδιορίστηκαν κρίνονται γενικά χαμηλές για το συγκεκριμένο σχηματισμό. Τα στοιχεία όμως των παρακαίμενων μετρήσεων *in situ*, ενισχύουν την άποψη αυτή.
- Στις ανατολικές περιοχές, στις θέσεις των VES 906, 907, 908, 909, 910, 190, 114, 115, 119, 915, 916, 723, 724 και 924 (βλ. εικ. 6.16), προσδιορίστηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός >800 Ωμ, σε βάθη 70, 70, 60, 60, 40, 30, 30, 25, 27, 25 και 20 μ., αντίστοιχα, ο οποίος αντιστοιχεί στους ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Τρίπολης και αποτελεί το αλπικό υπόβαθρο της περιοχής.
- Στις νότιο-κεντρικές και νότιο-ανατολικές περιοχές, στις θέσεις των VES 811, 722, 920, 921, 922 & 923 (βλ. εικ. 6.16), οι τιμές των ειδ. αντιστάσεων >500 Ωμ που προσδιορίστηκαν σε βάθη >200, >200, >140, >120, >120 και >100 μ., αντίστοιχα, αποδίδονται στην ύπαρξη των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, κάτω από αυτούς της εν. Πίνδου.

Συμπερασματικά για το νότιο τμήμα της υπολεκάνης της Μηλιάς, παρατηρούμε ελάττωση του πάχους των μεταλλικών σχηματισμών, προς το γεωμορφολογικό στένωμα της περιοχής Κανατά, όπου και λαμβάνει τις μικρότερες τιμές. Το γεγονός αυτό επαληθεύει τα δεδομένα και τις παρατηρήσεις που διατυπώθηκαν στα Κεφάλαια 2 και 3, όπου η βόρεια περιοχή μελέτης (υπολεκάνες Σάγκα - Νεσάνης και Πικέρνη - Μαντίνεια - Μηλιά) αποτελεί ένα ξεχωριστό υδρογεωλογικό σύστημα από εκείνο της νότιας (υπολεκάνη Τρίπολης).

6.2.4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

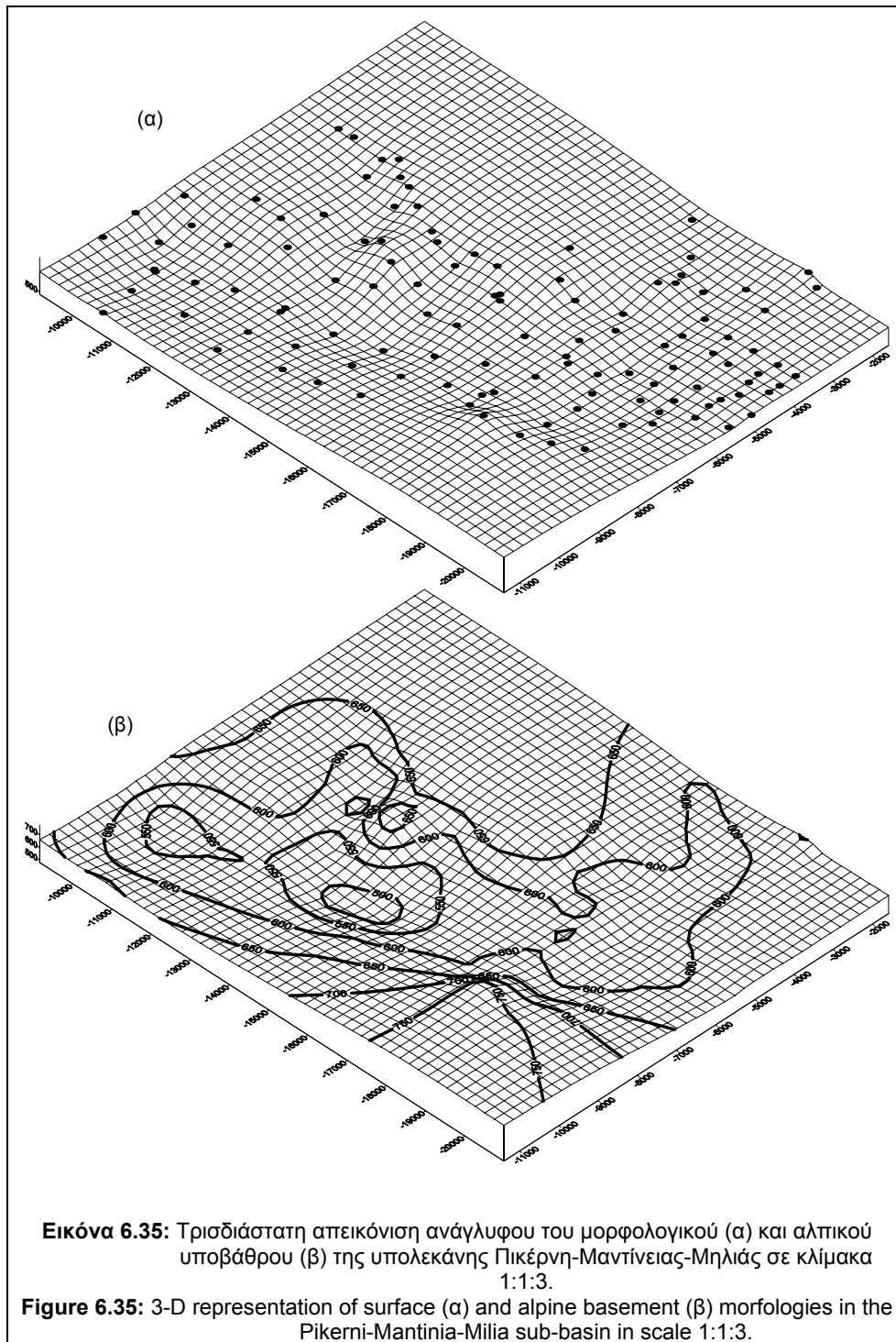


περιοχή της υπολεκάνης, κατασκευάστηκαν οι γεωλογικές τομές των εικόνων 6.36 και 6.38, που αποτελούν τμήματα των γεωλογικών τομών E-E' και H-H', των εικόνων 2.8 και 2.12 (βλ. Κεφάλαιο 2), αντίστοιχα.

Προκειμένου να καταδειχθεί με σαφήνεια η συνεισφορά της γεωφυσικής έρευνας στη διερεύνηση των υπεδαφικών συνθηκών της περιοχής, κατασκευάστηκαν με βάση τα αποτελέσματα των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, οι αντίστοιχες γεωλογικές-γεωφυσικές τομές Π-Π' και Μ-Μ' διεύθυνσης Δ-Α (βλ. εικόνες 6.37 και 6.39 αντίστοιχα).

Λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας καθώς και τη συσχέτιση αυτών με τις γεωλογικές παρατηρήσεις, κατά-σκευάστηκε ο υπεδαφικός χάρτης απεικόνισης του ανάγλυφου του αλπικού υποβάθρου (μαύρη γραμμή), όπως φαίνεται στο χάρτη της εικόνας 6.34. Η τρισδιάστατη απεικόνιση του φαίνεται στην εικόνα 6.35.

Με βάση τα γεωλογικά στοιχεία (υπαίθρου και βιβλιογραφικά) για την

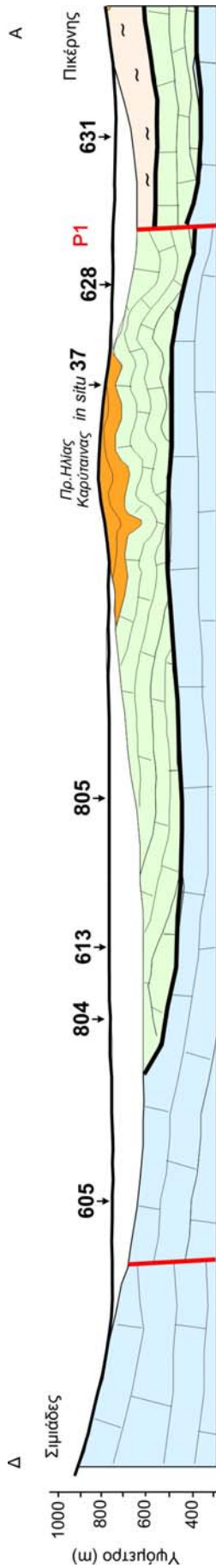


Συγκεκριμένα στην γεωλογική-γεωφυσική τομή Π-Π' (βλ. εικ. 6.37) οι μαργαίκοι ασβεστόλιθοι της κανονικής δομής της εν. Πίνδου, υπερκείμενοι των ασβεστόλιθων της ίδιας ενότητας, λαμβάνουν σημαντική προς δυσμάς εξάπλωση, σύμφωνα με τα γεωφυσικά αποτελέσματα. Αντίθετα, στην αντίστοιχη γεωλογική τομή (βλ. εικ. 6.36) οι μαργαίκοι ασβεστόλιθοι δεν έχουν απεικονιστεί στα τμήματα αυτά, λόγω έλλειψης γεωλογικών ή γεωτρητικών πληροφοριών. Οι μαργαίκοι ασβεστόλιθοι, επίσης,

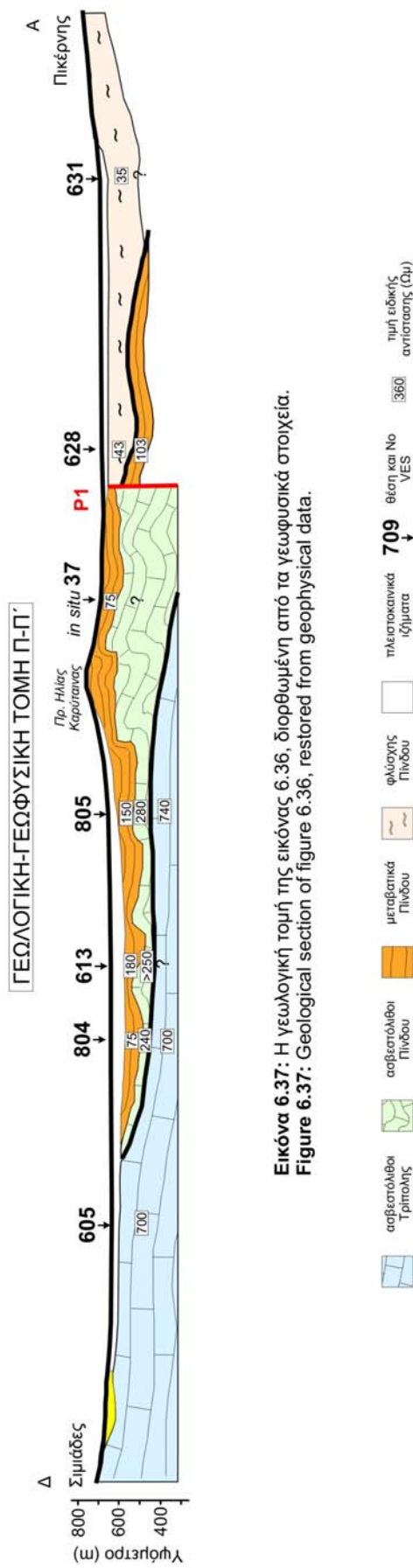
αναπτύσσονται και ανατολικά του Προφ. Ηλία Καρύταινας (περιοχή VES 628), σύμφωνα με τα γεωφυσικά στοιχεία.

Έτσι είναι εδώ καταφανής η χρησιμότητα των γεωφυσικών διασκοπήσεων στον καθορισμό των υδρογεωλογικών συνθηκών της περιοχής: οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι των μεταβατικών στρωμάτων ως ημιπερατοί έως αδιαπέρατοι σχηματισμοί, μπορούν να ευνοήσουν την ανάπτυξη φρεάτιας υδροφορίας στους υπερκείμενους τεταρτογενείς σχηματισμούς. Από την άλλη πλευρά, εξετάζοντας τη δομή που εμφανίζεται στην γεωλογική τομή της εικόνας 6.36, οι τεταρτογενείς αποθέσεις, που κατά θέσεις είναι περατοί σχηματισμοί, μπορούν να διευκολύνουν την κατείσδυση μετεωρικού νερού σε βαθύτερα σημεία και να εμπλουτίσουν τους υποκείμενους ασβεστόλιθους. Η παρουσία συνεπώς των μαργαϊκών ασβεστόλιθων αποκόπτει την κατακόρυφη κατείσδυση και ευνοεί την ανάπτυξη υδροφοριών μέσα στα πλειστοκαινικά ιζήματα.

Στην γεωλογική-γεωφυσική τομή M-M' (βλ. εικ. 6.39) φαίνεται ότι η τεκτονική ασυνέχεια - ρήγμα που φέρνει σε επαφή τους ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Τρίπολης (ανατολικά) με εκείνους της Πίνδου (δυτικά) προσδιορίζεται μεταξύ των VES 602 και 610. Ανατολικά δε της ασυνέχειας αυτής οι ασβεστόλιθοι της εν. Τρίπολης δεν εντοπίζονται πλέον ακόμη και σε μεγάλα βάθη. Στην κεντρική περιοχή της λεκάνης (VES 610) το αλπικό υπόβαθρο δομείται από τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους της κανονικής δομής της εν. Πίνδου, κάτω από τους οποίους προσδιορίζονται οι ασβεστόλιθοι της ίδιας ενότητας. Η ανεστραμμένη δομή Κούκουρα-Μπαρμπέρι-Μάλι Θράσι εντοπίζεται στην περιοχή των VES 618, A11 και 625, και συνεπώς το όριο της ανεστραμμένης δομής προσδιορίζεται ανατολικότερα από εκείνο που σχεδιάστηκε στην γεωλογική τομή της εικόνας 6.38. Είναι φανερό ότι, η απόκλιση που παρατηρείται οφείλεται στην έλλειψη γεωτρητικών ή άλλων στοιχείων κάτω από τα τεταρτογενή, που απαιτούνται για την κατασκευή μιας πλήρους γεωλογικής τομής. Η γεωφυσική έρευνα που διεξήχθη κάλυψε μερικώς, στην περίπτωση αυτή, την έλλειψη των γεωτρητικών στοιχείων και συνέβαλε στη σκιαγράφηση των υπεδαφικών γεωλογικών συνθηκών της περιοχής.



Εικόνα 6.36: Γεωλογική τομή Σιμιάδες-Καρύταινα-Πικέρνης, σύμφωνα με τις γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου.
Figure 6.36: Geological section through Simiades - Karitena - Pikeris, according to field observations.



Εικόνα 6.37: Η γεωλογική τομή της εικόνας 6.36, διορθωμένη από τα γεωφυσικά στοιχεία.
Figure 6.37: Geological section of figure 6.36, restored from geophysical data.

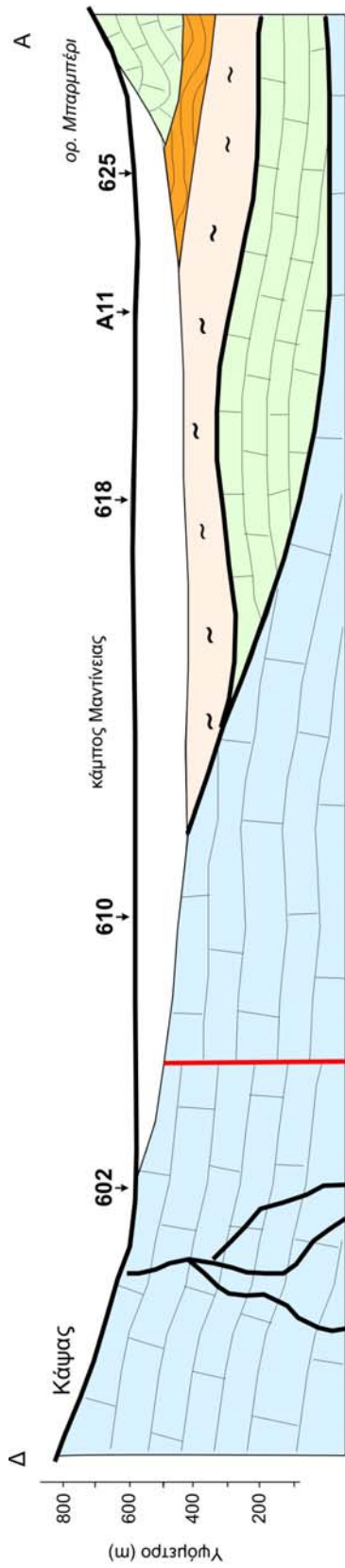
Τα μεγαλύτερα πάχη των πλειστοκαινικών ιζημάτων (150 μ.) εντοπίστηκαν στο κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης, στην περιοχή των VES 807 και 610. Νοτιότερα, το πάχος των ιζημάτων μειώνεται και φαίνεται να λαμβάνει τη μικρότερη τιμή (15-20 μ.) στην περιοχή Προφ. Ηλία Σκοπής, δυτικά και Καρακοβουνίου, ανατολικά (βλ. εικ. 6.16). Αυτό άλλωστε προσδιορίζει την ανάπτυξη και λειτουργία της βόρειας λεκάνης (υπολεκάνες Σάγκα-Νεστάνης και Πικέρνη - Μαντίνειας - Μηλιάς) και της νότιας (υπολεκάνη Τρίπολης), ως διαφορετικούς χώρους απόθεσης μεταλλικών ιζημάτων και υδρολογικών συστημάτων.

Το μέτωπο της επώθησης της εν. Πίνδου οριοθετείται στην δυτική περιοχή (Σιμιάδες, Κάψα, δυτική Μηλιά) και στην νότιο-ανατολική περιοχή (ανατολική Μηλιά) της υπολεκάνης, όπως αυτή απεικονίζεται στον χάρτη της εικόνας 6.16. Η ανεστραμμένη δομή Μπαρμπέρι - Κούκουρα - Μάλι Θράσι οριοθετείται στην βόρειο-ανατολική περιοχή (κάμπος Πικέρνη) και στην ανατολική περιοχή (Γκορτσούλι, ανατολική Μαντίνεια, βορειοανατολική Μηλιά) της υπολεκάνης (βλ. χάρτη εικ. 6.16).

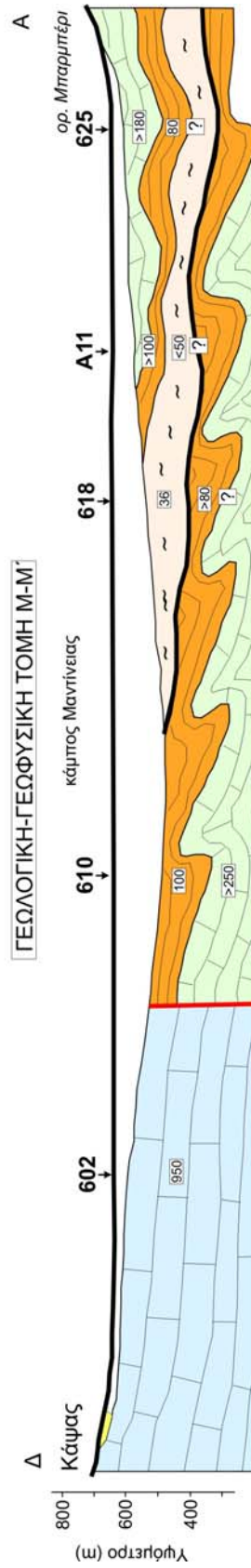
Στις κεντρικές περιοχές εντοπίζεται η κανονική δομή στρωμάτων της εν. Πίνδου, με τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους να υπέρκεινται των ασβεστόλιθων, σε αρκετές θέσεις. Οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης φαίνεται να εντοπίζονται και στα βόρειο-κεντρικά μόνο τμήματα της υπολεκάνης, κάτω από αυτούς της Πίνδου.

Ένας μεγάλος αριθμός φρεάτων, κυμαινόμενου βάθους και παροχής, έχουν διανοιχτεί στην ευρύτερη περιοχή. Η μεγαλύτερη πυκνότητα φρεάτων παρατηρείται στην περιοχή της Μηλιάς (βλ. εικ. 3.1).

Η ανεστραμμένη δομή Κούκουρα-Μπαρμπέρι, ανατολικά, δημιουργεί ευνοϊκές προϋποθέσεις για την τροφοδοσία και την ανάπτυξη αξιόλογου φρεάτιου ορίζοντα στην περιοχή. Η γεωφυσική έρευνα προσδιόρισε και οριοθέτησε την στρωματογραφική δομή τόσο των τεταρτογενών όσο και των αλπικών σχηματισμών στην περιοχή αυτή. Έτσι, η ύπαρξη ημιπερατών-αδιαπέρατων σχηματισμών (μαργαϊκών ασβεστόλιθων και φλύσχη) κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα στην περιοχή, έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία εκλεκτικής ανάπτυξης φρεάτιας και υπόγειας υδροφορίας. Στην ανατολική-κεντρική περιοχή (δυτικά κράσπεδα Κούκουρα-Μπαρμπέρι) της υπολεκάνης, η στρωματογραφική και τεκτονική διάρθρωση, καθώς και οι υδρογεωλογικές συνθήκες, ευνόησαν την ανόρυξη αρκετών ιδιωτικών αρδευτικών γεωτρήσεων.



Εικόνα 6.38: Γεωλογική τομή Κάψας-Μαντίνεια-Μπαρμπέρι, σύμφωνα με τις γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου.
 Figure 6.38: Geological section through Kapsas-Mantinia-Barberi, according to field observations.



Εικόνα 6.39: Η γεωλογική τομή της εικόνας 6.38, διορθωμένη από τα γεωφυσικά στοιχεία.
 Figure 6.39: Geological section of figure 6.38, restored from geophysical data.

- ασβεστόλιθοι Τριπολιχίου
- ασβεστόλιθοι Πίνδου
- μεταβατικά Πίνδου
- φλύσχης Πίνδου
- πλαστοκονικά ιζημάτα
- 709 θέση και No YES
- τιμή ειδικής αντίστασης (Ωμ)

Ευνοϊκές προϋποθέσεις φαίνεται να δημιουργούνται και στα δυτικά κράσπεδα της υπολεκάνης, ιδιαίτερα στις κεντρικές και νότιες περιοχές. Η μείωση των ειδικών αντιστάσεων στις θέσεις των *in situ* μετρήσεων, ενδεχομένως να οφείλεται στην ανάπτυξη υδροφορίας στους ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Τρίπολης. Η ανόρυξη ενός ερευνητικού γεωτρητικού έργου στην περιοχή αυτή θα απέδιδε χρήσιμα στοιχεία για την αποδοχή ή μη της άποψης αυτής.

6.3. ΥΠΟΛΕΚΑΝΗ ΤΡΙΠΟΛΗΣ

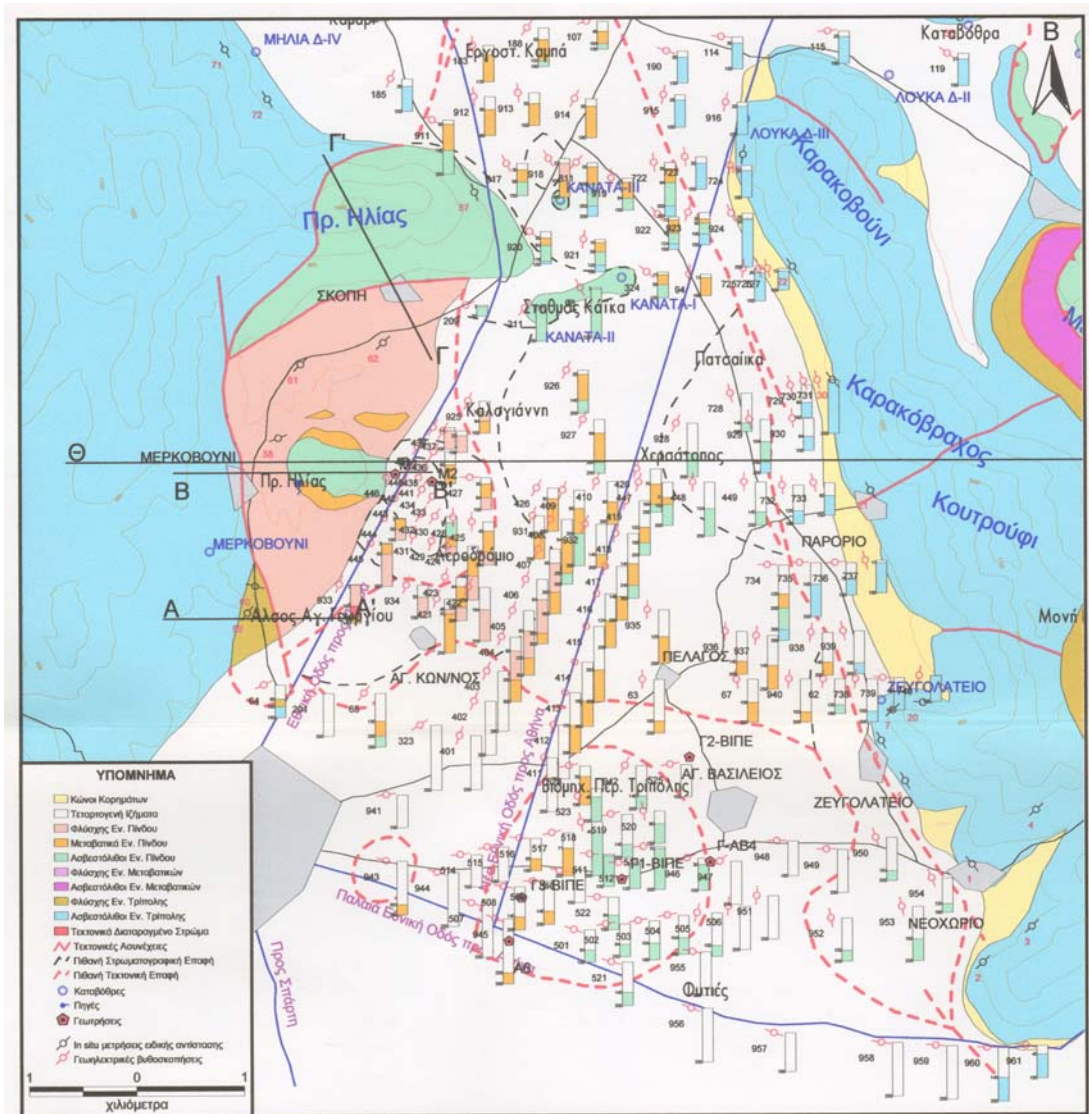
Η υπολεκάνη της Τρίπολης καταλαμβάνει το νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης (βλ. εικ. 2.2). Οριοθετείται από το γεωμορφολογικό στένωμα Προφ. Ηλία Σκοπής-Καρακοβούνη βόρεια, τον ορεινό όγκο Καρακοβούνη - Καρακόβραχος - Κουτρούφι - Αγιοβούνη ανατολικά, από το όρος Μαίναλο δυτικά και την παλαιά Εθνική οδό Αθηνών-Τριπόλεως νότια. Καλύπτει επιφάνεια 30 km² περίπου, με το μεγαλύτερο της άξονα, περίπου 7 χιλ. να εκτείνεται σε διεύθυνση Β-Ν.

Το μέσο απόλυτο υψόμετρο της υπολεκάνης είναι +645 μ. Στο βόρειο-κεντρικό τμήμα της περιοχής επικρατούν υψόμετρα +640 μ., ενώ στο νότιο απαντώνται μεγαλύτερα (+655-660 μ.), με μέγιστο αυτό στην περιοχή Φυτιές (+673 μ.) (βλ. εικ. 6.40). Στην περιοχή αυτή, γενικά, παρατηρείται μία έξαρση του τοπογραφικού ανάγλυφου.

6.3.1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης Τρίπολης απαντώνται οι παρακάτω γεωλογικοί σχηματισμοί :

- Οι τεταρτογενείς αποθέσεις (πλειστοκαινικά) με τις λατύπες ποταμοχειμάρριας προέλευσης, τα κλαστικά ιζήματα και τα κατά τόπους αδρομερή κροκαλοπαγή του 'σχηματισμού Θάνα'. Στα νότια τμήματα της υπολεκάνης, ο σχηματισμός αυτός αναμένεται να εμφανίζει μεγάλο πάχος (>200 μ.). Το μητρώο της γεώτρησης Α6 αναφέρει ότι το βάθος του αλπικού υποβάθρου (ασβεστόλιθοι Εν. Πίνδου), είναι 246,5 μ. (βλ. εικ. 6.40).
- Οι σχηματισμοί της ενότητας της Πίνδου, με το φλύσχη, τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους των μεταβατικών προς το φλύσχη ιζημάτων και τους άνω κρητιδικούς ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου, καταλαμβάνουν τα δυτικά περιθώρια της υπολεκάνης. Στο σημείο αυτό, θα πρέπει να επισημανθεί η ανεστραμμένη ακολουθία στρωμάτων της ευρύτερης περιοχής Μερκοβουνίου, που οριοθετείται από τα ρήγματα ΛΡ2 (δυτικά) και Ρ3 (βόρεια) (βλ. εικ. 6.40). Κανονική είναι η ακολουθία των σχηματισμών της ίδιας ενότητας, του ορεινού όγκου Προφ. Ηλία Σκοπής, που οριοθετείται από τα ρήγματα ΛΡ1 (δυτικά) και Ρ3 (νότια) και αποτελούν το βορειοδυτικό όριο της υπολεκάνης.



Εικόνα 6.40 Γεωλογικός χάρτης της υπολεκάνης Τρίπολης, στον οποίο απεικονίζονται οι θέσεις των γεωτρήσεων και των γεωηλεκτρικών βαθυσκοπήσεων, καθώς και η γεωλογική τους αξιολόγηση.

Figure 6.40: Geological map of Tripoli sub-basin, where the location of boreholes and vertical electrical soundings are presented, with the corresponding geological evaluation.

- Οι σχηματισμοί της εν. Τρίπολης, του όρους Μαίναλο, κυριαρχούν στο δυτικό τμήμα και διαχωρίζονται από αυτούς της ενότητας Πίνδου με τα ρήγματα LP1 και LP2 (βλ. εικ. 6.40). Πρόκειται για γκρίζους, συμπαγείς, καρστικοποιημένους, βιτουμενιούχους ασβεστόλιθους. Σημειώνεται ότι, στη θέση του άλσους Αγ. Γεωργίου Τριπόλεως, έχουμε τη μοναδική επιφανειακή εμφάνιση φλύσχη της εν. Τρίπολης στα κράσπεδα της λεκάνης.
- Οι αλλουβιακοί κώνοι κορημάτων με τους ανθρακικούς σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης, αποτελούν τα ανατολικά περιθώρια της υπολεκάνης. Πρόκειται για συμπαγείς, άστρωτους έως παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθους και δολομίτες, κατά θέσεις έντονα καρστικοποιημένους και τεκτονισμένους. Στην περιοχή αυτή αναπτύσσονται οι καταβόθρες Ζευγολατείου και Λουκά Δ-III (βλ. εικ. 6.40), που εντάσσονται στο καταβοθρικό σύστημα του Κανατά.

Στο δυτικό-κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης και στα ανατολικά κράσπεδα του λόφου Προφ. Ηλία Μερκοβουνίου, έχει ανορυχθεί μικρός αριθμός ιδιωτικών γεωτρήσεων (M1, M2 σημειώνονται στην εικόνα 6.40) με αξιόλογες παροχές. Οι γεωτρήσεις αυτές εκμεταλλεύονται τον υδροφόρο ορίζοντα που αναπτύσσεται από την παρουσία της ανεστραμμένης δομής των σχηματισμών της εν. Πίνδου.

Τρεις (3) υδροληπτικές γεωτρήσεις έχουν ανορυχθεί στην Βιομηχανική Περιοχή (ΒΙ.ΠΕ.) Τριπόλεως, εκ των οποίων οι δύο (Γ1, Γ3-ΒΙ.ΠΕ.) είναι παραγωγικές και μία (Γ2-ΒΙ.ΠΕ.) νότια της κοινότητας Αγ. Βασιλείου μη εκμεταλλεύσιμη (βλ. εικ. 6.40).

Μία υδροληπτική γεώτρηση (Γ-ΑΒ4) έχει ανορυχθεί νότια της κοινότητας Αγ. Βασιλείου μέχρι βάθους 200 μ., η οποία δεν συνάντησε το αλπικό υπόβαθρο και απέδωσε πολύ μικρές υδροφορίες (2-3 μ³/ώρα) (βλ. εικ. 6.40).

Μία και μοναδική ερευνητική γεώτρηση (Α6) έχει ανορυχθεί στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης, παράπλευρα την παλαιάς Εθνικής οδού Αθηνών-Τρίπολης, η οποία προσδιόρισε το αλπικό υπόβαθρο σε βάθος 246,5 μ. (*έντονα καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους τύπου Κρητιδικού ασβεστόλιθου*, όπως αναφέρεται το μητρώο της) (βλ. εικ. 6.40).

Στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης Τρίπολης και πιο συγκεκριμένα στα κράσπεδα του λόφου Προφ. Ηλία Μερκοβουνίου, λόγω της ανεστραμμένης δομής των σχηματισμών της ενότητας Πίνδου, υφίστανται ευνοϊκές συνθήκες για τη δημιουργία μετώπου μικρών εποχιακών πηγών. Μικρές εποχιακές πηγές εμφανίζονται επίσης στην περιοχή του οικισμού Παρόριο στους αλλουβιακούς κώνους κορημάτων.

Ένας μεγάλος αριθμός φρεάτων (πυκνότητα >15 km²) μέσου βάθους 15-20 μ. (σε πολλές περιπτώσεις και >20 μ.), έχουν ανορυχθεί στην νοτιοανατολική περιοχή των κοινοτήτων Ζευγολατείου και Αγ. Βασιλείου (βλ. χάρτη εικ. 3.1). Τα φρέατα αυτά εκμεταλλεύονται υδροφορίες που αναπτύσσονται στα αδρομερή κροκαλοπαγή των πλειστοκαινικών ιζημάτων, καλύπτοντας τις αρδευτικές ανάγκες της περιοχής.

Στην υπολεκάνη της Τρίπολης αναπτύσσεται το 'καταβοθρικό σύστημα Κανατά' με την ανάπτυξη κυρίως των καταβοθρών Κανατά-I, -II, -III, στα βόρεια τμήματα της. Στο ίδιο σύστημα εντάσσονται και δύο μικρότερες καταβόθρες, του Ζευγολατείου και της Μηλιά Δ-III.

6.3.2. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Στην ευρύτερη περιοχή της υπολεκάνης της Τρίπολης, εκτελέστηκαν :

- i δέκα πέντε (15) *in situ* μετρήσεις ειδικής αντίστασης σε επιφανειακές εμφανίσεις των αλπικών σχηματισμών στα κράσπεδα της υπολεκάνης, για τον προσδιορισμό και αξιολόγηση των ειδικών τους αντιστάσεων (βλ. εικ. 6.40) και
- ii εκατό τριάντα εννέα (139) γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις στην ευρύτερη περιοχή της Τρίπολης, του κάμπου Μερκοβουνίου-Σκοπής και των κοινοτήτων Αγ. Βασιλείου, Νεοχωρίου, Ζευγολατείου και Πελάγους, για τον προσδιορισμό της γεωλογικής δομής, κάτω από τις μεταλλικές αποθέσεις (βλ. εικ. 6.40).

6.3.2.a. *In situ* μετρήσεις της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.

Για τον καθορισμό των ειδ. αντιστάσεων των γεωλογικών σχηματισμών και την αξιολόγηση των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, εκτελέστηκαν δέκα έξι (16) *in situ* μετρήσεις ειδ. αντίστασης σε επιφανειακές εμφανίσεις των γεωλογικών σχηματισμών στα κράσπεδα της υπολεκάνης. Τα στοιχεία για κάθε μέτρηση καθώς τα αποτελέσματα της αξιολόγησης τους, αναφέρονται στο Κεφάλαιο 5.

Στο σημείο αυτό αναφέρεται ο περιορισμένος αριθμός αξιόπιστων στοιχείων των γεωτρήσεων που έχουν ανορυχθεί στην περιοχή. Μόνο η γεώτρηση Α6 (βλ. εικ. 6.40) παρέχει αξιόπιστα στοιχεία για τη λιθολογία των πλειστοκαινικών αποθέσεων μέχρι του βάθους των 246,5 μ., όπου εντοπίστηκαν οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου. Η ύπαρξη όμως κατοικιών και άλλων οικημάτων στην ευρύτερη περιοχή, δεν επέτρεψαν την βαθμονόμηση της.

Οι δέκα πέντε (15) *in situ* μετρήσεις εκτελέστηκαν :

- τρεις (3) μετρήσεις *in situ* (58, 61 & 62), σε επιφανειακές εμφανίσεις του φλύσχη της εν. Πίνδου, στην περιοχή Μερκοβουνίου-Σκοπής (βλ. εικ. 6.40).
- μία (1) μέτρηση *in situ* (57), σε επιφανειακή εμφάνιση των ανθρακικών σχηματισμών της ίδιας ενότητας, στον ορεινό όγκο Προφ. Ηλία Σκοπής (βλ. εικ. 6.40).
- έντεκα (11) μετρήσεις *in situ* (22, 30, 21, 20, 7, 6, 5, 4, 1, 3 & 2), σε επιφανειακές εμφανίσεις των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, στα κράσπεδα του ανατολικού περιθωρίου της υπολεκάνης (βλ. εικ. 6.40).

6.3.2.β. Γεωφυσικές διασκοπήσεις.

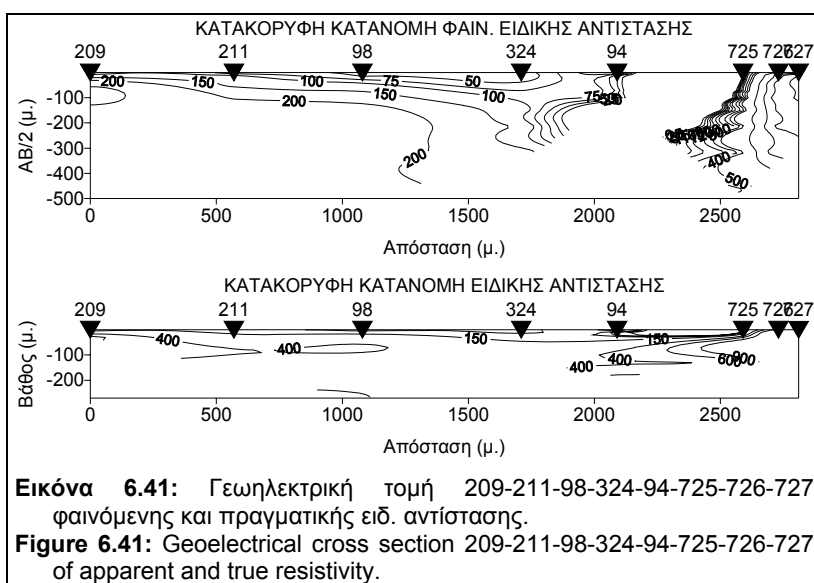
Για τον προσδιορισμό των γεωλογικών και υδρογεωλογικών συνθηκών κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα που καλύπτουν την υπολεκάνη, εκτελέστηκαν εκατόν τριάντα εννέα (139) γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (βλ. εικ. 6.40). Οι βυθοσκοπήσεις αυτές χωροθετήθηκαν έτσι ώστε να καλύψουν κατά το δυνατόν ολόκληρη τη περιοχή ενδιαφέροντος και στη συνέχεια να αξιολογηθούν σε διαφορετικές τομές και χάρτες, με συνευθειακά και ισαπέχοντα σημεία (δημιουργία κανάβου). Ο κανάβος αυτός πυκνώθηκε κατά θέσεις, για τον λεπτομερή προσδιορισμό του αλπικού υπόβαθρου.

Όλες οι γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις αναπτύχθηκαν στα πλειστοκαινικά ιζήματα των πεδινών εκτάσεων της υπολεκάνης. Η ανάπτυξη των περισσότερων από αυτές δεν παρουσίασε ιδιαίτερα προβλήματα, επιτρέποντας την αξιοποίηση του υπάρχοντος εξοπλισμού, με βάθη διερεύνησης που κυμαίνονται από 250-300 μ. Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί ότι πολλές από τις βυθοσκοπήσεις που αναπτύχθηκαν στα κεντρικά τμήματα, διερεύνησαν βάθη >300 μ. (AB=2000 μ.). Σε πολλές όμως περιοχές, κυρίως στα βόρεια και νοτιοανατολικά τμήματα της υπολεκάνης, οι περιφραγμένες και εκτεταμένες καλλιέργειες καρποφόρων δένδρων, οι περιφράξεις των περισσότερων ιδιοκτησιών και κυρίως οι αγωγοί διευθέτησης των λυμάτων της πόλης της Τρίπολης, δεν επέτρεψαν την ανάπτυξη των ηλεκτροδίων ρεύματος σε μεγάλες αποστάσεις. Σε κάθε περίπτωση όμως, το βάθος διερεύνησης τους, ήταν τέτοιο ώστε να εξασφαλίζονται οι στόχοι της παρούσας μελέτης.

Μετά την επεξεργασία των γεωφυσικών δεδομένων, έγινε ποιοτική και ποσοτική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων, όπως και στις δύο προηγούμενες περιοχές, με την

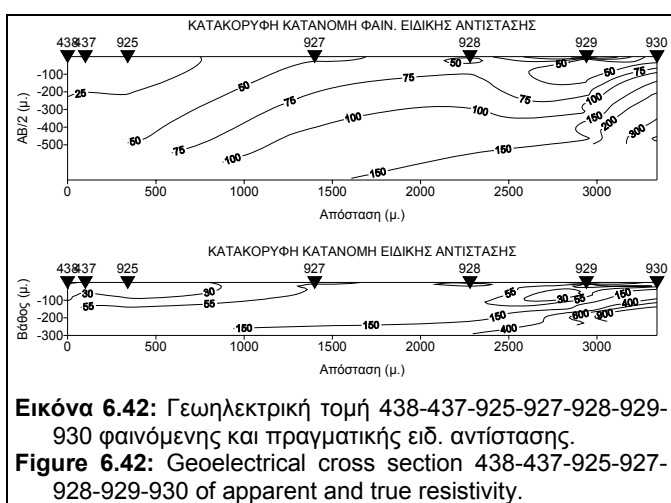
κατασκευή γεωηλεκτρικών τομών και χαρτών φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης.

Γενικότερα, από την αξιολόγηση των γεωφυσικών στοιχείων, των τομών και χαρτών, προκύπτει ότι στην υπολεκάνη της Τρίπολης και ιδιαίτερα στα κεντρικά και ανατολικά τμήματα της, οι ειδικές αντιστάσεις των επιφανειακών πλειστοκαινικών σχηματισμών είναι μεγαλύτερες (20-75 Ωμ) από εκείνες των δύο προηγούμενων υπολεκανών. Η έλλειψη όμως λιθολογικών στοιχείων, δεν επέτρεψαν την αξιολόγηση τους και την εξαγωγή σαφέστερων συμπερασμάτων.



Αναλυτικότερα:

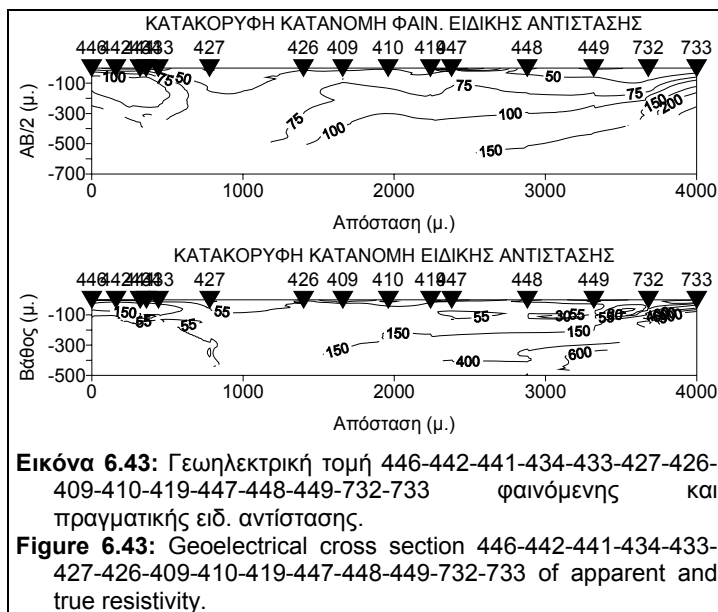
- Στο δυτικό τμήμα της υπολεκάνης (περιοχή κάμπου Μερκοβουνίου και Σκοπής) και συγκεκριμένα σε περιορισμένη έκταση ανατολικά του λόφου Προφ. Ηλία Μερκοβουνίου (περιοχή



VES 446, 440, 442, 443, 435, 441, 434, 433, 432, 430, 431 & 429, βλ. εικ. 6.40), εντοπίστηκε, κάτω από τον επιφανειακό σχηματισμό ειδ. αντίστασης 40-75 Ωμ, γεωηλεκτρικός σχηματισμός >200 Ωμ και ακόμα βαθύτερα σχηματισμός 40-50 Ωμ.

Περιμετρικά της περιοχής

αυτής, στις θέσεις των VES 439, 436, 427, 428, 425, 424, 445 & 444 (βλ. εικ. 6.40), κάτω από τον επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα, εντοπίστηκε



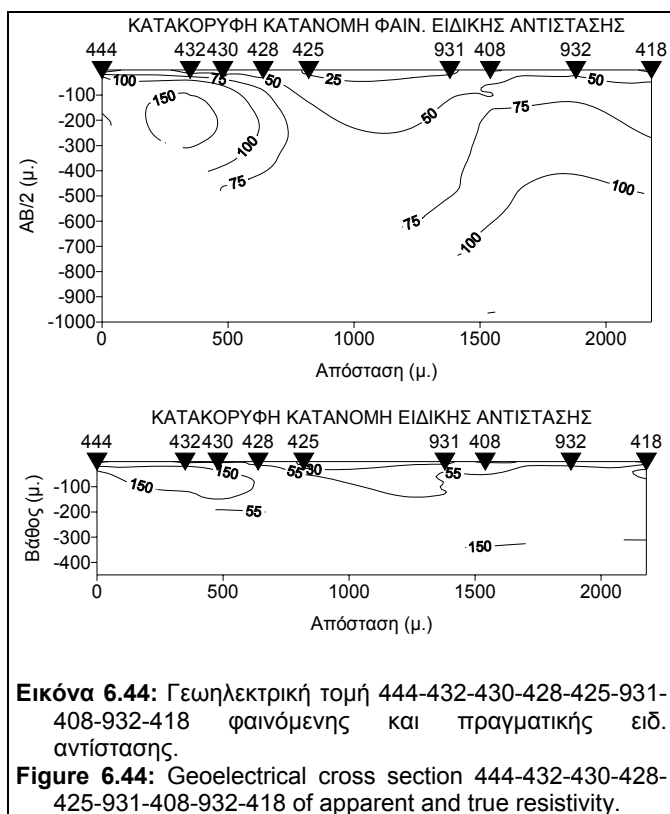
γεωηλεκτρικός σχηματισμός με ειδ. αντίσταση 80-150 Ωμ, ο οποίος υπέρκειται εκείνου των 40-50 Ωμ.

Στις θέσεις των VES 438, 437 & 933, ο γεωηλεκτρικός σχηματισμός των 40-50 Ωμ εντοπίσθηκε αμέσως κάτω από τον επιφανειακό σχηματισμό.

Η δομή αυτή γίνεται

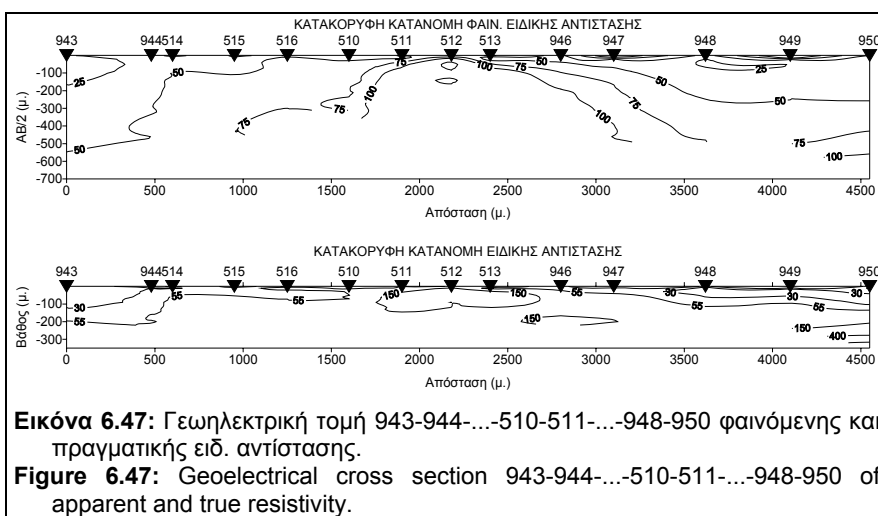
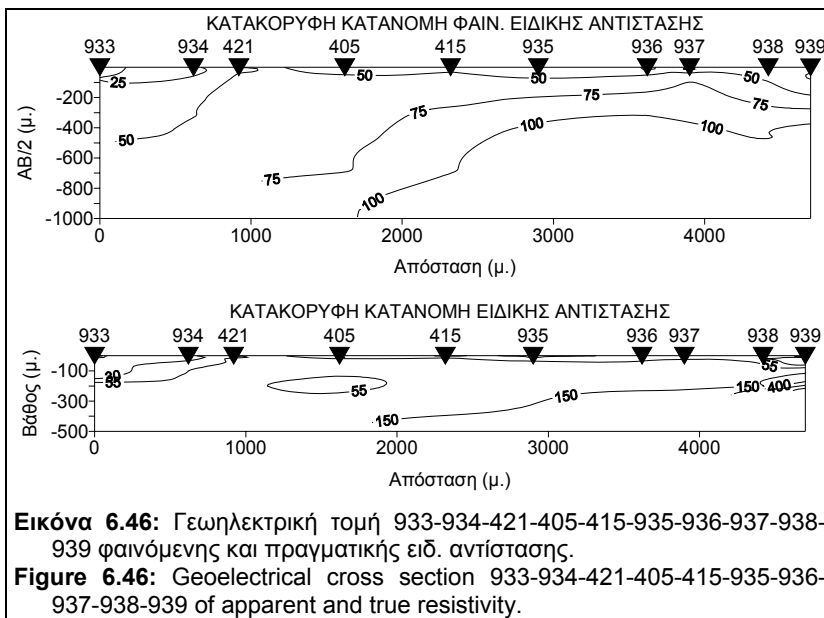
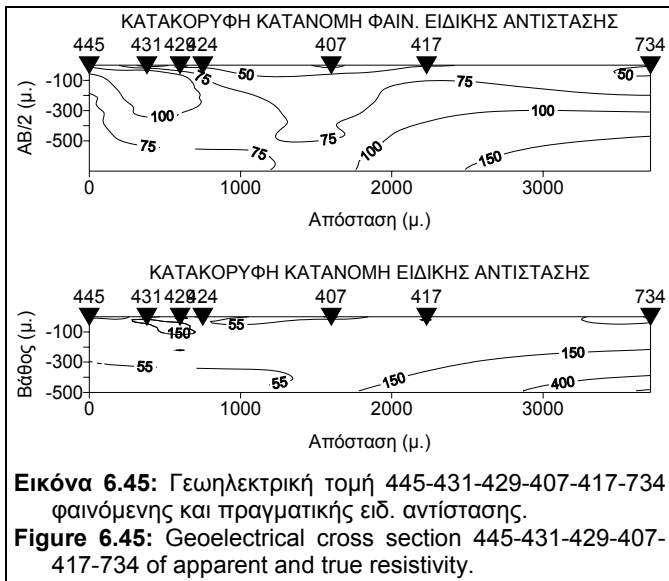
εμφανής στις γεωηλεκτρικές τομές των εικόνων 6.43, 6.44, 6.45 και 6.46, και με την απεικόνιση της αναδιπλωμένης μορφής των ισότιμων καμπύλων ειδ. αντίστασης στα δυτικά τμήματά τους.

Στις βόρειο-δυτικό τμήμα της υπολεκάνης, στις θέσεις των VES 209, 211 & 98 (βλ. εικ. 6.40), εντοπίσθηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός υψηλής ειδ. αντίστασης (>250 Ωμ), σε μικρά σχετικά βάθη (7 μ.), ο οποίος φαίνεται να βυθίζεται προς τις νότιες, νότιο ανατολικές και ανατολικές περιοχές (βλ. εικ. 6.41 και



6.50α, β, γ).

- Στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης της Τρίπολης (περιοχές Καλογιάννη, Χερσότοπος, κοινότητας Πελάγους), το γεωηλεκτρικό υπόβαθρο που εντοπίσθηκε εκεί, εμφανίζει τιμές ειδ. αντίστασης >80 Ωμ. Από την μορφή των ισότιμων καμπύλων της ρ_a και της ρ στις γεωηλεκτρικές τομές των εικόνων 6.42,



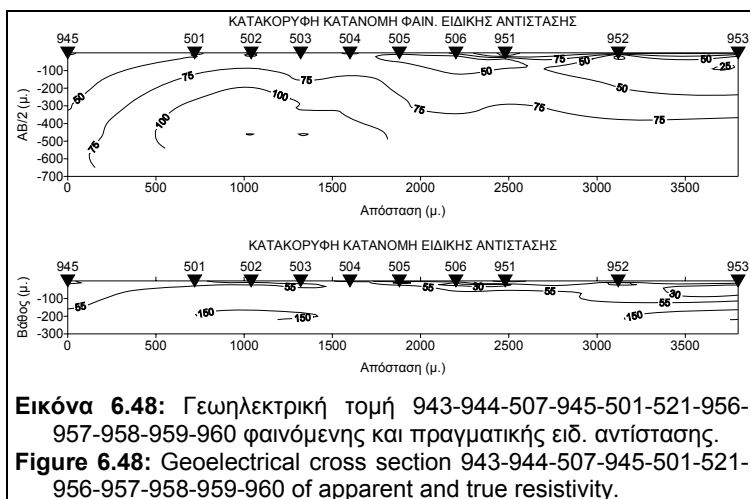
6.43, 6.44, 6.45 και 6.46, γίνεται αντιληπτό ότι ο σχηματισμός αυτός βυθίζεται κάτω από την ανεστραμμένη γεωηλεκτρική δομή των δυτικών περιοχών.

Στα νότια τμήματα της υπολεκάνης, τόσο οι χάρτες κατανομής φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης (βλ. εικ. 6.50 α, β,

γ) όσο και οι τομές των εικόνων 6.47, 6.48 και 6.49, καταδεικνύουν ιδιαίτερα στην περιοχή Φυτιές, ότι αναπτύσσεται σε μικρό σχετικά βάθος (7 μ.) ένας γεωηλεκτρικός σχηματισμός υψηλής ειδικής

αντίστασης (100-250 Ωμ).

Στα κεντρικότερα σημεία ο σχηματισμός αυτός εμφανίζει υψηλότερες τιμές ειδικής αντίστασης ($\rho > 230 \Omega\mu$),

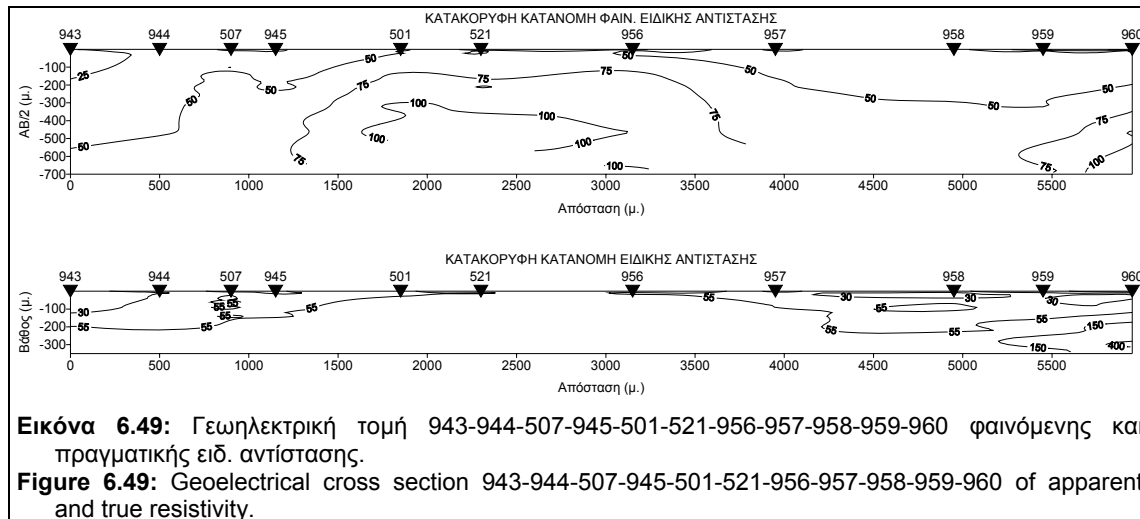


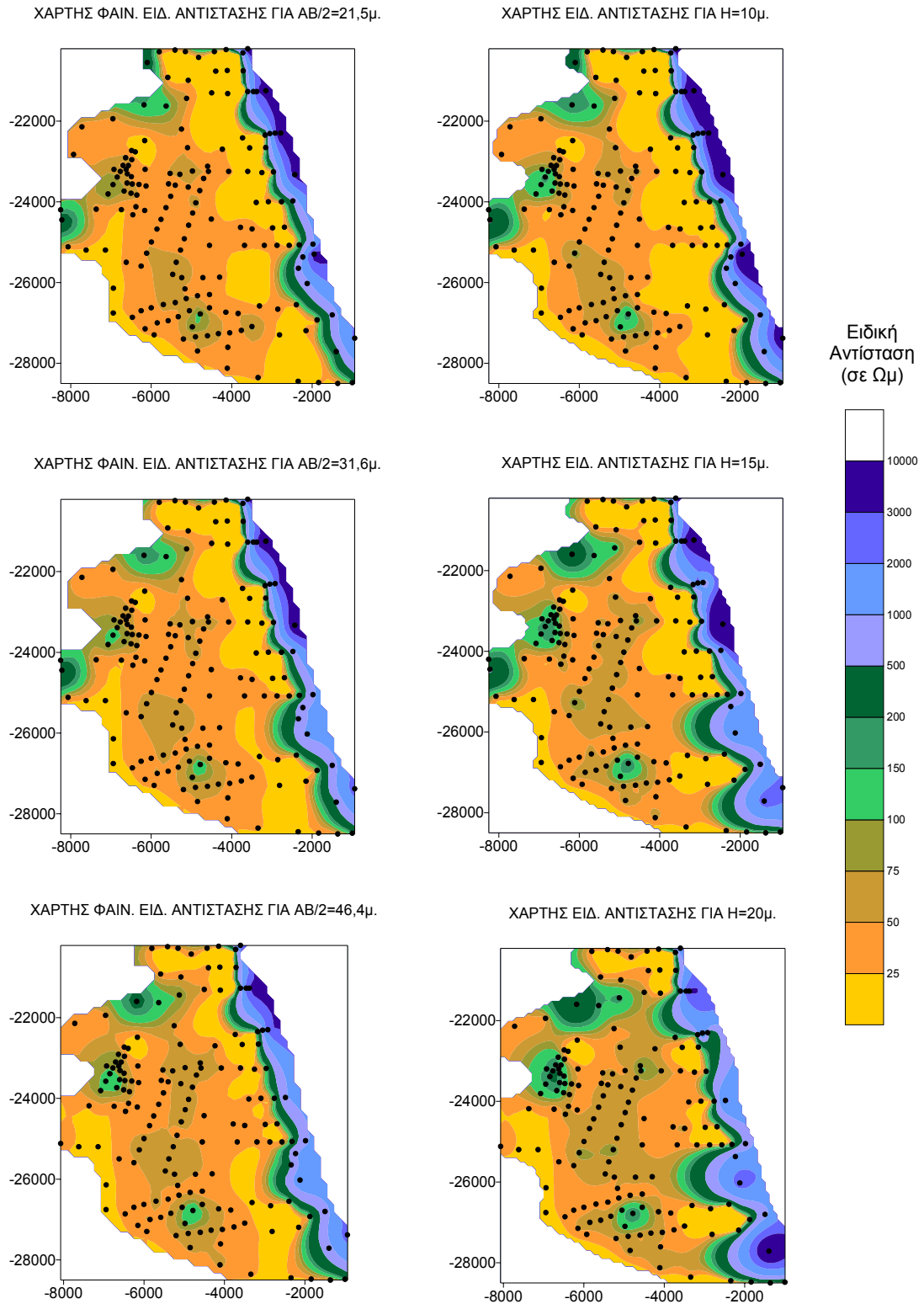
ενώ περιφερειακά η ειδική αντίσταση μειώνεται (100- 200 Ωμ) σε βάθη 70-150 μέτρων.

- Στα ανατολικά τμήμα-τα της υπολεκάνης της Τρίπολης (περιοχή οικισμού

Παρορίου και κοινοτήτων Ζευγο-λατίου και Νέοχω-ρίου), υπολογίστηκαν υψηλές τιμές της ρ (>1000 Ωμ) σε μικρά βάθη. Αυτή η ζώνη υψηλών ειδικών αντιστάσεων αναπτύσσεται με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ παράλληλα προς τα κράσπεδα του ορεινού όγκου βόρεια της κοινότητας Ζευγολατίου (βλ. εικ. 6.40).

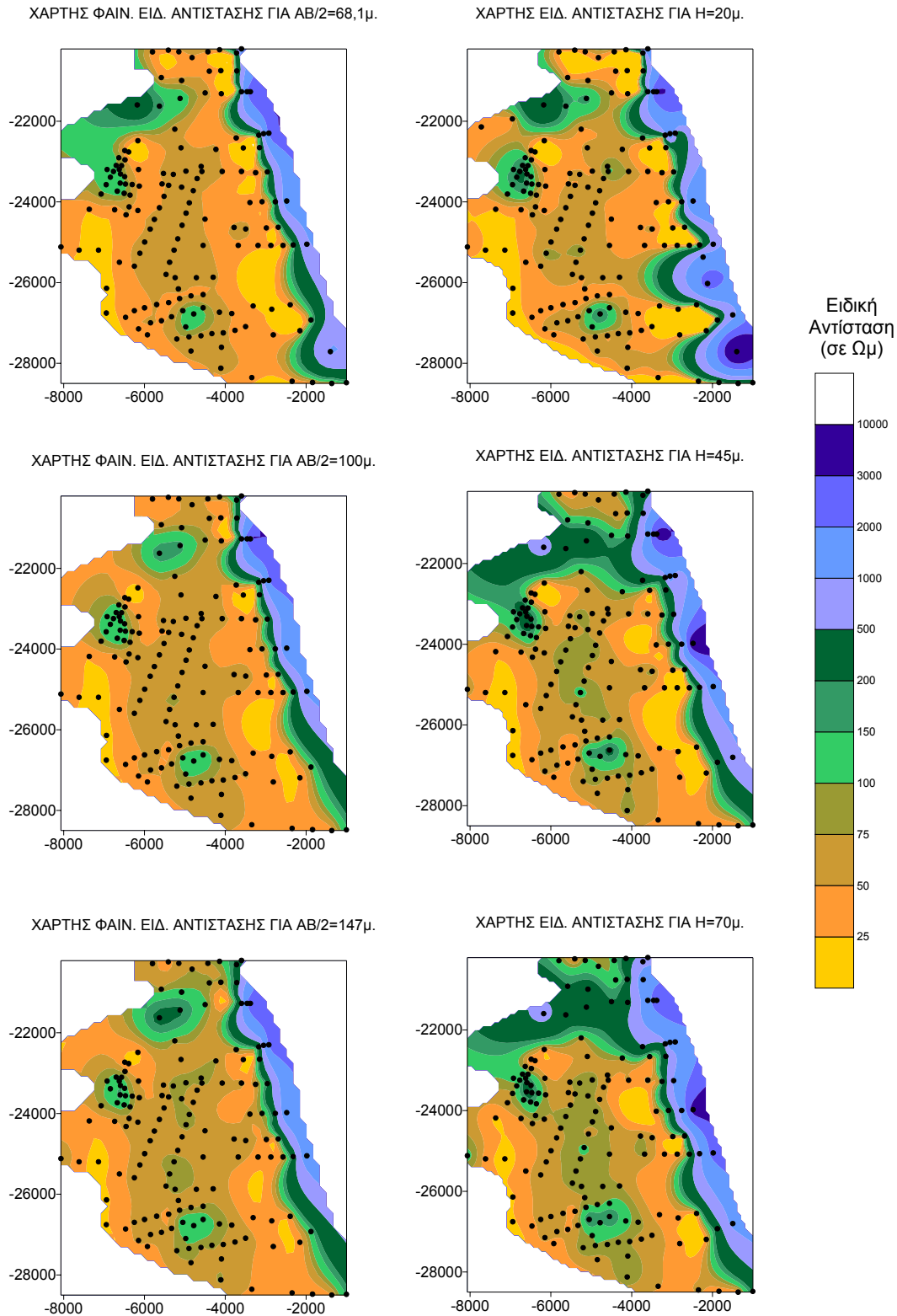
Δυτικότερα της ζώνης αυτής εντοπίστηκε μία περιοχή χαμηλότερων ειδ. αντιστάσεων ($\rho < 400$ Ωμ), οριοθετώντας ένα μέτωπο έντονης πλευρικής ασυνέχειας.



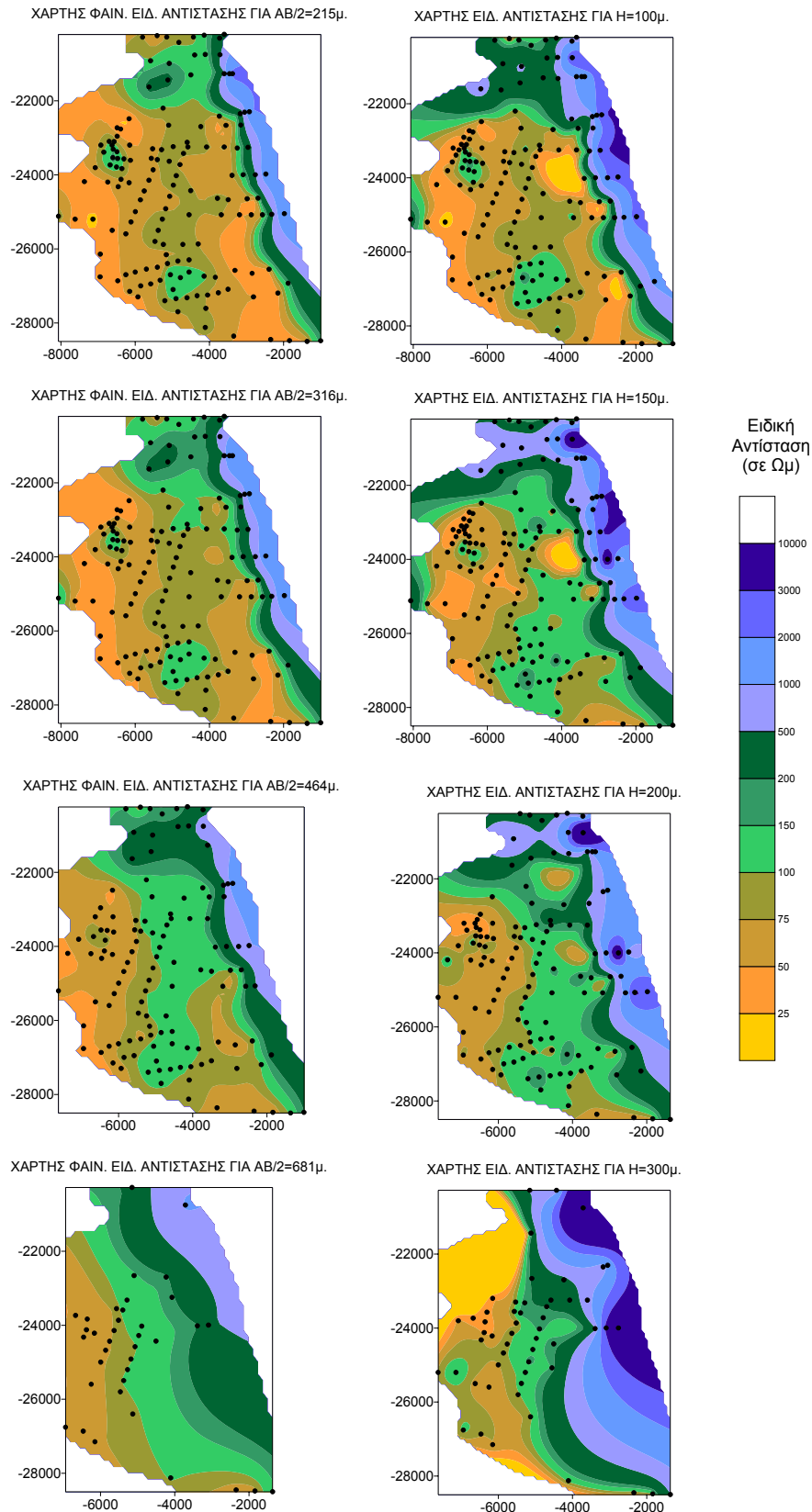


Εικόνα 6.50α: Χάρτης φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για $AB/2=21,5, 31, 46 \mu$. και βάθος $H=10, 15, 20 \mu$., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Τρίπολης.

Figure 6.50α: Map of apparent and true resistivity for $AB/2=21.5, 31, 46m$. and depth $H=10, 15, 20m$., respectively, in the Tripolis sub-basin.



Εικόνα 6.50β: Χάρτης φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για $AB/2=68, 100, 147 \mu$. και βάθος $H=30, 45, 70 \mu$., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Τρίπολης.
Figure 6.50β: Map of apparent and true resistivity for $AB/2=68, 100, 147m$. and depth $H=30, 45, 70m$., respectively, in the Tripolis sub-basin.



Εικόνα 6.50γ: Χάρτες φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης για $AB/2=215, 316, 464, 681 \mu$. και βάθος $H=100, 150, 200, 300 \mu$., αντίστοιχα, της υπολεκάνης Τρίπολης.

Figure 6.50γ: Map of apparent and true resistivity for $AB/2=215, 316, 464, 681m.$ and depth $H=100, 150, 200, 300m.$, respectively, in the Tripolis sub-basin.

6.3.3. ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΩΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Λαμβάνοντας υπόψη,

⇒ τις γεωλογικές παρατηρήσεις στην ευρύτερη περιοχή, όπως αυτές διατυπώθηκαν σε προηγούμενες παραγράφους,

⇒ τη συσχέτιση των γεωλογικών σχηματισμών με τις τιμές των ειδικών αντιστάσεων, που προέκυψαν από την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων βαθμονόμησης στους επιφανειακούς σχηματισμούς, και

⇒ την κατανομή της ειδικής αντίστασης (φαινόμενης και πραγματικής) τόσο στις γεωηλεκτρικές τομές όσο και στους χάρτες,

προκύπτει ότι η γεωλογική δομή της υπολεκάνης της Τρίπολης, είναι αρκετά πολύπλοκη. Δυστυχώς, η έλλειψη αξιόπιστων γεωτρητικών λιθολογικών στοιχείων στην περιοχή, καθιστά την αξιολόγηση των γεωφυσικών δεδομένων αρκετά δύσκολη. Τα πλέον αξιόπιστα στοιχεία, έχουν προκύψει από τα αποτελέσματα των μετρήσεων *in situ* που αναπτύχθηκαν στα ανατολικά και δυτικά κράσπεδα, στις επιφανειακές εμφανίσεις των σχηματισμών των ενοτήτων Τρίπολης και Πίνδου (Μερκοβούνι, Προφ. Ηλίας Σκοπής), καθώς και από τα στοιχεία της δειγματοληπτικής γεώτρησης Α6 στην περιοχή Φυτιές (βλ. εικ. 6.40). Τα υπόλοιπα στοιχεία των υδρογεωτρήσεων που έχουν ανορυχθεί στην περιοχή προέρχονται είτε από προφορικές πληροφορίες, είτε από αδημοσίευτες μελέτες.

Αναλυτικότερα, τα στοιχεία για την αξιολόγηση των δεδομένων των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, αποτελούν :

⇒ οι μετρήσεις *in situ* 58, 61 και 62 που αναπτύχθηκαν σε επιφανειακές εμφανίσεις του φλύσχη της εν. Πίνδου, στην περιοχή κοινότητας Μερκοβουνίου. Στις τρεις αυτές υπολογίστηκαν ειδικές αντιστάσεις 34, 35 και 41 Ωμ αντίστοιχα, που αποδίδονται στον ψαμμιτικό φλύσχη του Μερκοβουνίου (βλ. εικ. 6.40).

⇒ η μέτρηση *in situ* 57, αναπτύχθηκε σε επιφανειακή εμφάνιση των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου, στον ορεινό όγκο Προφ. Ηλίας Σκοπής, όπου η ειδ. αντίσταση που υπολογίστηκε είναι 500 Ωμ (βλ. εικ. 6.40).

⇒ οι μετρήσεις *in situ* 59 και 60, στην μοναδική επιφανειακή εμφάνιση του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης στα κράσπεδα της λεκάνης, στο άλσος Αγ. Γεωργίου Τριπόλεως (βλ. εικ. 6.40). Πρόκειται για τους κατώτερους στρωματογραφικά ορίζοντες του φλύσχη, τους πλησιέστερους στους ασβεστόλιθους και για το λόγο αυτό η ειδ. αντίσταση των 150 Ωμ που τους αποδίδεται στην εικόνα 5.35 (βλ. Κεφάλαιο 5), θεωρείται υπερεκτιμημένη.

⇒ οι μετρήσεις *in situ* 22, 30, 21, 20, 7, 6, 5, 4, 1, 3 και 2, που αναπτύχθηκαν στα ανατολικά κράσπεδα της υπολεκάνης, στις απολήξεις του Λύρκειου όρους, σε επιφανειακές εμφανίσεις των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης (βλ. εικ. 6.40). Στους σχηματισμούς αυτούς υπολογίστηκαν υψηλές ειδ. αντιστάσεις >2000 Ωμ. Αντίθετα στην περιοχή τη καταβόθρας Ζευγολατείου (μετρήσεις *in situ* 7 και 6), σε βάθη >10 μ. υπολογίστηκαν μικρότερες ειδ. αντιστάσεις (<500 Ωμ), που αποδίδονται στην ανάπτυξη καρστικού συστήματος.

⇒ η γεώτρηση Α6 στη περιοχή Φυτιές (βλ. εικ. 6.40), ανατολικά της πόλης της Τρίπολης, όπου σύμφωνα με το μητρώο συνάντησε:

- μέχρι το βάθος των 183 μ. πλειστοκαινικά ιζήματα, τα οποία αποτελούνται από εναλλαγές πηλών, άμμων, λεπτών άμμων με κροκάλες και χάλικες.
- από το βάθος των 183 έως 246,5 μ., εναλλαγές πηλών και αργίλων και
- από το βάθος των 246,5 έως 250,5 μ., όπου και περατώθηκε η γεώτρηση, συνάντησε “έντονα καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους τύπου Κρητιδικού ασβεστόλιθου”.

⇒ οι τρεις υδρογεωτρήσεις, Γ1-ΒΙ.ΠΕ. (280 μ. βάθος), Γ2-ΒΙ.ΠΕ. (280 μ. βάθος) και Γ3-ΒΙ.ΠΕ. (150 μ. βάθος), στην Βιομηχανική Περιοχή (βλ. εικ. 6.40), για τις οποίες οι προφορικές πληροφορίες αναφέρουν τη διάτρηση μαργαϊκών ασβεστόλιθων μόνο στις θέσεις των Γ1 και Γ3, αντίστοιχα, με αξιόλογες υδροφορίες.

⇒ η υδρογεώτρηση Γ-ΑΒ4/85 βάθους 200 μέτρων, η οποία σύμφωνα με το μητρώο της (αδημοσίευτη έκθεση του Ι.Γ.Μ.Ε.), δεν συνάντησε μέχρι το βάθος περάτωσης της αλπικούς σχηματισμούς, αναπτύχθηκε εξ’ ολοκλήρου στα πλειστοκαινικά ιζήματα, με πολύ μικρή υδροφορία.

Αναλυτικότερα διάτρησε:

- Μέχρι το βάθος των 87 μ. κορήματα και προσχώσεις που αποτελούνται από εναλλαγές αργίλων με χάλικες,
- Από 87-114 μ. συνεκτικά κροκαλοπαγή και
- Από 114-200 μ. εναλλαγές κροκαλοπαγών, αργίλων και στρωμάτων χαλίκων.

Λαμβάνοντας υπόψη τα στοιχεία των *in situ* μετρήσεων, τα δεδομένα των γεωτρήσεων καθώς και τα στοιχεία που προέκυψαν από την ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων, διαπιστώνεται γενικότερα ότι :

- Στα κεντρικά και νότια τμήματα της υπολεκάνης της Τρίπολης η λιθολογική σύσταση και κατ’ επέκταση η διαδικασία απόθεσης των μεταλπικών σχηματισμών, είναι διαφορετική από αυτή των άλλων δύο υπολεκανών (Σάγκα-Νεστάνης και Πικέρνη - Μαντίνειας - Μηλιάς). Οι μικρές ειδικές αντιστάσεις (<25

Ωμ) που υπολογίστηκαν στις τελευταίες, αντικαθίστανται από υψηλότερες (20-75 Ωμ), γεγονός που αποδίδεται στην κατά τόπους επικράτηση στρωμάτων αδρομερών κροκαλοπαγών, λατύπων και χαλίκων, σημαντικού πάχους.

- Οι ειδικές αντιστάσεις που υπολογίστηκαν και η μορφή των γεωηλεκτρικών καμπύλων στην ευρύτερη περιοχή ανατολικά του λόφου Προφ. Ηλία Μερκοβουνίου αποδίδεται στην ανεστραμμένη δομή των γεωλογικών σχηματισμών της εν. Πίνδου.
- Στα ανατολικά τμήματα της υπολεκάνης, η παρουσία υψηλών τιμών ειδ. αντίστασης (>1000 Ωμ) αποδίδεται στην ύπαρξη των συμπαγών ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης.

Αναλυτικότερα :

- Στο δυτικό τμήμα της υπολεκάνης (περιοχή κάμπου Μερκοβουνίου και Σκοπής), οι υψηλές ειδικές αντιστάσεις (>150 Ωμ), στην περιοχή των VES 446, 440, 442, 443, 435, 441, 434, 433, 432, 430, 431 και 429 (βλ. εικ. 6.40), αποδίδονται στην βύθιση των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου του λόφου Προφ. Ηλία Μερκοβουνίου προς τα ανατολικά, κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα της υπολεκάνης. Του σχηματισμού αυτού υπόκειται ο φλύσχος της ανεστραμμένης δομής (30-40 Ωμ). Περιμετρικά της ζώνης των βυθοσκοπήσεων αυτών και πιο συγκεκριμένα στις θέσεις των VES 436, 436, 427, 428, 425, 424, 445 και 444 (βλ. εικ. 6.40), προσδιορίζονται σε βάθη 45-50 μ. οι μαργαίκοι ασβεστόλιθοι των μεταβατικών προς το φλύσχη στρωμάτων της ανεστραμμένης δομής (80-150 Ωμ). Στην ίδια περιοχή και σε βάθη 90-140 μ. προσδιορίζεται ο φλύσχος της ίδιας ενότητας (35-50 Ωμ). Στην περιοχή των VES 438, 437 και 933 (βλ. εικ. 6.40) και σε βάθη 14, 22 και 3 μ., αντίστοιχα, προσδιορίζεται ο φλύσχος της ανεστραμμένης δομής αμέσως κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα της υπολεκάνης. Η τελευταία αυτή περιοχή αποτελεί και το ανατολικό όριο της ανεστραμμένης δομής της περιοχής Μερκοβουνίου.

Στο βόρειο-δυτικό τμήμα, στις θέσεις των VES 902, 911 και 98 (βλ. εικ. 6.40), προσδιορίσθηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης >250 Ωμ, σε βάθος περίπου 7 μ. και στις τρεις θέσεις, ο οποίος αποδίδεται στην παρουσία των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου στην περιοχή. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί αποτελούν την νότια επέκταση των ασβεστόλιθων της ίδιας ενότητας, που εμφανίζονται στον ορεινό όγκο προφήτη Ηλία-Σκοπής. Στις θέσεις των VES 211 και 98 και σε βάθη 138 και 85 μ. αντίστοιχα (βλ. εικ. 6.40), η μικρή τιμή της ειδ. αντίστασης που

υπολογίστηκε (180 Ωμ), αποδίδεται στην καρστικοποίηση των ασβεστόλιθων αυτών, αφού η ύπαρξη των καταβοθρών του Κανατά ενισχύει στην άποψη αυτή.

- Στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης της Τρίπολης (Καλογιάννη, Χερσότοπος, κοινότητα Πελάγους) ο γεωηλεκτρικός σχηματισμός των >80 Ωμ που υπολογίστηκε, αποδίδεται στους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου, οι οποίοι αποτελούν την προς νότο εξάπλωση του ίδιου σχηματισμού που εντοπίστηκε στα νότια τμήματα της υπολεκάνης της Μηλιάς. Στις βορειότερες περιοχές, ο σχηματισμός αυτός εμφανίζεται σε βάθη 13, 17 και 20 μ, στις θέσεις των VES 324, 94 και 926 αντίστοιχα (βλ. εικ. 6.40), κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα. Το βάθος εμφάνισης αυξάνεται προς τα κεντρικά και νότια τμήματα εμφανίζοντας ένα μέγιστο στην περιοχή των VES 415 και 414 (βλ. εικ. 6.40), με 203 και 182 μ., αντίστοιχα. Σε πολλές θέσεις στις βόρειες και κεντρικές περιοχές και σε βάθη από 58 έως και > 200 μ., εντοπίστηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης >200 Ωμ, που αποδίδεται στους ασβεστόλιθους της ίδιας ενότητας.

Στις θέσεις των VES 407, 406, 405, 404, 422, 421 και 934 (βλ. εικ. 6.40) και σε βάθη 65, 94, 95, 65, 104, 48 και 55 μ., αντίστοιχα, οι τιμές της ειδ. αντίστασης των 35-50 Ωμ, αποδίδονται στην ύπαρξη του φλύσχη κανονικής δομής της εν. Πίνδου. Κάτω από το σχηματισμό αυτό και σε βάθος από 70 μ. (VES 421) έως >250 μ. (για τις υπόλοιπες) προσδιορίστηκαν οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι της ίδιας ενότητας.

Οι σχετικά υψηλές τιμές ειδ. αντίστασης (>230 Ωμ) που υπολογίστηκαν στις νότιες περιοχές (περιοχή Φυτιές), στις θέσεις των VES 511 και 512, αποδίδονται στην ύπαρξη ασβεστόλιθων σε βάθη 7 μ. περίπου, κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα. Περιμετρικά των δύο αυτών θέσεων και πιο συγκεκριμένα στις θέσεις των VES 946, 521, 502, 522, 513, 511 και 512 (βλ. εικ. 6.40) εντοπίστηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης 100-200 Ωμ, που αποδίδεται σε μαργαϊκούς (ή έντονα καρστικοποιημένους) ασβεστόλιθους της ίδιας ενότητας. Στη θέση της VES 943 και σε βάθος >203 μ. παρατηρήθηκε ο ίδιος σχηματισμός.

Αντίθετα, στις θέσεις των VES 507, 944, 514, 514, 941, 323, 401, 402, 403, 411, 412, 525, 947, 948, 949, 506, 951, 955, 956, 957, 958 και 959 (βλ. εικ. 6.40) και παρά τα μεγάλα βάθη διερεύνησης, οι τιμές των ειδ. αντιστάσεων που

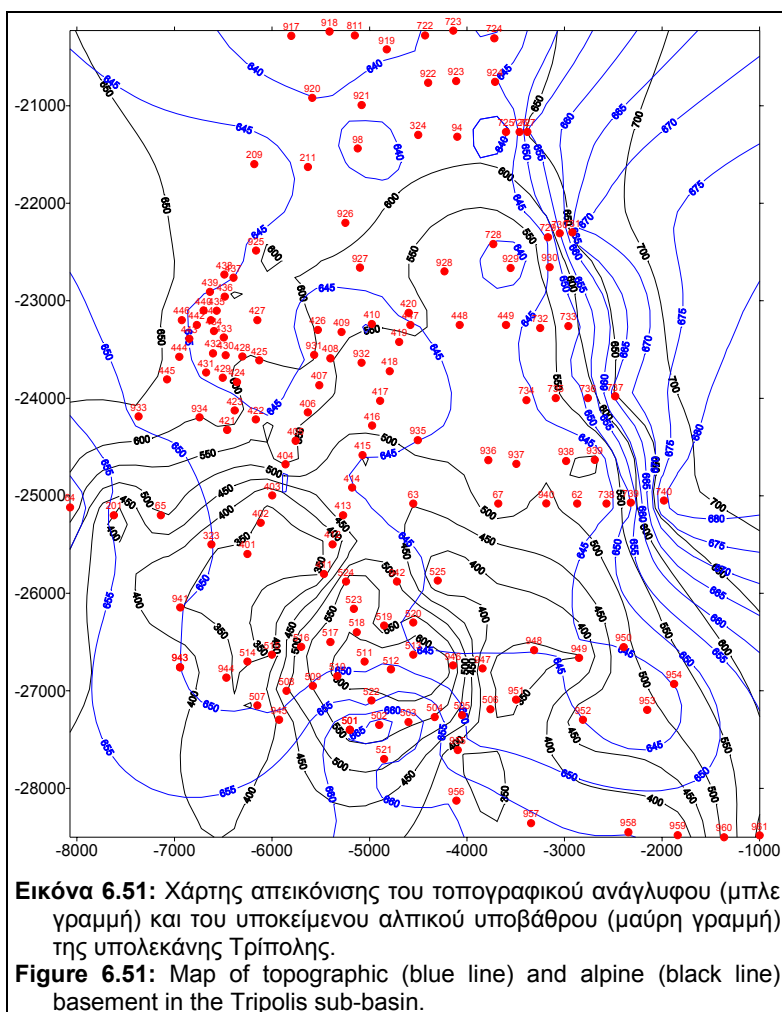
προσδιορίστηκαν, εκτιμάται ότι δεν αντιστοιχούν σε σχηματισμό του αλπικού υποβάθρου.

- Στα ανατολικά τμήματα της υπολεκάνης, οι υψηλές τιμές ειδικών αντιστάσεων (>1000 Ωμ) που υπολογίστηκαν στην περιοχή του οικισμού Παρόριο και της κοινότητας Ζευγολατείου, στα δυτικά κράσπεδα του όρους Κτενιάς (Καρακοβούνι, Καρακόβραχος, Κουτρούφι), αποδίδονται στην ύπαρξη συμπαγών ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, κάτω από τους τεταρτογενείς σχηματισμούς στα περιθώρια της λεκάνης. Σε πολλές από τις θέσεις αυτές προσδιορίζεται ένας γεωηλεκτρικός σχηματισμός (400-500 Ωμ) που αποδίδεται στην παρουσία εκτεταμένου στρώματος κορημάτων των πρηνών (βλ. εικ. 6.40).

Δυτικότερα της ζώνης αυτής και ειδικότερα στις περιοχές των VES 728, 929, 449, 448 & 928 καθώς και στις VES 62, 950, 952, 953 & 954 (βλ. εικ. 6.40), εντοπίστηκε γεωηλεκτρικός σχηματισμός ειδ. αντίστασης >250 Ωμ που αντιστοιχεί στους ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου και σε βάθη μεταξύ 100 έως 150 μέτρων.

Η έντονη πλευρική ανομοιογένεια που παρατηρείται στην κατανομή των ειδικών αντιστάσεων, δημιουργείται από την ύπαρξη των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης ανατολικά και των μαργαϊκών ασβεστόλιθων και των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου δυτικότερα. Επί πλέον, σε ορισμένες θέσεις του ανατολικού τμήματος της υπολεκάνης (VES 929 & 734, βλ. εικ. 6.40) εντοπίστηκαν οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης κάτω από αυτούς της Πίνδου, σε βάθη >200 και >300 μέτρων, αντίστοιχα, γεγονός που αποδίδεται στην ύπαρξη τεκτονικής ζώνης μεγάλης κλίσης (ρήγμα), διεύθυνσης Β.ΒΔ-Ν.ΝΑ.

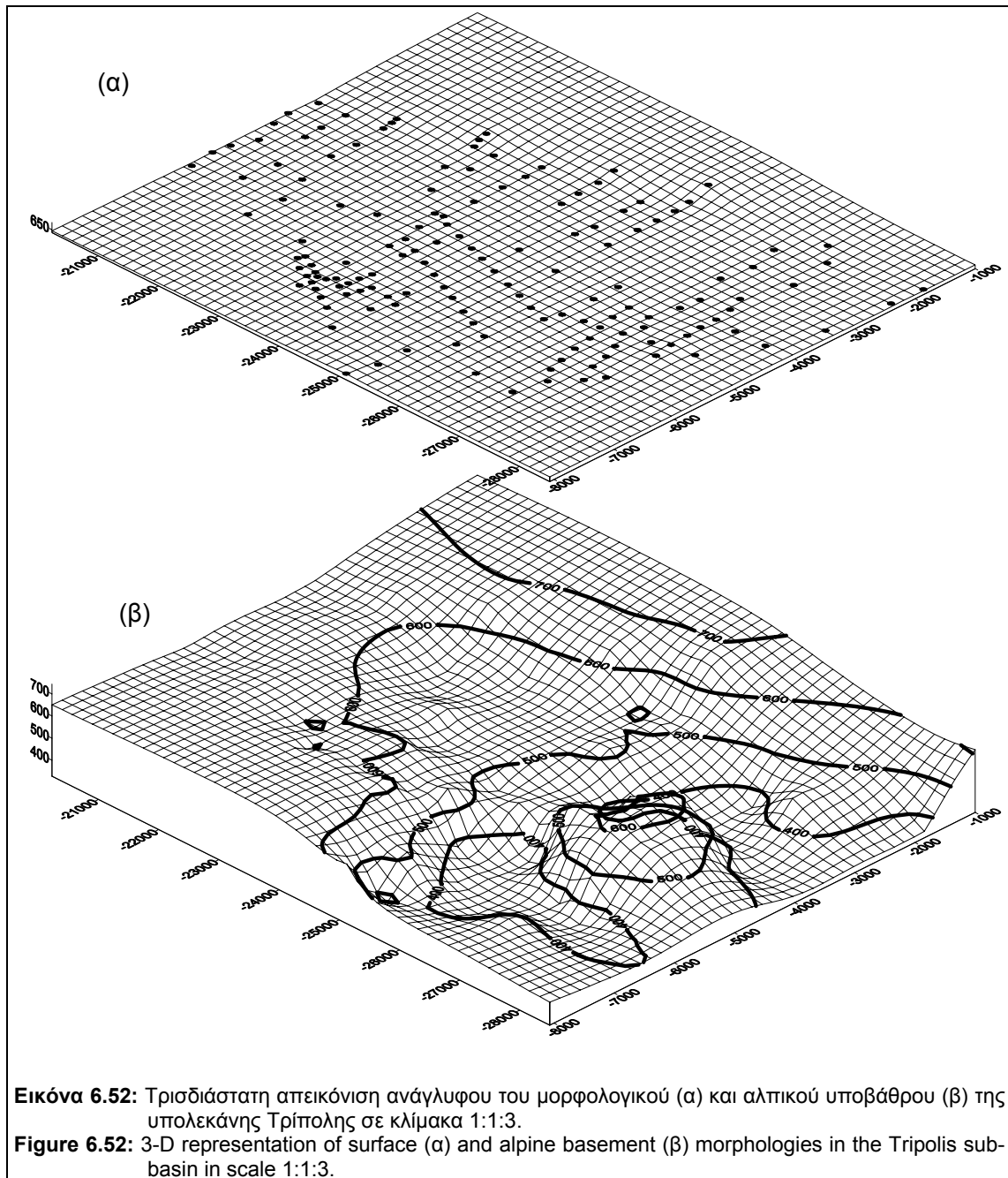
6.3.4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ



Λαμβάνοντας υπόψη τα γεωλογικά δεδομένα και την αξιολόγηση των γεωφυσικών αποτελεσμάτων της υπολεκάνης της Τρίπολης, κατασκευάστηκε υπεδafικός χάρτης απεικόνισης του ανάγλυφου του αλπικού υποβάθρου (μαύρη γραμμή) που φαίνεται στην εικόνα 6.51. Η τρισδιάστατη απεικόνιση του αλπικού υπόβαθρου παρουσιάζεται στην εικόνα 6.52.

Από τα γεωλογικά στοιχεία για την περιοχή της υπολεκάνης (υπαίθρου και βιβλιογραφικά) κατασκευάστηκε η γεωλογική τομή της εικόνας 6.53 η οποία αποτελεί τμήμα της τομής Θ-Θ' της εικόνας 2.13 (βλ. Κεφάλαιο 2).

Προκειμένου να καταδειχθεί με σαφήνεια η συνεισφορά της γεωφυσικής έρευνας στη διερεύνηση των υπεδafικών συνθηκών της περιοχής, κατασκευάστηκε με βάση τα αποτελέσματα των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, η αντίστοιχη γεωλογική-γεωφυσική τομή T1-T1', διεύθυνσης Α-Δ, (βλ. εικ. 6.54). Επιπλέον κατασκευάστηκαν και οι γεωλογικές-γεωφυσικές τομές T2α-T2'α και T2β-T2β' (βλ. εικ. 6.55 και 6.56 αντίστοιχα) στο νότιο τμήμα της υπολεκάνης.



Έτσι, στην τομή T1-T1', η οποία καλύπτεται σε όλο το μήκος της από τεταρτογενείς αποθέσεις, τα στοιχεία περί του αλπικού υποβάθρου προκύπτουν μόνο από τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας. Πρέπει να τονιστεί εδώ ότι μέχρι σήμερα η αντίληψη που επικρατούσε για το αλπικό υπόβαθρο της υπολεκάνης αυτής, ήταν η παρουσία των ασβεστόλιθων της εν. Τρίπολης (βλ. εικ. 6.53). Όπως όμως διαπιστώνεται στην τομή T1-T1', ένα τμήμα της (το δυτικό, μέχρι την VES 427) καταλαμβάνεται από την ανεστραμμένη δομή της εν. Πίνδου της περιοχής Μερκοβουνίου, και το υπόλοιπο καλύπτεται σχεδόν εξ ολοκλήρου από τους σχηματισμούς της εν. Πίνδου της κανονικής δομής (μέχρι τη VES 449). Οι

ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης περιορίζονται στο ανατολικό τμήμα της (περιοχή των VES 732 και 733).

Συγκεκριμένα, στις VES 446, 442, 441 & 433, εντοπίστηκαν οι ασβεστόλιθοι της ανεστραμμένης δομής της εν. Πίνδου, αμέσως κάτω από τους τεταρτογενείς σχηματισμούς, ενώ στη θέση της VES 427 εντοπίστηκε ο φλύσχος της ίδιας δομής. Στις θέσεις των VES 426, 409, 410 & 447, εντοπίστηκαν οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι της κανονικής δομής της εν. Πίνδου, αμέσως κάτω από τους τεταρτογενείς σχηματισμούς, ενώ στις VES 448 & 449 οι ασβεστόλιθοι Πίνδου με την ίδια δομή. Τέλος, στις θέσεις των VES 732 & 733, εντοπίστηκαν οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης.

Οι τομές T2α-T2α' και T2β-T2β' (βλ. εικ. 6.55 και 6.56) χαράχθηκαν για να καταδειχθεί η φύση του αλπικού υπόβαθρου αμέσως κάτω από τις τεταρτογενείς αποθέσεις, όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας, αφενός, και για να σκιαγραφηθούν ορισμένα τεκτονικά χαρακτηριστικά που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον, αφετέρου. Έτσι, στην περιοχή των VES 323, 402, 401 & 411 (βλ. εικ. 6.55) καθώς και στην περιοχή των VES 947, 948 & 949 (βλ. εικ. 6.56), το αλπικό υπόβαθρο δεν εντοπίστηκε παρά το μεγάλο βάθος διερεύνησης (>250-300 μ.) των γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων. Το γεγονός αυτό ενδεχομένως να οριοθετεί ένα τεκτονικό βύθισμα στις δύο αυτές περιοχές. Η ύπαρξη τέτοιων βυθισμάτων παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον τόσο από πλευράς του τρόπου γένεσης τους όσο και της επίδρασης τους στη διαμόρφωση του υδρογεωλογικού καθεστώτος της περιοχής. Στην τομή T2β-T2β' οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης καταλαμβάνουν το ανατολικό τμήμα που βρίσκεται αμέσως κάτω από τις τεταρτογενείς αποθέσεις στις πεδινές περιοχές.

Στα κεντρικά και νότια τμήματα της υπολεκάνης Τρίπολης, η λιθολογική σύσταση των πλειστοκαινικών ιζημάτων είναι διαφορετική, από εκείνη των άλλων δύο υπολεκανών (Σάγκα - Νεσάνης και Πικέρνη - Μαντίνειας - Μηλιάς). Οι ειδικές αντιστάσεις που υπολογίστηκαν κυμαίνονται από 20 έως 75 Ωμ, γεγονός που αποδίδεται στην κατά τόπους επικράτηση στρωμάτων αδρομερών κροκαλοπαγών, λατύπων και χαλίκων, σημαντικού πάχους. Οι υπολογισθείσες αυτές τιμές επιβεβαιώνουν τις γεωλογικές παρατηρήσεις, όπου τα ιζήματα του 'σχηματισμού Θάνα', που εμφανίζονται στη ευρύτερη περιοχή αποτελούνται από λατύπες φαμμιτικού ή ασβεστολιθικού χαρακτήρα, ποταμοχειμάρριας προέλευσης, τα οποία

μεταφέρθηκαν στην υπολεκάνη, κυρίως από δυτικά, από υδρογραφικό δίκτυο που σχημάτιζε στην περιοχή αυτή μεγάλης έκτασης δελταϊκές αποθέσεις.

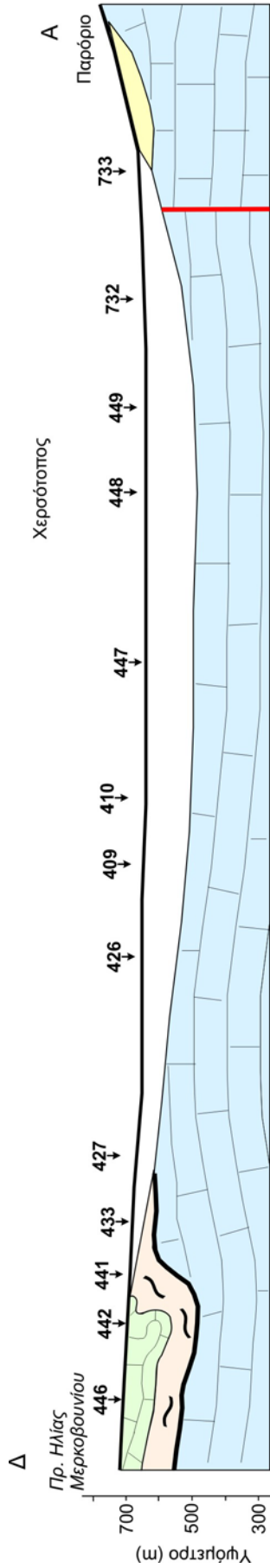
Όπως παρουσιάζεται στο χάρτη της εικόνας 6.40 και στην τομή T1-T1' (βλ. εικ. 6.54), η ανεστραμμένη δομή του Μερκοβουνίου περιορίζεται σε μία μικρή σχετικά ζώνη ανατολικά του λόφου Προφ. Ηλία Μερκοβουνίου, στα δυτικά περιθώρια της υπολεκάνης. Ανατολικότερα και περιμετρικά της προαναφερθείσας ζώνης, προσδιορίζεται η κανονική δομή στρωμάτων της εν. Πίνδου με το φλύσχη να υπέρκειται των μαργαϊκών ασβεστόλιθων.

Στις κεντρικές περιοχές της υπολεκάνης, το αλπικό υπόβαθρο αποτελούν είτε οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι των μεταβατικών στρωμάτων, είτε οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου. Οι σχηματισμοί αυτοί επεκτείνονται μέχρι τα ανατολικά όρια της υπολεκάνης, όπου κατά θέσεις είτε υπέρκεινται των σχηματισμών της εν. Τρίπολης, είτε βρίσκονται αμέσως κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα και τους κώνους κορημάτων. Έτσι, τα στοιχεία που προέκυψαν για τα ανατολικά κράσπεδα της υπολεκάνης Τρίπολης ενισχύουν την άποψη ότι η περιοχή αυτή διατρέχεται από επάλληλες τεκτονικές ζώνες, διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ.

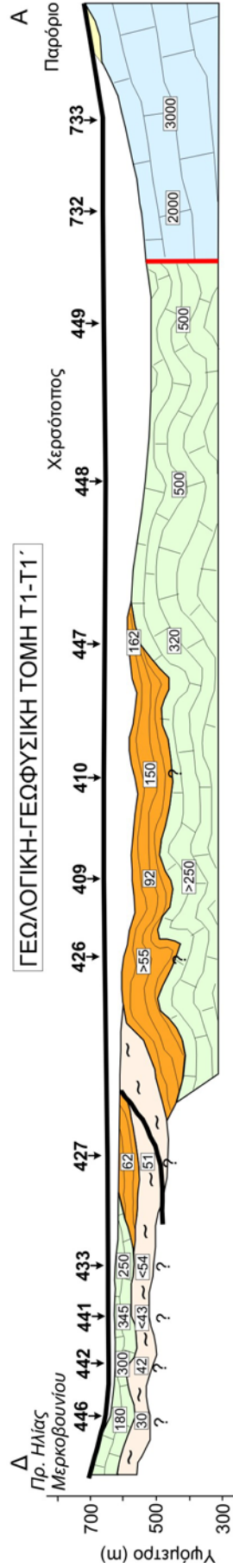
Στις νότιες περιοχές της υπολεκάνης η δομή του αλπικού υπόβαθρου παρουσιάζεται αρκετά πολύπλοκη. Οι σχηματισμοί της εν. Πίνδου εντοπίστηκαν στις κεντρικές περιοχές (περιοχή ΒΙ.ΠΕ. Τρίπολης, βλ. χάρτη εικ. 6.40). Αξίζει να σημειωθεί ότι τα μικρότερα βάρη (6-10 μ.) εντοπίστηκαν στις θέσεις των VES 511, 512 & 513 και αυξάνονται περιμετρικά των θέσεων αυτών. Η έξαρση αυτή του υπόβαθρου των σχηματισμών της εν. Πίνδου και η οριοθέτηση του, φαίνεται στο χάρτη της εικόνας 6.40.

Περιμετρικά της ζώνης αυτής δεν εντοπίστηκε το αλπικό υπόβαθρο, παρά το σχετικά μεγάλο βάθος (>250-300 μ.) διερεύνησης που κάλυψαν οι γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις. Στο γεγονός αυτό άλλωστε συνηγορούν και τα στοιχεία των γεωτρήσεων Γ2-ΒΙ.ΠΕ. και Γ-ΑΒ4 (βλ. εικ. 6.40), που παρά τα μεγάλα βάρη διάτρησης, 280 και 200 μ. αντίστοιχα, δεν συνάντησαν αλπικούς σχηματισμούς. Αυτό αποδίδεται στην παρουσία είτε :

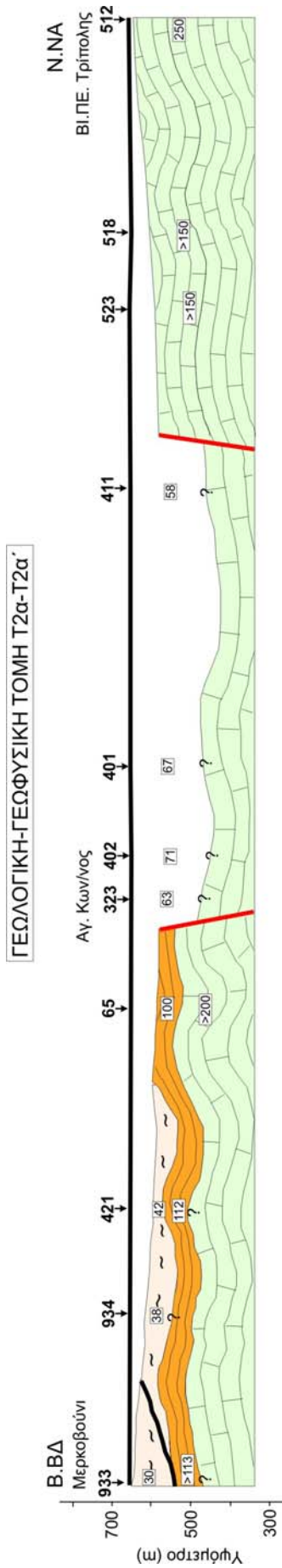
- i. τεκτονικού βυθίσματος περιμετρικά της έξαρσης του αλπικού υπόβαθρου που σχηματίζει μία τάφρο υπό μορφή διαύλου, είτε
- ii. δύο επιμέρους πολγών, ανατολικά και δυτικά της έξαρσης, η δημιουργία των οποίων διευκολύνθηκε από τον τεκτονισμό.



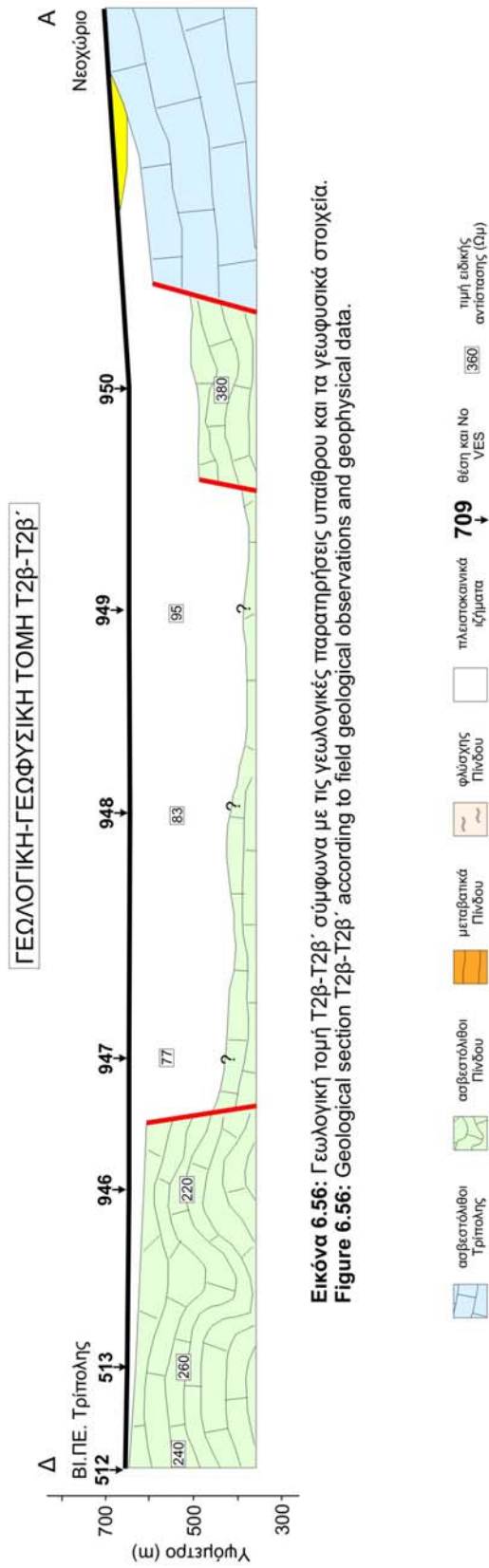
Εικόνα 6.53: Γεωλογική τομή Μερκούνη-Παρόριο, σύμφωνα με τις γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου.
Figure 6.53: Geological section through Merkouni-Parorio, according to field observations.



Εικόνα 6.54: Η γεωλογική τομή της εικόνας 6.53, διορθωμένη από τα γεωφυσικά στοιχεία.
Figure 6.54: Geological section of figure 6.53, restored from geophysical data.



Εικόνα 6.55: Γεωλογική τομή Τ2α-Τ2α' σύμφωνα με τις γεωλογικές παρατηρήσεις υπαθρού και τα γεωφυσικά στοιχεία.
Figure 6.55: Geological section T2α-T2α' according to field geological observations and geophysical data.

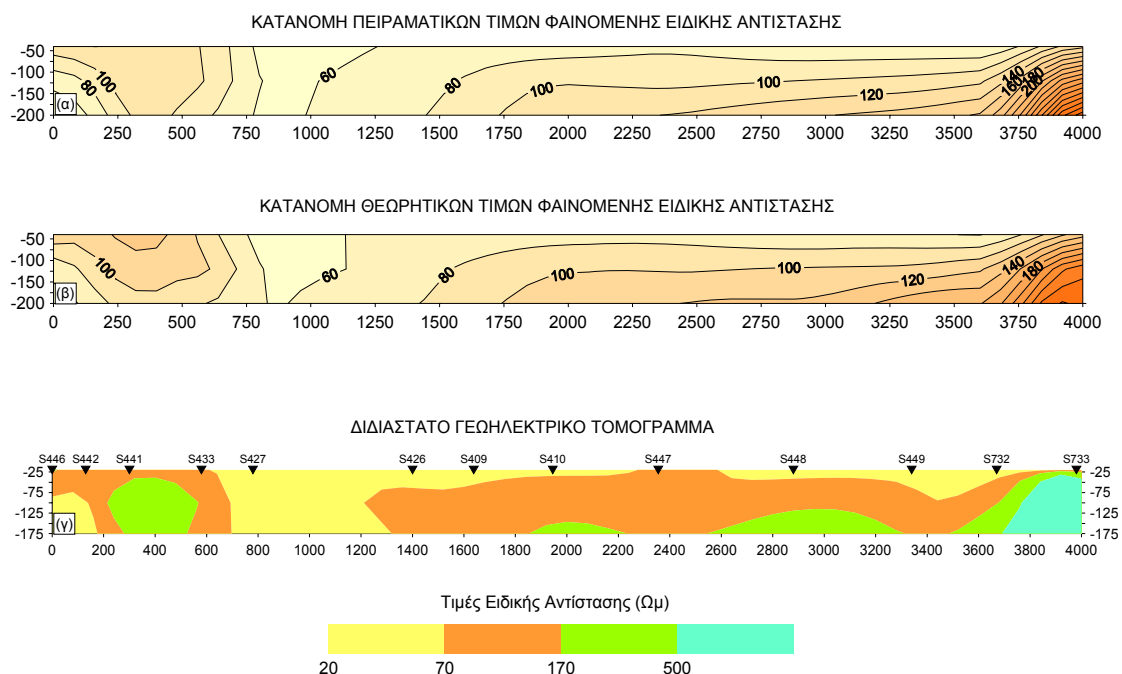


Εικόνα 6.56: Γεωλογική τομή Τ2β-Τ2β' σύμφωνα με τις γεωλογικές παρατηρήσεις υπαθρού και τα γεωφυσικά στοιχεία.
Figure 6.56: Geological section T2β-T2β' according to field geological observations and geophysical data.

- σββεστολιθοί Τρίτολης
- σββεστολιθοί Πίνδου
- μεταβατικά Πίνδου
- φλύσχης Πίνδου
- τλειστοκαινικά ιζηματα
- θέση και Νο VES **709**
- τιμή ειδικής αντίστασης (Ωμ)

Από τις παραπάνω δύο περιπτώσεις επικρατέστερη φαίνεται να είναι ο συνδυασμός τους. Η μη παρουσία του φλύσχη στην έξαρση αυτή, συνηγορεί στην δεύτερη περίπτωση, η οποία οπωσδήποτε συνδέεται και με τον ρηγματογόνο τεκτονισμό διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ. Ο τεκτονισμός αυτός διευκόλυνε την καρστικοποίηση και λόγω του βάρους των υπερκείμενων ιζημάτων βυθίστηκε κατά τόπους η περιοχή. Έτσι, μία αλληλουχία τέτοιων γεγονότων διευκόλυναν τη σταδιακή βύθιση και την δευτερογενώς δημιουργία των δύο πολγών.

Όπως αναφέρθηκε στην παράγραφο 4.1.2.β (βλ. Κεφάλαιο 4), η μέθοδος της διδιάστατης αντιστροφής εφαρμόστηκε στα πειραματικά δεδομένα της τομής 446-442-...-732-733 (βλ. εικ. 6.43). Αυτό τελικώς κατέστη δυνατόν, αφού οι θέσεις των βυθοσκοπήσεων της τομής βρίσκονται σε ευθύγραμμη διάταξη, και οι αποστάσεις μεταξύ τους είτε είναι πρακτικά ίσες είτε ακέραια πολλαπλάσια αυτών και θεωρείται ότι στην πράξη ικανοποιούν τις τεχνικές απαιτήσεις για την εφαρμογή της ηλεκτρικής τομογραφίας. Εκεί που η ισαπόσταση παρέκκλινε από την κανονική ή εκεί που η απόσταση δεν ήταν ακέραιο πολλαπλάσιο της μικρότερης απόστασης, απαιτήθηκαν διορθώσεις με γραμμική παρεμβολή.



Εικόνα 6. 57: Διδιάστατη κατανομή πειραματικών (α) και θεωρητικών (β) τιμών φαινόμενης ειδ. αντίστασης και το διδιάστατο τομογραφικό μοντέλο (γ) ειδ. αντίστασης που προέκυψε.

Figure 6. 57: 2D distribution of field (α) and theoretical (β) apparent resistivity data and the deduced 2D tomographic model (γ).

Στην εικόνα 6.57γ, παρουσιάζεται το διδιάστατο γεωηλεκτρικό τομόγραμμα που προέκυψε από την ψηφιακή επεξεργασία. Η καλή προσαρμογή των εικόνων κατανομής της πειραματικής (βλ. εικ. 6.57α) και θεωρητικής (βλ. εικ. 6.57β) φαινόμενης ειδ. αντίστασης, καθιστά αποδεκτό το τομόγραμμα αυτό.

Λαμβάνοντας υπόψη,

- α) το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε από τη μονοδιάστατη ποσοτική ανάλυση για κάθε βυθοσκόπηση της τομής (βλ. Παράρτημα),
 - β) τις γεωηλεκτρικές (ψευδο-διδιάστατες) τομές κατανομής της φαινόμενης και πραγματικής ειδ. αντίστασης της εικόνας 6.43,
 - γ) την γεωλογική-γεωφυσική τομή της εικόνας 6.54 και
 - δ) το διδιάστατο γεωηλεκτρικό τομόγραμμα της εικόνας 6.57γ,
- παρατηρούμε ότι:

- Η απότομη πλευρική ασυνέχεια (μεγάλης κλίσης τεκτονική επαφή), των ηλεκτρικά αγώγιμων με τους μη αγώγιμους σχηματισμούς, που εντοπίστηκε μεταξύ των VES 449 έως 733 (βλ. εικ. 6.43 & 6.54), επιβεβαιώνεται και από το διδιάστατο γεωηλεκτρικό τομόγραμμα της εικόνας 6.57γ, όπου εκεί φαίνεται μετατοπισμένη λίγο ανατολικότερα.
- Η ανεστραμμένη γεωηλεκτρική-γεωλογική (βλ. εικ. 6.43 & 6.54) δομή της δυτικής περιοχής της τομής (περιοχή Μερκοβουνίου), δεν είναι σε πλήρη συμφωνία με το διδιάστατο γεωηλεκτρικό τομόγραμμα της εικόνας 6.57γ, καθώς οι μικρές ειδ. αντιστάσεις (30-50 Ωμ) (βλ. εικ. 6.54) που διερευνήθηκαν σε βάθος (>40 μ.) και αποδόθηκαν στην παρουσία του φλύσχη, παρουσιάζονται στις VES 446, 442 και 427 του τομογράμματος. Από την παρατήρηση της εικόνας κατανομής τόσο της φαινόμενης όσο και της πραγματικής ειδικής αντίστασης στην παραπάνω περιοχή της τομής, φαίνεται ότι στην περιοχή των VES 441 και 433 οι χαμηλές τιμές ειδικής αντίστασης τείνουν προς μεγαλύτερα βάθη.
- Στο κεντρικό τμήμα της τομής, όπου η κατανομή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (βλ. εικ. 6.43, 6.57) δείχνει να επικρατεί μία οριζόντια περίπου στρωματογραφία, η συμφωνία του γεωηλεκτρικού τομογράμματος με τη μονοδιάστατη ερμηνεία είναι πολύ καλή.

Ένας μεγάλος αριθμός φρεάτων, κυμαινόμενου βάθους και παροχής, έχουν αναπτυχθεί στην ευρύτερη περιοχή των κοινοτήτων Πελάγους, Αγ. Βασιλείου και Ζευγολατείου (βλ. χάρτη εικ. 3.1). Τα φρέατα αυτά εκμεταλλεύονται υδροφορίες που αναπτύσσονται στα αδρομερή κροκαλοπαγή που αναπτύσσονται στα πλειστοκαινικά ιζήματα, εξασφαλίζοντας ποσότητες υδάτων για άρδευση.

Η ανεστραμμένη δομή του Προφ. Ηλία Μερκοβουνίου, δημιουργεί ευνοϊκές προϋποθέσεις για την ανάπτυξη και τροφοδοσία υδροφόρου ορίζοντα στην περιοχή. Η γεωφυσική έρευνα προσδιόρισε και οριοθέτησε την δομή αυτή κάτω από τις τεταρτογενείς αποθέσεις. Είναι όμως επιβεβλημένος ο έλεγχος των ρυθμιστικών αποθεμάτων του εν λόγω υδροφορέα, επειδή η επιφανειακή ανάπτυξη των ασβεστόλιθων είναι σχετικά περιορισμένη.

Ευνοϊκές προϋποθέσεις φαίνεται να δημιουργούνται και στα νότια και κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης, όπου η εμφάνιση του αλπικού υπόβαθρου σε μικρά βάθη (7 μ., θέσεις των VES 711, 712 και 713) σε συνδυασμό με τη αξιόλογη υδροφορία των γεωτρήσεων Γ1 και Γ2-ΒΙ.ΠΕ., καταδεικνύουν την ανάπτυξη υδροφόρου ορίζοντα προς εκμετάλλευση.

7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στόχος της παρούσας διατριβής ήταν ο καθορισμός των υπεδραφικών γεωλογικών συνθηκών της λεκάνης του οροπεδίου, βόρεια της πόλης της Τρίπολης, με απώτερο στόχο τη διερεύνηση των υδρογεωλογικών συνθηκών. Για το σκοπό αυτό εφαρμόστηκε η γεωηλεκτρική μέθοδος ειδικής αντίστασης, με την οποία διερευνήθηκαν το πάχος και η λιθολογική σύσταση των επιφανειακών μεταλλικών ιζημάτων και κυρίως οι γεωλογικοί σχηματισμοί του αλπικού υποβάθρου.

Οι εργασίες υπαίθρου περιελάμβαναν (βλ. χάρτη εκτός κειμένου):

- γεωλογική αναγνώριση και επί τόπου παρατηρήσεις, για την άμεση εκτίμηση των γεωλογικών χαρακτηριστικών των σχηματισμών, την επιλογή θέσεων των *in situ* ηλεκτρικών μετρήσεων και την ορθή χάραξη των γεωλογικών και γεωηλεκτρικών τομών,
- 72 *in situ* μετρήσεις της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, σε επιφανειακές εμφανίσεις των γεωλογικών σχηματισμών στα κράσπεδα της λεκάνης,
- 10 γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις σε θέσεις ανορυχθέντων γεωτρήσεων, για τη βαθμονόμηση των υπεδραφικών σχηματισμών και
- 235 μεγάλου βάθους διερεύνησης γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, με τη μέθοδο Schlumberger.

Για την αξιολόγηση των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, έμφαση δόθηκε στην επιλογή των θέσεων και στα αποτελέσματα των *in situ* μετρήσεων, που διεξήχθησαν σε θέσεις γεωτρήσεων (για τη βαθμονόμηση των πλειστοκαινικών ιζημάτων) και κυρίως σε 'υγιείς' σχηματισμούς, στα περιθώρια της υπό μελέτη περιοχής (για τη βαθμονόμηση των αλπικών σχηματισμών).

⇒ Σε ότι αφορά τα μεταλλικά ιζήματα, οι τιμές ειδικής αντίστασης κυμαίνονται από 18-24 Ωμ, ανάλογα με την κοκκομετρία των ιζημάτων (επικράτηση αργίλων, πηλών, άμμων) και τις προσμίξεις αδρομερέστερων υλικών (χαλίκων, κορημάτων, κλπ.) (βλ. Πίνακα 5.7).

⇒ Σε ότι αφορά τις επιφανειακές εμφανίσεις των αλπικών σχηματισμών, σύμφωνα με τα στοιχεία από τις *in situ* μετρήσεις (βλ. Κεφάλαιο 5, Πίνακες 5.7, 5.8, 5.9) προκύπτουν τα παρακάτω:

- Οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης παρουσιάζουν μεγάλο εύρος τιμών ειδικής αντίστασης, γεγονός που αποδίδεται στην ανομοιογένεια του σχηματισμού, λόγω δολομιτίωσης, τεκτονισμού, καρστικοποίησης ή αποσάθρωσης. Οι μικρότερες τιμές ειδ. αντίστασης του σχηματισμού (<400

Ωμ), παρατηρήθηκαν σε θέσεις έντονης καρστικοποίησης (καταβόθρες) ή τεκτονισμού. Η καρστικοποίηση και η πλήρωση δευτερογενώς, μερικώς ή ολικώς, των εγκοίλων από φερτά υλικά, είναι δυνατόν να ελαττώσουν σημαντικά την τιμή της ειδικής τους αντίστασης. Οι υψηλές τιμές ειδ. αντίστασης που παρατηρήθηκαν (>1500 Ωμ), αποδίδονται στην παρουσία συμπαγών άστρωτων-παχυστρωματωδών ασβεστόλιθων και δολομιτών. Η μέση τιμή της ειδ. αντίστασης για τους ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Τρίπολης υπολογίστηκε σε 1850 Ωμ (βλ. Πίνακα 5.8).

- Οι ασβεστόλιθοι της εν. Πίνδου παρουσιάζουν σαφώς μικρότερο εύρος τιμών ειδικής αντίστασης, καθώς η καρστικοποίηση είναι λιγότερο ανεπτυγμένη λόγω της λιθολογικής ανομοιογένειας του σχηματισμού (μαργαϊκές ή πυριτικές προσμίξεις). Η μέση τιμή ειδ. αντίστασης των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου υπολογίστηκε σε 460 Ωμ. Οι χαμηλότερες τιμές που παρατηρήθηκαν (<250 Ωμ) αποδίδονται σε τοπικά τεκτονικά ή καρστικά φαινόμενα, ενώ οι μεγαλύτερες (>500 Ωμ) σε αυξημένη συμμετοχή κερατολιθικών ενδιαστρώσεων (βλ. Πίνακα 5.8). Ένα αξιοσημείωτο στοιχείο, που προέκυψε από την παρούσα γεωφυσική έρευνα, είναι ο διαχωρισμός των ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου σε *υδροφόρους* και *μή*. Συγκεκριμένα, τιμές ειδ. αντίστασης <350 Ωμ που εντοπίζονται σε βάθος, σκιαγραφούν την ύπαρξη υδροφορίας (π.χ. περιοχή Σάγκα-Νεσάνης). Αντίθετα, τιμές ειδ. αντίστασης >450 Ωμ σκιαγραφούν την ύπαρξη συμπαγών και άνυδρων ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου.
- Τα μεταβατικά στρώματα της εν. Πίνδου παρουσιάζουν εύρος τιμών ειδικής αντίστασης μεταξύ 80-180 Ωμ, ανάλογα με την επικράτηση των πηλιτομαργαϊκών έναντι των ψαμμιτομαργαϊκών μελών, που στρωματογραφικά υποδηλώνουν ιζήματα πλησιέστερα στο φλύσχη ή στους ασβεστόλιθους, αντίστοιχα. Η μέση ειδική αντίσταση για το σχηματισμό αυτό υπολογίστηκε σε 95 Ωμ (βλ. Πίνακα 5.8).
- Το εύρος τιμών ειδικής αντίστασης του φλύσχη της εν. Πίνδου είναι 31-38 Ωμ, ανάλογα με την επικράτηση των πηλιτών ή των ψαμμιτών, αντίστοιχα.

Η διάκριση μεταξύ των ανθρακικών σχηματισμών των ενοτήτων Τρίπολης και Πίνδου, με βάση αποκλειστικά τα εύρη τιμών της ειδικής τους αντίστασης, δεν είναι πάντοτε εφικτή, αφού σε πολλές περιπτώσεις υπάρχει αλληλοεπικάλυψη τιμών. Το πρόβλημα αυτό αντιμετωπίζεται μερικώς ή πλήρως λαμβάνοντας υπόψη, τις τιμές της ειδικής αντίστασης των παρακείμενων μετρήσεων *in situ*, την αναμενόμενη

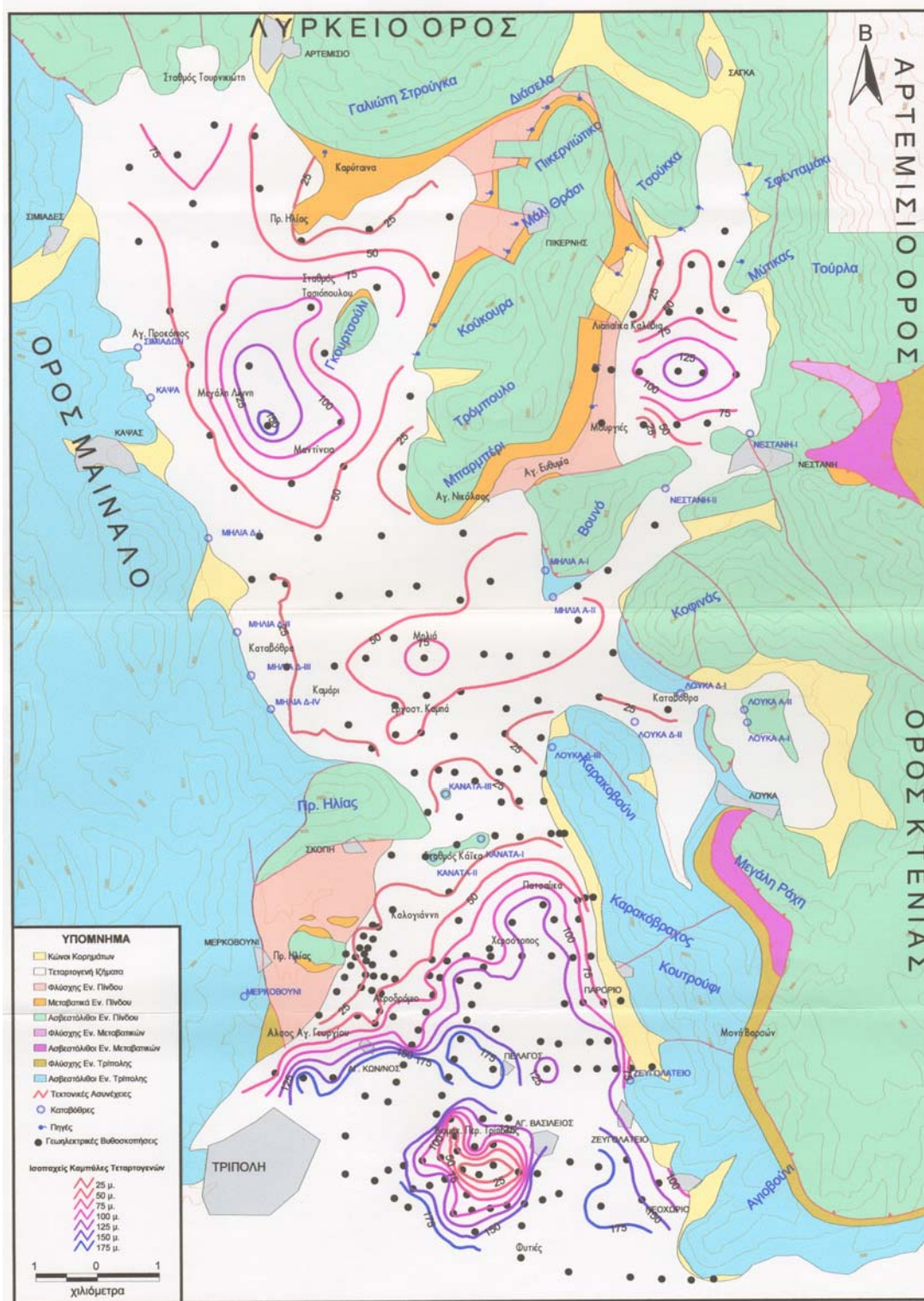
γεωλογική δομή, τη λιθολογία του υπεδάφους, και την χωρική κατανομή των ειδ. αντιστάσεων, που ενισχύουν ή αποδυναμώνουν την μία ή την άλλη άποψη.

Οι μεταλπικοί σχηματισμοί καταλαμβάνουν το σύνολο των πεδινών τμημάτων της λεκάνης (βλ. εικ. 7.1). Το γεωμορφολογικό στένωμα Προφήτη Ηλία-Σκοπής (δυτικά) - Καρακοβουνίου (ανατολικά), στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης, διαχωρίζει την περιοχή σε δύο ανεξάρτητες μορφολογικές μονάδες. Με βάση τα γεωφυσικά αποτελέσματα και σε συνδυασμό με τα γεωτρητικά στοιχεία, τόσο το πάχος όσο και η λιθολογική σύσταση των πλειστοκαινικών ιζημάτων διαφέρουν στις δύο επιμέρους λεκάνες, υποδηλώνοντας δύο διαφορετικά περιβάλλοντα απόθεσης ιζημάτων:

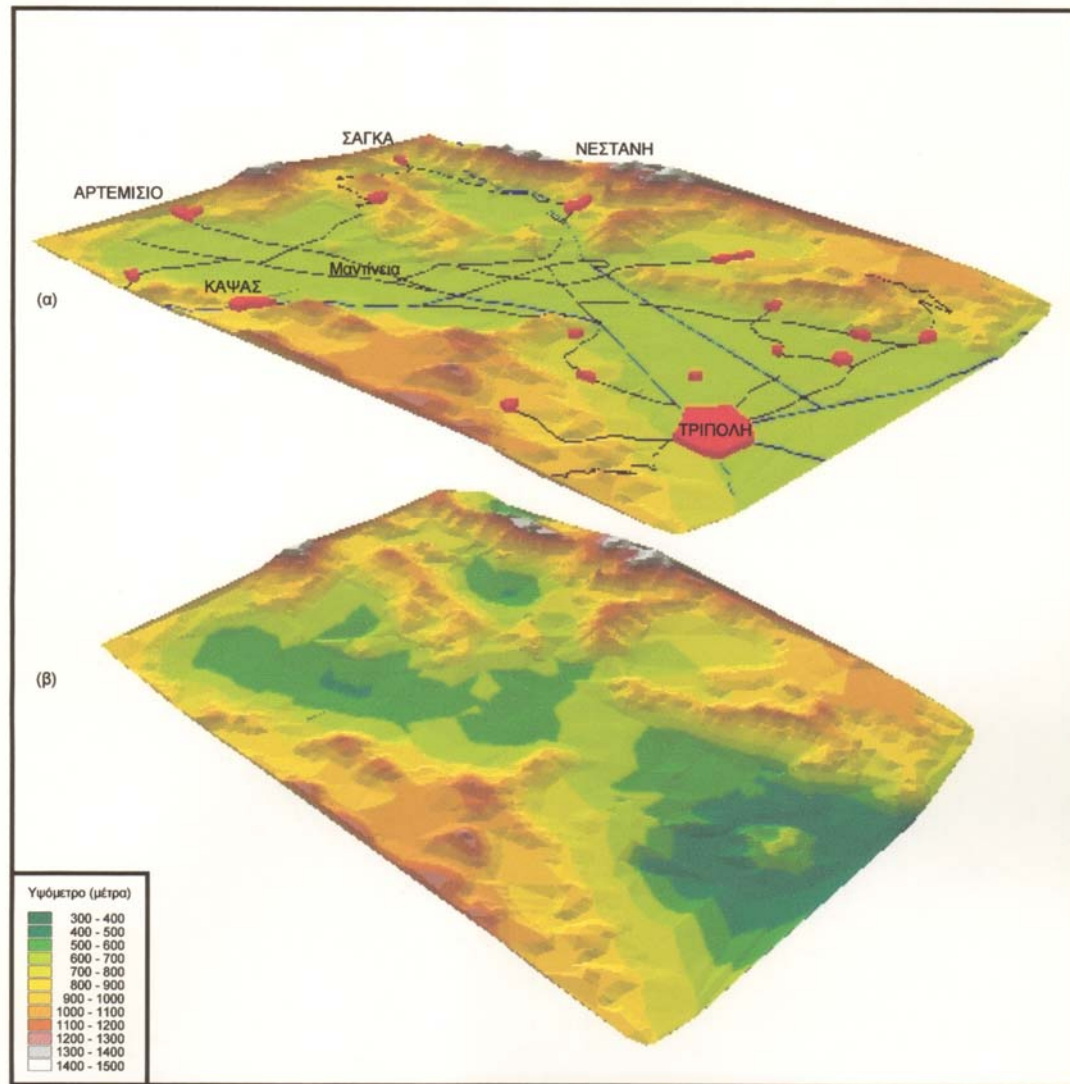
- τη βόρεια λεκάνη, όπου το πάχος των ιζημάτων είναι >150 μέτρα (βλ. εικ. 7.1 & 7.2) και αποτελούνται από πηλούς, αργίλους και ενίοτε άμμους, που είναι υλικά διάβρωσης του φλύσχη της Πίνδου, ο οποίος απαντάται στα κεντρικά τμήματα της και
- τη νότια λεκάνη, στην οποία το πάχος των ιζημάτων αυξάνεται σταδιακά από τα 10 μέτρα, στην περιοχή καταβοθρών Κανατά, σε >200-250 μέτρα ανατολικά της πόλης της Τρίπολης (βλ. εικ. 7.1 & 7.2). Εξάιρεση αποτελεί το νότιο και κεντρικό τμήμα της (περιοχή ΒΙ.ΠΕ.), όπου το πάχος τεταρτογενών ιζημάτων μειώνεται δραστικά (7 μ. περίπου), λόγω της μορφολογικής έξαρσης του αλπικού υποβάθρου. Τα ιζήματα της νότιας λεκάνης, αποτελούνται κυρίως από αδρομερή υλικά ποταμοχειμάριας προέλευσης, λατύπες, κροκάλες και κορήματα.

Η βόρεια λεκάνη περιλαμβάνει τις υπολεκάνες Σάγκα-Νεσάνης και Πικέρνη-Μαντίνας-Μηλιάς, ανατολικά και δυτικά αντίστοιχα του ορεινού όγκου Μάλι Θράσι - Μπαρμπέρι-Βουνό.

Από τη γεωφυσική έρευνα διαπιστώθηκε ότι το πάχος των πλειστοκαινικών ιζημάτων στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης Σάγκα - Νεσάνης, είναι 130 έως 150 μέτρα και υποδηλώνει την παρουσία ενός μορφολογικού βυθίσματος (βλ. εικ. 7.1 & 7.2), το οποίο δημιουργήθηκε πριν την απόθεση των ιζημάτων. Το βύθισμα αυτό αποδίδεται σε συνδυασμό της καρστικοποίησης (παλαιό-πόλγη) και του τεκτονισμού (τεκτονικό βύθισμα), φαινόμενα έντονα στην ευρύτερη περιοχή. Στην υπολεκάνη Πικέρνη - Μαντίνας - Μηλιάς, το μεγαλύτερο πάχος ιζημάτων (>150 μ.) υπολογίστηκε στις κεντρικές περιοχές της (περιοχή Μαντίνας) και μειώνεται σταδιακά προς νότο, στην περιοχή του στενώματος Προφ. Ηλία Σκοπής. Στις



Εικόνα 7.1: Χάρτης ισοπαχών των τεταρτογενών σχηματισμών της περιοχής μελέτης.
Figure 7.1: Map of quaternary formations thickness, in the study area.



Εικόνα 7.2: Τρισδιάστατη απεικόνιση αναγλύφου του τοπογραφικού (α) και αλπικού (β) υποβάθρου, της περιοχής μελέτης.

Figure 7.2: 3-D representation of surface (α) and alpine basement (β) morphologies, of the study area.

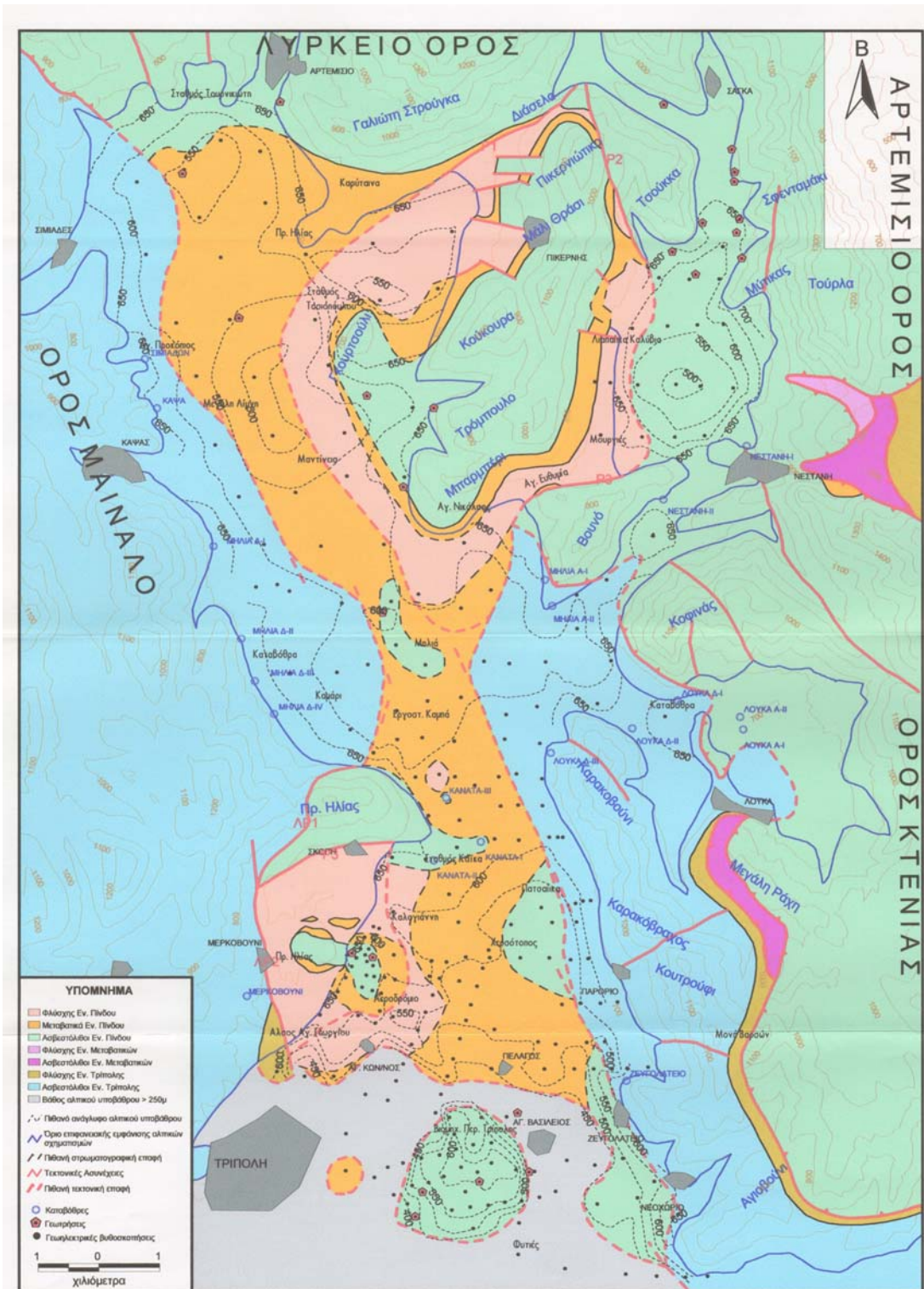
περιοχές Μαντίνειας και Μηλιάς, οι ειδικές αντιστάσεις των πλειστοκαινικών ιζημάτων μειώνονται (<15 Ωμ) κατά θέσεις, υποδηλώνοντας την ανάπτυξη και εκμετάλλευση της φρεάτιας υδροφορίας.

Στη νότια λεκάνη, υπολεκάνη Τρίπολης, από τη γεωφυσική έρευνα, οριοθετήθηκε μία περιοχή υψηλών ειδικών αντιστάσεων (45-60 Ωμ) μέσα στα τεταρτογενή ιζήματα (περιοχή Αγ. Βασιλείου), που αποδίδεται στην επικράτηση αδρομερών υλικών και κορημάτων, έως το βάθος των 25μ. περίπου. Για το λόγο αυτό ερμηνεύεται και η ανάπτυξη και εκμετάλλευση της φρεάτιας υδροφορίας.

Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η μορφολογία του επιφανειακού (βλ. εικ. 7.2α) και του προ-τεταρτογενούς αλπικού αναγλύφου (βλ. εικ. 7.2β), είναι εντελώς διαφορετική. Η επίπεδη επιφάνεια που παρουσιάζεται σήμερα με ήπια μορφολογική κλίση της τάξεως του 1-2%, στο προ-τεταρτογενές εμφάνιζε μεγάλες μορφολογικές ταπεινώσεις και εξάρσεις (κεντρική περιοχή υπολεκάνης Σάγκα-Νεστάνης, περιοχή Μαντίνειας, νότια-κεντρική περιοχή υπολεκάνης Τρίπολης), που φανερώνουν έναν έντονο τεκτονισμό σε σχέση με τη σημερινή κατάσταση.

Σε όλη την έκταση της περιοχής έρευνας, **σκιαγραφήθηκε και διευκρινίστηκε το αλπικό υπόβαθρο** (βλ. εικ. 7.3 & 7.4). Από την αξιολόγηση των γεωφυσικών και γεωλογικών δεδομένων (βλ. χάρτη εκτός κειμένου), κατασκευάστηκε ο χάρτης της εικόνας 7.3, στον οποίο απεικονίζονται οι επιφανειακές και υπεδαφικές εμφανίσεις των αλπικών σχηματισμών της περιοχής μελέτης, καθώς και οι σχέσεις μεταξύ τους. Από τον χάρτη αυτό γίνεται φανερό ότι προσδιορίστηκε η φύση και το βάθος του αλπικού υποβάθρου στην πλειοψηφία των θέσεων των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων της περιοχής μελέτης. Εξαιρεση αποτελεί μία ζώνη, περιμετρικά της περιοχής ΒΙ.ΠΕ., στο νότιο και κεντρικό τμήμα της υπολεκάνης Τρίπολης, όπου παρά το μεγάλο ανάπτυγμα ηλεκτροδίων ρεύματος ($AB/2=1000 \mu.$), δεν κατέστη δυνατός ο εντοπισμός του και εκτιμάται ότι υπερβαίνει τα 200-250 μέτρα. Αναλυτικότερα:

Στην υπολεκάνη Σάγκα - Νεστάνης, διαπιστώθηκε ότι το αλπικό υπόβαθρο αποτελούν οι ασβεστόλιθοι της ενότητας Πίνδου (350-500 Ωμ). Το μεγαλύτερο βάθος εμφάνισης εντοπίζεται στα κεντρικά τμήματα της και κυμαίνεται από 130 έως 140 μέτρα (βλ. εικ. 7.1, 6.14 & 6.15). Μόνο στα δυτικά τμήματα της προσδιορίζεται, ο φλύσχης (35-37 Ωμ) της ίδιας ενότητας, σε μία στενή ζώνη διεύθυνσης Β-Ν, κάτω από τα πλειστοκαινικά ιζήματα, που αποτελεί συνέχεια



Εικόνα 7.3: Γεωλογικός χάρτης επιφανειακών και υπεδαφικών εμφανίσεων των αλπικών σχηματισμών της περιοχής μελέτης.

Figure 7.3: Geological map showing surface and sub-surface alpine formation arrangement in the study area.

των επιφανειακών εμφανίσεων του στις περιοχές Μουργιές και Λιαπαιίκα Καλύβια, της ανεστραμμένης δομής Κούκουρα - Μπαρμπέρι (βλ. εικ. 7.3, 6.14).

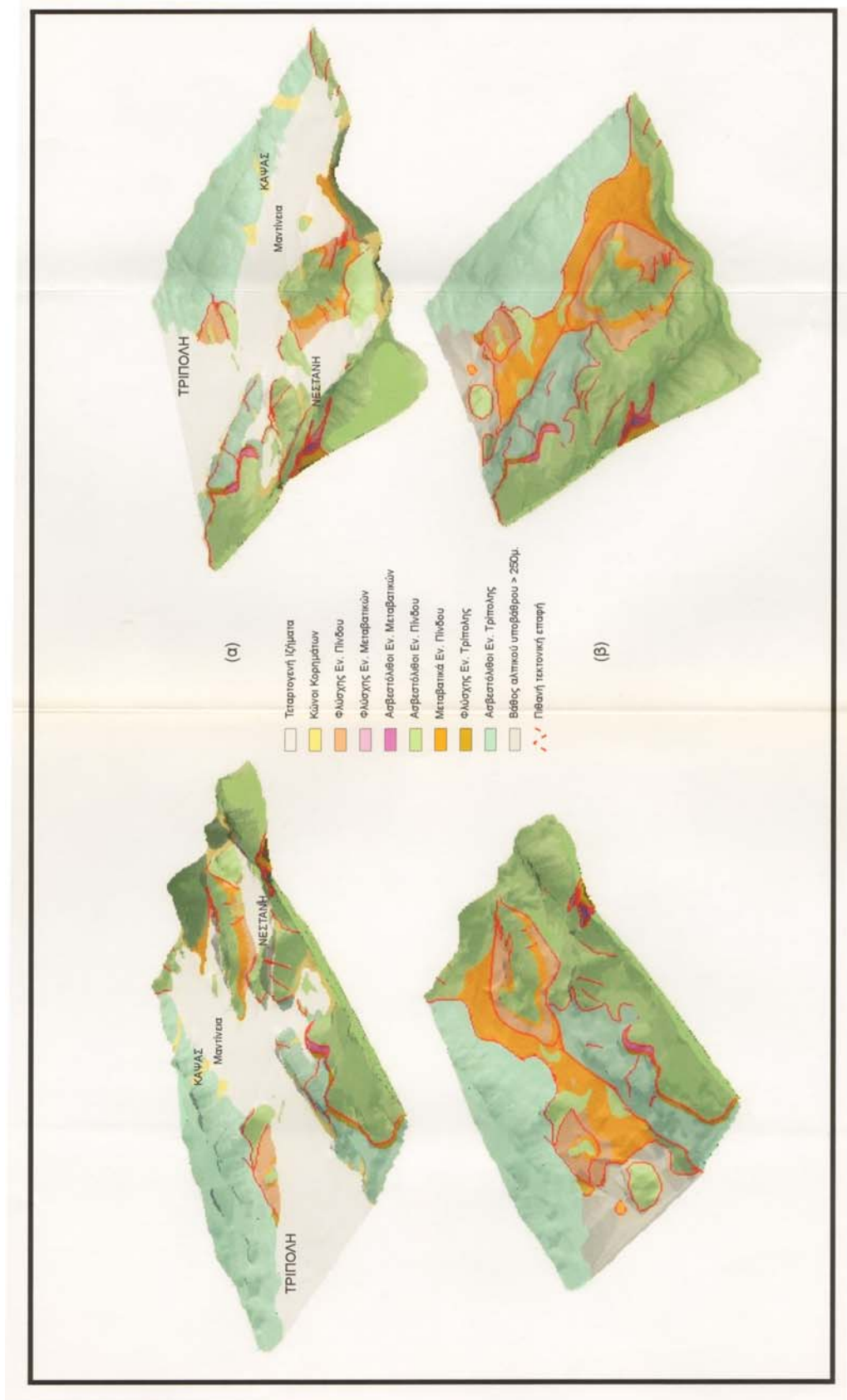
- Στην υπολεκάνη Πικέρνη - Μαντίνειας - Μηλιάς, το δυτικό και νότιο-ανατολικό τμήμα του υποβάθρου, καταλαμβάνουν οι ανθρακικοί σχηματισμοί (>700 Ωμ) της εν. Τρίπολης (βλ. εικ. 7.3).

Τα κεντρικά τμήματα του υποβάθρου της υπολεκάνης, στην πλειοψηφία τους καταλαμβάνονται από τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους των μεταβατικών στρωμάτων (80-130 Ωμ) της εν. Πίνδου (κανονική δομή), συνέχεια της επιφανειακής τους εμφάνισης στην περιοχή Καρύταινας και Προφ. Ηλία Καρύταινας (βλ. εικ. 7.3). Εξάιρεση αποτελεί η περιοχή Σταθμός Τουρνικιώτη και κεντρική Μηλιά, όπου το υπόβαθρο αποτελούν οι ασβεστόλιθοι (>300 Ωμ) της ίδιας ενότητας.

Στα ανατολικά τμήματα της υπολεκάνης, η δομή του αλπικού υποβάθρου φαίνεται να είναι πολύπλοκη. Οι ειδικές αντιστάσεις των 35-47 Ωμ που υπολογίστηκαν, αντιστοιχούν στο φλύσχη της ενότητας Πίνδου (ανεστραμμένη δομή). Η εμφάνιση του σχηματισμού αυτού έχει τη μορφή μίας ημικυκλικής ζώνης, περιμετρικά του ορεινού όγκου Μάλι Θράσι - Κούκουρα - Μπαρμπέρι και του λόφου Γκορτσούλι Μαντίνειας, συνέχεια των επιφανειακών εμφανίσεων στις περιοχές κοινότητας Πικέρνη και Αγ. Ευθυμίας (βλ. εικ. 7.3). Πιο εσωτερικά (ανατολικότερα), οι ειδικές αντιστάσεις των 80-120 Ωμ που υπολογίστηκαν, διαμορφώνουν ως αλπικό υπόβαθρο μία ζώνη μεταβατικών στρωμάτων της εν. Πίνδου (ανεστραμμένη δομή), συνέχεια των επιφανειακών εμφανίσεων του ίδιου σχηματισμού στις περιοχές κοιν. Πικέρνη και Αγ. Νικολάου Μηλιάς (βλ. εικ. 7.3). Ακόμα εσωτερικά της ζώνης, το αλπικό υπόβαθρο αποτελούν οι ασβεστόλιθοι (>250 Ωμ) της εν. Πίνδου (ανεστραμμένης δομής), συνέχεια των επιφανειακών εμφανίσεων του σχηματισμού στον ορεινό όγκο Κούκουρα - Μπαρμπέρι (βλ. εικ. 7.3).

- Στην υπολεκάνη Τρίπολης, ένα νέο στοιχείο, το οποίο προέκυψε από την γεωφυσική έρευνα, αποτελεί ο προσδιορισμός των σχηματισμών (της κανονικής δομής) της εν. Πίνδου, ως αλπικό υπόβαθρο, γεγονός που δεν γίνεται αντιληπτό από τις γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου (βλ. εικ. 7.3 & 6.54).

Στις δυτικές περιοχές της υπολεκάνης, οι ασβεστόλιθοι (250-350 Ωμ) της εν. Πίνδου, που εμφανίζονται στο λόφο Προφ. Ηλία Μερκοβουνίου (ανεστραμμένη δομή), αποτελούν το αλπικό υπόβαθρο. Περιμετρικά των ασβεστόλιθων αυτών, διερευνώνται, ως αλπικό υπόβαθρο, οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι (ανεστραμμένη



Εικόνα 7.4: Τρισδιάστατη απεικόνιση των επιφανειακών (α) και των αμιγώς αλπικών σχηματισμών (β) στην περιοχή μελέτης (κλίμακα 1:1:2).
Figure 7.4: 3-D representation of surface (α) and purely alpine formations (β) in the study area (scale 1:1:2).

δομή) των μεταβατικών στρωμάτων (65-130 Ωμ). Ανατολικότερα, οι ειδικές αντιστάσεις των 30-45 Ωμ που υπολογίστηκαν, υποδηλώνουν την παρουσία του φλύσχη της ίδιας ενότητας (ανεστραμμένης και κανονικής δομής), κάτω από τους πλειστοκαινικούς σχηματισμούς (βλ. εικ. 7.3).

Οι ειδ. αντιστάσεις >70 Ωμ που υπολογίστηκαν στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης, υποδηλώνουν την παρουσία μεταβατικών στρωμάτων της εν. Πίνδου. Εκείνες των >250 Ωμ, αντιστοιχούν σε ασβεστόλιθους της ίδιας ενότητας, οι οποίοι τοποθετούνται είτε κάτω από τα μεταβατικά στρώματα (κεντρικές περιοχές), είτε απευθείας κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα (ανατολικές περιοχές και στις νότιο-ανατολικές απολήξεις Προφ. Ηλία Σκοπής, βλ. εικ. 7.3 & 6.54).

Οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης περιορίζονται, ως υπόβαθρο, στις ανατολικές περιοχές της υπολεκάνης, όπως φαίνεται και στην εικόνα 7.3.

Τα γεωλογικά στοιχεία υπαίθρου για το αλπικό υπόβαθρο της υπολεκάνης Τρίπολης, καταδεικνύουν την παρουσία των ανθρακικών σχηματισμών της εν. Τρίπολης, κάτω από τα τεταρτογενή ιζήματα (βλ. εικ. 2.13, 6.53). Η γεωφυσική έρευνα (βλ. εικ., 7.1, 7.2, 7.3, 6.54, 6.55 & 6.56):

- ⇒ απέδειξε την ύπαρξη των σχηματισμών της ενότητας Πίνδου, ως αλπικό υπόβαθρο της υπολεκάνης,
- ⇒ εντόπισε μια έξαρση πινδικού ανθρακικού υποβάθρου, στο νότιο και κεντρικό τμήμα της,
- ⇒ οριοθέτησε ένα τεκτονικό βύθισμα, υπό μορφή διαύλου, περιμετρικά της παραπάνω έξαρσης και
- ⇒ προσδιόρισε δύο επί μέρους πόλγες, ανατολικά και δυτικά της έξαρσης, η δημιουργία των οποίων διευκολύνθηκε από τον τεκτονισμό.

Τα στοιχεία αυτά συμβάλλουν στην κατανόηση τόσο των υπόγειων τεκτονικών συνθηκών, όσο και των αντίστοιχων υδρογεωλογικών συνθηκών που επικρατούν στην περιοχή. Έτσι, είναι δυνατόν να εξηγηθούν οι αποτυχούσες γεωτρήσεις στην ευρύτερη περιοχή της Βιομηχανικής Περιοχής της Τρίπολης από την μία πλευρά και οι κατά περίπτωση επιτυχούσες γεωτρήσεις στην στενή περιοχή της ΒΙ.ΠΕ.

Μετά την επεξεργασία των βυθοσκοπήσεων, την κατασκευή των γεωηλεκτρικών τομών και χαρτών, τις συσχετίσεις των ειδ. αντιστάσεων και των γεωλογικών σχηματισμών και τον προσδιορισμό του βάθους του αλπικού υποβάθρου, κατασκευάστηκε η τρισδιάστατη απεικόνιση της εικόνας 7.4, του ανάγλυφου και του είδους του αλπικού υποβάθρου της περιοχής μελέτης.

Στην πλειοψηφία των θέσεων των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, **διερευνήθηκε και χαρτογραφήθηκε η δομή του αλπικού υποβάθρου (βάθος και είδος) των διαφορετικών στρωμάτων που το αποτελούν** (βλ. χάρτη εκτός κειμένου). Με τον τρόπο αυτό κατέστη δυνατή η διερεύνηση τεκτονικών ζωνών (ρήγματα, επωθήσεις) και η οριοθέτηση των ανεστραμμένων δομών (Μάλι Θράσι -Κούκουρα - Μπαρμπέρι και Μερκοβουνίου), που απαντούν στην περιοχή. Συγκεκριμένα:

- Στις βόρειες και νότιες περιοχές της υπολεκάνης Σάγκα-Νεστάνης και σε βάθη >150 μ., προσδιορίστηκαν οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης (βλ. χάρτη εκτός κειμένου). Η εμφάνιση των σχηματισμών αυτών στις νότιες περιοχές, σε συνδυασμό με την εμφάνιση τους σε μικρό βάθος, κάτω από τους ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου, στην καταβόθρα Νεστάνη II (στις νότιο-ανατολικές απολήξεις του ορ. Βουνό), ερμηνεύουν την ανάπτυξη της καταβόθρας Νεστάνη I στην περιοχή.

Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί ότι, από τη γεωφυσική έρευνα, στις δυτικές περιοχές της υπολεκάνης ανάμεσα στο φλύσχη της ανεστραμμένης δομής και στον ασβεστόλιθο της εν. Πίνδου, εντοπίστηκε γεωηλεκτρικό στρώμα ιδιαίτερα χαμηλής ειδ. αντίστασης (20-25 Ωμ) σε βάθος 60 έως 140 μέτρων (βλ. χάρτη εκτός κειμένου). Σύμφωνα με τον πίνακα 5.8 (βλ. Κεφάλαιο 5), δεν υπάρχει αντίστοιχος αλπικός σχηματισμός που να χαρακτηρίζεται από την παραπάνω υπολογισθείσα ειδική αντίσταση. Κατά συνέπεια, το στρώμα αυτό εκτιμάται ότι αντιστοιχεί σε ένα *τεκτονικά διαταραγμένο τμήμα* του φλύσχη της ανεστραμμένης δομής, που βρίσκεται τεκτονικά πάνω από τους σχηματισμούς της εν. Πίνδου της κανονικής δομής. Η ζώνη αυτή που εντοπίστηκε και σε πολλές θέσεις στην υπολεκάνη Πικέρνη - Μαντίνειας - Μηλιάς και αποτέλεσε κριτήριο για την οριοθέτηση της ανεστραμμένης δομής Μάλι Θράσι-Κούκουρα-Μπαρμπέρι, περιμετρικά του ομώνυμου ορεινού όγκου (βλ. εικ. 7.3 και χάρτη εκτός κειμένου).

- Στα ανατολικά τμήματα της υπολεκάνης Πικέρνη - Μαντίνειας - Μηλιάς, προσδιορίστηκε και οριοθετήθηκε δυτικά, η ανεστραμμένη δομή των σχηματισμών της εν. Πίνδου. Στις περιοχές όπου εντοπίστηκε ως αλπικό υπόβαθρο ο ασβεστόλιθος της ανεστραμμένης δομής, η γεωφυσική έρευνα προσδιόρισε ως υποκείμενα στρώματα τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους και στη συνέχεια το φλύσχη (βλ. χάρτη εκτός κειμένου). Περιφερειακά της ζώνης αυτής, κάτω από τους ανεστραμμένους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, εντοπίστηκε ο επίσης ανεστραμμένος φλύσχος. Αμέσως πιο εξωτερικά (δυτικότερα), όπου ο φλύσχος αποτελεί το άμεσο υπόβαθρο, εντοπίστηκε η *τεκτονικά διαταραγμένη*

ζώνη επαφής της αναστροφής και σε πολλές θέσεις προσδιορίστηκαν βαθύτερα τα μεταβατικά στρώματα και οι ασβεστόλιθοι της κανονικής δομής της εν. Πίνδου.

Στις κεντρικές περιοχές της υπολεκάνης, όπου στο αλπικό υπόβαθρο κυριαρχούν οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι της κανονικής δομής της εν. Πίνδου, στις περισσότερες των θέσεων των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, προσδιορίστηκαν οι υποκείμενοι ασβεστόλιθοι της ίδιας ενότητας (βλ. χάρτη εκτός κειμένου).

Στις βόρειες και δυτικές περιοχές, κάτω από τους ασβεστόλιθους της εν. Πίνδου εντοπίστηκαν οι ανθρακικοί σχηματισμοί της εν. Τρίπολης, και έτσι οριοθετήθηκε το μέτωπο της επώθησης, δυτικά του οποίου το αλπικό υπόβαθρο δομείται αποκλειστικά από τους σχηματισμούς της ενότητας Τρίπολης. Στην πραγματικότητα, πρόκειται για μία σύνθετη τεκτονική ζώνη που, στα βορειοδυτικά τμήματα της (περιοχή Σιμιάδων), προσδιορίζεται ως τυπική, μικρής κλίσης, επιφάνεια επώθησης των σχηματισμών της εν. Πίνδου πάνω σε αυτούς της εν. Τρίπολης (βλ. εικ. 6.37), ενώ στα κεντρικά και νότια τμήματά της (περιοχή Κάψα, Μηλιάς) προσδιορίζεται ως μία μεγάλης κλίσης τεκτονική επιφάνεια (ρήγμα), με απότομη μετάβαση (βλ. εικ. 6.39). Ανατολικά της ζώνης αυτής των ρηξιγενών επαφών, δεν εντοπίστηκε σε καμία θέση η ενότητα της Τρίπολης.

Οι ασβεστόλιθοι της εν. Τρίπολης επανεντοπίζονται ως υπόβαθρο στα νοτιοδυτικά τμήματα της υπολεκάνης Μηλιάς, σε απότομη πλευρική ασυνέχεια με τους σχηματισμούς της εν. Πίνδου (βλ. εικ. 7.3 και χάρτη εκτός κειμένου). Η τεκτονική αυτή επαφή αποτελεί τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης, διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ.

- Στην υπολεκάνη της Τρίπολης, προσδιορίστηκε κατά μήκος του ανατολικού περιθωρίου της, η απότομη τεκτονική ασυνέχεια που φέρει σε επαφή τους ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Τρίπολης (>2000 Ωμ) με αυτούς της εν. Πίνδου (>250 Ωμ) (βλ. εικ. 7.3, 6.57 και χάρτη εκτός κειμένου).

Στις κεντρικές περιοχές της υπολεκάνης, κάτω από τους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους που αποτελούν το υπόβαθρο της περιοχής, σε πολλές από τις θέσεις εντοπίστηκαν οι ασβεστόλιθοι (>250 Ωμ) της εν. Πίνδου.

Στις δυτικές περιοχές, οριοθετήθηκε το μέτωπο της ανεστραμμένης δομής του Μερκοβουνίου, εκεί όπου προσδιορίστηκαν διαδοχικά κάτω από τα τεταρτογενή, οι ασβεστόλιθοι, τα μεταβατικά στρώματα και ο φλύσχης (βλ. εικ. 6.54 και χάρτη εκτός κειμένου). Περιφερειακά της ζώνης αυτής (ανατολικά)

προσδιορίστηκε η αλληλουχία στρωμάτων της κανονικής δομής, με το φλύσχη να υπέρκειται των μαργαϊκών ασβεστόλιθων.

Τόσο από τη φύση όσο και από τη δομή του αλπικού υποβάθρου, μπορούν να εξαχθούν χρήσιμα συμπεράσματα και να αποτιμηθούν οι **υδρογεωλογικές συνθήκες** της περιοχής, σχετικά με την **ανάπτυξη υπόγειας υδροφορίας**.

Τυπικές ευνοϊκές συνθήκες υδροφορίας απαντούν στις περιοχές όπου, λόγω της ανεστραμμένης δομής των σχηματισμών της εν. Πίνδου, οι μακροπερατοί ασβεστόλιθοι υπέρκεινται των ημιπερατών-αδιαπέρατων μαργαϊκών και φλυσχικών στρωμάτων. Τέτοιες συνθήκες εντοπίστηκαν στην περιοχή της ανατολικής Μαντίνας (βλ. εικ. 7.3). Ήδη στην εν λόγω περιοχή έχει ανορυχθεί σημαντικός αριθμός ιδιωτικών και κοινοτικών γεωτρήσεων που εκμεταλλεύονται την υδροφορία αυτή (βλ. εικ. 3.1). Ανάλογες συνθήκες δημιουργεί και η ανεστραμμένη δομή του Μερκοβουνίου, με την διαφορά ότι, λόγω της περιορισμένης έκτασης των ασβεστόλιθων, είναι επιβεβλημένος ο έλεγχος των ρυθμιστικών αποθεμάτων των υδροφόρων οριζόντων.

Ευνοϊκές συνθήκες υδροφορίας μπορεί επίσης να δημιουργούνται και σε περιοχές όπου εντοπίστηκαν αποκλειστικά ανθρακικοί σχηματισμοί, είτε της εν. Πίνδου είτε της εν. Τρίπολης στο αλπικό υπόβαθρο. Η ανάπτυξη υδροφορίας ελέγχεται κατά περίπτωση από την καθαρότητα των ανθρακικών σχηματισμών σε αργιλικές ή πυριτικές προσμίξεις, από το βαθμό και το επίπεδο καρστικοποίησης και από τις κύριες τεκτονικές ζώνες (ρήγματα, επωθήσεις).

Σε ότι αφορά τους ανθρακικούς σχηματισμούς της εν. Πίνδου, οι γεωφυσικές μετρήσεις έδειξαν ότι ασβεστόλιθοι με ειδ. αντίσταση <350 Ωμ που εντοπίζονται σε βάθος, σκιαγραφούν την ύπαρξη υδροφορίας ενώ τιμές ειδ. αντίστασης >450 Ωμ υποδηλώνουν την επικράτηση συμπαγών και άνυδρων ασβεστόλιθων της εν. Πίνδου. Τέτοιου είδους υδροφόροι ασβεστόλιθοι εντοπίστηκαν στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης Σάγκα-Νεστάνης, στα κεντρικά τμήματα της υπολεκάνης Μηλιάς και στην περιοχή της ΒΙ.ΠΕ.

Αντίθετα, οι περιοχές όπου ως αλπικό υπόβαθρο προσδιορίστηκαν είτε οι ημιπερατοί μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι ή ο αδιαπέρατος φλύσχος δεν κρίνονται ευνοϊκές για την ανάπτυξη υπόγειας υδροφορίας, σε μεγάλα βάθη και επομένως δεν ενδείκνυνται για την κατασκευή υδροληπτικών έργων σε ευρεία κλίμακα. Στις περιπτώσεις όμως, όπου η γεωφυσική έρευνα προσδιόρισε σε μικρά σχετικά βάθη μακροπερατούς ασβεστόλιθους κάτω από τους σχηματισμούς αυτούς, που μπορεί να υδροφορούν λόγω πλευρικής τροφοδοσίας, η ανόρυξη ενός ερευνητικού

υδροληπτικού έργου θα απέδιδε χρήσιμα στοιχεία για την αποδοχή ή μη της άποψης αυτής.

Ένα αξιοσημείωτο συμπέρασμα που προέκυψε από τη γεωφυσική έρευνα, σε σχέση με την **ανάπτυξη των καταβοθρικών συστημάτων** στην περιοχή μελέτης είναι ότι, η δημιουργία καρστικών αγωγών καταβοθρών συνδέεται αποκλειστικά με την παρουσία αμιγών ανθρακικών σχηματισμών της ενότητας Τρίπολης. Εμφανές παράδειγμα αποτελούν τα καταβοθρικά συστήματα Σιμιάδων - Κάψα - Δυτικής & Ανατολικής Μηλιάς - Λουκά - Ζευγολατείου (βλ. εικ. 7.1). Στην περίπτωση όμως των καταβοθρικών συστημάτων Νεστάνης και Κανατά, όπου αναπτύσσονται σε σχηματισμούς της εν. Πίνδου, η γεωφυσική έρευνα έδειξε ότι οι ασβεστόλιθοι της εν. Τρίπολης εντοπίζονται άμεσα υποκείμενοι, χωρίς την παρεμβολή φλύσχη, σε μικρό σχετικά βάθος (βλ. χάρτη εκτός κειμένου), επιτρέποντας έτσι την ανάπτυξη καρστικών δικτύων στις περιοχές αυτές.

Οι πληροφορίες και τα δεδομένα που συγκεντρώθηκαν από την προσπάθεια αυτή, οργανώθηκαν και αποτυπώθηκαν σε ένα Γεωγραφικό Σύστημα Πληροφοριών (Γ.Σ.Π.) σε ηλεκτρονική μορφή. Η βάση αυτή θα εμπλουτίζεται, με νέα δεδομένα-στοιχεία και αισιοδοξούμε να αποτελέσει την αφετηρία μιας προσπάθειας για τη δημιουργία μίας σύγχρονης ηλεκτρονικής 'γεωλογικής' βιβλιοθήκης, της περιοχής αυτής του οροπεδίου της Τρίπολης.

Συνοψίζοντας όλα τα παραπάνω, εκτιμάται ότι η συστηματική μελέτη και αξιολόγηση των γεωλογικών και γεωφυσικών δεδομένων και στοιχείων, στην περιοχή έρευνας της παρούσας διατριβής, συνέδραμαν σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό στον προσδιορισμό και στον καθορισμό της γεωλογικής δομής, για τη διερεύνηση των υδρογεωλογικών συνθηκών.

Από την παρούσα μελέτη συμπεραίνεται γενικότερα ότι, η πολύ καλή γνώση των γεωλογικών δεδομένων μίας υπό διερεύνηση περιοχής και η ορθή επιλογή-εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων διασκόπησης (εργασίες υπαίθρου, ερμηνεία, αξιολόγηση), συμβάλλουν αποφασιστικά στον προσδιορισμό και στον καθορισμό των γεωλογικών υπεδαφικών συνθηκών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, Α. (1990). Γεωλογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες της περιοχής του τοπογραφικού φύλλου 'Μοχός' (Κεντροανατολική Κρήτη). *Διδακτορική διατριβή*, 640σ., Αθήνα.
- ANDERSON, W.L. (1979b). Numerical integration of related Hankel transforms of order 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, 44, 1287-1305.
- AUBOUIN, J. (1955). Une coupe du Pinde meridional entre la Thessalie et l' Epire (Grece). *Extrait Bull. Soc. geol. France*, 6e serie, 5, 143-154.
- AUBOUIN, J. (1957). A propos de la serie du Pinde-Olonos. Essai de correlations stratigraphiques dans le Pinde meridional. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 8, 246-262, Athenes.
- AUBOUIN, J. (1959). Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrional: Les confins de l' Epire et de la Thessalie. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 10, 483 p., Athenes.
- AUBOUIN, J. et DERCOURT, J. (1965). Sur la geologie de l' Egee: regard sur la Crete (Grece). *Extrait Bull. Soc. geol. France*, (7), 7, 787-821.
- BASSIAS, Y. (1984). Etude geologique du domaine Parnonien (feuille d' Astros au 1:50000, Peloponnese orientale, Grece). *These 3e cycle. Mem. Sc. Terre Univ. Curie*, Paris, No 84-14, 264p.
- BASSIAS, Y. et LEKKAS, S. (1989). La serie de transition entre les zones de Tripolitza et du Pinde dans la region d' Eleochorion-Mont Parthenion (Peloponnese, Grece). *Ann. Soc. Geol. Nord*, CVII, 297-304.
- BEARD, L.P. and MORGAN, F.D. (1991). Assessment of 2-D resistivity structures using 1-D inversion, *Geophysics*, v. 56, no. 6, p. 874-883.
- BERNIER, P. et FLEURY, J.J. (1980). La plate-forme carbonatee de Gavrovo-Tripolitza (Grece): Evolution des conditions de sedimentation au cours du Mesozoique. *Geol. Medit.*, 7/3, 247-259.
- BICHARA, M. and LAKSHMANAN, J. (1976). Fast automatic processing of resistivity soundings. *Geophys. Prospect.*, 24: 354-370.
- BIRCH, F. S. (1989). A geophysical study of Quaternary sediments near the Late Pleistocene marine limit in Epping, New Hampshire. *Northeastern Geology*, 11(3), pp 124-132.
- ΒΛΑΧΟΣ, Ν., ΔΑΤΣΕΡΗΣ, Γ., ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Α. (1992). Γεωλογική δομή βόρεια της Τρίπολης. Διπλωματική εργασία, Τμήμα Γεωλογίας, Παν/μιου Αθηνών.
- BLUMENTHAL, M. (1933). Zur Kenntnis des Querprofils des zentralen und nordlichen Peloponnes. *Neuen Jahrbuch fur Mineralogie*, Beil.-Bd. 70, Abt. B., 449-514.
- BOBLAYE, E.P., de VIRLET, T. (1833). Expedition scientifique de Moree. Sect. des Sciences physiques. *Geologie et Mineralogie*, 2, Fasc. 2, 375p. Paris.
- BOGLI, A. (1986). Contribution to the geomorphology and karsthydrology of the Tripolis polje. Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnese (Greece), *Proc. 5th International Symposium of underground Water Tracing*, Athens.

- BONNEAU, M. (1973b). Sur les affinités ioniennes des "calcaires en plaquettes" epimetamorphiques de la Crete, le charriage de la serie de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l' arc egeen. *C.R.Acad. Sc. Paris*, 277, (D), 2453-2456.
- BONNEAU, M., KARAKITSIOS, V. (1979). Les niveaux inferieurs (Trias superieur) de la nappe de Tripolitza en Crete moyen (Grece) et leurs relations avec la nappe des Phyllades. Problemes stratigraphiques, tectoniques et de metamorphisme. *C.R.Acad. Sc. Paris*, (D), 288, 15-16.
- BRUNN, J. (1956). Contribution a l' etude geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine occidentale. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 7, 358p., Athenes.
- ΓΕΩΡΓΟΥΛΗΣ, Ι. (1984). Γεωλογικές και υδρογεωλογικές έρευνες στην περιοχή Μαντίνειας (Κεντρική Πελοπόννησος). *Διδακτορική διατριβή*, 202σ., Αθήνα.
- CAYEUX, L. (1903). Phenomenes de charriage dans la Mediterranee orientale. *C.R.Acad. Sc. Paris*, 136, 474-476.
- CECCHI, M.M., MARCHISIO, M. A. and MONTANI, C. (1977). A methodological study about the quantitative interpretation of geophysical survey results. *Geophys. Prospect.*, 25: 606-607 (abstr.).
- CELET, P. (1962). Contribution a l' etude geologique du Parnasse-Kiona et d' une partie des regions meridionales de la Grece continentale. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 13, 446p., Athenes.
- CREUTZBURG, N., PAPASTAMATIOU, J. (1966). Neue Beitrage zur Geologie der Insel Kreta. *I.G.E.Y. Geol. Geoph. Res.*, 9, 2, 173-185.
- DAHLIN, T., JOHANSSON, S. and LANDIN, O. (1994). Resistivity surveying for planning of infrastructure. Proc. of the Symp. on the Application of Geophysics to Engin. and Envir. Problems (SAGGEP). March 27-31, Boston, Massachusetts, pp. 509-528.
- DAVIS, C. J. (1986). *Statistics and Data Analysis in Geology*, John Wiley and sons, Second Edition.
- DE WEVER, P. (1975). Etude geologique des series qui apparaissent en fenetre sous l' allochtone pindique (serie de Tripolitza et serie epimetamorphique de Zaroukla). Peloponnese septentrionale, Grece. *These 3e cycle*, Univ. Lille.
- DE WEVER, P. (1976). La "formation a blocs": olistostrome chevauche par la nappe du Pinde-Olonos (Peloponnese, Grece). *C.R.Acad. Sc. Paris*, (D), 282, 21-24.
- DERCOURT, J. (1964). Contribution a l' etude geologique d' un secteur du Peloponnese septentrional. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 15, 408p., Athenes.
- DERCOURT, J., FLEURY, J.J., TSOFLIAS, P. (1973). Mouvements tangentiels dans la zone autochtone de Gavrovo-Tripolitza en Peloponnese nord-occidental (Achaie, Grece). *C.R.Acad. Sc. Paris*, 276, 473-476.
- DERCOURT, J., DE WEVER, P., FLEURY, J.J. (1976). Donnees sur le style tectonique de la nappe de Tripolitza en Peloponnese septentrionale (Grece). *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 18/2, 317-326.
- DERCOURT, J. et FLEURY, J.J. (1977). La nature des contacts calcaire-flysch de la serie de Gavrovo-Tripolitza en Grece continentale et Peloponnese. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 28, 28-53.

- DITTMAR, J., TSOURLOS, P., SZYMANSKI, I. (1994). A discussion of several aspects of the Finite Element Method and its use in the resistivity modeling of the subsurface. Expanded Abstracts of the EAGE 56th meeting. Vienna, p. 127.
- DOBRIN, B.M., SAVIT, H.C. (1988). "Introduction to geophysical prospecting". McGraw-Hill International Editions, 846 p.
- DUCH, P. and SORENSEN, K. (1995). When is 1D 2D? interpretation of geoelectrical sections. Proc. of the Symp. on the Application of Geophysics to Engin. And Envir. Problems (SAGGEP). April 23-26, Orlando, Florida, pp. 967-976.
- FLAMENT, J. (1973). De l' Olonos au Chelmos; etude geologique d' un secteur de la nappe du Pinde-Olonos. *These 3e cycle*, 206p., Lille.
- FLATHE, H. (1955). A practical method of calculating geoelectrical model graphs for horizontally stratified media. *Geophys. Prospect.*, 3: 268-294.
- FLATHE, H. (1963). Five-layer master curves for the hydrogeological interpretation of geoelectrical resistivity measurements above a two-storey aquifer. *Geophysical Prospecting*, XI, 4: 471-508.
- FLEURY, J.J. (1976). Unite paleogeographique originale sous le front de la nappe du Pinde-Olonos: L' unite du Megdhovas (Grece continentale). *C.R.Acad. Sc. Paris*, 282, 25-28.
- FLEURY, J.J. (1980). Les zones de Gavrovo-Tripolitza et dy Pinde-Olonos. Evolution d' une plate-forme et d' un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. Geol. Nord*, Publ. No 4, 651p.
- FLEURY, J.J. et TSOFLIAS, P. (1972). Sur l' age de la base du flysch de la zone de Gavrovo-Tripolitza en Peloponnese septentrionale. *Bull. Soc. Geol. Grece*, 9/2, 111-121.
- GHOSH, D.P. (1970). The Application of Linear Filter Theory to the Direct Interpretation of Geoelectrical Resistivity Measurements. *Doctoral Thesis*, Tech. Univ. Delft, 125pp.
- GHOSH, D.P. (1971a). The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. *Geophys. Prospect.*, 19: 192-217.
- GHOSH, D.P. (1971b). Inverse filter coefficient for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geophys. Prospect.*, 27: 282-300.
- GUPTASARMA, D. (1982). Optimization of short linear digital filters for increased accuracy. *Geophys. Prospect.*, 30, 501-514.
- GOSPODARIC, R., HABIC, P. (1986). Poljes of Hotoussa, Levidi and northen Tripolis. Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnese (Greece), *Proc. 5th International Symposium of underground Water Tracing*, Athens.
- HAENI, F.P. (1995). Application of surface-geophysical methods to investigations of sand and gravel aquifers in the glaciated northeastern United States. US Geological Survey Professional Paper. 1415(A). 70pp.
- HABIC, P. (1986). Morphology. Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnese (Greece), *Proc. 5th International Symposium of underground Water Tracing*, Athens.

- ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ, Δ. (1974). Γεωλογικά και μορφολογικά παρατηρήσεις εις την περιοχή Νεαπόλεως Βοιών. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 25, 445-466.
- IZART, A. (1976). Etude geologique d' un secteur du Peloponnese nord-occidental (Grece): La carte de Goumeron. *These 3e cycle*, Lille.
- JACOBESHAGEN, V. (1977). Structure and geotectonic evolution of the Hellenides. VI Coll. Geol. Aeg. region, Athens 1977, *Proceedings* V.3, 1355-1367.
- JACOBESHAGEN, V., DURR, S., KOCKEL, F., KOPP, K. and KOWALCZYK, G. (1978). Structure and geodynamic evolution of the Aegean Region. *Int. Un. Com. Geod. Sc. Report*, No 38, 537-564.
- JOHANSEN, H.K. (1977). A man/computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth. *Geophys. Prospect.*, 25: 667-691.
- ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Ζ. (1978). Περί μιάς ηωκαινικής βωξιτοφόρου εμφανίσεως εις την περιοχήν Βυτίνας, Τριπόλεως. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, Τ. 13/2, σ. 153-161.
- ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Ζ. (1981). Γεωλογικές έρευνες στην περιοχή Βυτίνας (Κεντρική Πελοπόννησος). *Διδακτορική διατριβή*, 202σ., Αθήνα.
- ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Ζ., ΛΕΚΚΑΣ, Σ. (1986). Η γεωλογική δομή γύρω από το οροπέδιο της Τρίπολης. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, Τ. 20, σ. 53-66.
- ΚΑΤΣΙΚΑΤΣΟΣ, Γ. (1980). Γεωλογική μελέτη περιοχής Βασιλικού-Ιθώμης, Μεσσηνίας. *Διατριβή από διδακτορία*, 196σ., Πάτραι.
- KOEFOD, O. (1970). A fast method for determining the layer distribution from the raised kernel function in geoelectrical soundings. *Geophys. Prospecting*, 20: 403-405.
- KOEFOD, O. (1976b). Progress in the direct interpretation of resistivity soundings: an algorithm. *Geophys. Prospecting*, 24: 233-240.
- KOEFOD, O. (1976c). An approximate method of resistivity sounding interpretation. *Geophys. Prospecting*, 24: 617-632.
- KOEFOD, O. (1979). "Geosounding Principles, 1, Resistivity sounding Measurements" Elsevier, New York, 276p.
- KOWALCZYK, G., & DITTMAR, U. (1991). The metamorphics underlying the plattenkalk carbonates in the Taygetos mts. (southern Peloponnese). *Bulletin of the Geological Society of Greece*. Vol. XXV/1. 455-467.
- KRAHL, J., KAUFFMANN, G., KOZUR, H., RICHTER, D., FOSTER, O., HEINRITZI, F. (1983). Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tectonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypalli-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). *Geol. Rundschau.*, 72, 3, 1147-1166, Stuttgart.
- KTENAS, K. (1908). Die Überschiebungen in der Peloponnisis. Der Ithomiberg. *Sitzungsberichte XLIV, Akad. der Wissenhaften*, 33, 1076-1080.
- KTENAS, K. (1924). Formations primaires semimetamorphiques du Peloponnese central. *C.R.som.S.G. France*, 61-63.
- KTENAS, K. (1926). Η ανάπτυξις του Πρωτογενούς εις την Κεντρικήν Πελοπόννησον. *Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών*, 1, 53-59.

- ΚΙΣΚΥΡΑΣ, Δ. (1958). Οι μεσοηκαινικοί σχηματισμοί βωξιτών της Πύλου και ο σχηματισμός των. *Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών*, 33, 333-342.
- ΚΙΣΚΥΡΑΣ, Δ. (1964). Τεκτονικές έρευνες στην Πελοπόννησο και ιδιαίτερα στη ζώνη Ωλονού-Πίνδου. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 5/2, 1-21.
- KUNETZ, G. (1955). Einfluss vertikaler Schichten auf elektrische Sondierungen: *Zeitschr. Geophysik*, v.21, p.10-24.
- KUNETZ, G. (1966). "Principles of Direct Current Resistivity Prospecting" Borntraeger, Berlin. 101 p.
- KUNETZ, G. and ROCROI, J.P. (1970). Traitment automatique des sondages electriques. *Geophys. Prospect.*, 18: 157-198.
- KUSS, S. und THORBECKE, G. (1974). Die praeogenen Gesteine der Insel Kreta und ihre Korrelierbarkeit im agaischen Raum. *Ber. Nat. Ges. Fr. i. Br.*, 64, 39-75.
- KUSS, S., MILLER, W. (1978). Obertiadische Mollusken (Ammonoidea, Lamellibranchiata) von Kreta (Griechenland) und ihre Bedeutung fur die stratigrafische Gliederung der Tripolitza Gruppe. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 2, 99-116, Stuttgart.
- ΛΑΛΕΧΟΣ, Ν. (1974). Η γεωλογική δομή της Κεντροδυτικής Πελοποννήσου. ΕΘΙΓΜΕ (Εκδ.), *Εργασία Νο 53*, 94σ., Αθήναι.
- LARSON, T. H. (1995). Revisiting a 1995 resistivity survey over a buried bedrock valley aquifer. Proc. of the Symp. on the Application of Geophysics to Engin. and Envir. Problems (SAGGEP). April 23-26, Orlando, Florida, pp. 871-875.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ. (1978α). Συμβολή εις την γεωλογικήν δομήν της περιοχής νοτιοανατολικώς της Τριπόλεως. *Διατριβή επί διδακτορία*, 192σ., Αθήναι.
- LEKKAS, S. (1978b). Phenomenes d' ecaillages dans la zone de Tripolitza en Peloponnese central (Grece). *C. R. Soc. geol. France*, 3, 108-111.
- LEKKAS, S. (1978c). Donnees nouvelles sur la stratigraphie et la structure de la region au SE de Tripolis. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 29, 226-264.
- LEKKAS, S., PAPANIKOLAOU, D. (1978). On the phyllite problem in Peloponnesus. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 29/1, 395-410.
- LEKKAS, S. et ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1980). Sur l' existence de la serie de Mangassa en Peloponnese central (Grece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 30/1, 333-341.
- LEKKAS, S. et GEORGOULIS, J. (1985). Couches renversees dans la nappe d' arcadie et leur signification pour l' hydrogeologie (Peloponnese central, Grece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 33/1, 83-91.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ., ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, Α. & ΔΑΝΑΜΟΣ, Γ. (1991). Παρατηρήσεις επί της δομής των κατώτερων οριζόντων της ενότητας της Τρίπολης στη Νοτιοανατολική Πελοπόννησο. 5ο Γεωλ. Συνέδριο Ε.Γ.Ε., Θεσσαλονίκη 1990, *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 25/1, 387-398.
- LOUIS, F.I. (1997). Prospecting for geothermal energy resources by seismic modelling and resistivity inversion techniques. The case of Milos archipelago geothermal field (Aegean Sea, Greece). *Proceedings of the Society of Exploration Geophysics, International Exposition at 67th Annual Meeting, Dallas, Texas.*

- LOUIS, I., PAPADOPOULOS, T., APOSTOLOPOULOS, G. & PANTZARTZIS, P. (1991). Geophysical Engineering Conditions at Ilarion Hydro-Electric Project. *Ann. Geol. Pays Hell.*, XXXV, p. 147-163.
- LUTTIG, G. (1976). Lignite investigation Peloponneses - Euboea 1974-1976. *Report Hanover/Athens*.
- LYS, M. et THIEBAULT, F. (1971). Donnees nouvelles sur l' age des schistes en Peloponnesse meridional. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272, 196-197.
- McGILLIVRAY, P., OLDENBOURG, D. (1990). Methods for calculating Frecht derivatives and sensitivities for the non linear inverse problem: a comparative study. *Geoph. Prosp.*, 38, 499-524.
- MANUTSOGLOU, E. (1990). Tectonic und Metamorphose der Plattenkalk-Serie im Taygetos (Peloponnes, Criechenland). -Berl. Geowiss. Abh., Reihe A, 129:82 S., Berlin.
- ΜΑΡΙΝΟΣ, Γ., REICHEL, M. (1958). Η εξάπλωση του απολιθωματοφόρου Περμίου εις Ανατολικήν Στερεάν Ελλάδα και Εύβοια. ΙΓΕΥ (Εκδ.), *Ειδικά Μελέται*, 8, 16σ.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η. (1975). Σκέψεις και απόψεις επί ορισμένων προβλημάτων της γεωλογικής και τεκτονική δομής της Πελοποννήσου. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 27, 215-313.
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η., ΛΟΥΗΣ, Ι. & ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Τ. (1987). Γεωμορφολογία του Αλπικού υποβάθρου της νεοτεκτονικής λεκάνης της Άνω Μεσσηνίας & η μορφοτεκτονική της ερμηνεία. *Πρακτικά 1ου Πανελληνίου Γεωγραφικού Συνεδρίου*. Τόμος Β, σ. 53-67.
- MARQUARDT, D.W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters. *J. Soc. Ind. Appl. Math.*, 11: 431-441.
- MARSDEN, D. (1973). The automatic fitting of a resistivity sounding by a geometrical progression of depths. *Geophys. Prospect.*, 21: 266-280.
- MEILLIEZ, F. (1971). Etude geologique de la region d' Aroania, Achaie, Peloponnesse central, Grece. *D.E.A.*, Univ. Lille.
- MILLER, E.J. (1993). Volumetric Vizualization of Non-Point Source Contaminant Flow Utilizing four-dimensional Geostatistical Kriging, *PhD Thesis, Ohio State Univ.*
- MORFIS, A., PARASKEVOPOULOU, P., (1986). Climatology. Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesse (Greece), *Proc. 5th International Symposium of underground Water Tracing*, Athens.
- ΜΠΑΛΤΑΤΖΗΣ, Ε. (1983). Συμβολή στη γνώση της γεωλογίας της Πελοποννήσου: Πετρογένεση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της βορείου Πελοποννήσου. *Διατριβή επί Υψηγεία*, 105σ., Αθήνα.
- MULLER, I., SCHOTTERER, U. (1986). Electromagnetic VLF-resistivity prospection in the region of Tripolis and the coastal area of Argos-Astros. Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesse (Greece), *Proc. 5th International Symposium of underground Water Tracing*, Athens.
- NEGRIS, P. (1906a). Sur la nappe charrie du Peloponnesse. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 142, 182-184.
- NEGRIS, P. (1906b). Sur les racines de la nappe de charriage du Peloponnesse. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 142, 308-310.

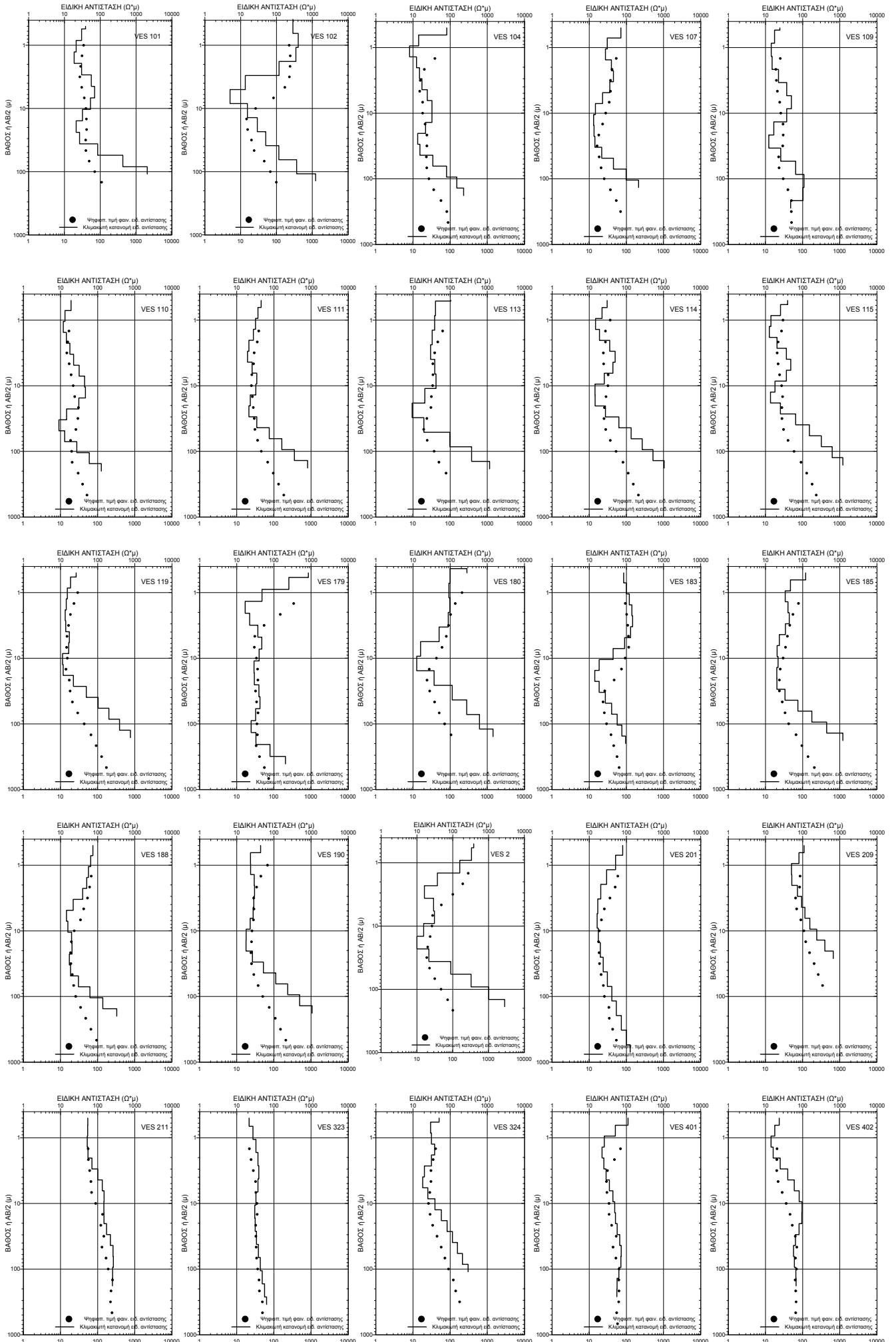
- NEGRIS, P. (1906c). Sur la geologie du mont Ithome en Messenie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 143, 703-705.
- NEGRIS, P. (1908a). Composition de la nappe charrie du Peloponnese au mont Ithome (Messenie). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 147, 316-318.
- NEGRIS, P. (1908b). Sur la repartition des Halobies dans le Peloponnese occidental. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 147, 1008-1010.
- NEGRIS, P. (1908c). Sur la substratum de la nappe de charriage du Peloponnese. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 147, 1433-1436.
- ΝΤΑΝΟΣ, Χ. & ΠΑΝΑΓΙΩΤΑΚΗΣ, Γ. (1993). Γεωλογική δομή βορειοανατολικά της Μαντίνειας. Διπλωματική Εργασία. Τμήμα Γεωλογίας Παν/μιου Αθηνών.
- O' NEIL, D. J. (1975). Improved linear filter coefficients for application in apparent resistivity computations. *Bull. Austral. Soc. Explor. Geophys.*, 6, 104-109.
- ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ Τ. (1985). "Γεωφυσικές Έρευνες στην Περιοχή της Λεκάνης Μεγαλόπολης" *Διδακτορική διατριβή*, σ. 205, Αθήνα.
- PAPADOPOULOS, T., LOUIS, J. & ALEXOPOULOS, J. (1993). Geoelectrical sounding for handling hydrogeological problems in coastal flysch terrain. *Proc. of 55th EAEG Meeting*, Stavanger, Norway, 7-11 June, 2 pages.
- PAPANIKOLAOU, D. (1984). The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. *Sp. Publ. Geol. Soc. London*, 17, 551-561.
- PAPANIKOLAOU, D. (1986a). Late Cretaceous Paleogeography of the metamorphic Hellenides. *Geol. Geoph. Res.*, Special Issue, 315-328.
- PAPANIKOLAOU, D. (1987). Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean sea, Greece). H. C. Helgeson (Ed.), *Chem. Transport in Metasomatic Process*, 429-450.
- PAPANIKOLAOU, D. and SKARPELIS, N. (1987/88). The blueschists in the externa; metamorphic belt of the Hellenides: composition, structure and geotectonic significance of the Arna unit. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 33/2, 47-68.
- ΠΑΡΑΣΚΕΥΟΠΟΥΛΟΣ, Γ. (1951). Οι λιθάνθρακες της περιοχής της Μονεμβασίας, *Ann. Geol. Pays Hell.*, 3, 32-48, Athenes.
- PARASKEVOPOULOS, G. (1964). Die alpine Dislokatiometamorphose in zentralpeloponnesish - Kretischen metamorphen System. *N. Jb. Miner Abh.* 101, 2, 195-209, Stuttgart.
- PARASNIS, D. S. (1986). "Principles of applied geophysics" Chapman & Hall, London
- PEKERIS, C.L. (1940). Direct method of interpretation in resistivity prospecting. *Geophysics*, 5: 31-46.
- PHILIPPSON, A. (1892). *Der Peloponnes*. Berlin 1891-92, 642s.
- PHILIPPSON, A. (1895a). Zur Pindos Geologie. *Verh. Geol. R. A.*, 277-289, Wien.
- PHILIPPSON, A. (1895b). Zur Pindos Geologie. *Sep.-Abdruck Verh.d.K.K.geol. Reichsanstalt*, Nr. 10, 277s.

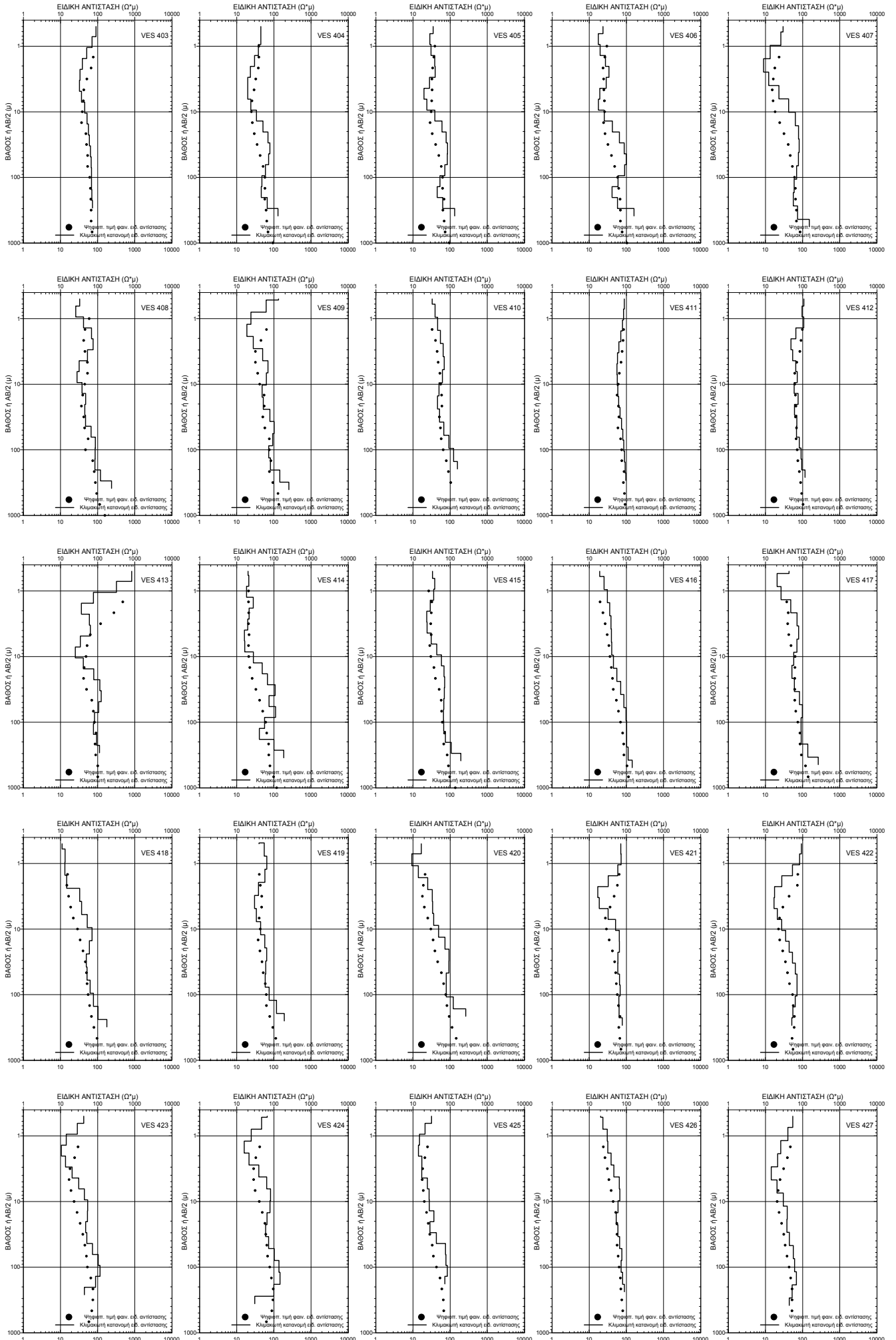
- PHILIPPSON, A. (1895c). Zur Geologie des Pindos-Gebirges. *Sep.-Abdruck Stzung. Niederhein, Gesellsch., f. Natur.-u. Heilk. Zu Bohn.* 1-9.
- PHILIPPSON, A. (1898). La tectonique de l' Egeide. *Extrait des Annales de Geographie*, No 32, 112-141, Paris.
- PERSONIS, K. (1981). Presence of Permo (?) lower triassic beds at the base of the Plattenkalk series in Taygetos. Description of a continuous section. -*Ann. Geol. Pays hellen.*, (I), 30: 578-587, Athen.
- RENZ, C. (1904). Uber neue Vorkommen von Trias in Griechenland und von Lias in Albanien. *Zentr. fur. Min., Geol. Und Palaont.*, 257-266.
- RENZ, C. (1909). Etudes stratigraphiques et paleontologiques sur le Lias et le Trias en Grece. *Bull. Soc. Geol. France*, (4), 9, 249-273.
- RENZ, C. (1910). Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoikum und Paleozoikum. *Jahrb. Geol. R. A.*, 60, 421-636.
- RENZ, C. (1913). Geologische Untersuchungen in Epirus. *Zentr. fur. Min.*, 17, 534-551.
- RENZ, C. (1940). Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Pragm. Akad. Ath.*, 8, 171s.
- RENZ, C. (1955). Die vorneogene Stratigraphie der normal-sedimentaren Formationen Griechenlands. (I. G. S. R. Ed.) Athens.
- RICHTER, D. (1974). Die paleogeographische und geotektonische Bedeutung der Gavrovo-Tripolis-Zone auf dem Peloponnes (Griechenland). *N. Jb. Geol. Palaont., Abn.*, 145/1, 96-128.
- RICHTER, D. (1975). Probleme der Metamorphose auf dem Peloponnes. *N. Jb. Geol. Palaont., Abn.*, 149, 129-147.
- RICHTER, D., MARIOLAKOS, I. (1973a). Olisthothrymma, ein bisher nicht bekanntes tectosedimentologisches Phanomen in Flysch-Ablagerungen. Erlautert an Beispielen aus der Gavrovo-Tripolis-Zone in Griechenland. *N. Jb. Geol. Palaont., Abn.*, 142, 2, 165-190, Stuttgart.
- RICHTER, D., MARIOLAKOS, I. (1973b). Die Beziehung der eozanen Bruchtectonik bei Leontarion (Zentralpeloponnes) fur die Bildung des Beckens von Megalopolis. *Prkt. Akad. Athen*, 48, 29-47.
- RICHTER, D., MARIOLAKOS, I. (1974). Die Beziehung zwischen Tripolitza-kalk und Flysch in der Gavrovo-Tripolis-Zone im Gebiet nordlich Argos (Peloponnes). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 25, 1-12.
- RICHTER, D., MARIOLAKOS, I. (1979). Zum Problem der Discordanten Auflagerung des Flysches der Gavrovo-Tripolis-Zone auf dem Peloponnes (Griechenland). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 29/2, 418-429.
- ΣΚΑΡΠΕΛΗΣ, Ν. (1982). Μεταλλογένεση συμπαγών θειούχων μεταλλευμάτων και πετρολογία της εξωτερικής μεταμορφικής τεκτονικής ζώνης των Ελληνίδων (Ν. Α. Πελοπόννησος). *Διδακτορική διατριβή*. 149σ. Αθήνα.
- SEIDEL, E., KREUZER, H., HARRE, W. (1982). A Late Oligocene/Early Miocene High Pressure Belt in the External Hellenides. *Geol. Jb.*, (E23), 165-206, Hannover.
- SLICHTER, L.B. (1933). The interpretation of resistivity prospecting method for horizontal structures. *Physics*, 4: 307-322.

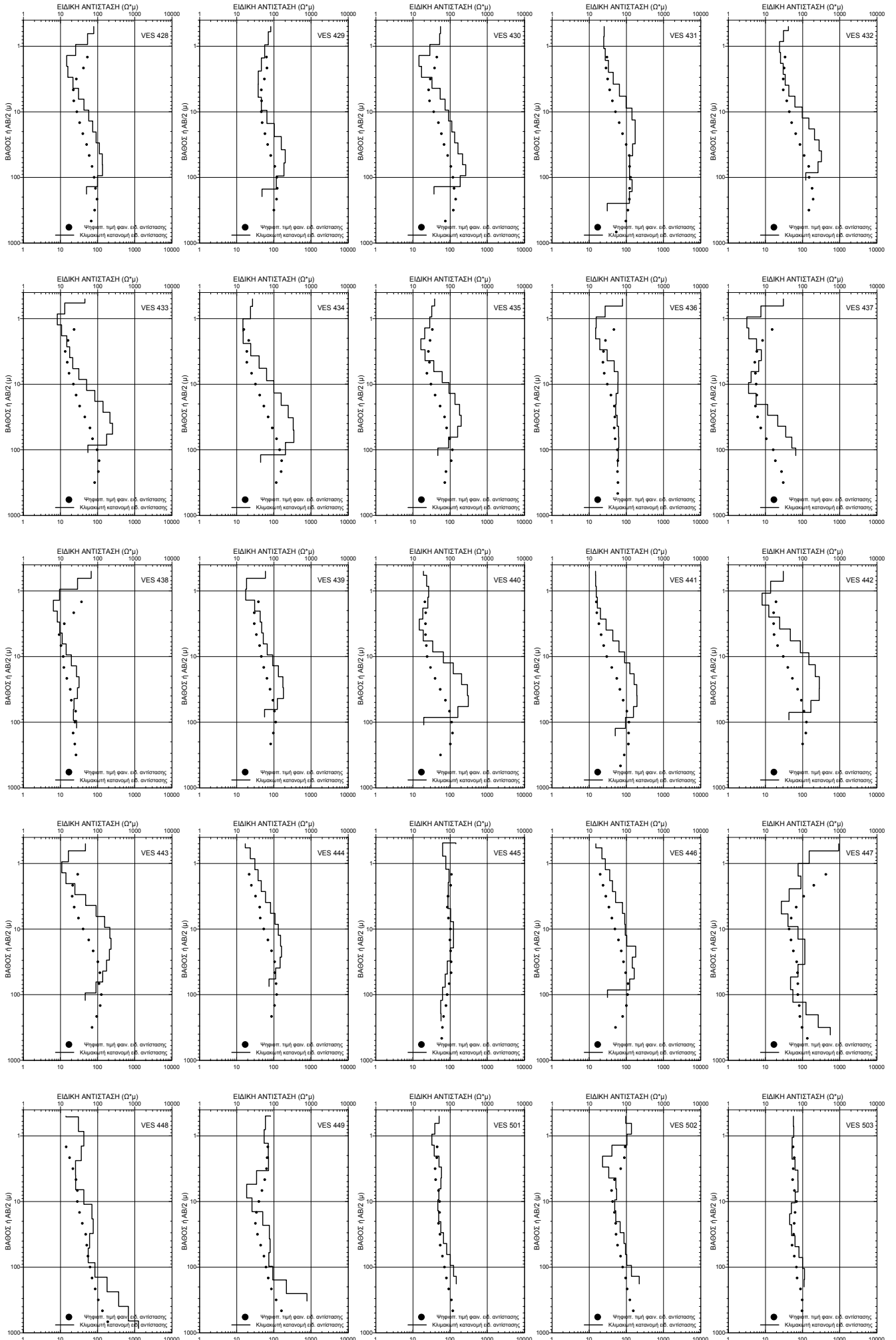
- STOURNARAS, G., PAPADOPOULOS, T., PANAGOPOULOS, T., SOTIROPOULOU, K. & ALEXIADOY, CH. (1990). Aspects hydrogeologiques des bassins fermes karstiques. Le polje de Livadi (Arahova Grece). MEM of 22nd Congress of IAH, Vol. XXII, p. 592-602.
- TATAPHS, A. (1964). Οι μεσσημαϊκοί βωξίται της ζώνης Τριπόλεως και τα ενδομαϊκά τεκτονικά γεγονότα. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 5/2, 36-58.
- TATAPHS, A., ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗΣ, Ν. (1967α). Επί της στρωματογραφίας του Τριαδικού και Ιουρασικού της ζώνης Τριπόλεως εις Κυνουρίαν (Πελοπόννησος). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 6/2, 353-364.
- TATAPHS, A., ΜΑΡΑΓΚΟΥΔΑΚΗΣ, Ν. (1967β). Επί της στρωματογραφίας των ανώτερων οριζόντων της ζώνης Τριπόλεως. Τεκτονικά κ.λ. παρατηρήσεις εις Κυνουρίαν-Λακωνίαν (Πελοπόννησος). *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 6/2, 365-384.
- TEGTMAYER GEOPHYSIK G.m.b.H., (1975). Report about geoelectrical measurements in the basin of Tripolis (Peloponnes, Greece).
- TELFORD W.M., GELDART L.P., SHERIFF R.E., KEYS D.A. (1976). "Applied Geophysics". Cambridge Univ. Press, 843 p.
- THIEBAULT, F. (1973). Etude geologique du Taygete septentrional (Peloponnese meridionale, Grece). *C. R. Acad. Sc. Paris, (D)*, 278, 2877-2880.
- THIEBAULT, F. (1977a). Stratigraphie de la serie des calcschistes et marbres ("plattenkalk") en fenetre dans le massifs du Taygete et du Parnon (Peloponnese-Grece). VIth Coll. Geol. Aeg. Region, Athens 1977, *Proceedings V.2*, 691-701.
- THIEBAULT, F. (1977b). Etablissement du caractere ionien de la serie des calcschistes et marbres ("plattenkalk") en fenetre dans le massifs du Taygete (Peloponnese-Grece). *R. som. Soc. geol. France*, fasc. 3, 159-161.
- THIEBAULT, F. (1978). Donnees nouvelles sur l' attribution a la zone ionienne des "Plattenkalk" du Taygete (Peloponnese-Grece). *C. R. Acad. Sc. Paris, (D)*, 287, 211-214.
- THIEBAULT, F. (1981b). Les Phyllades du Peloponnese meridional (Grece): une imbrication de nappes formees de materiel triasico-paleozoique (soubassement de Gavrovo-Tripolitza) et oligocene (metaflysch ionien). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 292, 619-922.
- THIEBAULT, F. (1982). Evolution geodynamique des Hellenides externes en Peloponnese meridional (Grece). *Soc. Geol. Nord, Publ. No 6*, 574p.
- THIEBAULT, F., KOZUR, H. (1979). Precisions sur l' age de la formation de Tyros (Paleozoique superieur - Carnien) et de la base de la serie de Gavrovo-Tripolitza. *C.R. Acad. Sc. Paris, (D)*, 288, 23-26.
- THIEBAULT, F., ZANINETTI, L. (1974). Sur l' existence d' un Trias calcaro-dolomitique dans le massif du Taygete (Peloponnese meridionale, Grece). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 278, 581-583.
- ΤΣΑΪΛΑ-ΜΟΝΟΠΩΛΗ, ΣΤ. (1977). Μικροπαλαιοντολογική μελέτη και στρωματογραφική διάρθρωσις των εν Πελοποννήσω σχηματισμών της γεωτεκτονικής ζώνης Τριπόλεως (Γαβρόβου). *Γεωλ. και Γεωφ. Μελέται*, ΙΓΜΕ (Εκδ), 20, No 1, 236σ., Αθήναι.

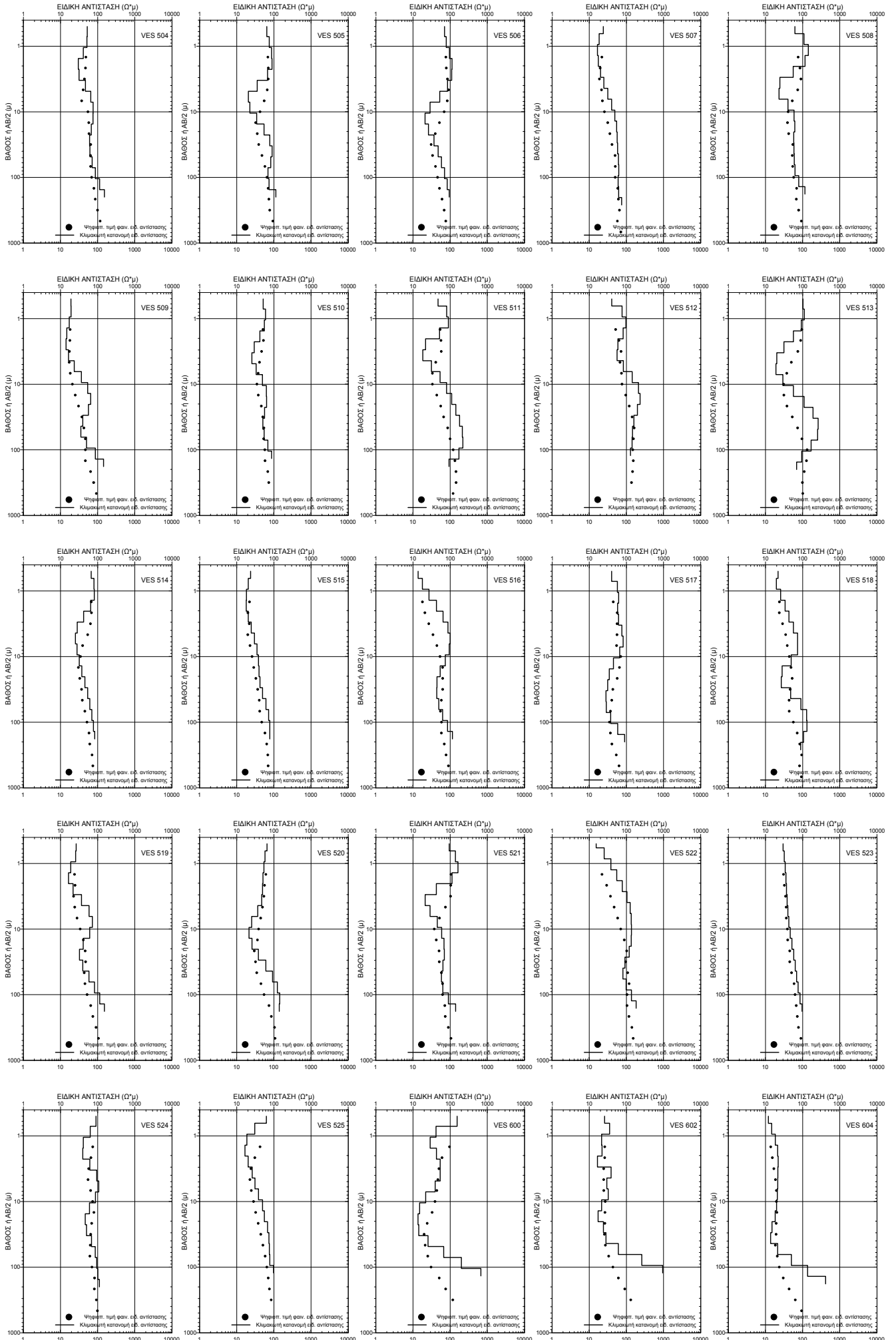
- ΤΣΟΦΛΙΑΣ, Π. (1970). Γεωλογική κατασκευή του βορειότερου τμήματος της Πελοποννήσου (v. Αχαΐας). *Διατριβή επί διδασκαλία, Ann. Geol. Pays Hell.*, 21, 554-649.
- TSOURLLOS, P. (1995). Modelling, interpretation and inversion of multielectrode resistivity survey data. D. Phil. Thesis, University of York, UK
- VOZOFF, K. (1958). Numerical resistivity analysis: horizontal layers. *Geophysics*, 23: 536-556.
- YUNGUL, S.H. (1996). *Electrical Methods in Geophysical Exploration of Deep Sedimentary Basin*. Chapman & Hall, 197p..
- WACHENDORF, H., BAUMANN, A., GWOSDZ, W., SCHNEIDR, W. (1974). Die "Phyllit-Serie" Ost-Kreas-eine Melange. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 125, 237-251.
- ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1977a). Contribution a l' etude geologique de l' ile de Crete: stratigraphie et structure de la serie de Mangassa (Crete orientale, Grece). *These de cycle*, Paris.
- ZAMBETAKIS-LEKKAS, A. (1988). Biostratigraphie de la serie cretace de la zone de Tripolitza dans le massif de Mainalon (Peloponnese central, Grece). *Revue Paleobiol.*, Vol. Spec. No 2, 477-482.
- ZOHDY, A.A.R. (1968b). The effect of current leakage and electrode spacing errors on resistivity measurements. U.S. Geolog. Surv. professional paper 600D, D258-D264.
- ZOHDY, A.A.R. (1969a). The use of Schlumberger and equatorial in groundwater investigations near El Paso, Texas. *Geophysics*, vol. 34, 5, 713-728.
- ZOHDY, A.A.R. (1973). A computer program for automatic interpretation of Schlumberger soundings curves over horizontally stratified media. *Nat. Tech. Inform. Serv.*, PB-232-703, 27.
- ZOHDY, A.A.R. (1974). Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves. *Geol. Sur. Bull.* 1313E. U. S. Government Printing Office, Washington, 71pp.
- ZOHDY, A.A.R. (1975). Use of Dar Zarrouk curves in the interpretation of vertical electrical sounding data. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1313-D, 41.
- ZOHDY, A.A.R. (1989). "A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner soundings curves". *Geophysics*, vol. 54, 2: 245-253
- ZOHDY, A.A.R., EATON, G.P. and MABEY, D.R. (1974). Application of surface geophysics to ground-water investigations. *Tech. of water-resources investigations of the U.S. Geol. Surv.*, Book 2, Chap. D1.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν. (1971α). Γεωλογικά έρευναι εις την Επαρχίαν Πυλίας (Μεσσηνία). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 23, 57-122.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν. (1972β). Γεωλογική δομή της Δυτικής Πυλίας και απόψεις περί της γεωτεκτονικής θέσεως των ζωνών: Ωλονού, Πύλου και Τριπόλεως. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, 9/2, 122-132.
- ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ, Ν. (1980). Η γεωλογική δομή της Κρήτης. *Διατριβή επί Υψηγεία*, 146σ., Αθήναι.

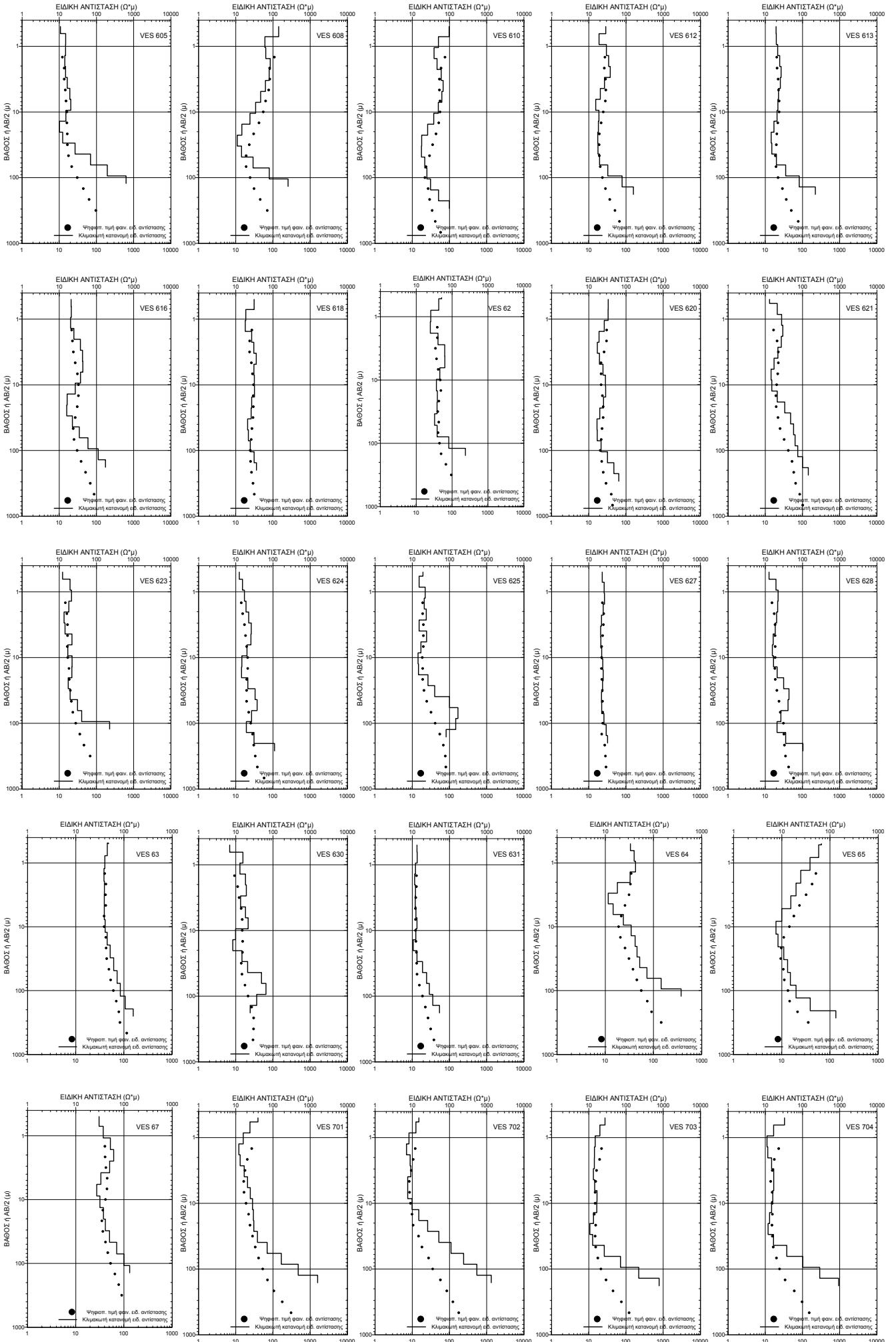
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

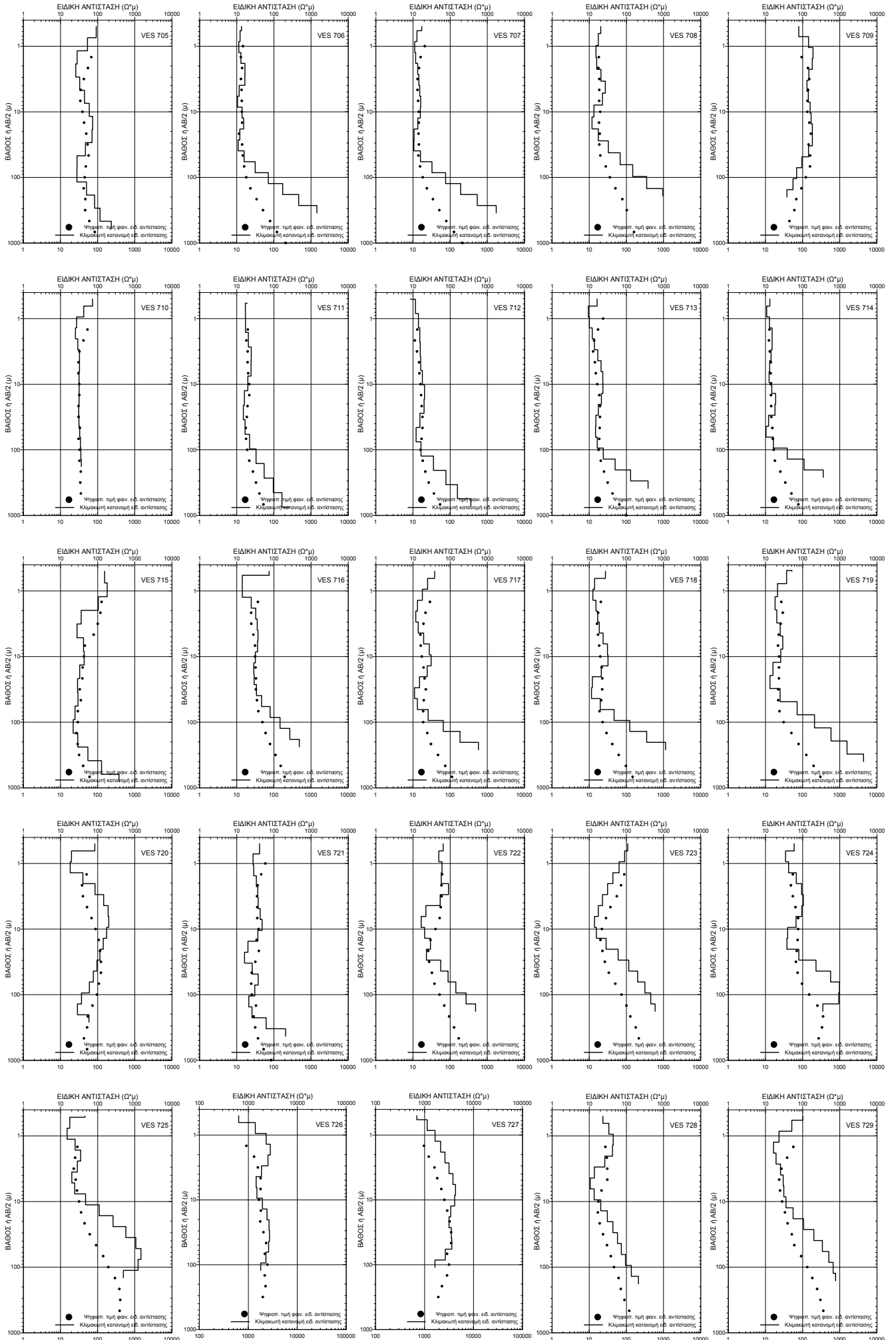


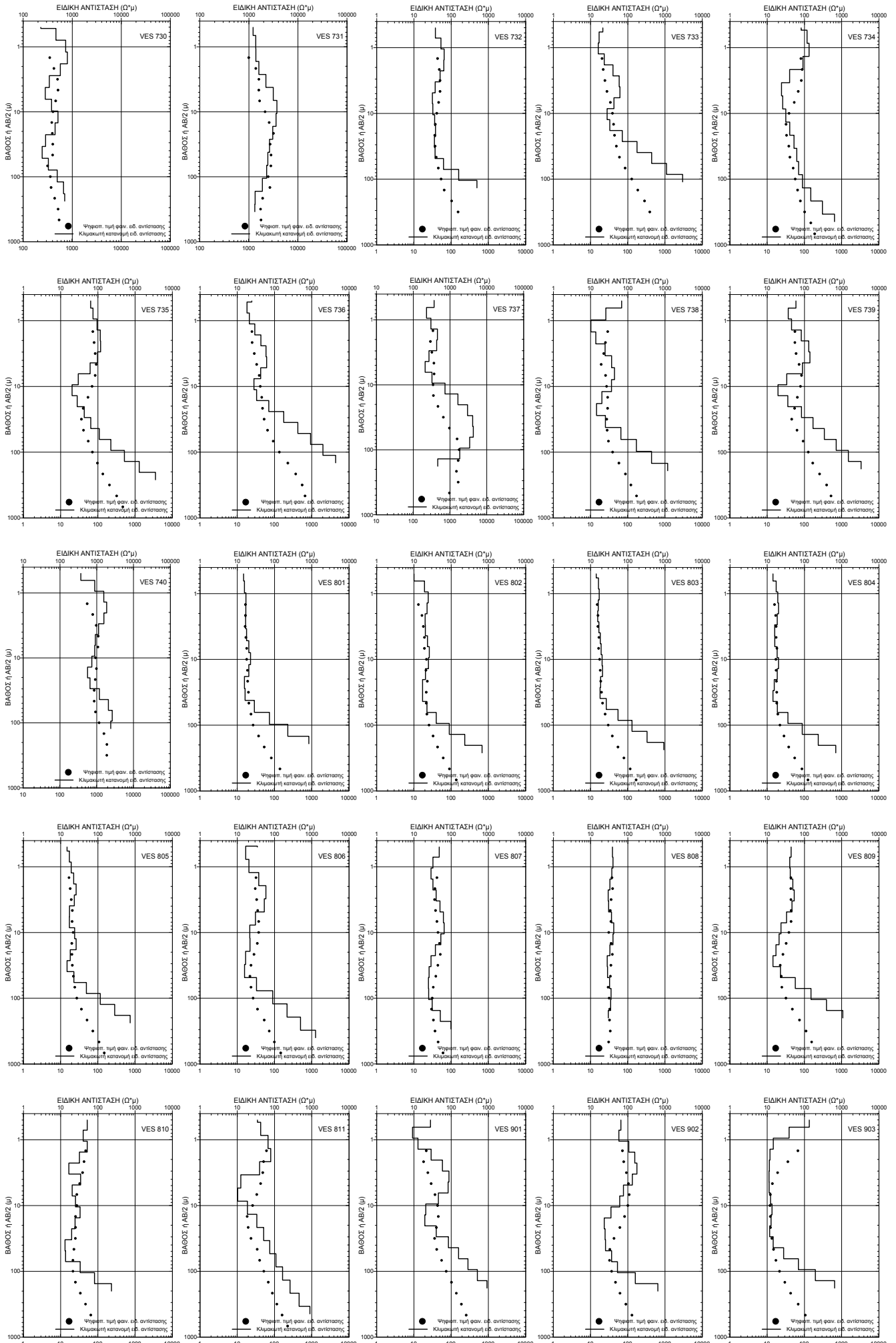


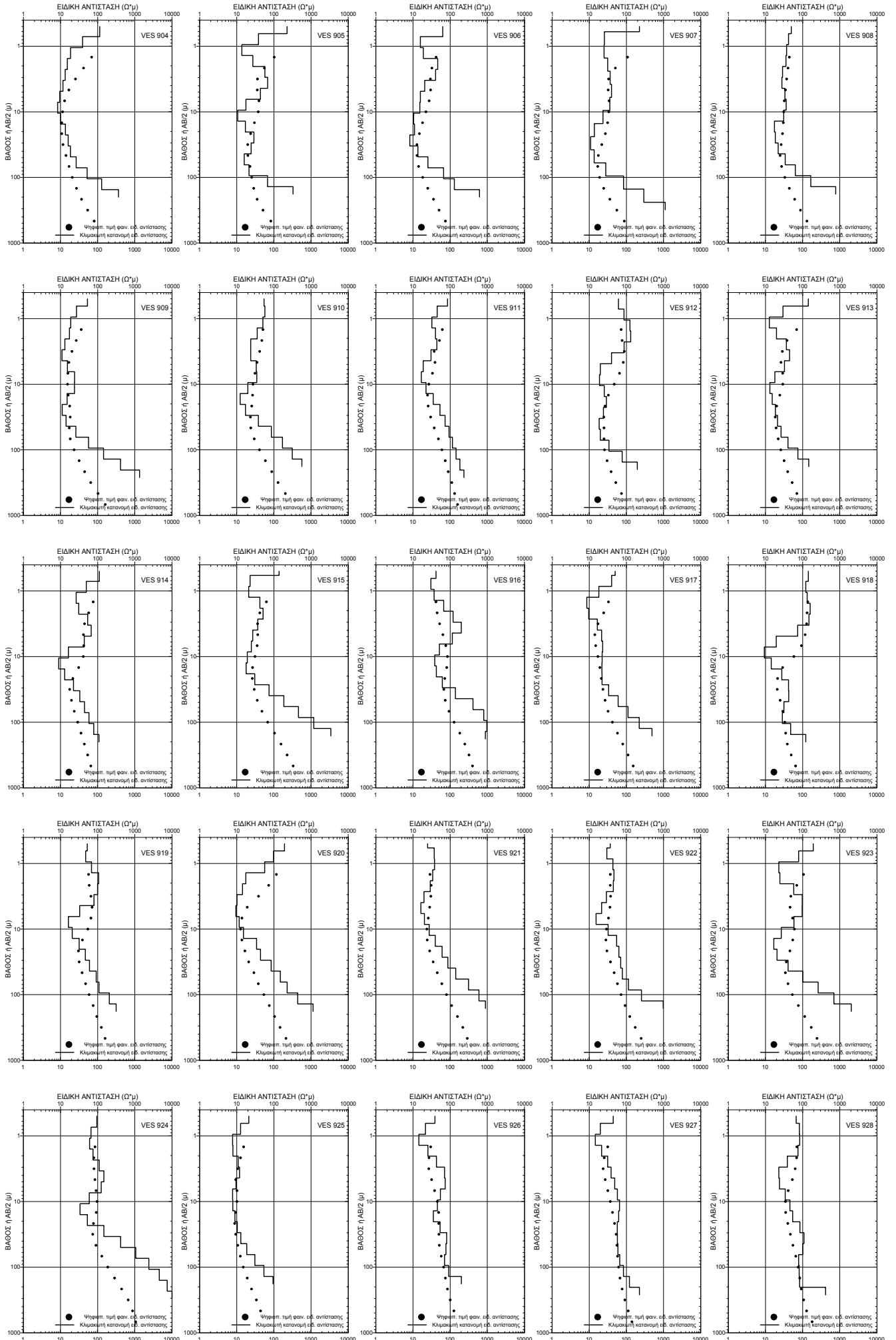


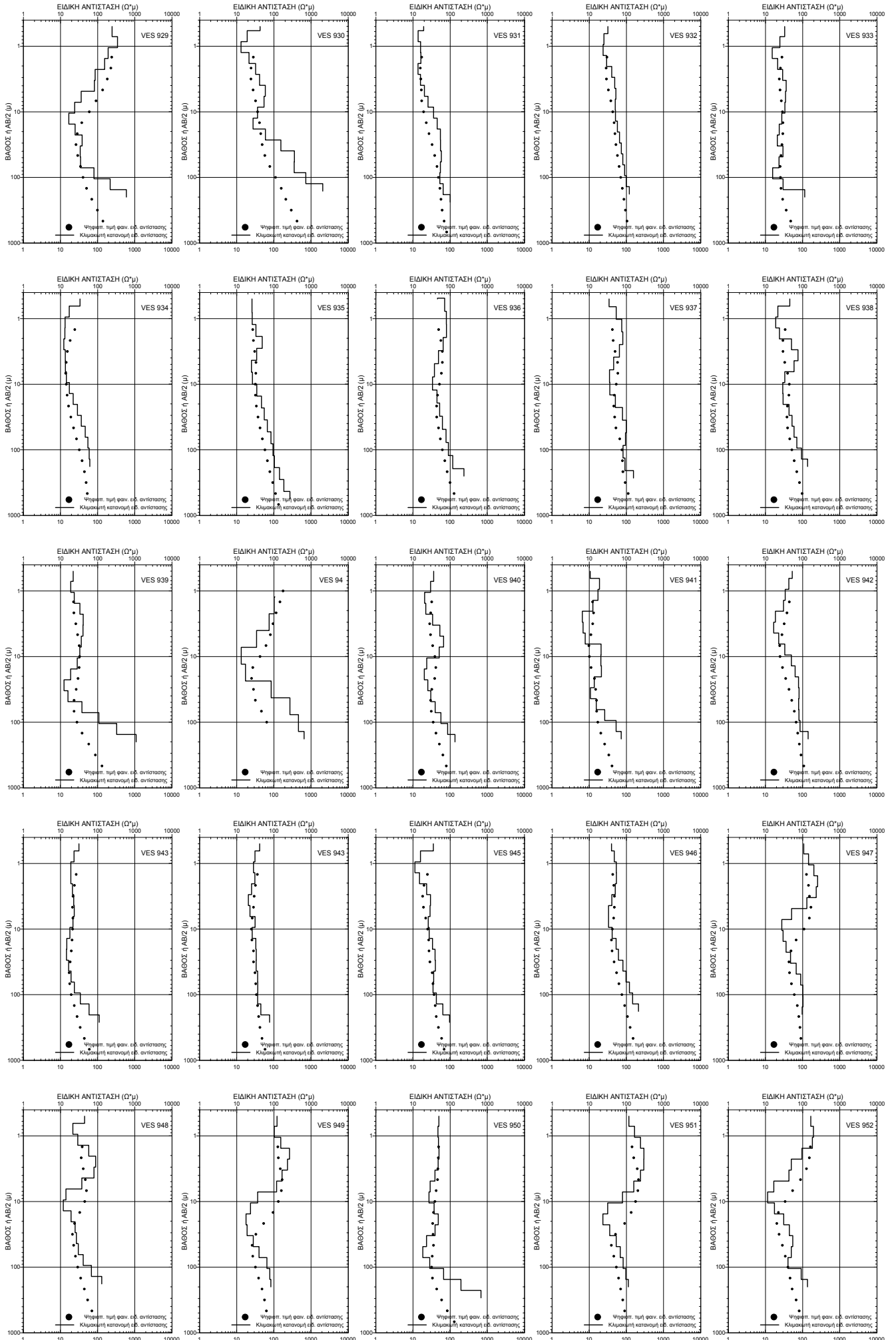


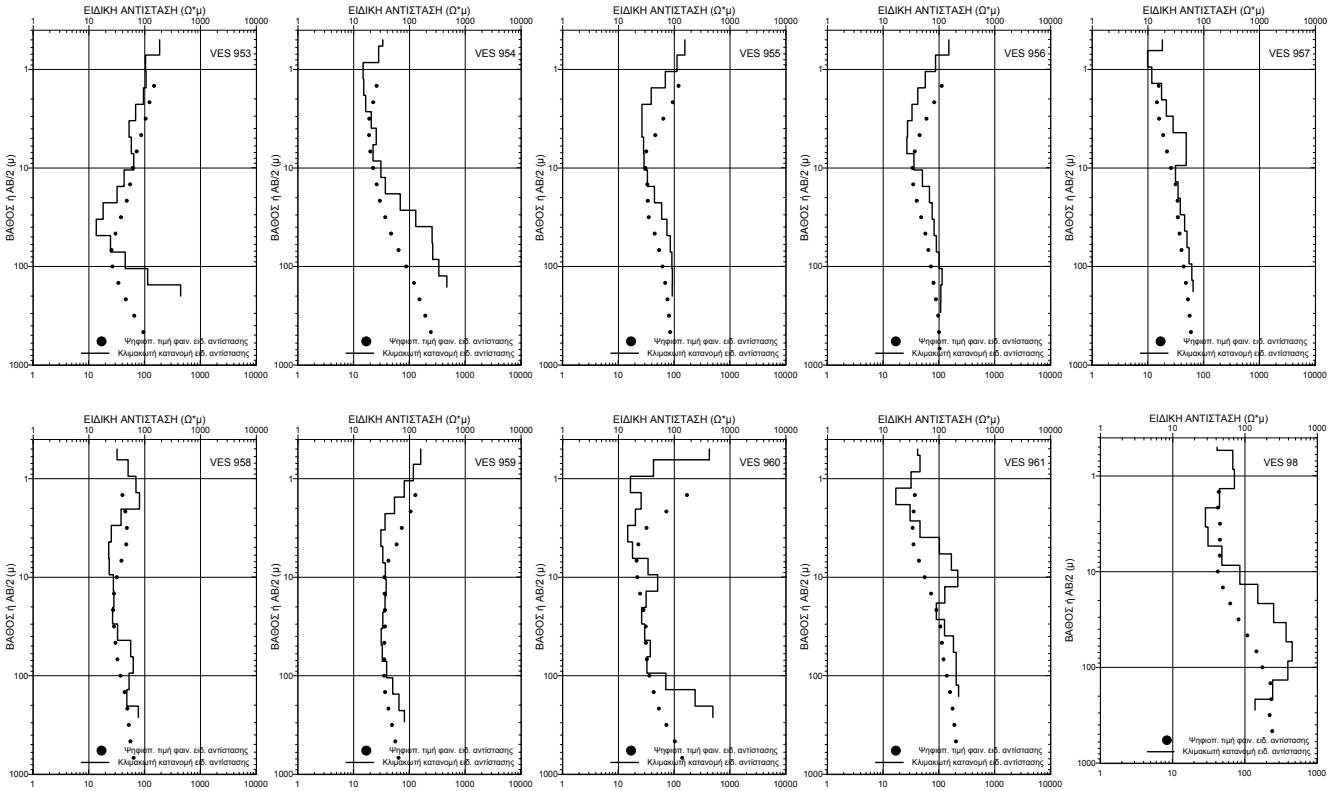












ΧΑΡΤΗΣ ΕΚΤΟΣ ΚΕΙΜΕΝΟΥ

