ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΤΥΛΟΥ ΑΠΟΚΟΡΩΝΟΥ ΧΑΝΙΩΝ



ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ ΚΩΣΤΑΡΕΛΗΣ

Εξεταστική Επιτροπή: Αντώνιος Βαφείδης, Καθηγητής (Επιβλέπων) Καρατζάς Γεώργιος, Καθηγητής Μανούτσογλου Μανόλης, Αν. Καθηγητής

 XANIA

 NOEMBPHΣ 2008

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι γεωφυσικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται στην ανίχνευση του μετώπου υφαλμύρινσης. Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι η πιο κατάλληλη για τον εντοπισμό των υφάλμυρων υπόγειων νερών.

Στην εργασία αυτή παρουσιάζονται και αξιολογούνται τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας στη περιοχή του Στύλου με τις μεθόδους της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης και ηλεκτρικής τομογραφίας. Η αντιστροφή τον δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας πραγματοποιήθηκε με τρεις μεθόδους, τη Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), τη Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method) και τη Μέθοδο Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust).

Στη συγκεκριμένη εφαρμογή , όπου οι καρστικές δομές παρουσιάζουν έντονη ανομοιογένεια , η πιο ενδεδειγμένη Μέθοδος Αντιστροφής είναι η τεχνική της Νόρμας L1 (Robust) γιατί περιγράφει καλύτερα τις απότομες μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που αναμένονται σε καρστικούς σχηματισμούς .

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η γεωφυσική έρευνα έχει ως στόχο την αξιοποίηση των γεωφυσικών γνώσεων για πρακτικούς σκοπούς. Οι γεωφυσικές τεχνικές εφαρμόζονται στην ανίχνευση της υπεδάφειας ρύπανσης και στον έλεγχο της ποιότητας των υπογείων υδάτων. Ειδικότερα, οι μέθοδοι της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (ηλεκτρική βυθοσκόπηση, ηλεκτρική τομογραφία) ανιχνεύουν άμεσα την παρουσία ρύπανσης στο υπέδαφος, μετρώντας τη μεταβολή στην αγωγιμότητα του υπεδάφους, η οποία προκαλείται από τους ρυπογόνους παράγοντες.

Στην περιοχή μελέτης έχει παρατηρηθεί το φαινόμενο της υφαλμύρινσης υπόγειων υδροφορέων. Με τον όρο «υφαλμύρινση υπόγειων υδροφορέων» εννοείται ύπαρξη όχι μόνο γλυκού αλλά και υφάλμυρου νερού στους υδροφορείς αυτούς. Η περιοχή μελέτης αποτελείται κυρίως από ανθρακικά πετρώματα και συγκεκριμένα από ασβεστόλιθους. Στους ασβεστόλιθους συχνά συναντώνται καρστικοί σχηματισμοί οι οποίοι ευνοούν την εμφάνιση του φαινομένου.

Η διπλωματική εργασία αυτή, με τίτλο «Γεωηλεκτρική Διασκόπηση στην Περιοχή Στύλου Αποκορώνου Χανίων», αποσκοπεί στον προσδιορισμό του μετώπου θαλασσινού / γλυκού νερού στην περιοχή Στύλος του Νομού Χανίων, όπου παρατηρήθηκε το φαινόμενο της υφαλμύρινσης σε υδρογεώτρηση, βορειοανατολικά του ομώνυμου χωριού.

Με την ολοκλήρωση της διπλωματικής μου εργασίας, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή και επιβλέποντα κύριο Αντώνη Βαφείδη, για την υποστήριξη και τη βοήθειά του. Επίσης, τον κύριο Hamdan Hamdan για τις συμβουλές του και την καλή συνεργασία.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους καθηγητές κυρίους Καρατζά Γεώργιο και Μανούτσογλου Μανόλη οι οποίοι συμμετέχουν ως μέλη της εξεταστικής επιτροπής.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ПЕРІЛНѰН	ii
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	iii
IIEPIEXOMENA	iv
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1 ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΚΑΙ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ	
ΕΦΑΡΜΟΓΩΝ	1
2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	4
2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	5
2.2 ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	8
3. ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗ	. 13
3.1 ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΟΥ ΠΑΡΑΚΤΙΟΥ ΚΑΡΣΤΙΚΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ	. 14
3.1.1 Παράκτιο καρστ ανοιχτό στη θάλασσα	. 16
3.1.2 Παράκτιο καρστ ατελώς φραγμένο στη θάλασσα	.17
3.1.3. Παράκτιο κάρστ ολοκληρωτικά φραγμένο στη θάλασσα	.17
3.1.4 Ισχύς του νόμου Ghyben – Herzberg (1889-1901)	.17
3.1.5 Επίδραση των αντλήσεων στη θέση της διεπιφάνειας	. 22
4. ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ	.27
4.1 EI Σ AI Ω I H.	.27
4.2 POH HAEKTPIKOY PEYMATO Σ Σ E OMOIOI ENH KAI I Σ OTPOIIH I H.	.27
4.3 ΦΑΙΝΟΜΕΝΗ ΕΙΔΙΚΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ	. 31
4.4 ΤΡΟΠΟΙ ΔΙΑΤΑΞΗΣ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ	. 31
4.5 ΠΑΡΑΙ ΟΝΤΕΣ ΕΠΙΛΟΓΗΣ ΤΗΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗΣ ΔΙΑΤΑΞΗΣ	25
ΗΛΕΚΙΡΟΔΙΩΝ	. 35
4.6 ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΙΟΜΟΙ ΡΑΦΙΑ	. 36
4.6.1 Εισαγωγη	. 30
4.6.2. Θεωρια	.31
4.6.5 Γροπος πραγματοποιησης των Μετρησεων	.3/
4.0.4 Αντιστροφη των Δεοομενων	
4.7 1 EV2HAEK I PIKH BY OUZKUIHZH	. 44
4.7.1 Ειδαγωγή	
4.7.2 Γροπος πραγματοποιησης Μετρησεων στην πλεκτρική δυσοσκοπηση	144 15
4.8.4 Πορβλήματα στην Ερμηνεία των Γεωηλεκτρικών Βυθοσκοσήσεων	.43 16
4.6.4 Прориции отпу Ерицузи $twy = zwijask tpikwy Bobookonijoswy$.40
$4.8.4.1$ Apgl $115,1000000 \mu \mu \alpha 5$.4/
4.0.4.2 Αρχη της Επικαλυψης 5 ΓΕΟΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΔΙΔΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΟ ΣΤΥΔΟ	/ 1 /
5.1 ΕΙΣΑΓΟΓΗ	4 8
5.2 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗΣ	50
5.2 1 Βυθοσκόπηση Ves1	50
5.2.1 Βυσοσκόπηση Ves?	51
5.2.2 Βυθοσκόπηση Ves3	.52
5.2.4 Βυθοσκόπηση Ves4	.54
5.2.5 Βυθοσκόπηση Ves5	.55
5.2.6 Βυθοσκόπηση Ves6	
5.2.7 Βυθοσκόπηση Ves7	
5.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ	.58
5.3.1 Γραμμή Ηλεκτρικής Τομογραφίας L1	. 59
5.3.1.1 Φάση 1: Διάταξη Wenner – Schlumberger	. 60

5.3.1.2 Φάση 2: Διάταξη Dipole-dipole	61
5.3.1.3 Φάση 2: Διάταξη Wenner – Schlumberger	62
5.3.2 Γραμμή Ηλεκτρικής Τομογραφίας L2	63
5.3.2.1 Διάταξη Dipole-Dipole	63
5.3.2.2 Διάταξη Wenner – Schlumberger	64
5.3.3 Γραμμή Ηλεκτρικής Τομογραφίας L3	65
5.3.3.1. Διάταξη Dipole-dipole	66
5.3.3.2. Διάταξη Wenner – Schlumberger	67
5.3.4 Γραμμή Ηλεκτρικής Τομογραφίας L4	68
5.3.4.1. Διάταξη Wenner-Schlumberger (βάθος: 155 m)	68
5.3.4.2. Διάταξη Wenner-Schlumberger (βάθος: 72,6 m)	
6.ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ ΣΤΟ ΣΤΥΛΟ	
6.1. ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗ Ves5	
6.2 ΓΡΑΜΜΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ L1	73
6.3. ΓΡΑΜΜΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ L2	75
6.4. ΓΡΑΜΜΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ L3	
6.5 ΓΡΑΜΜΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ L4	77
6.6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	
ПАРАРТНМА	

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι γεωφυσικές μέθοδοι της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, κυρίως η ηλεκτρική βυθοσκόπηση και η ηλεκτρική τομογραφία, έχουν χρησιμοποιηθεί από πολλούς ερευνητές για τον εντοπισμό και τη χαρτογράφηση των ζωνών ανάμειξης του θαλασσινού με το γλυκό νερό, καθώς οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των διαφόρων πετρωμάτων επηρεάζονται από την αλατότητα του νερού. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα με τις μεθόδους αυτές να είναι δυνατόν να γίνει διαχωρισμός πετρωμάτων που περιέχουν υφάλμυρο νερό από αυτά με γλυκό νερό.

1.1 ΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΚΑΙ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΕΦΑΡΜΟΓΩΝ

Ο Singh και οι συνεργάτες του (2004) κατάφεραν να χαρτογραφήσουν το μέτωπο γλυκού και θαλασσινού νερού στην περιοχή της Orissa της Ινδίας, χρησιμοποιώντας την μέθοδο της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης, ενώ οι Nassir και Nawawi (2000) απέδειξαν ότι η ηλεκτρική τομογραφία αποτελεί ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο για την χαρτογράφηση του μετώπου ανάμειξης αλμυρού και γλυκού νερού, καθώς με αυτήν την μέθοδο μπορεί να απεικονιστεί η πλευρική διαφοροποίηση αλατότητας των υπογείων νερών μέσα σε περατούς γεωλογικούς σχηματισμούς στην περιοχή Yan της Μαλαισίας.

Στην περιοχή Korin του Ιράν, ο Lashkaripour (2003) πραγματοποίησε ένα πυκνό δίκτυο ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων με σκοπό τον προσδιορισμό του πάχους, του βάθους και της θέσης του υδροφορέα. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα τον ποσοτικό και ποιοτικό προσδιορισμό της υδροφορίας της περιοχής για μελλοντική εκμετάλλευση. Επίσης, εκτιμήθηκε η ποιότητα υπόγειου νερού και εντοπίστηκε και το μέτωπο ανάμειξης του με το θαλασσινό νερό στην παράκτια περιοχή Chennai της Ινδίας από τους Gnanasundar και Elango (1999) χρησιμοποιώντας την ηλεκτρική βυθοσκόπηση.

Ο Imhof και οι συνεργάτες του (2001) χρησιμοποίησαν την ηλεκτρική βυθοσκόπηση για την οριοθέτηση των ζωνών υφαλμύρινσης στην περιοχή Colonia Lloveras της Αργεντινής με εντυπωσιακά αποτελέσματα. Ο υδροφόρος ορίζοντας σε αλλουβιακές προσχώσεις εντοπίστηκε από τους Singh και Yadav (1982) στην περιοχή της Allahabad της Ινδίας χρησιμοποιώντας ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις. Παρόμοια εντυπωσιακά αποτελέσματα έδωσε η εφαρμογή της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης στην περιοχή Omaruru της Ναμίμπιας, όπου ο υδροφόρος ορίζοντας εντοπίστηκε σε αλλουβιακές προσχώσεις από τον Beer και τους συνεργάτες του (1981).

1

Ο Casas και οι συνεργάτες του (2004) χρησιμοποίησαν τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας για να χαρτογραφήσουν το μέτωπο γλυκού και θαλασσινού νερού στη περιοχή Empordà της βορειοανατολικής Ισπανίας για περιβαλλοντικούς σκοπούς. Παλιότερα η μέθοδος της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης εφαρμοζόταν για τον ίδιο σκοπό, δεν ήταν δυνατόν όμως να εντοπίσει τις πλευρικές μεταβολές της αντίστασης του υπεδάφους. Ο σκοπός της μελέτης αυτής ήταν να εκτιμηθεί η ακρίβεια και η αξιοπιστία της ηλεκτρικής τομογραφίας και η αποτελεσματικότητά της σε συνδυασμό με γεωχημικά δεδομένα σε παράκτιες περιοχές. Χρησιμοποιήθηκαν συμβατικές διατάξεις ηλεκτροδίων (Wenner, Schlumberger, Wenner-Schlumberger και διπόλου-διπόλου) και μέθοδοι αντιστροφής όπως η Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method) και η Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust).

Ο Crane και οι συνεργάτες του (2002-2005) ερεύνησαν τα υπόγεια νερά στην περιοχή Turkmenistan με διάφορες γεωφυσικές μεθόδους. Με την εφαρμογή σεισμικών και ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων μπόρεσαν να εκτιμήσουν τα κορεσμένα σε νερό στρώματα του υπεδάφους καθώς και την αλατότητα τους. Η έρευνά τους στηρίχθηκε στο ότι οι γεωηλεκτρικές μέθοδοι εντοπίζουν το βάθος της διεπιφάνειας μεταξύ αλμυρού και γλυκού νερού (Fitterman και Stuart, 1986, Goldman et al., 1991) αλλά γενικότερα δεν προτιμούνται για τον εντοπισμό του βάθους του υδροφόρου ορίζοντα. Ο συνδυασμός γεωηλεκτρικών και σεισμικών μεθόδων δεν οριοθετεί μόνο το υπόγειο νερό αλλά προσδιορίζει και την αλατότητα (Shtivelman και Goldman, 2000).

Εκτός από τις μεθόδους της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, έχουν χρησιμοποιηθεί και άλλες γεωφυσικές μέθοδοι για τον εντοπισμό του υδροφόρου ορίζοντα, αλλά και της ζώνης υφαλμύρινσης. Οι Haxhiu και Uci (1994) χρησιμοποίησαν συνδυασμό ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων και επαγόμενης πολικότητας για τον εντοπισμό της ζώνης υφαλμύρινσης του υπογείου νερού στην περιοχή Lushnja της Αλβανίας. Ο Parkish και οι συνεργάτες του (1980) συνδύασαν ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις και διαγραφίες για την υδρογεωλογική μελέτη της περιοχής Deccan Τrap με μεγάλη επιτυχία.

Σε παράκτιες περιοχές η γνώση της στρωματογραφίας, όσον αφορά τα δομικά χαρακτηριστικά της και το βάθος του υποβάθρου βοηθά στην κατανόηση των αιτίων της υφαλμύρινσης. Οι σεισμικές μέθοδοι (ανάκλασης και διάθλασης) έχουν χρησιμοποιηθεί κατά καιρούς σε τέτοιες περιοχές με σκοπό την ακριβή περιγραφή των γεωλογικών δομών, για τον προσδιορισμό του μετώπου γλυκού / θαλασσινού νερού σε συνδυασμό με τις ηλεκτρικές μεθόδους. Ο Balia και οι συνεργάτες του (2003) χρησιμοποίησαν την μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης για την χαρτογράφηση των γεωλογικών σχηματισμών του Τεταρτογενούς αλλά και του παλαιοζωικού υπόβαθρου. Ο συνδυασμός σεισμικών και ηλεκτρικών μεθόδων προσδιόρισε με μεγάλη επιτυχία το μέτωπο γλυκού / θαλασσινού νερού, σε περιοχή της νοτιοανατολικής Σαρδηνίας. Ο Mela (1997) προτείνει την χρήση της σεισμικής ανάκλασης υψηλής ανάλυσης για την εκτίμηση των υδρογεωλογικών παραμέτρων, όπως είναι η υδραυλική αγωγιμότητα και το μήκος συσχέτισης της (correlation length of hydraulic conductivity). Αξιόπιστη εκτίμηση τέτοιων παραμέτρων μπορεί να επιτευχθεί καθώς η σεισμική ταχύτητα των γεωλογικών σχηματισμών και το πορώδες συνδέονται άμεσα.

Οι Jarvis και Knight (2002) επίσης, θεωρούν ότι είναι εφικτή η εκτίμηση των υδραυλικών παραμέτρων των γεωλογικών σχηματισμών, χρησιμοποιώντας την μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης. Ανέπτυξαν μια μεθοδολογία για τον υπολογισμό της σεισμικής ταχύτητας, σύμφωνα με την οποία γίνεται διαχωρισμός των γεωλογικών σχηματισμών σε διάφορους τύπους λιθολογίας και στη συνέχεια εκτίμηση των υδραυλικών παραμέτρων των ιζηματογενών πετρωμάτων.

Ο Haeni (1986) εφάρμοσε την μέθοδο της σεισμικής διάθλασης στην περιοχή της Νέας Αγγλίας για τη χαρτογράφηση του υπόβαθρου, αλλά και το προσδιορισμό του βάθος και του πάχους των υπερκείμενων υδροφορέων με μεγάλη επιτυχία.

2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Αφορμή για την έναρξη της παρούσας διερεύνησης, αποτέλεσε η διαπίστωση παρουσίας υφάλμυρων υδάτων σε ερευνητικές γεωτρήσεις που είχε πραγματοποιήσει ο Ο.Α.ΔΥ.Κ. κατά την χρονική περίοδο 1981-1982, σε πόλγη που βρίσκεται 1300 m περίπου, Β-ΒΔ του οικισμού Στύλος, στην επαρχεία Αποκορώνου, του νομού Χανίων (σχήμα 2.1 και 2.2).



Σχήμα 2.1: Θέση της επαρχίας Αποκορώνου στην Κρήτη





Βασικός στόχος της διερεύνησης αποτέλεσε η διαπίστωση των γεωλογικών δομών που οφείλονται για την παρουσία αυξημένων Cl⁻ στα ύδατα της περιοχής. Κύρια πηγή πληροφόρησης για την γεωλογία της περιοχής αρχικά αποτέλεσε ο αντίστοιχος γεωλογικός χάρτης του Ι.Γ.Μ.Ε, (φύλλο Χανιά, κλίμακα 1:50000). Η απουσία χαρτογραφημένων δομών γύψου, ανυδρίτη, ή ορυκτού αλατιού στην περιοχή οδήγησε αρχικά στην εκτίμηση, ότι η πιθανότερη αιτία για την αλμύρινση των υπογείων υδάτων, οφείλεται σε διείσδυση της θάλασσας. Βόρεια της πόλγης βρίσκεται ο θαλάσσιος κόλπος της Σούδας, με την θάλασσα να απέχει από 2900 m (απόσταση από Βορρά), έως και 4000 m περίπου (απόσταση από ΒΑ, στην θέση όπου εκβάλλει ο ποταμός Κοιλιάρης).

2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η περιοχή μελέτης που διοικητικά ανήκει στο Νομό Χανίων εκτείνεται νοτίως της εθνικής οδού Χανίων Ρεθύμνης. Στο δυτικό τμήμα της οριοθετείται από προαλπικούς σχηματισμούς που δημιουργούν έντονο ανάγλυφο ενώ το πεδινό ανατολικό της τμήμα διαρρέουν οι ποταμοί Κοιλιάρης και Μεσοπόταμος. Στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής σχηματίζεται το φαράγγι του Κεραμιού (Δικτάμου) στην βόρεια έξοδο του οποίου υπάρχουν χαρακτηριστικές καρστικές δομές.

Σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο ΧΑΝΙΑ, κλίμακα 1:50.000, 1996), στην υπό μελέτη περιοχή συναντώνται οι ακόλουθοι σχηματισμοί (σχήμα 2.3):



Σχήμα 2.3: Απόσπασμα από το φύλλο χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (Φύλλο Χανιά, κλίμακα 1:50.000, 1996) σε κλίμακα 1:25.000.

ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ (ΟΛΟΚΑΙΝΟ)

- Αλλουβιακές προσχώσεις (Qal1): Πηλοί, άργιλλοι, άμμοι και χαλίκια. Οι αποθέσεις αυτές είναι χαλαρές και μικρού πάχους (πάχος μικρότερο του ενός μέχρι και μερικά μέτρα).
- Προσχωματικές αποθέσεις ερυθρογής (Qtr): Παρατηρούνται εντός καρστικών εγκοίλων.

MEIOKAINO

- Μάργες (Mim): Κιτρινόφαιες έως λευκοκίτρινες, πολλές φορές εναλλασσόμενες με στρώματα μαργαικών ψαμμιτών και πλακώδων μαργαικών ασβεστολίθων ενώ εγκλείουν απολιθώματα θαλάσσιων μαλακίων.
- Μαργαϊκός Ασβεστόλιθος (Mik): Συμπαγής, λευκοκίτρινος έως λευκότεφρος, με θαλάσσια απολιθώματα (ελασματοβράχια, εχινόδερμα, βρυόζωα, εχίνους, θραύσματα οστρακόδερμων και πλούσια μικροπανίδα).

ΤΡΙΑΔΙΚΟ - ΚΡΗΤΙΔΙΚΟ

Ζώνη Τρίπολης

Ασβεστόλιθοι (T_{R-kk}): Συμπαγείς, λευκόφαιοι έως υποκύανοι, μικροκρυσταλλικοί έως στιφροί συνήθως με θραύσματα ρουδιστών, ενίοτε λατυποπαγείς, κατά τόπους δολομιτιωμένοι και ισχυρά καρστικοποιημένοι. Ενδεχομένως να περιλαμβάνονται και κατώτερα μέλη, ιουρασικής έως τριαδικής ηλικίας, χωρίς αυτό να επιβεβαιώνεται παλαιοντολογικά.

ΠΑΛΑΙΟΖΩΪΚΟ-ΜΕΣΟΖΩΪΚΟ

- Μεταμορφωμένο Υπόβαθρο Κρυσταλλοσχιστώδους Κρήτης
- Ασβεστόλιθοι (Pz-Mzk) : συμπαγείς, κρυσταλλικοί, λευκοί έως λευκόφαιοι, κατά τόπους ύπομέλανες, κυανόφαιοι, λεπτοπλακώδεις, ενίοτε δολομιτικοί και

κατά τόπους δολομίταις του αύτοχθόνου συστήματος της νήσου Κρήτης, μη προσδιορισθείσης ηλικίας, πιθανόν παλαιοζωϊκής ή έως και μεσοζωικής.

Κρυσταλλικοί σχιστόλιδοι του αυτοχθόνου συστήματος της Κρήτης (Pz-Mzsh) : (φυλλίτες, μαρμαρυγιακοί, γραφιτικοί, σερικιτικοί, χαλαζιτικοί, χλωριτικοί και λαμπυρίζοντες σχιστόλιθοι), κατά τόπους έγκλείοντες πλακώδεις μέλανας ασβεστόλιθους. Ύποπράσινοι περιδοτίτες (π), έξαλλοιωμένοι σε σερπεντίνη, ενίοτε με φλέβες αμιάντου. Συμπαγής ύποπρασινίζων διαβάσης (δ).

Η στρωματογραφική στήλη από το σχετικό φύλλο χάρτη φαίνεται στο σχήμα 2.4.



Σχήμα 2.4: Στρωματογραφική στήλη από Ι.Γ.Μ.Ε. (Φύλλο Χανιά).

2.2 ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Στην παρούσα έκθεση συγκεντρώθηκαν και παρουσιάζονται πρόσφατα υδρολογικά στοιχεία που ελήφθησαν από το Ι.Γ.Μ.Ε. και αφορούν στο χρονικό διάστημα από τον Φεβρουάριο του 2004 έως τον Ιανουάριο του 2007, καθώς επίσης πραγματοποιήθηκαν και χημικές αναλύσεις σε δείγματα νερού που ελήφθησαν από την ερευνητική ομάδα του Πολυτεχνείου Κρήτης το Δεκέμβριο του 2006.

Η στάθμη του νερού στις γεωτρήσεις Λ17, Λ18 και Λ19 μετρήθηκε από την επιφάνεια του εδάφους. Στο Σχήμα 2.5 και στον Πίνακα 2.1 παρατίθενται οι θέσεις και τα δεδομένα του ύψους της στάθμης του νερού για τις τρεις προαναφερθείσες γεωτρήσεις, αντίστοιχα. Στις γεωτρήσεις Λ17 και Λ19 η στάθμη του νερού βρίσκεται στα 20 m περίπου (Σχήμα 2.6) από την επιφάνεια του εδάφους, ενώ στην Λ18 βρίσκεται στα 120 m περίπου. Το γεγονός αυτό οφείλεται στην διαφορά υψομέτρου μεταξύ των γεωτρήσεων. Η γεώτρηση Λ19 παρουσιάζει τη μικρότερη διακύμανση στην στάθμη του νερού (2 m) για το χρονικό διάστημα των μετρήσεων, ενώ η γεώτρηση Λ18, τη μεγαλύτερη (10 m). Η διακύμανση της στάθμης του νερού εξαρτάται από την εποχή του έτους (Σχήμα 2.6)

Για τις χημικές αναλύσεις σε δείγματα νερού, πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία σε 3 υδρογεωτρήσεις (ΥΓΦ2, ΥΓΦ3 & ΥΓΦ5 – Σχήμα 2.5) και στην πηγή Ναυστάθμου που βρίσκεται Δ-ΒΔ από το χωριό Καλάμι (Spring 3 – Σχήμα 2.5). Εκτός από την συγκέντρωση των κατιόντων και ανιόντων μετρήθηκαν επίσης το pH, η αγωγιμότητα, δείκτες πιθανής ρύπανσης, καθώς και η συγκέντρωση ιχνοστοιχείων (Πίνακας 2.2). Η μέγιστη αγωγιμότητα μετρήθηκε στην πηγή του Ναυστάθμου, ενώ στην ίδια πηγή παρατηρήθηκαν και οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις ιόντων Mg, Na, SO₄ και CI. Στον Πίνακα 2.2 παρατίθενται τα στοιχεία των χημικών αναλύσεων, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν. στο Πολυτεχνείο Κρήτης (Συνδυασμένη Γεωφυσική Έρευνα για την Ανίχνευση του Μετώπου Υφαλμύρινσης και τη Διαχείριση των Υπόγειων Νερών στην Περιοχή Στύλος Χανίων, Βαφείδης, Α., 2006).



Σχήμα 2.5: Διαχωρισμός της ευρύτερης περιοχής μελέτης σε μικρότερες χωρικές ενότητες, όπου απεικονίζονται και οι θέσεις των πηγών και των γεωτρήσεων(Συνδυασμένη Γεωφυσική Έρευνα για την Ανίχνευση του Μετώπου Υφαλμύρινσης και τη Διαχείριση των Υπόγειων Νερών στην Περιοχή Στύλος Χανίων, Βαφείδης, Α., 2006).

Πίνακας 2. 1: Ύψος της στάθμης του νερού στις γεωτρήσεις Λ17, Λ18 και Λ19 για το χρονικό διάστημα από τον Φεβρουάριο του 2004 έως τον Ιανουάριο του 2007 (Συνδυασμένη Γεωφυσική Έρευνα για την Ανίχνευση του Μετώπου Υφαλμύρινσης και τη Διαχείριση των Υπόγειων Νερών στην Περιοχή Στύλος Χανίων, Βαφείδης, Α., 2006).

α/α	έτος	Σ ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΣΤΑΘΜΗ σε m από την επιφάνεια του εδάφους			
			Λ17	Л18	Λ19	
1	2004	26/02/04	17,90	126,20	19,29	
2		22/04/04	18,90	126,50	19,30	
3		20/05/04		128,80		
4		04/02/05		133,00		
5]	11/03/05		130,00		
6	1	07/04/05	18,85	129,65	20,40	
7	1	10/05/05		130,67		
8	1	03/06/05		132,00		
9	2005	13/07/05	25,06	134,86	20,97	
10	1	03/08/05		135,47		
11	1	06/09/05		136,10	1	
12	1	06/10/05	25,04	136,05	21,50	
13]	03/11/05		136,27		
14	1	12/12/05	21,10	132,63		
15		05/01/06	21,10	132,30	21,22	
16		20/02/06		127,41		
17	1	10/03/06		127,08		
18	1	12/04/06	18,13	127,25	19,13	
19	1	18/05/06		132,25		
20	2006	15/06/06		132,98		
21	2000	06/07/06	24,93	134,16	20,79	
22]	10/08/06		135,25		
23	1	14/09/06		135,92		
24]	20/10/06	19,17	133,86	21,25	
25		20/11/06		127,40		
26	1	05/12/06		128,70		
27	2007	15/01/07	17,18	129,85	20,35	



Σχήμα 2.6: Διάγραμμα διακύμανσης της στάθμης του νερού στις γεωτρήσεις Λ17, Λ18 και Λ19 για το χρονικό διάστημα από τον Φεβρουάριο του 2004 έως τον Ιανουάριο του 2007(Συνδυασμένη Γεωφυσική Έρευνα για την Ανίχνευση του Μετώπου Υφαλμύρινσης και τη Διαχείριση των Υπόγειων Νερών στην Περιοχή Στύλος Χανίων, Βαφείδης, Α., 2006).

11

Πίνακας 2. 2: Χημικές αναλύσεις γεωτρήσεων και πηγών της περιοχής μελέτης (Συνδυασμένη Γεωφυσική Έρευνα για την Ανίχνευση του Μετώπου Υφαλμύρινσης και τη Διαχείριση των Υπόγειων Νερών στην Περιοχή Στύλος Χανίων, Βαφείδης, Α., 2006).

.

ΓΕΩΤΡΗΣΕΙΣ - ΠΗΓΕΣ		ΓΕΩΤΡΗΣΗ ΥΓΦ1	ΓΕΩΤΡΗΣΗ ΥΓΦ2	ΓΕΩΤΡΗΣΗ ΥΓΦ3	ΠΗΓΗ ΝΑΥΣΤΑΘ ΜΟΥ	
рН			8.5	7.6	8.2	8.5
Αγωγιμότητα (μS/cm) στους 25° C			411	867	589	1056
	VIIONTA	Ca	58.4	47.1	62.2	60.5
ά λίτρο		Mg	8.4	16.6	13.3	23.2
		Na	18.4	95.8	41.6	129
a av	\mathbf{K}_{ℓ}	К	2.2	3.9	1.3	3.9
nhh		CO ₃	0.0	0.0	0.0	0.0
γρο	Y	HCO ₃	177	181	201	199
στ ό)	IN	Cl	40.1	177	80.8	216
01/) 1g/]	NIC	SO ₄	15.3	2.7	22.6	58.3
(III XI	AI	NO ₃	12.4	18.6	12.4	3.1
Δείκτες ΝΟ ₂ πιθανής ρύπανσης ΝΗ ₄ (mg/l)		NO ₂	0.100	0.100	< 0.050	< 0.050
				0.0	<0. 2 (< 0.20
(mg/l)	ης	NH ₄	< 0.26	< 0.26	< 0.26	< 0.26
(mg/l)	ης	NH ₄ Cr	< 0.26 < 5	< 0.26	< 0.26	< 0.26
(mg/l)	ης	NH4 Cr As	< 0.26 < 5 < 5	< 0.26 < 5 < 5	< 0.26 < 5 < 5	< 0.26 < 5 < 5
(mg/l) (Van	ης	NH4 Cr As Cd	< 0.26 < 5 < 5 < 1	< 0.26 < 5 < 5 < 1	< 0.26 < 5 < 5 < 1	< 0.26 < 5 < 5 < 1
(mg/l) (l/bu) od:	ព្ទ	NH4 Cr As Cd Cu	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5
. (ng/l) (γτρο (mg/l)	າ(ປະເທດ	NH4 Cr As Cd Cu Al	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 27	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 60	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 80	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 < 10
. (ng/l) (l) ανά λίτρο (mg/l)	μ ναλύσεις	NH4 Cr As Cd Cu Al Ni	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 27 < 5	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 60 < 5	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 80 < 5	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 < 10 < 5
. (]) μα ανά λίτρο (mg/l)	ά Αναλύσεις	NH4 Cr As Cd Cu Al Ni Pb	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 27 < 5 < 5 < 5	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 60 < 5 < 5	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 80 < 5 < 5 < 5	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 < 10 < 5 < 5 < 5
. (]) mg (l/gm) ο(μανά λίτρο (mg/l)	π ιικές Αναλύσεις	NH4CrAsCdCuAlNiPbZn	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 27 < 5 < 5 138	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 60 < 5 < 5 < 5 38	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 80 < 5 < 5 < 5 99	< 0.26 < 5 < 5 < 5 < 1 < 5 < 5 < 5 < 5 < 5
. (] /m (l/gm) ολά γίτρο (mg/l)	🕈 Πμικές Αναλύσεις	NH4CrAsCdCuAlNiPbZnMn	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 27 < 5 < 5 < 5 138 132	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 60 < 5 < 5 < 5 38 235	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 80 < 5 < 5 99 39	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 < 10 < 5 < 5 < 5 < 5 < 5
. () () () () () () () () () () () () () (π τές Χημικές Αναλύσεις	NH4CrAsCdCuAlNiPbZnMnFe	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 27 < 5 < 5 138 132 990	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 60 < 5 < 5 38 235 590	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 80 < 5 < 5 99 39 980	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 < 10 < 5 < 5 < 5 < 5 < 5 < 5 100
. () Μικρόγραμμα ανά λίτρο (mg/l)	ιδικές Χημικές Αναλύσεις	NH4CrAsCdCuAlNiPbZnMnFeBa	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 27 < 5 < 5 < 5 138 132 990 13	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 60 < 5 < 5 38 235 590 15	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 80 < 5 < 5 99 39 980 27	< 0.26 < 5 < 5 < 1 < 5 < 10 < 5 < 5 < 5 < 5 < 5 < 5 100 68

3. ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗ

Στην περιοχή μελέτης, όπως προαναφέρθηκε, έχει παρατηρηθεί το φαινόμενο της υφαλμύρινσης. Ο όρος «υφαλμύρινση υπόγειου υδροφορέα» αναφέρεται στην ύπαρξη όχι μόνο γλυκού αλλά και υφάλμυρου νερού στους υδροφορείς αυτούς (Νάνου-Γιάνναρου, Α., (2001), Υφαλμύρινση Παράκτιων Υδροφορέων, Συμπόσιο «Αιγαίο-Νερό-Βιώσιμη Ανάπτυξη»). Αιτία της υφαλμύρινσης μπορεί να είναι γεωλογικοί παράγοντες, συνήθως όμως το φαινόμενο παρατηρείται κατά τη διείσδυση θαλάσσιου νερού στους παράκτιους υδροφορείς. Η διείσδυση αλμυρού νερού σε παράκτιους υδροφορείς μπορεί να οφείλεται τόσο σε φυσικούς παράγοντες (πχ. ανύψωση της στάθμης της θάλασσας), όσο και σε ανθρωπογενείς (υπεραντλήσεις) ή πολλές φορές συνδυασμό των δύο. Η υφαλμύρινση υπόγειων υδροφορέων αποτελεί ειδική περίπτωση υπόγειας ροής και αφορά συγκεκριμένους υδροφορείς, με γνωστά υδρογεωλογικά χαρακτηριστικά. Όταν ο ρυθμός άντλησης σε φρέατα κοντά στη θάλασσα υπερβεί το ρυθμό φυσικής ή τεχνητής επαναφόρτισης του υδροφορέα, τότε θαλάσσιο νερό εισρέει στους υδροφορείς, καταστρέφοντάς τους από πηγή πόσιμου νερού. Το φαινόμενο δεν μπορεί να θεωρηθεί αναστρέψιμο, γι' αυτό η αντιμετώπισή του συνδέεται πρακτικά με πρόβλεψη και ορθή διαχείριση.

Η περιοχή μελέτης αποτελείται κυρίως από ανθρακικά πετρώματα και συγκεκριμένα από ασβεστόλιθους (μαργαικούς και Τρίπολης). Στους ασβεστόλιθους συχνά συναντώνται καρστικές δομές. Η δημιουργία καρστικών φαινομένων συνδέεται πάντα με την παρουσία ορισμένων πετρωμάτων τα οποία πρέπει να είναι ευδιάλυτα και να αφήνουν ελάχιστο υπόλειμμα, ώστε τα διάκενα να διευρύνονται με τη διεργασία της διάλυσης αλλά και να παραμένουν ανοιχτά, για να είναι δυνατή η κίνηση του νερού μέσω αυτών στο υπέδαφος. Τα καρστικά πετρώματα, που έχουν μεγάλη υδρογεωλογική σημασία για το Μεσογειακό χώρο γενικότερα και τον Ελλαδικό χώρο ειδικότερα, είναι τα ανθρακικά πετρώματα.

Η υδροδυναμική του παράκτιου καρστικού συστήματος αναλύεται στην παρακάτω ενότητα (Καλλέργης 2001).

3.1 ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΟΥ ΠΑΡΑΚΤΙΟΥ ΚΑΡΣΤΙΚΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ

Τα συστήματα αυτά σχηματίζονται σε καρστοποιημένες μάζες πετρωμάτων, που βρίσκονται κοντά στην ακτή (Stepanovic 1962, Milanovic 1981). Το κύριο χαρακτηριστικό τους είναι η στενή υδραυλική τους σχέση με το θαλασσινό νερό και η άμεση επαφή γλυκού και αλμυρού νερού. Συχνά η διείσδυση του θαλασσινού νερού στην ενδοχώρα προκαλεί αλμύρινση του υδροφόρου ψηλότερα από τη στάθμη της θάλασσας.

Οι Kohout et al (1972) θεωρούν ότι η αλμύρινση μπορεί να γίνει μέσω αγωγών, οι οποίοι καταλήγουν στον πυθμένα της θάλασσας, πολύ μακριά από την ακτή και σε μεγάλο βάθος. Οι ερευνητές αυτοί αναφέρουν υποθαλάσσια πηγή της Φλόριδας (Red Snapper Sink) που βρίσκεται σε απόσταση 40 km από την ακτή, που ο κατακόρυφος αγωγός της ξεκινά από τον πυθμένα της θάλασσας σε απόλυτο υψόμετρο -27 m και φτάνει σε υψόμετρο -200 m περίπου. Η διάμετρος του αγωγού ανέρχεται σε 50 m. Ο αγωγός αυτός, κατά τους Kohout et al (1972), προκαλεί, μέσω του καρστικού συστήματος της πηγής, αλμύρινση μέρους του καρστικού υδροφόρου της Φλόριδας.

Σε σπανιότερες περιπτώσεις, η αλμύρινση του παράκτιου υδροφόρου μπορεί να οφείλεται σε απολιθωμένο θαλασσινό νερό, που εγκλωβίστηκε στους καρστικούς αγωγούς σε παλιότερες γεωλογικές εποχές.

Σε έναν παράκτιο καρστικό υδροφόρο, ο Stepanovic (1962) διακρίνει τρεις ζώνες: ζώνη γλυκού νερού, υφάλμυρη ζώνη (μεταβατική) και ζώνη αλμυρού νερού.

Η πρόσφατη αλμύρινση των παράκτιων καρστικών υδροφόρων λαμβάνει χώρα με τους εξής μηχανισμούς (Milanovic, 1981):

με καρστικούς αγωγούς που το συνολικό τους μήκος βρίσκεται σε επαφή με τη θάλασσα,

— όταν το στεγανό διάφραγμα, ανάμεσα στο καρστικό σύστημα και στη θάλασσα,
 διαταραχτεί κατά θέσεις από τη διάβρωση ή τον τεκτονισμό.

 — όταν το στεγανό διάφραγμα βρίσκεται, μερικά, κάτω από τη στάθμη της θάλασσας.

— όταν το στεγανό διάφραγμα είναι πολύ ρηχό, οπότε η κυκλοφορία γίνεται κάτω απ' αυτό. Έχει παρατηρηθεί αλμύρινση καρστικών υδροφόρων σε αποστάσεις από την ακτή προς την ενδοχώρα μέχρι 10 km. Τα παλιρροιακά φαινόμενα της θάλασσας επηρεάζουν - με υστέρηση 20 min μέχρι μιας ώρας σε αποστάσεις από την ακτή 700 -1250m - το ρυθμό αλμύρινσης των παράκτιων υδροφόρων (σχήμα 3.1). Η άμεση σύνδεση του καρστικού συστήματος και της θάλασσας, οδηγεί σε μεγάλη διακύμανση της

περιεκτικότητας σε χλωριόντα, της υφάλμυρης ζώνης. Όταν η διακύμανση αυτή είναι μεγάλη (της τάξης μερικών χιλιάδων mg/l Cl⁻) η υφάλμυρη ζώνη μπορεί να έχει εύρος μερικών χιλιομέτρων (Mijatovic,1967) ενώ το μέγεθος της ζώνης γλυκού νερού μικραίνει σημαντικά, όταν οι υδραυλικές κλίσεις προς τη θάλασσα είναι μικρές.

Όπως προαναφέρθηκε, η σημερινή θέση των παράκτιων καρστικών συστημάτων είναι αποτέλεσμα, αφ' ενός μεν των κατακόρυφων ευστατικών κινήσεων του Τεταρτογενούς και αφ' ετέρου των νεοτεκτονικών κινήσεων που έπληξαν το χώρο του Αιγαίου.



Σχήμα 3.1: Διάγραμμα μεταβολής της αλατότητας των παράκτιων πηγών Vrilo (καμπύλες 2, 3 και 4) σε σχέση με τις μεταβολές της στάθμης της θάλασσας (1) (κατά Mijatovic 1967, από Milanovic 1981).

Έτσι, διαπιστώνεται σήμερα, ενεργά καρστικά συστήματα να βρίσκονται όχι απλώς σε αρνητικά υψόμετρα, αλλά σε βάθη μεγαλύτερα των 150 m. κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. Τα συστήματα αυτά αποτελούνται από ένα σύνολο αγωγών, θα έλεγε κανείς, που μερικοί απ' αυτούς είναι δρόμοι κυκλοφορίας θαλασσινού νερού, ώστε συχνά να προκαλείται ρύπανση του γλυκού νερού από το θαλασσινό. Η ρύπανση αυτή είναι μικρότερη ή μεγαλύτερη, ανάλογα με τον τύπο του κάρστ, όπως αυτός καθορίζεται σε σχέση με τη δυνατότητα ελεύθερης επικοινωνίας με τη θάλασσα. Οι πιο συνηθισμένοι τύποι του παράκτιου κάρστ απεικονίζονται στο σχήμα 3.2.



Σχήμα 3.2: Οι πιο συνηθισμένοι τύποι του παράκτιου κάρστ: (a) ανοιχτό στη θάλασσα, (b) με ημιτελή φραγμό προς τη θάλασσα, (c) με «επικρεμάμενο» φραγμό προς τη θάλασσα, (Mijatovic, 1978 με τροποποιήσεις) και (d) φραγμένο προς τη θάλασσα. 1: θάλασσα, 2: καρστικό υδροφόρο σύστημα, 3: ζώνη γλυκού νερού, 4: μεταβατική ζώνη, 5: ζώνη αλμυρού νερού, 6: φλύσχης, 7: υπόγειο στεγανό διάφραγμα, 8: παράκτια πηγή, 9: υποθαλάσσια πηγή και 10: περιοχή που προσφέρεται για την εκτέλεση έργων υδρομάστευσης.

3.1.1 Παράκτιο καρστ ανοιχτό στη θάλασσα

Τα ανθρακικά πετρώματα, που φιλοξενούν το καρστικό σύστημα, διαβρέχονται από τη θάλασσα (σχήμα 3.2a). Το χαρακτηριστικό σ' αυτό το κάρστ είναι ότι η κατασκευή οποιουδήποτε έργου υδροληψίας και η άντληση, έστω και της ελάχιστης παροχής γλυκού νερού, προκαλεί τη δημιουργία νέων συνθηκών ισορροπίας γλυκού θαλασσινού νερού, που υποχρεωτικά εκδηλώνεται με προχώρηση, λιγότερο ή περισσότερο, του αλμυρού μετώπου στην ενδοχώρα. Στην περίπτωση που το κάρστ αποτελείται από «ομοιογενές» δίκτυο μικροδιακλάσεων, ο ρόλος της διαφοράς πυκνότητας των δύο ρευστών (γλυκού και θαλασσινού νερού) είναι καθοριστικός και οι μετακινήσεις του αλμυρού μετώπου ή του αλμυρού κώνου γίνονται σχεδόν σύμφωνα με το νόμο του Ghyben – Herzberg (1889-1901). Η προσομοίωση, μαθηματική ή άλλη, αυτού του κάρστ είναι δυνατή. Όταν το ανοιχτό κάρστ αποτελείται από διαμορφωμένους αγωγούς, σαφώς προνομιακών ροών, τότε οι απολήψεις είναι περιορισμένες και βραχυχρόνιες, η ρύπανση γίνεται γρήγορα, η προσομοίωση, μαθηματική ή άλλη, είναι ανέφικτη και ο Νόμος Ghyben – Herzberg (1889-1901) δεν ισχύει. Το κάρστ αυτό βρίσκεται κάτω από την άμεση επίδραση των παλιρροιακών φαινομένων (σχήμα 3.2a).

3.1.2 Παράκτιο καρστ ατελώς φραγμένο στη θάλασσα

ι) Ο φραγμός βρίσκεται λίγο χαμηλότερα από τη στάθμη της θάλασσας (σχήμα 3.2b). Εδώ, κατά κανόνα, η αλμυρή ζώνη δημιουργήθηκε προοδευτικά κατά το Τεταρτογενές, λόγω των κατακόρυφων κινήσεων της θάλασσας. Η αλμυρή ζώνη αυτή αναπτύσσεται ανάμεσα στην κορυφή του φραγμού (στεγανό πέτρωμα π.χ. φλύσχης) και στη βάση του καρστικού συστήματος. Εδώ μπορεί να γίνουν έργα υδροληψίας κατακόρυφα στην περίπτωση του κάρστ μικροδιακλάσεων, οριζόντια στην περίπτωση του κάρστ με προνομιακές ροές, διατηρώντας πάντα φορτίο ικανό να εμποδίσει την είσοδο της αλμυρής ζώνης στο έργο υδροληψίας.

ι) Επικρεμάμενος φραγμός (σχήμα 3.2c). Η επικοινωνία του καρστικού συστήματος με τη θάλασσα γίνεται κάτω από το φραγμό. Εδώ η ρύπανση του γλυκού νερού συμβαίνει σχεδόν κατά την κατακόρυφο και όχι κατά την οριζόντια έννοια. Η μεγαλύτερη κατά το δυνατόν απομάκρυνση των έργων υδροληψίας από την παράκτια ζώνη, είναι η μόνη πιθανή λύση για την επιτυχή εκμετάλλευση των καρστικών νερών χωρίς κίνδυνο άμεσης ρύπανσης.

3.1.3. Παράκτιο κάρστ ολοκληρωτικά φραγμένο στη θάλασσα

Είναι η πιο ευνοϊκή περίπτωση του παράκτιου κάρστ, όπου η επικοινωνία με τη θάλασσα αποκλείεται πλήρως (σχήμα 3.2d), οι δυνατές απολήψεις είναι τα ρυθμιστικά αποθέματα και ο σχεδιασμός των έργων υδροληψίας γίνεται με τεχνοοικονομικά κριτήρια.

3.1.4 Ισχύς του νόμου Ghyben – Herzberg (1889-1901)

Για τους λόγους που προαναφέρθηκαν στις προηγούμενες παραγράφους, το «επίπεδο βάσης» στα περισσότερα παράκτια καρστικά συστήματα βρίσκεται κάτω από το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας.

Στην περίπτωση που το καρστικό σύστημα είναι φραγμένο προς τη θάλασσα από

ένα σχετικά υδατοστεγή σχηματισμό (π.χ. φλύσχη, μαργαϊκά ή αργιλικά μέλη του Νεογενούς), η γειτονία με τη θάλασσα δε δημιουργεί προβλήματα αξιοποίησης των καρστικών νερών. Τα έργα υδρομάστευσης που μπορούν να εκτελεστούν στην περίπτωση αυτή, είναι τα ίδια με την περίπτωση των εσωτερικών καρστικών συστημάτων.

Πρέπει να τονιστεί, όμως, ότι στην περίπτωση του φραγμένου κάρστ, το τελευταίο δεν πρέπει σε καμιά περίπτωση να αναδύεται στον πυθμένα της θάλασσας, γιατί διαφορετικά η επικοινωνία του καρστικού συστήματος με τη θάλασσα είναι άμεση.

Έτσι, όσα αναφέρονται πιο κάτω ισχύουν για την περίπτωση καρστικού συστήματος που βρίσκεται σε άμεση επαφή με τη θάλασσα. Στην περίπτωση αυτή, το γλυκό νερό, ως γνωστόν, επιπλέει πάνω στο θαλασσινό, λόγω διαφοράς πυκνότητας. Αυτό διαπιστώθηκε αρχικά στη Σουηδία από τον Nordenskjold (1894), τον Herzberg (1900) στην Ολλανδία και θεμελιώθηκε από τους Ghyben - Herzberg (1889 -1901) που διατύπωσαν το γνωστό νόμο, ο οποίος βέβαια ισχύει για γραμμικές συνθήκες ροής, αν και βασικά μπορεί να εφαρμοστεί σε οποιοδήποτε πορώδες μέσο.

Όμως, οι υδρογεωλογικές συνθήκες στο παράκτιο καρστικό σύστημα είναι τελείως διαφορετικές από εκείνες του νόμου Ghyben – Herzberg (1889-1901) (ομογενή πορώδη μέσα). Στην περίπτωση του παράκτιου κάρστ η υδροδυναμική ισορροπία γλυκού - αλμυρού νερού γίνεται πολύπλοκη από το γεγονός, ότι η διεπιφάνεια εδώ έχει μεγάλο πάχος, είναι ανώμαλη και αποτελεί στην ουσία μια μεταβατική ζώνη (υφάλμυρο νερό), οι διαστάσεις της οποίας εξαρτώνται από τα φυσικά χαρακτηριστικά των αγωγών του καρστικού συστήματος. Αν και θεωρητικά ο νόμος Ghyben - Herzberg (1889-1901) ισχύει και για την περίπτωση του παράκτιου κάρστ, παρόλα αυτά δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του βάθους μέχρι το οποίο φτάνει η ζώνη γλυκού νερού (Burdon - Papakis 1963, Mijatovic 1967, Μάστορης 1968) κάτω από το επίπεδο της στάθμης της θάλασσας.

Η ετερογένεια του πορώδους και οι ψηλές τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας στα καρστικά συστήματα, σε συνδυασμό με τις μεγάλες τιμές της μεταβιβαστικότητας προς τη θάλασσα, έχουν ως αποτέλεσμα τη μη δημιουργία οριακής επιφάνειας μεταξύ γλυκού και θαλασσινού νερού, αλλά τη δημιουργία μιας ανώμαλης ζώνης υφάλμυρου νερού.



Σχήμα 3.3: Σχηματική παράσταση δυναμικής ισορροπίας γλυκού και θαλασσινού νερού (Mijatovic, 1967).

Από το σχήμα 3.3, εφαρμόζοντας το νόμο Ghyben –Herzberg (1889-1901), προκύπτει ότι:

$$H_s = \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} H \tag{3.1}$$

Εάν α η γωνία της πιεζομετρικής επιφάνειας και της στάθμης της θάλασσας και dl η απόσταση δύο ισοδυναμικών γραμμών, από το ίδιο σχήμα προκύπτει ότι ημα=dH/dl=i (υδραυλική κλίση της ζώνης του γλυκού νερού). Αν β η γωνία μεταξύ της καμπύλης Ghyben -Herzberg και της ζώνης του αλμυρού νερού:

$$\eta\mu\beta = \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma}\frac{dH}{dl} = \frac{1}{\Delta\gamma}i$$
(3.2)

Καθώς οι γραμμές ροής συγκλίνουν προς τη θάλασσα, η ταχύτητα ελαττώνεται κατά την ίδια κατεύθυνση και η διεπιφάνεια είναι πάντα κοίλη.

Ο Mijatovic (1967), ο οποίος πειραματίστηκε πάνω στο μηχανισμό ανάμιξης γλυκού και αλμυρού νερού σε βαθείς παράκτιους καρστικούς αγωγούς, κατέληξε στα πιο κάτω συμπεράσματα:

—η ροή του γλυκού νερού είναι ανεξάρτητη απ' το θαλασσινό νερό και εξαρτάται μόνο από την υδραυλική κλίση της ζώνης του γλυκού νερού dH/dl.

— η ταχύτητα διείσδυσης του θαλασσινού νερού μηδενίζεται όταν:

$$\frac{dH_s}{dl} = \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \frac{dH}{dl}$$
(3.3)

πράγμα που εκφράζει, σ' αυτή την περίπτωση, τη στατική ισορροπία του νόμου Ghyben –Herzberg (1889-1901).

η διείσδυση θαλασσινού νερού, προς το παράκτιο κάρστ, συμβαίνει, όταν:

$(dH_s/dl) (\gamma_s - \gamma) > (dH/dl)\gamma$,

και το θαλασσινό νερό εκδιώκεται όταν (dH_s/dl) (γs - γ) < (dH/dl)γ

 — η ταχύτητα ροής των δύο ρευστών καθορίζεται από την κλίση της διεπιφάνειας, τη διεύθυνση ροής τους και την υδραυλική κλίση του καρστικού συστήματος.

Τα πιο πάνω ισχύουν όταν πρόκειται για «διεπιφάνεια» και όχι για μεταβατική ζώνη μερικών δεκάδων μέτρων. Πρέπει να τονιστεί ότι, το πραγματικό πάχος της ζώνης του γλυκού νερού είναι μικρότερο από το θεωρητικό.

Θεωρητικά στη διεπιφάνεια δεν συμβαίνει ανταλλαγή μεταξύ των δύο ρευστών, στην πράξη όμως υπάρχει διάχυση και διασπορά, όχι σημαντική πάντως, μια και η ταχύτητα εκφόρτισης των καρστικών αγωγών είναι πιο γρήγορη από την αργή διάχυση. Ο ρόλος της διασποράς, από την άλλη μεριά, γίνεται πιο σημαντικός, όταν μεγαλώνει η ενεργός διατομή των καρστικών αγωγών και γίνεται πιο εύκολη η επικοινωνία τους.

Οι διακυμάνσεις της στάθμης του γλυκού νερού επηρεάζουν σημαντικά την ανάπτυξη της μεταβατικής ζώνης ενώ οι παλιρροιακές διακυμάνσεις της στάθμης της θάλασσας προκαλούν την διεύρυνση της. Οι εποχικές διακυμάνσεις της πιεζομετρικής στάθμης προκαλούν μεγάλες κατακόρυφες μετατοπίσεις της μεταβατικής ζώνης.

Κατά κανόνα, στην ακτή η μεταβατική ζώνη καλύπτει, πρακτικά, όλη τη ζώνη του γλυκού νερού, από την ελεύθερη επιφάνεια μέχρι τη διεπιφάνεια. Στο γεγονός αυτό απλά και μόνο βρίσκει την ερμηνεία η παρουσία παράκτιων υφάλμυρων καρστικών πηγών σε λίγο θετικά υψόμετρα.

Εάν Η το πραγματικό και Hs το θεωρητικό βάθος της μεταβατικής ζώνης:

$$H = bH_s$$
(3.4)

Ο συντελεστής b εξαρτάται από τις ειδικές συνθήκες του καρστικού συστήματος, τα φυσικά του χαρακτηριστικά και από την περιεκτικότητα σε χλωριόντα του άνω ορίου της μεταβατικής ζώνης. Αν η περιεκτικότητα αυτή είναι 250 - 300 ppm, τότε b= 1/2 - 4/5 (B. Mijatovic, 1967).

Όσον αφορά στο μηχανισμό λειτουργίας των καρστικών υφάλμυρων πηγών, επικρατέστερη φαίνεται η άποψη του Ι. Kuscer (1950), αν και οι απόψεις του Mijatovic (1967) φαίνεται ότι επίσης ερμηνεύουν σημαντικό αριθμό περιπτώσεων. Ο τελευταίος διακρίνει τις εξής τρεις περιπτώσεις (δέχεται και αυτός την ύπαρξη και δεύτερου αγωγού, που βρίσκεται βαθύτερα του αγωγού που διαμορφώνεται στην ανάντη καρστική περιοχή· ο πρώτος βρίσκεται σε άμεση επαφή με τη θάλασσα και ο δεύτερος φέρνει στην πηγή το καρστικό νερό):

α) Και οι δύο αγωγοί δίνουν γλυκό νερό.

β) Ο ψηλότερα βρισκόμενος αγωγός δίνει γλυκό νερό και ο χαμηλότερα αδρανεί.

γ) Ο βαθύτερος αγωγός φέρνει προς την πηγή αλμυρό νερό ενώ ο ψηλότερα
 βρισκόμενος δίνει υφάλμυρο νερό.

Η πηγή θα δίνει αλμυρό νερό, όταν $(\gamma_s - \gamma)H_s > H$.

Η (α) περίπτωση κατά τον Mijatovic (1967) συμβαίνει στην περίπτωση των ψηλών παροχών, η (β) σ' εκείνη των ενδιάμεσων και η (γ) σ' εκείνη των χαμηλών παροχών.

Ο Mijatovic (1967) δέχεται, γενικά, και σ' αυτό συμφωνεί με τις απόψεις των Gjurasin και Kuscer (1950), ότι το κατά πόσο μια παράκτια ή υποθαλάσσια καρστική πηγή θα λειτουργήσει σαν υφάλμυρη ή γλυκού νερού ή περιοδικά υφάλμυρη και γλυκού νερού, εξαρτάται και από το βάθος στο οποίο βρίσκεται η συμβολή των δύο αγωγών, σε σχέση και με το απόλυτο υψόμετρο του σημείου ανάδυσης της πηγής. Αυτή η παραδοχή οδηγεί στα πιο κάτω συμπεράσματα, αναφορικά με τις δυνατότητες αξιοποίησης των υφάλμυρων πηγών.

Είναι μάταιες οι προσπάθειες να εμποδιστεί η είσοδος αλμυρού νερού στις παράκτιες και υποθαλάσσιες υφάλμυρες καρστικές πηγές με την ανύψωση του σημείου εκφόρτισης.

Και τούτο, γιατί κατά κανόνα οι υποθαλάσσιοι αγωγοί έχουν πολυάριθμες διακλαδώσεις (π.χ. τεκτονικές αναστατώσεις) μερικές από τις οποίες θα βρίσκονται πάντα σε μεγαλύτερο βάθος, απ' όσο θα επιτρέπει η ανύψωση του φορτίου του γλυκού νερού.

Βέβαια, υπάρχουν εξαιρέσεις που υπογραμμίζουν απλώς τον κανόνα όμως; είναι πρακτικά αδύνατη η απόφραξη όλων των διακλαδώσεων των αγωγών γλυκού και θαλασσινού νερού, ώστε μια υφάλμυρη πηγή να δουλέψει σαν πηγή γλυκού νερού. Αν ληφθεί υπόψη ότι η κατακόρυφη κατανομή των καρστικών αγωγών δεν αλλάζει κατά τη διάρκεια του χρόνου, ο καθοριστικός παράγοντας της μεταβολής της ποιότητας του νερού που εκφορτίζεται είναι η παροχή της πηγής και οι εποχικές διακυμάνσεις της.

Η ανάμιξη του γλυκού και του θαλασσινού νερού στους καρστικούς αγωγούς λαβαίνει χώρα κάτω από ένα καθεστώς που δεν υπακούει στο νόμο Ghyben – Herzberg (1889-1901), (Baturic, 1972). Δοθέντος ότι οι διαφορές πίεσης είναι μεγαλύτερες σε μεγαλύτερα βάθη, η διείσδυση του θαλασσινού νερού στην ενδοχώρα είναι μεγαλύτερη στα μεγαλύτερα βάθη. Έτσι, το βάθος που βρίσκεται η διεπιφάνεια αυξάνει από την ακτή προς το εσωτερικό.

Κατά κανόνα, κάθε ζώνη πηγών ή ζώνη εκφόρτισης αποτελείται από δύο τμήματα στο σημείο της επαφής του αγωγού με τη θάλασσα. Ένα τμήμα από το οποίο εκρέει νερό κάτω από τη στάθμη της θάλασσας και ένα δεύτερο τμήμα από το οποίο εκρέει νερό στο επίπεδο της στάθμης της θάλασσας ή πάνω απ' αυτό. Το σημείο που συναντιούνται (ενώνονται) τα δύο τμήματα του αγωγού είναι γνωστό ως κόμβος ή συμβολή. Ο πιο πάνω διχασμός του καρστικού αγωγού αποτελεί την αιτιατής αλμύρινσης τόσο του νερού των παράκτιων καρστικών πηγών όσο και των παράκτιων καρστικών υδροφόρων, που μπορεί να φτάνει, κάτω από ορισμένες συνθήκες, αρκετά μακριά από την ακτή και σε υψόμετρο μέχρι +10 m.

Η πειραματική έρευνα του Mijatovic (1967) απέδειξε ότι:

υπό στατικές συνθήκες η αλμύρινση της πηγής είναι αποτέλεσμα της διαφοράς
 ειδικού βάρους του γλυκού και θαλασσινού νερού,

— αλμύρινση και διείσδυση θαλασσινού νερού μπορεί να λάβουν χώρα γενικά και σε δυναμικές συνθήκες στις περιπτώσεις αυτές η οριακή μέση ταχύτητα γλυκού νερού μεταβάλλεται με τη θέση της εκφόρτισης στην οποία φτάνει το αλμυρό νερό,

 — η συγκέντρωση αλατιού είναι αντίστροφα ανάλογη με την παροχή, δηλαδή την ταχύτητα ροής του γλυκού νερού.

Όλα όσα αναφέρθηκαν σ' αυτή την παράγραφο ισχύουν απόλυτα για μερικές από τις παράκτιες καρστικές πηγές της χώρας μας, ιδιαίτερα δε για την πηγή Αλμυρού Ηρακλείου Κρήτης.



Σχήμα 3.4: Σχηματική παράσταση μετακίνησης διεπιφάνειας λόγω διακύμανσης της πιεζομετρικής στάθμης (Mijatovic, 1967).

3.1.5 Επίδραση των αντλήσεων στη θέση της διεπιφάνειας

Η πιεζομετρική επιφάνεια ενός παράκτιου καρστικού υδροφόρου συστήματος καθορίζει τη θέση της μεταβατικής ζώνης (διεπιφάνεια), που πολύ απέχει από τη διεπιφάνεια Ghyben -Herzberg, όπως προαναφέρθηκε.

Οι εποχικές διακυμάνσεις της πιο πάνω πιεζομετρικής επιφάνειας προκαλούν

μετατοπίσεις της μεταβατικής αυτής ζώνης. Αυτή η μετατόπιση φαίνεται στο σχήμα 3.4. Μια μετακίνηση της πιεζομετρικής επιφάνειας, κατά ΔΗ, θετική ή αρνητική, προκαλεί αντίστοιχα αρνητική ή θετική μετακίνηση της μεταβατικής ζώνης, μια και το φορτίο του γλυκού νερού μεταβάλλεται από $(H + H_s)\gamma$ σε $(H + H_s \pm \Delta H)\gamma$ και αντίστροφα (σχήμα 3.5).

Η πιο πάνω όμως μετακίνηση της μεταβατικής ζώνης είναι συνεχής και ομοιόμορφη, μια και η πίεση μεταβάλλεται συνεχώς και ομοιόμορφα σε κάθε σημείο της μεταβατικής ζώνης, επειδή και το φορτίο μεταβάλλεται κατά τον ίδιο τρόπο σε κάθε σημείο της πιεζομετρικής επιφάνειας. Αυτές οι μεταβολές επηρεάζουν βασικά το σχήμα της μεταβατικής ζώνης.

Αν όμως προκληθεί τεχνητός υποβιβασμός της πιεζομετρικής στάθμης του γλυκού νερού με άντληση, η μεταβολή του φορτίου προκαλεί παραμόρφωση των ισοδυναμικών γραμμών, γύρω από το σημείο άντλησης, πράγμα που μεταφράζεται με αλλοίωση της μεταβατικής ζώνης· η έκταση της αλλοίωσης αυτής είναι συνάρτηση της ποσοτικής μεταβολής του φορτίου, της διάρκειας της και της θέσης του καρστικού συστήματος σε σχέση με τη μεταβατική και τη ζώνη θαλασσινού νερού (σχήμα 3.5).



Σχήμα 3.5: Σχηματική παράσταση μετακίνησης της υφάλμυρης μεταβατικής ζώνης κατά την άντληση στη ζώνη γλυκού νερού (Mijatovic, 1967).

Από το σχήμα 3.6 προκύπτει ότι η πτώση στάθμης, λόγω άντλησης, ΔΗ, μεταφράζεται σε πτώση της πίεσης στη ζώνη γλυκού νερού:

$$\Delta p = \Delta H \gamma \tag{3.5}$$

και η πίεση στη ζώνη αλμυρού νερού κατά τη φορά της ζώνης του γλυκού νερού θα αυξηθεί κατά την ίδια ποσότητα. Έτσι, το θαλασσινό νερό διεισδύει προς το γλυκό νερό. Η νέα πίεση στη ζώνη γλυκού νερού στο σημείο άντλησης γίνεται:

$$P = (Hs + H - \Delta H)\gamma$$
 (3.6)



Σχήμα 3.6: Σχηματική παράσταση διείσδυσης θαλασσινού νερού στη ζώνη γλυκού νερού λόγω άντλησης (Mijatovic, 1967).

Η αρχική ισορροπία διαταράχτηκε, η ζώνη του γλυκού νερού γίνεται κοίλη στο σημείο της άντλησης, λόγω του ασύμμετρου κώνου αλμυρού νερού κάτω απ' αυτό και το νέο πάχος της ζώνης γλυκού νερού στο σημείο άντλησης γίνεται:

$$H_{s}' = H - \frac{\Delta H}{\Delta \gamma}$$
(3.7)

όπου

$$\Delta \gamma = \gamma_{s} - \gamma \tag{3.8}$$

και παραπέρα
$$\lim H_{s}' = \lim_{\Delta H \to H} \frac{H - \Delta H}{\Delta \gamma} = 0$$
(3.9)

ττ

Το ύψος s του κώνου διείσδυσης αλμυρού νερού προς τη ζώνη γλυκού νερού είναι:

$$s = H_s - H_s' = \frac{H}{\Delta \gamma} + \frac{\Delta H}{\Delta \gamma} - \frac{H}{\Delta \gamma} = \frac{\Delta H}{\Delta \gamma}$$
(3.10)

Δεδομένου δε ότι $\Delta \gamma < 1$ θα είναι και $\Delta H < s$.

Έτσι, η διείσδυση του αλμυρού κώνου στη ζώνη γλυκού νερού γίνεται γρηγορότερα από την πτώση της στάθμης στο σημείο άντλησης που την προκαλεί.

Θεωρητικά λοιπόν, για να αποφευχθεί η ρύπανση του γλυκού νερού από το θαλασσινό, κατά την άντληση, η πτώση στάθμης ΔΗ πρέπει να περιοριστεί σε μια τιμή μικρότερη του Η. Από την πιο πάνω σχέση ισχύει ότι:

$$\Delta H = \Delta \gamma (H_s - H_s')$$
(3.11)

Δεδομένου ότι ΔΗ και Η είναι μεγέθη που εύκολα μετριούνται, το H_s είναι εκείνο που ο νόμος του Ghyben -Herzberg (1889-1901) ορίζει. Όμως, στην πράξη, στα καρστικά συστήματα η διεπιφάνεια Ghyben -Herzberg είναι μια ανώμαλη ζώνη. Έτσι, είναι δυνατή η αλμύρινση του γλυκού νερού, ακόμη και για πολύ μικρές τιμές ΔΗ, ίσως μερικών cm. Η αλμύρινση επιταχύνεται από τα παλιρροιακά φαινόμενα. Έχει αποδειχτεί ότι:

— η αλμύρινση του νερού στα παράκτια συστήματα εξαρτάται, όπως προαναφέρθηκε,
 κύρια από την αντλούμενη παροχή και όχι τόσο από τη διάρκεια της άντλησης,

— μικρές μεταβολές στην ένταση της άντλησης, πέρα μιας κρίσιμης παροχής,
 προκαλούν δυσανάλογη αλμύρινση σε σχέση με την πτώση στάθμης,

η άντληση καρστικού νερού πρέπει να γίνεται, όσο το επιτρέπουν οι μορφολογικές
 και υδρογεωλογικές συνθήκες, το δυνατόν μακρύτερα από την παράκτια ζώνη.

Για να προλάβει κανείς τη διείσδυση θαλασσινού νερού στο παράκτιο καρστικό σύστημα μπορεί να χρησιμοποιήσει τις πιο κάτω αρχές, ενδεικτικά και όχι περιοριστικά:

α) Καθορισμός της αντλούμενης «κρίσιμης παροχής», σαν κλάσματος των ρυθμιστικών αποθεμάτων, μετά από πειραματική μελέτη του συστήματος (δοκιμές άντλησης μεγάλης διάρκειας), ώστε να εξασφαλιστεί η ζωή λειτουργίας του έργου (αναφερόμενοι στην κλίμακα του μηχανικού). Η «κρίσιμη» αυτή παροχή είναι, κατά κανόνα, πολύ μικρή σε σχέση με το φυσικό εμπλουτισμό του καρστικού συστήματος.

β) Κατασκευή στεγανού υπόγειου δια-φράγματος, ανάμεσα στο έργο υδροληψίας και την ακτή. Επιτυγχάνεται τεχνητή ανύψωση της ζώνης γλυκού νερού και αυξάνονται οι πιέσεις προς τη ζώνη αλμυρού νερού.

γ) Μέθοδος ζεύγους άντλησης: στην ίδια βαθειά γεώτρηση τοποθετούνται μια αντλία ψηλά στη ζώνη του γλυκού νερού και μια άλλη στην κορυφή της ζώνης του θαλασσινού νερού (διαπερνά τη μεταβατική ζώνη) και αντλούν ταυτόχρονα γλυκό και αλμυρό νερό. Η απόσταση των δύο αντλιών πρέπει να είναι η πιο μεγάλη δυνατή. Το μειονέκτημα της μεθόδου είναι, ότι πρέπει να γίνει ακριβής πειραματικός καθορισμός της θέσης και του πάχους των διάφορων ζωνών και ότι ενώ αποφεύγεται η ρύπανση του γλυκού νερού από τον κατακόρυφο κώνο, δεν αντιμετωπίζεται η ρύπανση από τους πλευρικούς κώνους (κρόσσια).

δ) Άντληση υφάλμυρου νερού από τη μεταβατική ζώνη, κατάντη του έργου υδροληψίας (σχήμα 3.7). Ιδιαίτερη δυσκολία παρουσιάζει η σωστή κατασκευή των γεωτρήσεων άντλησης υφάλμυρου νερού, γιατί πρέπει να είναι στεγανά τα τοιχώματα τους σ' όλο το μήκος που αυτές βρίσκονται μέσα στη ζώνη γλυκού νερού. Η άντληση του γλυκού νερού πρέπει να περιορίζεται σε θετικά υψόμετρα, αλλά στην προκειμένη περίπτωση «η κρίσιμη παροχή» είναι σημαντικά μεγαλύτερη από εκείνη που αναφέρεται στην περίπτωση (α).



Σχήμα 3.7: Σχηματική παράσταση ταυτόχρονης άντλησης νερού και αλμυρού νερού (Mijatovic, 1967).

ε) Συνδυασμός των μεθόδων (γ) και (δ). Δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα αλλά είναι πολύ δαπανηρή.

Οι Mijatovic - Bakic (1967) προτείνουν τη χρησιμοποίηση άβακα για τον υπολογισμό του ορίου πτώσης (ΔΗ) ανάλογα με το βάθος της επιφάνειας (H_s) και της πιεζομετρικής στάθμης του γλυκού νερού Η (σχήμα 3.8).



Σχήμα 3.8: Άβακας υπολογισμού των οριακών τιμών ΔΗ₃ σε σχέση με το βάθος του κώνου της διεπιφάνειας Η'_s και της πιεζομετρικής στάθμης του γλυκού νερού, στους παράκτιους καρστικούς υδροφόρους του Λιβάνου (Mijatovic - Bakic, 1967).

4. ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εμφάνιση των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης χρονολογείται από τις αρχές του εικοστού αιώνα. Με τη χρήση των μεθόδων αυτών επιτεύχθηκε ο εντοπισμός φυσικού αερίου στη Ρουμανία το 1923 και αλατούχων δόμων στη Γαλλία το 1926. Η συστηματική εφαρμογή τους ξεκίνησε τη δεκαετία του '70 και αυτό λόγω της ανάπτυξης της τεχνολογίας των ηλεκτρονικών υπολογιστών, γεγονός που βοήθησε τόσο στη συλλογή των δεδομένων όσο και στην επεξεργασία τους.

Βασική επιδίωξη των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης είναι ο καθορισμός των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης. Μετρούμενο μέγεθος είναι η ηλεκτρική τάση. Παράλληλα, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει ο καθορισμός της τιμής, καθώς και η μελέτη των μεταβολών αυτής στα επιφανειακά στρώματα, της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Για την εφαρμογή των ηλεκτρικών γεωφυσικών μεθόδων απαιτείται σημαντική αντίθεση στις ηλεκτρικές ιδιότητες μεταξύ του υπό μελέτη γεωλογικού σχηματισμού και του ευρύτερου γεωλογικού περιβάλλοντος. Η χρήση των ηλεκτρικών μεθόδων καλύπτει ένα ευρύ φάσμα των γεωεπιστημών όπως είναι η κοιτασματολογία, η υδρογεωλογία, η τεχνική γεωλογία, η χαρτογράφηση γεωλογικών σχηματισμών αλλά και την αρχαιολογία.

Από τις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης οι πιο σημαντικές είναι η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η μέθοδος των ισοδυναμικών γραμμών, η μέθοδος της επαγόμενης πολικότητας, η μέθοδος του φυσικού δυναμικού και η μέθοδος των τελλουρικών ρευμάτων. Για τη συλλογή δεδομένων στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και συγκεκριμένα η ηλεκτρική τομογραφία, η ηλεκτρική βυθοσκόπηση.

4.2 ΡΟΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΟΥ ΡΕΥΜΑΤΟΣ ΣΕ ΟΜΟΙΟΓΕΝΗ ΚΑΙ ΙΣΟΤΡΟΠΗ ΓΗ

Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης βασίζεται στον νόμο που διατύπωσε το 1827 ο George Simon Ohm (Robinson, 1988), σύμφωνα με τον οποίο αντίσταση R (σε Ohm) ενός αγωγού ονομάζεται ο σταθερός λόγος της διαφοράς δυναμικού ΔV (σε Volt) που παρουσιάζεται στα άκρα του αγωγού, προς την ένταση I (σε Ampere) του ρεύματος που διαρρέει τον αγωγό.

$$R = \frac{\Delta V}{I}$$
(4.1)

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

$$R = \rho \frac{L}{A}$$
(4.2)

όπου ρείναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση του υλικού του αγωγού.



Σχήμα 4.1: Ηλεκτρικό κύκλωμα αποτελούμενο από πηγή και αγωγό σχήματος ορθογωνίου παραλληλεπιπέδου.

Στο διεθνές σύστημα μονάδων (SI) μονάδα ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι το 1 Ωm. Πολλές φορές όμως χρησιμοποιείται και η μονάδα 1Ωcm και είναι 1 Ωm = 100 Ωcm. Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των πετρωμάτων και ορυκτών είναι μια από τις περισσότερο μεταβαλλόμενες φυσικές ιδιότητες των πετρωμάτων και ορυκτών. Οι τιμές της κυμαίνονται από 10⁻⁶ Ωm σε ορισμένα ορυκτά όπως είναι ο γραφίτης, μέχρι 10¹⁵ Ωm σε ορισμένα ξηρά χαλαζιακά πετρώματα. Τα πετρώματα και τα ορυκτά που έχουν ειδικές αντιστάσεις μεταξύ 10⁻⁶ και 10⁻¹ Ωm χαρακτηρίζονται ως καλοί αγωγοί, ενώ κακοί αγωγοί θεωρούνται αυτά που έχουν ειδικές αντιστάσεις μεταξύ 10⁸ και 10¹⁵ Ωm. Οι σημαντικότεροι παράγοντες που επηρεάζουν την ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι:α) η λιθολογία των πετρωμάτων, β) το πορώδες των πετρωμάτων, γ) η γεωλογική ηλικία των πετρωμάτων, δ) η θερμοκρασία των πετρωμάτων.

Τοποθετώντας δύο ηλεκτρόδια στην επιφάνεια του εδάφους συνδεμένα με τους

πόλους ηλεκτρικής πηγής συνεχούς ρεύματος δημιουργείται κλειστό κύκλωμα, στο οποίο η γη αποτελεί τον αγωγό του ηλεκτρικού ρεύματος. Επειδή ο αέρας της ατμόσφαιρας είναι κακός αγωγός του ηλεκτρισμού, όλο το ρεύμα από το ηλεκτρόδιο μπαίνει στη γη.

Για την κατανόηση της ροής του ηλεκτρικού ρεύματος θεωρείται ότι η γη είναι ομοιογενής και ισότροπη ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ. Επιπλέον τα ηλεκτρόδια θεωρούνται σημειακά, δηλαδή οι εξισώσεις που προκύπτουν, ισχύουν για σημειακή πηγή.

Αρχικά η απόσταση μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων θεωρείται πολύ μεγάλη, ώστε να μπορεί να μελετηθεί το κάθε ηλεκτρόδιο ξεχωριστά. Στο θετικά φορτισμένο ηλεκτρόδιο η κίνηση των θετικών φορτίων είναι από το ηλεκτρόδιο προς τη γη. Επειδή η γη θεωρείται ομοιογενής το ρεύμα ρέει ομοιόμορφα προς όλες τις κατευθύνσεις και οι γραμμές που απεικονίζουν τη ροή (γραμμές ρεύματος) μπορούν να θεωρηθούν ως ακτίνες ημισφαιρικών επιφανειών που έχουν κέντρο την πηγή. Η αντίσταση R στη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος που παρουσιάζει μία ημισφαιρική δομή ακτίνας d, δίνεται σύμφωνα με τη σχέση (4.3) από το γινόμενο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ με τον λόγο της ακτίνας d προς το εμβαδόν 2πd² της ημισφαιρικής επιφάνειας.

$$R = \rho \frac{d}{2\pi d^2} = \frac{\rho}{2\pi} \frac{1}{d}$$
(4.3)

Η διαφορά ΔV_d του δυναμικού V_0 της πηγής από το δυναμικό V_d όλων των σημείων που απέχουν απόσταση d από την πηγή που προκαλείται από τη ροή ρεύματος, έντασης I, μέσα από την ημισφαιρική δομή είναι:

$$\Delta V_{d} = V_{d} - V_{0} = IR = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{d}$$
(4.4)

Η επιφάνεια που περιλαμβάνει όλα τα σημεία με το ίδιο δυναμικό ονομάζεται ισοδυναμική επιφάνεια.

Το δυναμικό στο απομακρυσμένο ηλεκτρόδιο που συνδέεται με τον αρνητικό πόλο της ηλεκτρικής πηγής είναι $-V_0$. Το αρνητικά φορτισμένο ηλεκτρόδιο έλκει τα θετικά ηλεκτρικά φορτία, με αποτέλεσμα οι γραμμές ρεύματος να συγκλίνουν προς αυτό από όλες τις διευθύνσεις. Μία ημισφαιρική δομή ακτίνας d με κέντρο αυτό το ηλεκτρόδιο θα παρουσιάζει αντίσταση R στη ροή του ρεύματος σύμφωνα με τη σχέση (4.3). Η διαφορά μεταξύ του δυναμικού $-V_d$ όλων των σημείων που απέχουν απόσταση d από το αρνητικά φορτισμένο ηλεκτρόδιο και του δυναμικού του V_0 θα είναι:

$$-\Delta V_{d} = -V_{d} - (-V_{0}) = V_{0} - V_{d} = -IR = -\frac{I\rho}{2\pi}\frac{1}{d}$$
(4.5)

Στην περίπτωση λοιπόν που το ηλεκτρόδιο είναι θετικά φορτισμένο, το ηλεκτρικό ρεύμα απομακρύνεται από αυτό, ενώ όταν το ηλεκτρόδιο είναι αρνητικά φορτισμένο, το ρεύμα συγκλίνει προς αυτό. Και στις δύο περιπτώσεις οι γραμμές ρεύματος αρχίζουν ακτινικά από το ηλεκτρόδιο, ενώ οι ισοδυναμικές επιφάνειες είναι ημισφαιρικές επιφάνειες με κέντρο το ηλεκτρόδιο. Οι γραμμές ρεύματος είναι κάθετες στις ισοδυναμικές επιφάνειες.



Σχήμα 4.2: Ροή ηλεκτρικού ρεύματος σε ομοιογενή και ισότροπη γη στην περίπτωση που δεν υπάρχει αλληλεπίδραση μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων.

Όταν η απόσταση των δύο ηλεκτροδίων θεωρηθεί μικρή, το ηλεκτρικό πεδίο του ενός ηλεκτροδίου αλληλεπιδρά με το ηλεκτρικό πεδίο του άλλου ηλεκτροδίου, με αποτέλεσμα το δυναμικό σε ένα σημείο του υπεδάφους να ισούται με το αλγεβρικό άθροισμα των δυναμικών των ηλεκτρικών πεδίων των δύο ηλεκτροδίων. Το συνολικό δυναμικό V σε ένα σημείο του υπεδάφους που απέχει αποστάσεις d₁ και d₂ από την πηγή και τη γείωση αντίστοιχα, ισούται με το άθροισμα του δυναμικού V_{d1} που οφείλεται στην πηγή, με το δυναμικό V_{d2} που οφείλεται στη γείωση:

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_{d_1} + \mathbf{V}_{d_2} = \mathbf{V}_{d_1} - \mathbf{V}_0 + \mathbf{V}_0 + \mathbf{V}_{d_2} = \frac{\mathbf{I}\rho}{2\pi}(\frac{1}{d_1} - \frac{1}{d_2})$$
(4.6)

Με βάση τη σχέση (4.6) υπολογίζεται το δυναμικό σε όλα τα σημεία του υπεδάφους και γίνεται η σχεδίαση των ισοδυναμικών επιφανειών. Οι γραμμές ρεύματος σχεδιάζονται

κάθετα στις ισοδυναμικές επιφάνειες. Τόσο οι γραμμές ρεύματος όσο και οι ισοδυναμικές επιφάνειες είναι συμμετρικές ως προς την ευθεία που τέμνει κάθετα και στο μέσο το ευθύγραμμο τμήμα που ενώνει τα δύο ηλεκτρόδια. Το σχήμα 4.3 ισχύει για κάθε επίπεδο που περιέχει τα δύο ηλεκτρόδια, ανεξάρτητα από τη γωνία κλίσης του ως προς το οριζόντιο επίπεδο.



Σχήμα 4.3: Ροή ηλεκτρικού ρεύματος στην περίπτωση που δύο ηλεκτρόδια εισάγονται σε ομοιογενές και ισότροπο έδαφος (Dobrin, 1976).

4.3 ΦΑΙΝΟΜΕΝΗ ΕΙΔΙΚΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ

Η αντίσταση που υπολογίζεται από τη προηγούμενη σχέση εκφράζει το μέσο όρο των τιμών των αντιστάσεων των διαφόρων υλικών που βρίσκονται στα επιφανειακά στρώματα, και ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση (ρ_α).

Η τιμή της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης εξαρτάται από την κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος και από τη γεωμετρία των ηλεκτροδίων. Ο υπολογισμός της είναι πολύ σημαντικός και οδηγεί στον καθορισμό της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους. Για τον υπολογισμός της χρησιμοποιείται μεγάλος αριθμός διαφορετικών διατάξεων ηλεκτροδίων που θα περιγραφούν παρακάτω.

4.4 ΤΡΟΠΟΙ ΔΙΑΤΑΞΗΣ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι διάταξης των ηλεκτροδίων, το σχήμα 4.4 δείχνει τις τρεις πιο σημαντικές διατάξεις πού είναι:

α) Διάταξη Wenner

Στη διάταξη Wenner τα ηλεκτρόδια διατάσσονται σε ίσες μεταξύ τους αποστάσεις, δηλαδή, $AM = MN = NB = \alpha$, όπως φαίνεται στο σχήμα 4.4.α, έτσι η
φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρα θα υπολογίζεται από την σχέση:

$$\rho_{\alpha} = 2\pi \frac{V_{MN}}{I} \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a} \right)^{-1} = 2\pi \alpha \frac{V_{MN}}{I}$$
(4.7)

Η ποσότητα

$$2\pi \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a}\right) = 2\pi\alpha$$
 (4.8)

ονομάζεται γεωμετρικός συντελεστής και συμβολίζεται με Κ. Η τιμή του μπορεί να υπολογιστεί αν οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων είναι γνωστές.

Κατά την εφαρμογή της διάταξης Wenner για ηλεκτρική βυθοσκόπηση, δηλαδή κατακόρυφη ηλεκτρική διασκόπηση που δίνει την δομή του υπεδάφους, τα ηλεκτρόδια αναπτύσσονται κάθε φορά συμμετρικά ως προς ένα σημείο, που θεωρείται κέντρο της βυθοσκόπησης.

Στην περίπτωση της ηλεκτρικής χαρτογράφησης το α παραμένει σταθερό και τα τέσσερα ηλεκτρόδια μεταφέρονται κατά μήκος γραμμής μελέτης. Η τιμή της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης χαρτογραφείται στο κέντρο κάθε διάταξης.

Η διάταξη Wenner παρά τη γεωμετρική της απλότητα παρουσιάζει ένα σημαντικό μειονέκτημα, αφού κατά την πραγματοποίηση κάθε νέας μέτρησης πρέπει να μετακινούνται όλα τα ηλεκτρόδια.

β) Διάταξη Schlumberger

Στη διάταξη Schlumberger, τα ηλεκτρόδια ρεύματος A και B βρίσκονται σε απόσταση L και σε συμμετρικές θέσεις ως προς το κέντρο της διάταξης. Τα ηλεκτρόδια του δυναμικού M και N είναι ανάμεσα στα A και B και σε απόσταση b από το κέντρο της διάταξης. Έτσι είναι AB = 2L και MN = 2b = I (σχήμα 4.4.b), η απόσταση 2b μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού είναι πολύ μικρότερη από την απόσταση 2L μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος. Έτσι ο γεωμετρικός συντελεστής K θα υπολογίζεται από την σχέση:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{L-b} - \frac{1}{L+b} - \frac{1}{L+b} - \frac{1}{L-b} \right)^{-1} = (L^2 - b^2) \frac{\pi}{2b}$$
(4.9)

Επειδή όμως (L>>b) τότε $(L^2-b^2) \sim L^2$, και έτσι η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση θα υπολογίζεται από την σχέση

$$\rho_{\alpha} = \frac{\pi L^2}{2b} \frac{\Delta V}{I}$$
(4.10)

Κατά την εφαρμογή της διάταξης Schlumberger για ηλεκτρική βυθοσκόπηση, τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν σταθερά. Αντίθετα η απόσταση για τα ηλεκτρόδια ρεύματος αυξάνεται σταδιακά και συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης.

Στην ηλεκτρική χαρτογράφηση τα τέσσερα ηλεκτρόδια μετακινούνται, ενώ η απόστασή τους παραμένει σταθερή όπως και στη διάταξη Wenner.

Η διάταξη Schlumberger είναι η πιο διαδεδομένη διάταξη. Αυτό οφείλεται κυρίως στο μικρό χρόνο πραγματοποίησης των μετρήσεων, επειδή αντίθετα με τις άλλες διατάξεις απαιτεί μετακίνηση μόνο των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος κατά την γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση. Τα ηλεκτρόδια του δυναμικού παραμένουν σταθερά, γεγονός που βοηθάει επίσης στον περιορισμό των ανεπιθύμητων επιδράσεων που μπορεί να οφείλονται σε τοπικές γεωλογικές ασυνέχειες.

γ) Διάταξη Διπόλου-Διπόλου

Σε αυτή τη διάταξη η απόσταση ανάμεσα στα ηλεκτρόδια του ρεύματος είναι ίση με α. Ομοίως α είναι και το διάστημα μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού. Η απόσταση μεταξύ των ζευγαριών των ηλεκτροδίων είναι μεγάλη και ίση με na (n>>a), όπως φαίνεται στο σχήμα (4.4.γ).

Ο γεωμετρικός συντελεστής Κ για την διάταξη διπόλου-διπόλου και για n>>1, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$K = n\pi\alpha(n+1)(n+2)$$
 (4.11)

και η φαινόμενη ειδική αντίσταση από την σχέση

$$\rho_{\alpha} = n\pi\alpha(n+1)(n+2)\frac{\Delta V}{i}$$
(4.12)

Το μεγαλύτερο πλεονέκτημα της διάταξης αποτελεί η απόσταση 2na, ανάμεσα στα δίπολα ρεύματος και δυναμικού, που μπορεί να αυξηθεί αρκετά χωρίς να χρειάζονται μεγάλα μήκη καλωδίων. Η διάταξη περιορίζεται μόνο από τη δυνατότητα των καταγραφικών οργάνων και από τον εδαφικό θόρυβο.

Επίσης απλά αναφέρονται οι παρακάτω:

δ) Τετραγωνική διάταξη

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

ε) Διάταξη διδύμου ηλεκτροδίου.

Μπορεί να θεωρηθεί ότι προέρχεται από τη Wenner, αν τα ηλεκτρόδια N και B τοποθετηθούν σε απόσταση από τα άλλα δύο. Το ένα ζευγάρι ηλεκτροδίων, τα A και M, παραμένει σταθερό και το άλλο, τα N και B, μετακινείται στην περιοχή μελέτης. Θεωρώντας σταθερό το ηλεκτρικό πεδίο μεγάλες μεταβολές στη μετρούμενη τάση οφείλονται σε δομές που παρουσιάζουν αντίθεση ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με τα περιβάλλοντα πετρώματα, βρίσκονται κοντά στο κινούμενο ζευγάρι και ο εντοπισμός τους αποτελεί τον στόχο της μεθόδου.



Σχήμα 4.4: Διατάξεις Wenner (α), Schlumberger (β), διπόλου-διπόλου (γ) (Παπαζάχος, 1986, σελ. 253).

Κάθε διάταξη παρουσιάζει πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα ανάλογα με τη θέση και τον σκοπό, για τον οποίο εφαρμόζεται. Η διάταξη Wenner δίνει την πιο έντονη μεταβολή της φαινόμενης αντίστασης, αλλά παρουσιάζει το φαινόμενο της διπλής κορυφής, δηλαδή μεγάλη τιμή πριν και μετά τη δομή, η οποία έχει μεγαλύτερη αντίσταση από τα περιβάλλοντα πετρώματα, ενώ δίνει μικρή τιμή ακριβώς πάνω από τη δομή. Το αντίθετο συμβαίνει στην περίπτωση που η δομή έχει μικρότερη αντίσταση. Το ίδιο πρόβλημα παρουσιάζει και η διάταξη Schlumberger με το επιπλέον πρόβλημα του μικρού σήματος, δηλαδή δε δίνει έντονα τη μεταβολή της φαινόμενης αντίστασης. Το πρόβλημα της διπλής κορυφής δεν εμφανίζεται στις διατάξεις διπόλου – διπόλου και διδύμου ηλεκτροδίου. Η διάταξη διπόλου – διπόλου δίνει καθαρά τη μεταβολή της φαινόμενης αντίστασης, αλλά έχει το μειονέκτημα ότι, επειδή η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος είναι μικρή περιορίζεται το βάθος διείσδυσης του ηλεκτρικού ρεύματος και επομένως και η ευαισθησία της μεθόδου με την αύξηση του βάθους. Η διάταξη διδύμου ηλεκτροδίου έχει πλευρική διακριτική ικανότητα α, δηλαδή για να ξεχωρίσει δύο δομές πρέπει να απέχουν μεταξύ τους κατά την οριζόντια διεύθυνση απόσταση α, με α να είναι η απόσταση των ηλεκτροδίων κάθε ζευγαριού και απαιτεί τη μετακίνηση μόνο των δύο ηλεκτροδίων για κάθε μέτρηση. Όμως η εύκολη και γρήγορη εφαρμογή της και η έντονη μεταβολή της φαινόμενης αντίστασης που δίνει, την έχουν κάνει μια από τις πιο διαδεδομένες διατάξεις.

4.5 ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΕΠΙΛΟΓΗΣ ΤΗΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗΣ ΔΙΑΤΑΞΗΣ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ

Η επιλογή του τρόπου διάταξης των ηλεκτροδίων κατά την πραγματοποίηση μετρήσεων αποτελεί πολύ σημαντικό βήμα για τις γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις. Η διάταξη των ηλεκτροδίων δύναται να επηρεάσει σε σημαντικό βαθμό την ακρίβεια των μετρήσεων. Οι παράγοντες-κριτήρια που πρέπει να λαμβάνονται υπ'όψιν πριν τις ηλεκτρικές διασκοπήσεις είναι οι κάτωθι.

1. Λόγος σήματος προς θόρυβο

Ως προς τον παράγοντα αυτό κατά σειρά προτεραιότητας οι διατάξεις είναι: Wenner, Schlumberger, διπόλου-διπόλου.

2. Ευαισθησία σε οριζόντιες ανομοιογένειες

Οι οριζόντιες ανομοιογένειες φαίνεται να προκαλούν μεγαλύτερη ευαισθησία στην διάταξη διπόλου-διπόλου και λιγότερη σε Wenner και Schlumberger.

 Ευαισθησία σε βάθος και διεισδυτικότητα δια μέσου επιφανειακού αγώγιμου στρώματος

Οι διατάξεις Schlumberger και Wenner έχουν σχεδιαστεί για να χρησιμοποιούνται σε βυθοσκοπήσεις και η συνεχώς αυξανόμενη απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος δίνει λεπτομερή ανάλυση της ειδικής αντίστασης σε βάθος, σε αντίθεση με τη διάταξη διπόλου-διπόλου.

4. Διεισδυτικότητα δια μέσου επιφανειακού αγώγιμου στρώματος (Επίδραση του επιδερμικού φαινομένου)

Το επιδερμικό φαινόμενο επηρεάζει την ικανότητα διείσδυσης σε μεγάλα βάθη. Η δυνατότητα μεγάλου ανοίγματος ηλεκτροδίων ρεύματος της διάταξης Schlumberger μαζί με την ευαισθησία σε βάθος που έχει, της παρέχουν ένα σαφές προβάδισμα.

5. Βάθος διασκόπησης

Το βάθος διασκόπησης εξαρτάται κυρίως από το οριζόντιο ανάπτυγμα (απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων), που σημαίνει ότι η διάταξη Schlumberger πλεονεκτεί. Επίσης το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται από τις ανομοιογένειες, την τοπογραφία, την κλίση των στρωμάτων, το ανάγλυφο του υπόβαθρου και από το μοντέλο των στρωμάτων του υπεδάφους.

6. Ευαισθησία στην μορφολογία του υπόβαθρου

Η διάταξη διπόλου-διπόλου υπερτερεί των άλλων διατάξεων στην περίπτωση των γεωλογικών ανωμαλιών.

Ευαισθησία στο τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής έρευνας.

Το έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο δημιουργεί πύκνωση και αραίωση των ρευματικών γραμμών. Άρα οι διατάξεις των ηλεκτροδίων πρέπει να έχουν διεύθυνση παράλληλη με το τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής.

4.6 ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ

4.6.1 Εισαγωγή

Με τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας επιτυγχάνεται η λεπτομερής απεικόνιση του υπεδάφους καθώς είναι μέθοδος υψηλής διακριτικής ικανότητας. Ο όρος τομογραφία παράγεται από τη λέξη «τομή» και σημαίνει απεικόνιση τομής π.χ. του υπεδάφους. Στην ηλεκτρική τομογραφία απεικονίζεται η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος σε οριζόντια και κατακόρυφη διάσταση. Έτσι λοιπόν το πρόβλημα μετατρέπεται σε πρόβλημα δύο διαστάσεων. Ευθύ πρόβλημα στη μέθοδο μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ονομάζουμε τον υπολογισμό της διαφοράς δυναμικού και εν συνεχεία της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από τις ήδη γνωστές ηλεκτρικές αντιστάσεις. Αντίστροφο πρόβλημα ονομάζουμε τον υπολογισμό των πραγματικών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων από τις φαινόμενες (Γκανιάτσος,1995). Η εύρεση των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από τις τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι δυνατή με τους αλγόριθμους αντιστροφής. Αν και η αντιστροφή είναι ένα δύσκολο μη γραμμικό πρόβλημα, η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων του Gauss – Newton με εξομάλυνση αποφεύγει τις ασταθείς λύσεις και συγκλίνει γρήγορα, με αποτέλεσμα να χρησιμοποιείται περισσότερο από οποιαδήποτε άλλη μέθοδο.

4.6.2. Θεωρία

Με την ηλεκτρική τομογραφία επιδιώκεται ο καθορισμός της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους, δηλαδή η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος σε δύο ή τρεις διαστάσεις.

Επειδή δεν είναι εύκολος ο άμεσος υπολογισμός της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος από μετρήσεις στην επιφάνεια της γης, υπολογίζεται αρχικά η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ_α, η οποία χρησιμοποιείται για τον καθορισμό της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος. Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ, σε αντίθεση με τη φαινόμενη που είναι φυσικώς ανύπαρκτη ποσότητα, είναι ιδιότητα των πετρωμάτων και των ορυκτών.

Η τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης εξαρτάται από τις ιδιότητες του πετρώματος όπως:

α) την ορυκτολογική σύσταση

- β) το πορώδες, τη φύση και τη θερμοκρασία των περιεχόμενων ρευστών
- γ) τη κατάσταση ρηγμάτωσης
- δ) το πάχος των υπερκείμενων στρωμάτων.

4.6.3 Τρόπος Πραγματοποίησης των Μετρήσεων

Στην ηλεκτρική τομογραφία της εργασίας αυτής χρησιμοποιήθηκε η διάταξη Wenner – Schlumberger και διπόλου-διπόλου. Πρόκειται για ένα συνδυασμό των δύο διατάξεων, όπου η διάταξη των ηλεκτροδίων δυναμικού και ρεύματος για την πρώτη μέτρηση πρεγματοποιείται σύμφωνα με τη διάταξη Wenner. Εν συνεχεία η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού παραμένει σταθερή από το κέντρο της διάταξης και μεταβάλλεται η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, πάντα συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης (τρόπος πραγματοποίησης μετρήσεων με τη διάταξη Schlumberger). Στη διάταξη Wenner η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων παραμένει σταθερή και ίση με α και όλη η διάταξη μετακινείται κατά μήκος της γραμμής μελέτης. Η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση δίνεται από τη σχέση :

$$\rho_{\alpha} = 2\pi \alpha \frac{V_{MN}}{I} \tag{4.13}$$

Στη διάταξη αυτή για τον υπολογισμό της φαινόμενης αντίστασης που αντιστοιχεί σε μεγαλύτερα βάθη, αυξάνεται σταδιακά η απόσταση σε 2α,3α κ.ο.κ.

Στη διάταξη Schlumberger η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού διατηρείται σταθερή και μεταβάλλεται η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, συμμετρικά πάντα με το κέντρο της όλης διάταξης. Στη συγκεκριμένη διάταξη η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση δίνεται από τη σχέση

$$\rho_{\alpha} = \frac{\pi L^2}{2b} \, \frac{\Delta V}{i} \tag{4.14}$$

Για την επίτευξη διέλευσης ρεύματος σε μεγαλύτερα βάθη αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος.

Τα δεδομένα που συλλέγονται αποτελούν την ψευδοτομή του υπεδάφους (σχ.4.6). Στην ψευδοτομή (pseudosection) οι φαινόμενες ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις είναι σχεδιασμένες σε μία τομή κατά τέτοιο τρόπο όπως οι πραγματικές ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις σε σημεία ακριβώς κάτω από το κέντρο της διάταξης των ηλεκτροδίων και σε βάθος που εξαρτάται από τη συγκεκριμένη διάταξη (σχ.4.5).

Με αυτόν τον τρόπο υπάρχει μια προσεγγιστική εικόνα της κατανομής των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων στο επίπεδο της τομής. Το επόμενο βήμα είναι η αντιστροφή των δεδομένων που δίνει τις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Ξεκινώντας από ένα αρχικό μοντέλο το επόμενο βήμα είναι η λύση του ευθέως προβλήματος, στο οποίο υπολογίζονται οι φαινόμενες αντιστάσεις που αντιστοιχούν στο μοντέλο αυτό. Οι θεωρητικές αυτές τιμές, μαζί με τις πραγματικές μετρήσεις και τις παραμέτρους του μοντέλου καθορίζουν ένα σύστημα εξισώσεων. Ακολουθεί η διαδικασία της αντιστροφής, όπου επιλύεται το σύστημα των εξισώσεων με αγνώστους τις παραμέτρους του μοντέλου. Υπολογίζεται με τη διαδικασία αυτή ένα νέο βελτιωμένο μοντέλο. Η βελτίωση αφορά μόνο τις παραμέτρους του μοντέλου. Η διαδικασία συνεχίζεται υπολογίζοντας για το βελτιωμένο μοντέλο τις φαινόμενες αντιστάσεις, οι οποίες συγκρίνονται με τη σειρά τους με τις πραγματικές μετρήσεις. Σκοπός της αντιστροφής είναι να βρεθεί ένα μοντέλο που να δίνει φαινόμενες αντιστάσεις όσο το δυνατό πιο κοντά στις μετρήσεις.



Σχήμα 4.5 Ψευδοτομή (pseudosection) φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων



Σχήμα 4.6: Διάταξη των δεδομένων στην ψευδοτομή του υπεδάφους(manual Res2dinv).

4.6.4 Αντιστροφή των Δεδομένων

Με την αντιστροφή γίνεται ο υπολογισμός των πραγματικών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων από τις φαινόμενες αντιστάσεις. Στα περισσότερα γεωφυσικά προβλήματα που χρησιμοποιείται η αντιστροφή, τα δεδομένα συνδέονται με μη γραμμικές σχέσεις με τις παραμέτρους του μοντέλου. Έτσι και στην περίπτωση της αντιστροφής των φαινόμενων αντιστάσεων το πρόβλημα είναι μη γραμμικό. Επιπλέον το πρόβλημα είναι υπερπροσδιορισμένο, δηλαδή ο αριθμός των δεδομένων υπερβαίνει τον αριθμό των παραμέτρων του μοντέλου.

Για την επίλυση του προβλήματος εφαρμόζονται επαναληπτικές τεχνικές που χρησιμοποιούν τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Αρχικά όμως γίνεται προσέγγιση του μη γραμμικού προβλήματος με γραμμικό με τη βοήθεια της σειράς Taylor.

An m=(m₁, m₂,,m_M) είναι οι παράμετροι του μοντέλου και d_i=(d₁, d₂,,d_N) i=1, 2,...,N είναι οι μετρήσεις, η μη γραμμική σχέση που συνδέει τις μετρήσεις με τις παραμέτρους είναι:

$$d_i = f_i(m_1, m_2, ..., m_M) + e$$
 (4.15)

όπου ε το σφάλμα των μετρήσεων.

Για το αρχικό μοντέλο $m^0 = (m_1^0, m_2^0, ..., m_M^0)$ είναι:

$$\mathbf{d}_{i} = \mathbf{f}_{i}(\mathbf{m}_{1}^{0}, \mathbf{m}_{2}^{0}, ..., \mathbf{m}_{M}^{0}) + \mathbf{e}$$
(4.16)

Προσεγγίζοντας τη συνάρτηση f_i με σειρά Taylor γύρω από το m^o προκύπτει:

$$f_i(m) = f_i(m_1^0 + \delta m_1, m_2^0 + \delta m_2, \dots, m_M^0 + \delta m_M)$$
(4.17)

Το σφάλμα από τη σχέση (4.15) είναι:

$$\mathbf{e}_{i} = \mathbf{d}_{i} - \mathbf{f}_{i}(\mathbf{m}) \approx \mathbf{d}_{i} - \mathbf{f}_{i}(\mathbf{m}^{0}) - \sum_{j=1}^{M} \left\{ \frac{\partial \mathbf{f}_{i}(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}_{j}} \middle|_{\mathbf{m}_{j} = \mathbf{m}_{j}^{0}} \cdot \delta \mathbf{m}_{j} \right\}$$
(4.18)

Αν $\Delta d = d_i - f_i(m^0)$ είναι ο πίνακας στήλη των διαφορών ανάμεσα στις πραγματικές μετρήσεις και στις θεωρητικές, Α ο πίνακας των μερικών παραγώγων της συνάρτησης f ως προς τις παραμέτρους του μοντέλου, και x ο πίνακας στήλη των διορθώσεων δm που πρέπει να προστεθούν στο m⁰ για να προκύψει το βελτιωμένο μοντέλο, η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$\mathbf{e}_{i} \approx \Delta \mathbf{d} - \mathbf{A}\mathbf{x} \tag{4.19}$$

Υπάρχουν πολλοί τρόποι για να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα e_i, αλλά ο πιο κατάλληλος βασίζεται στη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Με τη μέθοδο αυτή ελαχιστοποιείται το άθροισμα των τετραγώνων των σφαλμάτων, δηλαδή η ποσότητα

$$q = \sum_{i=1}^{N} e_i^2 = e^{T} e \approx (\Delta d - Ax)^{T} (\Delta d - Ax)$$
(4.20)

Η ελαχιστοποίηση πραγματοποιείται παραγωγίζοντας το q ως προς x και εξισώνοντας την παράγωγο με μηδέν. Για την αντιμετώπιση προβλημάτων επιβάλλεται περιορισμός στον πίνακα x με στόχο να μην αυξάνονται απότομα οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης διαδοχικών ορθογωνίων παραλληλογράμμων του μοντέλου. Η λύση x προστίθεται στο αρχικό μοντέλο m^o και προκύπτει το βελτιωμένο μοντέλο m¹

$$m^1 = m^0 + x$$
 (4.21)

Λόγω όμως του ότι η λύση προκύπτει από προσέγγιση μη γραμμικού προβλήματος είναι απαραίτητο να εφαρμοσθεί επαναληπτικά η όλη διαδικασία χρησιμοποιώντας το m¹ ως το νέο αρχικό μοντέλο. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS),

$$RMS = \sqrt{\frac{\Delta d^{\mathrm{T}} \Delta d}{N}}$$
(4.22)

όπου N ο αριθμός των μετρήσεων, δίνει ένα μέτρο του πόσο καλά ταιριάζουν οι θεωρητικές μετρήσεις με τις πραγματικές για κάθε μοντέλο. Πρέπει τέλος να σημειωθεί ότι το πρόβλημα της αντιστροφής δεν έχει μονοσήμαντη λύση. Το μοντέλο με το μικρότερο σφάλμα δε σημαίνει ότι είναι γεωλογικά αποδεκτό. Από τη χρήση γεωλογικών πληροφοριών βελτιώνεται η αξιοπιστία του προκύπτοντος μοντέλου. Στην όλη διαδικασία οι υπολογισμοί γίνονται με τους λογάριθμους των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της φαινόμενης αντίστασης.

Από τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων προκύπτουν (Παπαδόπουλος 2007) οι κανονικές εξισώσεις:

$$(\mathbf{A}^{\mathrm{T}}\mathbf{D}^{\mathrm{T}}\mathbf{D}\mathbf{A})\mathbf{x} = (\mathbf{A}^{\mathrm{T}}\mathbf{D}^{\mathrm{T}}\mathbf{D})\Delta\mathbf{d}$$
(4.23)

όπου D είναι ο MxM πίνακας στατιστικών βαρών, τα στοιχεία του οποίου είναι τα σχετικά βάρη που εξαρτώνται από την ακρίβεια κάθε μέτρησης. Επίλυση τους ως προς x προκύπτει η νέα εξίσωση :

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^{\mathrm{T}} \mathbf{D}^{\mathrm{T}} \mathbf{D} \mathbf{A})^{-1} (\mathbf{A}^{\mathrm{T}} \mathbf{D}^{\mathrm{T}} \mathbf{D}) \Delta \mathbf{d}$$
(4.24)

όπου το $(A^TD^TDA)^{-1} (A^TD^TD)$ είναι ο ψευδοαντίστροφος του A

Με βάση την παραπάνω εξίσωση (4.24) μπορεί να καθοριστεί ένας επαναληπτικός αλγόριθμος επίλυσης του αντίστροφου γεωηλεκτρικού προβλήματος. Έστω ότι κατά την κ επανάληψη η εκτίμηση του μοντέλου της αντίστασης είναι m_k τότε:

- Υπολογίζονται οι συνθετικές φαινόμενες αντιστάσεις f(mk) και ο Ιακωβιανός πίνακας Ak για την κατανομή της αντίστασης mk, μέσω της επίλυσης του ευθέος προβλήματος.
- Υπολογίζεται το διάνυσμα διόρθωσης του μοντέλου των αντιστάσεων

$$\mathbf{x}_{k} = (A_{K}^{T} \mathbf{D}^{T} \mathbf{D} \mathbf{A}_{k})^{-1} (A_{K}^{T} \mathbf{D}^{T} \mathbf{D}) \Delta \mathbf{d}_{k} \text{ órov } \Delta \mathbf{d}_{k} = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{m}_{k})$$
(4.25)

• Το βελτιωμένο μοντέλο των αντιστάσεων προκύπτει από την πρόσθεση της διόρθωσης στο προηγούμενο μοντέλο $m_{k+1} = m_k + x_k$

Η επαναληπτική διαδικασία συνεχίζεται μέχρι να ικανοποιηθούν κάποια προκαθορισμένα κριτήρια σύγκλισης και τερματισμού.

Κανονικοποίηση μηδενικού βαθμού:

Η πιο απλή μέθοδος κανονικοποίησης που μπορεί να εφαρμοστεί είναι χρησιμοποιώντας τον μοναδίαιο Ι και ταυτόχρονα, αν θεωρηθεί ότι σε κάθε επανάληψη k της αντιστροφής το αρχικό μοντέλο x₀ είναι ίσο με το βελτιωμένο μοντέλο x_k τότε προκύπτει :

$$\mathbf{x}_{k} = (A_{K}^{T} \mathbf{D}^{T} \mathbf{D} \mathbf{A}_{k} + \lambda \mathbf{I})^{-1} (A_{K}^{T} \mathbf{D}^{T} \mathbf{D}) \Delta \mathbf{d}_{k}$$
(4.26)

Οι εξισώσεις αποτελούν την μαθηματική έκφραση της ευρύτατα διαδεδομένης είναι μεθόδου που γνωστή ως "μέθοδος Marquadt-Levenberg" ή "μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση" (Levenberg, 1944, Marquardt, 1963). Η μέθοδος έχει χρησιμοποιηθεί ευρύτατα στην αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων σε μία (Meju 1992), δύο (Pelton et al. 1978, Tripp et al. 1984) και τρεις διαστάσεις (Petrick et al. 1979, Dabas et al. 1994). Τα κυριότερα μειονεκτήματα της μεθόδου είναι ότι το τελικό αποτέλεσμα εξαρτάται από την επιλογή του αρχικού μοντέλου της αντιστροφής (Smith και Vozoff 1984) και επιπλέον πολλές φορές οι λύσεις που προκύπτουν μπορεί να είναι μεν Ι μαθηματικά ορθές αλλά στερούνται φυσικής σημασίας (Smith και Shanno 1971).

Κανονικοποίηση με περιορισμούς εξομάλυνσης:

Ένας άλλος τρόπος για να αντιμετωπιστεί η αστάθεια της αντιστροφής αποτελεί η εισαγωγή περιορισμών εξομάλυνσης. Η τεχνική αυτή χρησιμοποιήθηκε για πρώτη από τον Constable και τους συνεργάτες του (1987) για την αντιστροφή μαγνητοτελλουρικών δεδομένων σε μία διάσταση. Εν συνεχεία η μέθοδος επεκτάθηκε για το πρόβλημα των δύο διαστάσεων (deGroot-Hedlin and Constable 1990). Από τα παραπάνω προκύπτει:

$$\mathbf{x}_{k} = (A_{K}^{T} \mathbf{D}^{T} \mathbf{D} \mathbf{A}_{k} + \lambda \mathbf{C}^{T} \mathbf{C})^{-1} (A_{K}^{T} \mathbf{D}^{T} \mathbf{D}) \Delta \mathbf{d}_{k}$$
(4.27)

Όπου ο πίνακας εξομάλυνσης C αποτελεί μία πεπερασμένη έκφραση της δεύτερης χωρικής παραγώγου (ή Λαπλασιανής).

Η μέθοδος της εξομαλυμένης αντιστροφής αποτελεί σήμερα ένα αξιόπιστο εργαλείο για την ερμηνεία γεωηλεκτρικών δεδομένων και για την ανακατασκευή ακόμα και πολύπλοκων δομών του υπεδάφους σε μία (Vedanti et al. 2005), δύο (Sasaki 1989, 1992, Loke και Barker 1995, LaBrecque et al. 1996, Pinheiro et al. 1997) και τρεις διαστάσεις (Sasaki 1994, Loke και Barker 1996b, LaBrecque, et al. 1999, Tsourlos και Ogilvy 1999).

4.7 ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗ

4.7.1 Εισαγωγή

Η γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση αποτελεί μέρος της ηλεκτρικής διασκόπησης, στην οποία μελετάται η μεταβολή της ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος. Απεικονίζει δηλαδή την μεταβολή της ηλεκτρικής αντίστασης κατά μία μόνο διάσταση, αυτή του βάθους, πράγμα το οποίο επιτρέπει τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της με πληροφορίες από γεώτρηση. Στην ηλεκτρική βυθοσκόπηση αντί του γεωφυσικού χάρτη, προκύπτει γράφημα της ειδικής αντίστασης συναρτήσει του βάθους. Η βυθοσκόπηση είναι μία σχετικά γρήγορη και μικρού κόστους γεωηλεκτρική διασκόπηση η οποία επιτρέπει την εξαγωγή αξιόλογων συμπερασμάτων για την εναλλαγή των στρωμάτων με το βάθος.

4.7.2 Τρόπος Πραγματοποίησης Μετρήσεων στην Ηλεκτρική Βυθοσκόπηση

Η περιγραφή της γεωλογικής δομής του υπεδάφους κατά την εφαρμογή της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης, προκύπτει από τον υπολογισμό των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και του πάχους ή/και του βάθους των γεωλογικών στρωμάτων.

Με τη γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση προσδιορίζεται η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση R_α σε σταθερό σημείο της επιφάνειας για διαδοχικά αυξανόμενες τιμές του γεωμετρικού συντελεστή K. Αυτό συμβαίνει αυξάνοντας συνεχώς την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος. Καθώς η διάταξη των ηλεκτροδίων απλώνεται, η ίδια ποσότητα ρεύματος διαρρέει μεγαλύτερα βάθη. Άρα, η ηλεκτρική αντίσταση των βαθύτερων γεωλογικών στρωμάτων επηρεάζει τη φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Εναλλαγές, υψηλής και χαμηλής ηλεκτρικής αντίστασης, μπορεί να εμφανισθούν σε γράφημα της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της απόστασης των ηλεκτροδίων του ρεύματος (σχήμα 4.7).

Ανάμεσα στις διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων, η διάταξη Wenner είναι η λιγότερο κατάλληλη για τις γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις (παρόλο που χρησιμοποιείται αρκετά συχνά), λόγω της μετακίνησης των τεσσάρων ηλεκτροδίων σε κάθε πρόσθετη μέτρηση. Αντίθετα στη διάταξη Schlumberger τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν στην ίδια θέση, και μόνο τα ηλεκτρόδια του ρεύματος μετακινούνται για κάθε επιπλέον μέτρηση. Τέλος, η διάταξη διπόλου–διπόλου, όπου τα ηλεκτρόδια ρεύματος παραμένουν σταθερά και μετακινούνται τα ηλεκτρόδια δυναμικού, είναι η πιο κατάλληλη για βαθιές βυθοσκοπήσεις.



Σχήμα 4.7: Γράφημα της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής και της αντίστασης των ηλεκτροδίων του ρεύματος, για τον υπολογισμό εναλλασσόμενων υψηλής και χαμηλής ηλεκτρικής αντίστασης στρωμάτων, με τη βοήθεια της διάταξης Wenner. (Robinson, Coruh, 1988, σελ. 466).

4.8.3 Διαδικασία Ηλεκτρικής Βυθοσκόπησης

Η διαδικασία εκτέλεσης της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης αποτελείται από τα παρακάτω βήματα, αναφερόμενα με σειρά προτεραιότητας.

- Ορίζεται η ευθεία πάνω στην οποία θα γίνει η ανάπτυξη της γραμμής, η οποία πρέπει να τοποθετείται όσο το δυνατόν παράλληλα. Έτσι, ελέγχεται η περιοχή μελέτης πριν να ξεκινήσει η βυθοσκόπηση για την αποφυγή προβλημάτων όπως η ύπαρξη χειμάρρων, φαραγγιών, λόφων, οικημάτων, φρακτών κ.α.
- Συνδέεται το όργανο με τα καλώδια, και τοποθετείται στο σημείο που θα αποτελεί το κέντρο της Βυθοσκόπησης (Ο), το οποίο επιλέγεται ανάλογα με την τοπογραφία της περιοχής.
- Τοποθετούνται τα ηλεκτρόδια δυναμικού και ρεύματος εκατέρωθεν του σημείου
 Ο σε απόσταση MN/2 και AB/2 αντίστοιχα. Στη συνέχεια γίνεται η σύνδεση των ηλεκτροδίων A, B με τα καλώδια, διοχετεύεται ηλεκτρικό ρεύμα και πραγματοποιείται η μέτρηση, όπου λαμβάνονται συγκεκριμένες τιμές ρεύματος i και δυναμικού V. Στη συνέχεια τοποθετούνται τα ηλεκτρόδια του ρεύματος σε μεγαλύτερη απόσταση AB/2 και επαναλαμβάνεται η ίδια διαδικασία.
- Η συνάρτηση μεταβολής της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, ρ_a, με το

βάθος σχεδιάζεται σε διπλό λογαριθμικό χαρτί κατά τη λήψη των μετρήσεων έτσι ώστε να ελέγχεται με ένα ακόμη τρόπο η αξιοπιστία των μετρήσεων.

- Η διαφορά δυναμικού μειώνεται με την αύξηση της απόστασης AB/2, ενώ όταν η τιμή προσεγγίζει το 0,1 mV, η μέτρηση θεωρείται μη αξιόπιστη. Σε αυτή την περίπτωση αυξάνεται το μήκος του MN/2 και για το ίδιο AB/2 λαμβάνεται διπλή μέτρηση.
- Το μέγιστο μήκος της ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος καθορίζεται από το αν έχει εντοπιστεί γεωηλεκτρικά το πέτρωμα που στόχο έχει η βυθοσκόπηση. Η κατάσταση αυτή διαπιστώνεται από την ανοδική ή την καθοδική πορεία της καμπύλης.
- Η απόσταση του ημιαναπτύγματος AB/2 και οι μετρούμενες τιμές της έντασης του ρεύματος και της διαφοράς δυναμικού καταγράφονται σε ειδικά διαμορφωμένα έντυπα για την μετέπειτα επεξεργασία τους

4.8.4 Προβλήματα στην Ερμηνεία των Γεωηλεκτρικών Βυθοσκοπήσεων

Κατά την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών δεδομένων, παρουσιάζονται κάποια προβλήματα όπως είναι η αρχή της ισοδυναμίας και η αρχή της επικάλυψης. Γι' αυτό, θεωρείται απαραίτητη η ύπαρξη πληροφοριών για το πάχος των στρωμάτων και για τις τιμές της ειδικής αντίστασης, για την αντιμετώπιση των παραπάνω προβλημάτων και την καλύτερη ερμηνεία των γεωηλεκτρικών δεδομένων.



Σχήμα 4.8: Απεικόνιση της αρχής της ισοδυναμίας για ένα αγώγιμο στρώμα ανάμεσα από δύο μη αγώγιμα.(P.V.Sharma, 1986, σελ.283).

4.8.4.1 Αρχή της Ισοδυναμίας

Η αρχή της ισοδυναμίας παρουσιάζεται όταν η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αντιστοιχεί σε μοντέλο τριών στρωμάτων, όπου το ενδιάμεσο στρώμα εμφανίζει ειδική ηλεκτρική αντίσταση μεγαλύτερη ή μικρότερη σε σχέση με τα δύο στρώματα που το περικλείουν (σχήμα 4.8).

Στην περίπτωση που το ενδιάμεσο στρώμα έχει την μεγαλύτερη ειδική ηλεκτρική αντίσταση, η καμπύλη της φαινόμενης αντίστασης δεν μεταβάλλεται όταν το γινόμενο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ επί το πάχος του ενδιάμεσου στρώματος h είναι σταθερό, ενώ ξεχωριστά οι δύο παράμετροι μεταβάλλονται. Αυτό σημαίνει ότι υπάρχουν άπειρα μοντέλα για τα οποία το πάχος και η αντίσταση του ενδιάμεσου στρώματος έχουν διαφορετική τιμή, ενώ το γινόμενο τους, που ονομάζεται Εγκάρσια Αντίσταση Τ, παραμένει σταθερό. Η Εγκάρσια Αντίσταση Τ δίνεται από τον τύπο,

$$T = h\rho \tag{4.28}$$

Στην περίπτωση που το ενδιάμεσο στρώμα είναι αγώγιμο, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης δε μεταβάλλεται όταν ο λόγος πάχους του ενδιάμεσου στρώματος προς την ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ είναι σταθερός, ανεξάρτητα αν οι επιμέρους παράμετροι μεταβάλλονται. Ο παραπάνω λόγος χαρακτηρίζεται ως Διαμήκης Αγωγιμότητα και είναι,

$$S = h/\rho \tag{4.29}$$

4.8.4.2 Αρχή της Επικάλυψης

Η αρχή της επικάλυψης αναφέρεται σε μοντέλο τριών στρωμάτων όπου το ενδιάμεσο στρώμα έχει μικρό πάχος και η φαινόμενη ειδική αντίσταση αυτού είναι ενδιάμεση των στρωμάτων που το περικλείουν. Το ενδιάμεσο στρώμα επιδρά ελάχιστα στην καμπύλη της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που προκύπτει, και συνεπώς δεν είναι εύκολη η αναγνώρισή του με τη μέθοδο της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης.

5. ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΟ ΣΤΥΛΟ

5.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων πραγματοποιήθηκε σε διάφορα στάδια: Το πρώτο στάδιο των γεωφυσικών διασκοπήσεων, σύμφωνα με το σχέδιο δράσης, είναι η πραγματοποίηση ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων για μια γρήγορη και πρωταρχική εκτίμηση (μεγάλης κλίμακας) της γεωλογικής και περιβαλλοντικής κατάστασης

Αρχικά, πραγματοποιήθηκαν τρεις βυθοσκοπήσεις με στόχο τον προσδιορισμό των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης γνωστών επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών. Τα αποτελέσματα αυτών των βυθοσκοπήσεων δεν χρησιμοποιήθηκαν για περαιτέρω ανάλυση των δομών του υπεδάφους και δεν κρίθηκε σκόπιμο να ενταχθούν σε κάποια χωρική ενότητα της περιοχής μελέτης.

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκαν επτά βυθοσκοπήσεις οι οποίες φαίνονται στο Σχήμα 5.1 και τα αποτελέσματα της επεξεργασίας τους παρατίθενται στο κεφάλαιο 5.2. Επίσης πραγματοποιήθηκαν τέσσερεις γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας με συνολικό μήκος περίπου 2150 m.

- Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L1 είχε μήκος περίπου 189 m και πραγματοποιήθηκε σε δύο φάσεις . Η πρώτη φάση των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε τον Ιούλιο του 2005 και χρησιμοποιήθηκε η διάταξη Wenner – Schlumberger .Ενώ η δεύτερη φάση των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε τον Μάρτη του 2006 και η συλλογή των δεδομένων έγινε με τις διατάξεις διπόλου-διπόλου και Wenner – Schlumberger.
- Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L2 έχει μήκος 260 m και πραγματοποιήθηκε τον Ιούλιο του 2006 και εφαρμόστηκαν οι διατάξεις Wenner-Schlumberger και διπόλου-διπόλου.
- Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L3 πραγματοποιήθηκε τον Ιούλιο του 2006
 και συνολικό μήκους γραμμής μελέτης ήταν 260 m. Για τη συλλογή των δεδομένων επιλέχτηκαν οι διατάξεις Wenner-Schlumberger και διπόλουδιπόλου.
- Και τέλος η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L4 η οποία πραγματοποιήθηκε τον Σεπτέμβριο - Οκτώβριο του 2006 με συνολικό μήκους γραμμής μελέτης 1440 m και διάταξη ηλεκτροδίων Wenner-Schlemberger.



Σχήμα 5.1: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης όπου απεικονίζονται και οι θέσεις των γεωφυσικών διασκοπήσεων.

5.2 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗΣ

Η επεξεργασία των δεδομένων των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων πραγματοποιήθηκε με το λογισμικό πακέτο IPI2WIN. Το πρόγραμμα IPI2WIN χρησιμοποιώντας τα δεδομένα καταλήγει σε μονοδιάστατο μοντέλο της κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Παρακάτω, απεικονίζονται τα μοντέλα, όπως αυτά προέκυψαν μετά την επεξεργασία των δεδομένων. Το ποσοστό πάνω στο πίνακα εκφράζει το σφάλμα στη διαδικασία της αντιστροφής. Επίσης, για κάθε μοντέλο, παρατίθεται ο πίνακας με τις τιμές για κάθε γεωηλεκτρικό στρώμα, όπου:

 ρ = ειδική ηλεκτρική αντίσταση

h = πάχος

 $d = \beta \dot{\alpha} \theta o \varsigma$

5.2.1 Βυθοσκόπηση Ves1

Η βυθοσκόπηση Ves1 πραγματοποιήθηκε στις 26-09-2006 στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης (Σχήμα 5.1), κοντά στο ποτάμι Κοιλιάρη. Η διεύθυνση του αναπτύγματος ήταν BA – ΝΔ, ενώ το μέγιστο ανάπτυγμα 1020 m. Το κέντρο τοποθετήθηκε σε συντεταγμένες x: 512414 m και y: 3922109 m. Κοντά στην περιοχή πραγματοποιήθηκαν γραμμές μελέτης με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης. Τα αποτελέσματα της βυθοσκόπησης Ves1 παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.2.

Παρατηρούνται τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα μικρού πάχους (4 m) με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 606 ohm.m.
- Ένα δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 10 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 66 ohm.m.
- Ο τρίτος γεωηλεκτρικός σχηματισμός βρίσκεται σε βάθος 14 m από την επιφάνεια, και έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση που ξεπερνά τα 7800 ohm.m.



Σχήμα 5.2: Γεωηλεκτρική καμπύλη της βυθοσκόπησης Ves1: οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν τις μετρούμενες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η κόκκινη καμπύλη αντιστοιχεί στις υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης, και η μπλε στο τελικό γεωηλεκτρικό μοντέλο (ρ: Πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση, h πάχος σχηματισμού, d βάθος σχηματισμού) φαίνονται και στον πίνακα αριστερά του σχήματος.

5.2.2 Βυθοσκόπηση Ves2

Η βυθοσκόπηση Ves2 πραγματοποιήθηκε στις 26-9-2006 στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης, κοντά στο ποτάμι Κοιλιάρη (Σχήμα 5.1). Το κέντρο τοποθετήθηκε στο σημείο με συντεταγμένες x: 512069 m, y: 3922184 m. Χρησιμοποιήθηκε η διάταξη Schlumberger όπου η διεύθυνση του αναπτύγματος ήταν BΔ – NA, ενώ το μέγιστο ανάπτυγμα 780 m. Η καταγραφή των μετρήσεων προς το τέλος είχε κάποια προβλήματα λόγω απότομου αναγλύφου. Τα αποτελέσματα της βυθοσκόπησης Ves2 παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.3.



AB/2 (m)

Σχήμα 5.3: Γεωηλεκτρική καμπύλη της βυθοσκόπησης Ves2: οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν τις μετρούμενες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η κόκκινη καμπύλη αντιστοιχεί στις υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης, και η μπλε στο τελικό γεωηλεκτρικό μοντέλο (ρ: Πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση, h πάχος σχηματισμού, d βάθος σχηματισμού) φαίνονται και στον πίνακα αριστερά του σχήματος.

Παρατηρούνται τέσσερα γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα μικρού πάχους (2 m) με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 109 ohm.m.
- Ένα δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 34 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 42 ohm.m.
- Ένα τρίτο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 75 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 86 ohm.m.
- Ο τέταρτος γεωηλεκτρικός σχηματισμός βρίσκεται σε βάθος 111 m από την επιφάνεια, και έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση 15 ohm.m.

5.2.3 Βυθοσκόπηση Ves3

Η βυθοσκόπηση Ves3 πραγματοποιήθηκε στις 27-09-2006 στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης, ανατολικά της πόλγης του χωριού "Φαράγγι" (Σχήμα 5.1). Το κέντρο τοποθετήθηκε στο σημείο με συντεταγμένες x: 511519 m, y: 3921807 m και

Η: 15 m. Χρησιμοποιήθηκε η διάταξη Schlumberger όπου η διεύθυνση του αναπτύγματος ήταν Α – Δ, ενώ το μέγιστο ανάπτυγμα 1020 m. Τα αποτελέσματα της βυθοσκόπησης Ves3 παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.4.



Σχήμα 5.4: Γεωηλεκτρική καμπύλη της βυθοσκόπησης Ves3: οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν τις μετρούμενες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η κόκκινη καμπύλη αντιστοιχεί στις υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης, και η μπλε στο τελικό γεωηλεκτρικό μοντέλο (ρ: Πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση, h πάχος σχηματισμού, d βάθος σχηματισμού) φαίνονται και στον πίνακα αριστερά του σχήματος.

Παρατηρούνται πέντε γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα μικρού πάχους (1 m) με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 371 ohm.m.
- Ένα δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα μικρού πάχους (1,5 m) και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 131 ohm.m.
- Ένα τρίτο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 11 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 4 ohm.m.
- Ένα τέταρτο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 22 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 113 ohm.m.
- Ο πέμπτος γεωηλεκτρικός σχηματισμός βρίσκεται σε βάθος 35 m από την επιφάνεια, και έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση 2507 ohm.m.

5.2.4 Βυθοσκόπηση Ves4





Σχήμα 5.5: Γεωηλεκτρική καμπύλη της βυθοσκόπησης Ves4: οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν τις μετρούμενες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η κόκκινη καμπύλη αντιστοιχεί στις υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης, και η μπλε στο τελικό γεωηλεκτρικό μοντέλο (ρ: Πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση, h πάχος σχηματισμού, d βάθος σχηματισμού) φαίνονται στον πίνακα δεξιά του σχήματος.

Το κέντρο τοποθετήθηκε στο σημείο με συντεταγμένες x: 510721 m, y: 3921610 m και H: 18 m. Η διεύθυνση του αναπτύγματος ήταν $\Delta - A$, ενώ το μέγιστο ανάπτυγμα 174 m. Τα αποτελέσματα της βυθοσκόπησης Ves4 παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.5 .

Παρατηρούνται τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα μικρού πάχους (2 m) με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 858 ohm.m.
- Ένα δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα μικρού πάχους (3 m) και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 2865 ohm.m.
- Ο τρίτος γεωηλεκτρικός σχηματισμός βρίσκεται σε βάθος 5 m από την επιφάνεια, και έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση 265 ohm.m.

5.2.5 Βυθοσκόπηση Ves5

Η βυθοσκόπηση Ves5 πραγματοποιήθηκε στις 28-9-2006 στο βορειοανατολικό της περιοχής μελέτης, νοτιοανατολικά του ποταμού Κοιλιάρη (Σχήμα 5.1). Η διεύθυνση του αναπτύγματος ήταν Δ-ΒΔ – Α-ΒΑ, ενώ το μέγιστο ανάπτυγμα 1440 m. Το κέντρο τοποθετήθηκε στο σημείο με συντεταγμένες x: 513544 m, y: 3922857 m και H: 14 m. Τα αποτελέσματα της βυθοσκόπησης Ves5 παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.6.



Σχήμα 5.6: Γεωηλεκτρική καμπύλη της βυθοσκόπησης Ves5: οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν τις μετρούμενες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η κόκκινη καμπύλη αντιστοιχεί στις υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης, και η μπλε στο τελικό γεωηλεκτρικό μοντέλο (ρ: Πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση, h πάχος σχηματισμού, d βάθος σχηματισμού) φαίνονται και στον πίνακα πάνω από το σχήμα.

Παρατηρούνται πέντε γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα μικρού πάχους (1 m) με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 53 ohm.m.
- Ένα δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 12,5 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 18 ohm.m.
- Ένα τρίτο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 20 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 82 ohm.m.
- Ένα τέταρτο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 81 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 11 ohm.m.
- Ο πέμπτος γεωηλεκτρικός σχηματισμός βρίσκεται σε βάθος 114 m από την επιφάνεια, και έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση 90 ohm.m.

5.2.6 Βυθοσκόπηση Ves6

Η βυθοσκόπηση Ves6 πραγματοποιήθηκε στις 28-9-2006 νότια της πόλγης του χωριού Φαράγγι (Σχήμα 5.1), στην ίδια θέση σχεδόν της βυθοσκόπησης Ves4. Το κέντρο τοποθετήθηκε στο σημείο με συντεταγμένες x: 510721 m, y: 3921610m και H: 18 m. Η διεύθυνση του αναπτύγματος ήταν $\Delta - A$, ενώ το μέγιστο ανάπτυγμα 780 m. Τα αποτελέσματα της βυθοσκόπησης Ves6 παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.7. Παρατηρούνται τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 15 m με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 299 ohm.m.
- Ένα δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 30 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 111 ohm.m.
- Ο τρίτος γεωηλεκτρικός σχηματισμός βρίσκεται σε βάθος 45 m από την επιφάνεια, και έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση 930 ohm.m.



Σχήμα 5.7: Γεωηλεκτρική καμπύλη της βυθοσκόπησης Ves6: οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν τις μετρούμενες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η κόκκινη καμπύλη αντιστοιχεί στις υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης, και η μπλε στο τελικό γεωηλεκτρικό μοντέλο (ρ: Πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση, h πάχος σχηματισμού, d βάθος σχηματισμού) φαίνονται και στον πίνακα πάνω από το σχήμα.

5.2.7 Βυθοσκόπηση Ves7

Η βυθοσκόπηση Ves7 πραγματοποιήθηκε στο βορειοανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης (Σχήμα 5.1). Η διεύθυνση του αναπτύγματος ήταν BBA – NNΔ, ενώ το μέγιστο ανάπτυγμα 440 m. Τα αποτελέσματα της βυθοσκόπησης Ves7 παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.8.

Παρατηρούνται τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα μικρού πάχους (6 m) με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 194 ohm.m (κορεσμένος μαργαϊκός ασβεστόλιθος).
- Ένα δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 52 m και τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 429 ohm.m (ακόρεστος μαργαϊκός ασβεστόλιθος).
- Ο τρίτος γεωηλεκτρικός σχηματισμός βρίσκεται σε βάθος 58 m από την επιφάνεια, και έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση 2082 ohm.m (δολομιτικός ασβεστόλιθος).



Σχήμα 5.8: Γεωηλεκτρική καμπύλη της βυθοσκόπησης Ves7: οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν τις μετρούμενες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η κόκκινη καμπύλη αντιστοιχεί στις υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης, και η μπλε στο τελικό γεωηλεκτρικό μοντέλο (ρ: Πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση, h πάχος σχηματισμού, d βάθος σχηματισμού) φαίνονται και στον πίνακα αριστερά του σχήματος.

5.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ

Για την αντιστροφή των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Res2Dinv. Το συγκεκριμένο λογισμικό περιέχει διάφορες μεθόδους για την αντιστροφή των δεδομένων. Από αυτές, χρησιμοποιήθηκαν οι παρακάτω:

Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion)

Με τη μέθοδο αυτή ελαχιστοποιείται το άθροισμα των τετραγώνων του σφάλματος μεταξύ των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων με χρήση της νόρμας L2. Αποφεύγει τις ασταθείς λύσεις και συγκλίνει γρήγορα, με αποτέλεσμα να χρησιμοποιείται περισσότερο από οποιαδήποτε άλλη μέθοδο.

• Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method)

Όταν η τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης έχει μεγάλο εύρος, δεν είναι εύκολος ο καθορισμός της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Επίσης, όταν παρατηρείται πολύ χαμηλή τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, ενδέχεται να υπολογιστούν χαμηλότερες τιμές από τις πραγματικές και να μη γίνει σωστή η απεικόνιση του υπεδάφους. Στις παραπάνω περιπτώσεις, χρησιμοποιείται η μέθοδος αντιστροφής που συνδυάζει τη μέθοδο Marquardt (κανονικοποίηση μηδενικού βαθμού με χρήση της νόρμας L2) ή ridge regression και τη μέθοδο Occam ή smoothness constrained (κανονικοποίηση με περιορισμούς εξομάλυνσης). Η μέθοδος Marquardt μπορεί να χρησιμοποιηθεί και μόνη της, αν και θεωρείται ότι παρουσιάζει αστάθεια για μετρήσεις που περιέχουν θόρυβο, όταν χρησιμοποιείται μεγάλος αριθμός παραμέτρων.

• Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust)

Με την παραπάνω μέθοδο, ελαχιστοποιείται η απόλυτη διαφορά μεταξύ των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων της αντίστασης. Με αυτό τον τρόπο στο μοντέλο που παράγεται, διακρίνονται καλύτερα οι διαχωριστικές επιφάνειες μεταξύ των περιοχών που παρουσιάζουν διαφορετικές τιμές της ηλεκτρικής αντίστασης. Κάθε περιοχή χαρακτηρίζεται από σχεδόν σταθερή τιμή αντίστασης. Η μέθοδος Robust παρουσιάζει καλά αποτελέσματα όταν το υπέδαφος αποτελείται από διαφορετικά γεωλογικά στρώματα, π.χ εδαφικός σχηματισμός και βράχος.

5.3.1 Γραμμή Ηλεκτρικής Τομογραφίας L1

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L1 πραγματοποιήθηκε 200 m περίπου νοτιοανατολικά της πόλγης του χωριού Φαράγγι, κοντά στην θέση της βυθοσκόπησης Ves2 για την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων της βυθοσκόπησης (Σχήμα 5.3).

Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν Δ προς Α, ενώ η διάταξη Wenner – Schlumberger επιλέχτηκε για τη συλλογή των δεδομένων. Λόγω της εποχιακής αλλαγής της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα, κρίθηκε χρήσιμη η πραγματοποίηση των μετρήσεων σε δύο διαφορετικές εποχές, για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων.

Η πρώτη φάση των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε τον Ιούλιο του 2005, χρησιμοποιώντας 28 ηλεκτρόδια με απόσταση α = 7 m ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια, και συνολικό μήκους γραμμής μελέτης 189 m. Τα αποτελέσματα της διάταξης για την πρώτη φάση φαίνονται στο σχήμα 5.9.

Η δεύτερη φάση των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε τον Μάρτη του 2006, χρησιμοποιώντας 27 ηλεκτρόδια με απόσταση α = 7.3 m ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια, και συνολικό μήκος γραμμής μελέτης 189.8 m (διάταξη διπόλου-διπόλου, διάταξη Wenner – Schlumberger). Τα αποτελέσματα της δεύτερης φάσης φαίνονται στα σχήματα 5.10 και 5.11.



5.3.1.1 Φάση 1: Διάταξη Wenner – Schlumberger

Σχήμα 5.9: Γεωηλεκτρική τομή (μετρήσεις του Ιουλίου του 2005) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L1, με διεύθυνση Δ-Α και διάταξη Wenner – Schlumberger. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις μέθοδοι επεξεργασίας: a) Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), b) Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method), c) Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

- Το πρώτο γεωηλεκτρικό στρώμα ξεκινά από την επιφάνεια του εδάφους και εκτείνεται μέχρι το βάθος των 9 m. Παρουσιάζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, ίσες ή μεγαλύτερες των 500 Ohm.m.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα εμφανίζει τιμές γύρω στα 300 Ohm.m και βρίσκεται σε βάθος από 9 m μέχρι 15 m.
- Στο τελευταίο γεωηλεκτρικό στρώμα, βάθους 15-40 m, οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κυμαίνονται από 80 έως 180 Ohm.m.

Στο σχήμα 5.9c η μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust) εμφανίζει μια περιοχή σε απόσταση 120 m από την αρχή της γραμμής και βάθος 20 m, η οποία έχει αντιστάσεις 300 Ohm.m (ακόρεστος μαργαϊκός ασβεστόλιθος) και δεν εμφανίζεται με τις άλλες μεθόδους.



5.3.1.2 Φάση 2: Διάταξη Dipole-dipole

Σχήμα 5.10: Γεωηλεκτρική τομή (μετρήσεις του Μαρτίου του 2006) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L1, με διεύθυνση Δ-Α και διάταξη διπόλου - διπόλου. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις μέθοδοι επεξεργασίας: a) Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), b) Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method), c) Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

- Το πρώτο γεωηλεκτρικό στρώμα ξεκινά από την επιφάνεια του εδάφους και εκτείνεται μέχρι το βάθος των 10 m και σε απόσταση 65 m από την αρχή της γραμμής, ενώ στη συνέχεια επεκτείνεται και βαθύτερα σε βάθος 20 m. Παρουσιάζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, ίσες ή μεγαλύτερες των 500 Ohm.m.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα εμφανίζει τιμές γύρω στα 80 Ohm.m και βρίσκεται σε βάθος από 10 m και κάτω.

Στο σχήμα 5.10c η μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust) εμφανίζει μεγαλύτερη διαφορά αντιστάσεων μεταξύ των δύο στρωμάτων. Συγκεκριμένα, ολόκληρο το πρώτο στρώμα έχει αντιστάσεις πάνω από 1000 Ohm.m.



5.3.1.3 Φάση 2: Διάταξη Wenner – Schlumberger

Σχήμα 5.11:Γεωηλεκτρική τομή (μετρήσεις του Μαρτίου του 2006) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L1, με διεύθυνση Δ-Α και διάταξη Wenner – Schlumberger. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις μέθοδοι επεξεργασίας: a) Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), b) Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method), c) Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

- Το πρώτο γεωηλεκτρικό στρώμα ξεκινά από την επιφάνεια του εδάφους και εκτείνεται μέχρι το βάθος των 10 m. Παρουσιάζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, ίσες ή μεγαλύτερες των 500 Ohm.m.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα εμφανίζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από 200 έως 250 Ohm.m και βρίσκεται σε βάθος από 10 m μέχρι 15 m.
- Στο τελευταίο γεωηλεκτρικό στρώμα, βάθους 15-40 m, οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κυμαίνονται από 80 έως 160 Ohm.m. Οι μικρότερες τιμές εμφανίζονται σε μήκος 0-70 m και 100-170 m.

Στο σχήμα 5.11c η μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust) εμφανίζει μια περιοχή σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 90 m και βάθος 25 m με αντιστάσεις μεγαλύτερες των 500 Ohm.m (δολομιτικός ασβεστόλιθος).

5.3.2 Γραμμή Ηλεκτρικής Τομογραφίας L2

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L2 πραγματοποιήθηκε μέσα στην πόλγη του χωριού Φαράγγι, κοντά στην θέση της βυθοσκόπησης H1 για την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων της βυθοσκόπησης (Σχήμα 5.1).

Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν Δ προς Α, ενώ δύο διατάξεις επιλέχτηκαν για τη συλλογή των δεδομένων: Η διάταξη Wenner-Schlumberger και η διάταξη Dipole-dipole.

Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν τον Ιούλιο του 2006, χρησιμοποιώντας 27 ηλεκτρόδια με απόσταση α = 10 m ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια, και συνολικό μήκους γραμμής μελέτης 260 m.

Τα αποτελέσματα και των δύο διατάξεων φαίνονται στα Σχήματα 5.12 και 5.13, και παρατηρούνται δύο γεωηλεκτρικά στρώματα και μια περιοχή με διαφορετικές αντιστάσεις.



5.3.2.1 Διάταξη Dipole-Dipole

Σχήμα 5.12: Γεωηλεκτρική τομή (διάταξη Dipole-dipole) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L2, με διεύθυνση Δ-Α. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις μέθοδοι επεξεργασίας: a) Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), b) Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method), c) Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

- Στη γεωηλεκτρική τομογραφία εντοπίζονται δύο στρώματα. Το πρώτο στρώμα εκτείνεται κατά μήκος ολόκληρης της γραμμής μελέτης, με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, από 10 μέχρι 30 Ohm.m. Το πάχος του στρώματος είναι περίπου 25 m, ενώ σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 80 με 100 m, εμφανίζεται μεγαλύτερο.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα εμφανίζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από 160 έως 200 Ohm.m και βρίσκεται σε απόσταση από την αρχή της γραμμής από 100 μέχρι 180 m και βάθος από 40 m και κάτω.
- Τέλος, εμφανίζεται μια περιοχή σε απόσταση από την αρχή της γραμμής από 50 m μέχρι 70 m και βάθος από 10 m και κάτω η οποία παρουσιάζει τιμές της ειδικής αντίστασης περίπου 100 Ohm.m.





Σχήμα 5.13: Γεωηλεκτρική τομή (διάταξη Wenner – Schlumberger) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L2, με διεύθυνση Δ-Α. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις μέθοδοι επεξεργασίας: a) Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), b) Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method), c) Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

- Το πρώτο γεωηλεκτρικό στρώμα ξεκινά από την επιφάνεια του εδάφους και εκτείνεται μέχρι το βάθος των 20 m. Παρουσιάζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης 10 Ohm.m.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα εμφανίζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από 40 έως 100 Ohm.m και βρίσκεται σε βάθος από 20 m μέχρι 40 m.
- Διακρίνεται μια περιοχή σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 190 m και βάθος 35 m, η οποία παρουσιάζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από 100 έως 150 Ohm.m.

Η διαφορά των τριών μεθόδων επεξεργασίας είναι ότι η μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust), στο σχήμα 5.13c, στο δεύτερο στρώμα εμφανίζει αντιστάσεις μεγαλύτερες των 200 Ohm.m.

5.3.3 Γραμμή Ηλεκτρικής Τομογραφίας L3

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L3 πραγματοποιήθηκε βορειοανατολικά της πόλγης του χωριού Φαράγγι, κοντά στην θέση της βυθοσκόπησης A4 για την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων της βυθοσκόπησης (Σχήμα 5.1). Η αρχή της γραμμής μελέτης ξεκινά 10 m βορειοανατολικά της γεώτρησης ΕΓ-Φ2.

Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν ΝΔ προς BA, ενώ δύο διατάξεις επιλέχτηκαν για την συλλογή των δεδομένων: Η διάταξη Wenner-Schlemberger και η διάταξη Dipole-dipole. Τα αποτελέσματα των δύο διατάξεων σε συνδυασμό με τα στοιχεία της γεώτρησης ΕΓ-Φ2 παρουσιάζονται στα σχήματα 5.14 και 5.15.

Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν τον Ιούλιο του 2006, χρησιμοποιώντας 27 ηλεκτρόδια με απόσταση α = 10 m ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια, και συνολικό μήκους γραμμής μελέτης 260 m.

Παρατηρείται μεγάλη διαφορά ανάμεσα στα αποτελέσματα των δύο διατάξεων (Σχήματα 5.14, 5.15), όπως και μεγάλα σφάλματα RMS, γεγονός που αποτελεί ένδειξη της ύπαρξης έντονου θορύβου στην περιοχή μελέτης. Ο θόρυβος αυτός μπορεί να οφείλεται στα ρήγματα που βρίσκονται κοντά στην περιοχή (Σχήμα 5.1), ή ακόμα στα καλώδια ΔΕΗ και τα διάφορα μεταλλικά αντικείμενα (φράχτες) που φαίνεται να έχουν επηρεάσει τις μετρήσεις. γενικώς παρατηρούνται δύο γεωηλεκτρικά στρώματα.



5.3.3.1. Διάταξη Dipole-dipole

Σχήμα 5.14: Γεωηλεκτρική τομή (διάταξη Dipole-dipole) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L3, με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, σε συνδυασμό με τα στοιχεία της γεώτρησης ΕΓ-Φ2. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις μέθοδοι επεξεργασίας: a) Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), b) Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method), c) Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

- Το πρώτο γεωηλεκτρικό στρώμα ξεκινά από την επιφάνεια του εδάφους και εκτείνεται μέχρι το βάθος των 15 m. Παρουσιάζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από 50 μέχρι 120 Ohm.m. Σε ορισμένες περιοχές, η αντίσταση ξεπερνά την τιμή των 500 Ohm.m.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα εμφανίζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης μεγαλύτερες από 500 Ohm.m και βρίσκεται σε βάθος από 15 m και κάτω.

Δεν παρατηρούνται μεγάλες διαφορές μεταξύ των τριών μεθόδων επεξεργασίας.



5.3.3.2. Διάταξη Wenner – Schlumberger

Σχήμα 5.15: Γεωηλεκτρική τομή (διάταξη Wenner – Schlumberger) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L3, με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, σε συνδυασμό με τα στοιχεία της γεώτρησης ΕΓ-Φ2. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις μέθοδοι επεξεργασίας: a) Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), b) Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method), c) Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

- Στη γεωηλεκτρική τομή οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ξεπερνούν τα 500 Ohm.m.
- Εντοπίζονται δύο περιοχές με αντιστάσεις από 50 μέχρι 150 Ohm.m. Η πρώτη περιοχή βρίσκεται σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 80 μέχρι 130 m και εμφανίζεται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το βάθος των 25 m. Η δεύτερη περιοχή βρίσκεται σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 150 μέχρι 210 m και βάθος από 32 m και κάτω.

Με τη μέθοδο της Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), στο σχήμα 5.15a, φαίνονται δύο περιοχές που έχουν μεγαλύτερες αντιστάσεις από τις δύο άλλες μεθόδους που φτάνουν μέχρι και τα 20000
Ohm.m. Η πρώτη περιοχή βρίσκεται στην επιφάνεια του εδάφους και μήκος 200 m και η δεύτερη βρίσκεται σε βάθος 20 m και μήκος 60 m.

5.3.4 Γραμμή Ηλεκτρικής Τομογραφίας L4

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L4 πραγματοποιήθηκε βόρεια του Στύλου (Σχήμα 5.1). Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν ΝΔ προς BA, ενώ επιλέχτηκε για την συλλογή των δεδομένων: η διάταξη Wenner-Schlemberger.

Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν τον Σεπτέμβριο - Οκτώβριο του 2006, χρησιμοποιώντας 73 ηλεκτρόδια με απόσταση α = 20 m ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια, και συνολικό μήκους γραμμής μελέτης 1440 m.

Τα αποτελέσματα της γραμμής Line 4 φαίνονται στα Σχήματα 5.16 και 5.17. Στο σχήμα 5.16 η επεξεργασία των μετρήσεων έγινε μέχρι το βάθος των 155 m, ενώ στο σχήμα 5.17 η επεξεργασία των μετρήσεων έγινε μέχρι το βάθος των 72,6 m.

5.3.4.1. Διάταξη Wenner-Schlumberger (βάθος: 155 m)

- Το πρώτο γεωηλεκτρικό στρώμα ξεκινά από την επιφάνεια του εδάφους και εκτείνεται μέχρι το βάθος των 25 m. Παρουσιάζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από 150 μέχρι 250 Ohm.m.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα εμφανίζει τιμές από 8 μέχρι 50 Ohm.m και βρίσκεται σε βάθος από 25 m και κάτω.
- Εντοπίζονται δύο περιοχές με αντιστάσεις μεγαλύτερες των 500 Ohm.m. Η πρώτη περιοχή βρίσκεται σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 220 μέχρι 380 m και εμφανίζεται σε βάθος από 120 m και κάτω. Η δεύτερη περιοχή βρίσκεται σε απόσταση από την αρχή της γραμμής σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 960 m μέχρι το τέλος της τομής και βάθος 120 m και κάτω.
- Στο σχήμα 5.16c η μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust) εμφανίζει δύο περιοχές σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 600 m και 780 m και βάθος 50 m με αντιστάσεις 250 Ohm.m. Οι ίδιες περιοχές με τις άλλες δύο μεθόδους (σχήματα 5.16a, 5.16b) δίνουν αντιστάσεις 20-80 Ohm.m.



Σχήμα 5.16: Γεωηλεκτρική τομή (διάταξη Wenner-Schlumberger) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L4, με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, μέχρι το βάθος των 155 m. Στον X άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις μέθοδοι επεξεργασίας a) Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), b) Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method), c) Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

69

5.3.4.2. Διάταξη Wenner-Schlumberger (βάθος: 72,6 m)

- Το πρώτο γεωηλεκτρικό στρώμα ξεκινά από την επιφάνεια του εδάφους και εκτείνεται μέχρι το βάθος των 25 m. Παρουσιάζει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από 150 μέχρι 250 Ohm.m. Υπάρχει μια περιοχή η οποία σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 760 m, φτάνει μέχρι τα 60 m βάθος.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα εμφανίζει τιμές από 8 μέχρι 50 Ohm.m και βρίσκεται σε βάθος από 25 m και κάτω.
- Εντοπίζεται μία περιοχή με αντιστάσεις 250 Ohm.m σε απόσταση από την αρχή της γραμμής 40 μέχρι 200 m και εμφανίζεται σε βάθος 55 m και κάτω.

Δεν παρατηρούνται μεγάλες διαφορές μεταξύ των τριών μεθόδων επεξεργασίας.



Σχήμα 5.17: Γεωηλεκτρική τομή (διάταξη Wenner-Schlumberger) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L4, με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ μέχρι το βάθος των 72,6 m. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκαν τρεις μέθοδοι επεξεργασίας: a) Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), b) Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method), c) Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

6.ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ ΣΤΟ ΣΤΥΛΟ

6.1. ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΗ Ves5

Η βυθοσκόπηση Ves5 πραγματοποιήθηκε στις 28-9-2006 στο βορειοανατολικό της περιοχής μελέτης, νοτιοανατολικά του ποταμού Κοιλιάρη (Σχήμα 6.1). Το κέντρο τοποθετήθηκε στο σημείο με συντεταγμένες x: 513544 m, y: 3922857 m και απόλυτο υψόμετρο 35 m.



Σχήμα 6.2 : Γεωηλεκτρική καμπύλη της βυθοσκόπησης Ves5: οι κύκλοι αντιπροσωπεύουν τις μετρούμενες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η κόκκινη καμπύλη αντιστοιχεί στις υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης, και η μπλε στο τελικό γεωηλεκτρικό μοντέλο (ρ: Πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση, h πάχος σχηματισμού, d βάθος σχηματισμού) φαίνονται και στον πίνακα πάνω από το σχήμα.

Σε αυτή τη βυθοσκόπηση παρατηρείται ένα γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους 81 m και ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 11 ohm.m. Η ύπαρξη αυτού του στρώματος και η τιμή της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υποδηλώνει ύπαρξη υφάλμυρου νερού σε αυτό το βάθος. Αυτό το γεωηλεκτρικό στρώμα εμφανίζεται σε υψόμετρο ίδιο με τη στάθμη της θάλασσας, επειδή το απόλυτο υψόμετρο στο κέντρο αυτής της βυθοσκόπησης είναι 35 m.

6.2 ГРАММН НАЕКТРІКН Σ ТОМОГРАФІА Σ L1

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L1 πραγματοποιήθηκε 200 m περίπου νοτιοανατολικά της πόλγης του χωριού Φαράγγι, κοντά στην θέση της βυθοσκόπησης Ves2 για την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων της βυθοσκόπησης . Η πρώτη φάση των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε τον Ιούλιο του 2005(σχήμα 6.3). Η δεύτερη φάση των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε τον Μάρτη του 2006(σχήμα 6.4).

Από τους υδρογεωλογικούς χάρτες (σχήμα Π1,Π2) προκύπτει ότι τον Απρίλιο του 2006 ,δηλαδή στο τέλος της υγρής περιόδου, ο υδροφόρος ορίζοντας βρισκόταν σε βάθος 16 m. Τον Οκτώβριο του ίδιου έτους ο υδροφόρος ορίζοντας βρισκόταν σε βάθος 12 m. Αυτή η μεταβολή της στάθμης του υδροφόρου δεν είναι δυνατόν να περιγραφεί στις γεωηλεκτρικές τομές καθώς η ανάλυση τους σε αυτό το βάθος είναι παρόμοιας τάξης μεγέθους.



Σχήμα 6.3 : Γεωηλεκτρική τομή (μετρήσεις του Ιουλίου του 2005) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L1, με διεύθυνση Δ-Α και διάταξη Wenner – Schlumberger. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος επεξεργασίας: Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion),



Σχήμα 6.4:Γεωηλεκτρική τομή (μετρήσεις του Μαρτίου του 2006) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L1, με διεύθυνση Δ-Α και διάταξη Wenner – Schlumberger. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος επεξεργασίας: Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion).

- Κάτω από ένα μικρού πάχους στρώμα αλλουβιακών προσχώσεων (χάλικες, πηλοί, άργιλοι), και πλευρικών κορημάτων διακρίνεται ένα στρώμα μαργαϊκού ασβεστολίθου πιθανόν κατακερματισμένου.
- Οι χαμηλές τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που εμφανίζει συνολικά το υποκείμενο γεωηλεκτρικό στρώμα πρέπει να οφείλονται στο γεγονός ότι το έντονα καρστικοποιημένο αυτό στρώμα (μαργαϊκός ασβεστόλιθος) είναι κορεσμένο σε νερό.
- Η παρατήρηση εντός του υποκείμενου γεωηλεκτρικού στρώματος 2 διακριτών σωμάτων με χαμηλότερες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, εκτιμάται ότι οφείλονται στην καρστικοποίηση του σχηματισμού. Καρστικά έγκοιλα και μικρές σπηλαιώσεις που παρατηρούνται επιφανειακά στον μαργαϊκό ασβεστόλιθο αναμένεται να έχουν διαμορφωθεί και σε βαθύτερα στρώματα.
- Η διακριτική ικανότητα της μεθόδου της ηλεκτρικής τομογραφίας με την συγκεκριμένη διάταξη (Wenner - Schlumberger, a = 7m) δεν ήταν αρκετή για τον εντοπισμό της μεταβολής της επιφάνειας του καρστικού υδροφόρου (~ 2m) για τα διακριτά χρονικά διαστήματα που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις.

6.3. ΓΡΑΜΜΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ L2

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L2 πραγματοποιήθηκε μέσα στην πόλγη του χωριού Φαράγγι, κοντά στην θέση της βυθοσκόπησης H1 για την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων της βυθοσκόπησης.



Σχήμα 6.5: Γεωηλεκτρική τομή (διάταξη Wenner – Schlumberger) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L2, με διεύθυνση Δ-Α. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος επεξεργασίας Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust).

- Φαίνεται η δομή μιας πόλγης όπως αναμενόταν και βάση του γεωλογικού χάρτη της περιοχής (Σχήμα 5.1). Με τα πιο ρηχά στρώματα να έχουν μικρότερες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης οι οποίες αυξάνονται σε μεγαλύτερα βάθη.
- Η ανομοιογένεια του υπεδάφους στην θέση των μετρήσεων (εσωτερικό της πόλγης) εκτιμάται σημαντική, εκτίμηση η οποία διαμορφώνεται από την παρουσία καρστικών εγκοίλων, σπηλαιώσεων αλλά και της ίδιας της πόλγης στην ευρύτερη περιοχή έρευνας.

6.4. ΓΡΑΜΜΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ L3

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L3 πραγματοποιήθηκε βορειοανατολικά της πόλγης του χωριού Φαράγγι, κοντά στην θέση της βυθοσκόπησης A4 για την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων της βυθοσκόπησης (Σχήμα 5.1). Η αρχή της γραμμής μελέτης ξεκινά 10 m βορειοανατολικά της γεώτρησης YGF2.



Σχήμα 6.6 : Γεωηλεκτρική τομή (διάταξη Dipole-dipole) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L3, με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ, σε συνδυασμό με τα στοιχεία της γεώτρησης ΕΓ-Φ2. Στον Χ άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος επεξεργασίας: Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion),

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L3 έγινε πολύ κοντά σε πιθανό ρήγμα (Σχήμα 5.1). Το ότι η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας είναι παράλληλη σε αυτό το ρήγμα επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τις μετρήσεις με αποτέλεσμα να εμφανίζει υψηλό σφάλμα η γεωηλεκτρική τομή. Αυτό φαίνεται και από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων με τη γεώτρηση YGF2 η οποία βρίσκεται 10 m περίπου πριν την αρχή της γραμμής μελέτης. Σε αυτή τη περίπτωση προτείνεται μια νέα γραμμή μελέτης η οποία θα είναι κάθετη στο πιθανό ρήγμα και στην οποία το μέγιστο βάθος διασκόπησης της γεωηλεκτρικής τομής να είναι 80 m.

6.5 ΓΡΑΜΜΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ L4

Η γραμμή ηλεκτρικής τομογραφίας L4 πραγματοποιήθηκε βόρεια του Στύλου (Σχήμα 5.1). Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν ΝΔ προς BA, ενώ επιλέχτηκε για την συλλογή των δεδομένων: η διάταξη Wenner-Schlumberger. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν τον Σεπτέμβριο - Οκτώβριο του 2006.

Στο παρακάτω σχήμα παρατηρείται ζώνη χαμηλής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (15 ohm.m) στη θέση ενός πιθανού ρήγματος το οποίο εμφανίζεται στον γεωλογικό χάρτη του σχήματος 5.1. Οι τιμές αυτές θεωρούνται πολύ χαμηλές και υποδηλώνουν σχηματισμό κορεσμένο σε νερό και μάλιστα υφάλμυρο. Αυτό προτείνεται να επιβεβαιωθεί με την όρυξη γεώτρησης βάθους 25 m περίπου.



Σχήμα 5.17: Γεωηλεκτρική τομή (διάταξη Wenner-Schlumberger) των πραγματικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την γραμμή L4, με διεύθυνση NΔ-BA μέχρι το βάθος των 72,6 m. Στον X άξονα σημειώνεται η απόσταση από την αρχή της γραμμής μελέτης και στον Ψ άξονα το βάθος από την επιφάνεια. Τα διάφορα χρώματα απεικονίζουν τις διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της νόρμας L1 (Robust) για την επεξεργασία των δεδομένων .

6.6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η γεωφυσική έρευνα έχει ως στόχο την αξιοποίηση των γεωφυσικών γνώσεων για πρακτικούς σκοπούς. Οι γεωφυσικές τεχνικές εφαρμόζονται στην ανίχνευση της υπεδάφειας ρύπανσης και στον έλεγχο της ποιότητας των υπογείων υδάτων. Ειδικότερα, οι μέθοδοι της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (ηλεκτρική βυθοσκόπηση, ηλεκτρική τομογραφία) ανιχνεύουν άμεσα την παρουσία ρύπανσης στο υπέδαφος, μετρώντας τη μεταβολή στην αγωγιμότητα του υπεδάφους, η οποία προκαλείται από τους ρυπογόνους παράγοντες.

Στην περιοχή μελέτης του Στύλου χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι της ηλεκτρικής τομογραφίας για να εκτιμηθεί η ακρίβεια και η αξιοπιστία της σε συνδυασμό με γεωχημικά δεδομένα σε παράκτιες περιοχές. Εφαρμόστηκαν δύο διατάξεις ηλεκτροδίων (Wenner-Schlumberger και διπόλου-διπόλου) και τρείς μέθοδοι αντιστροφής: η Κανονικοποίηση με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion), η Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method) και η Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust).

Η μέθοδος της Κανονικοποίησης με Περιορισμούς Εξομάλυνσης (smoothness constrained inversion) ελαχιστοποιεί το άθροισμα των τετραγώνων του σφάλματος μεταξύ των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων. Αποφεύγει τις ασταθείς λύσεις και συγκλίνει γρήγορα, με αποτέλεσμα να χρησιμοποιείται περισσότερο από οποιαδήποτε άλλη μέθοδο.

Όταν η ηλεκτρική αντίσταση παρουσιάζει μεγάλο εύρος τιμών δεν είναι εύκολος ο καθορισμός της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Επίσης, όταν παρατηρείται πολύ χαμηλή τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης χρησιμοποιείται η Συνδυασμένη Μέθοδος Αντιστροφής (combined inversion method). Η μέθοδος αυτή συνδυάζει τη μέθοδο Marquardt (κανονικοποίηση μηδενικού βαθμού με χρήση της νόρμας L2) και τη μέθοδο κανονικοποίησης με περιορισμούς εξομάλυνσης. Η μέθοδος Marquardt μπορεί να χρησιμοποιηθεί και μόνη της, αν και θεωρείται ότι παρουσιάζει αστάθεια για μετρήσεις που περιέχουν θόρυβο, όταν χρησιμοποιείται μεγάλος αριθμός παραμέτρων.

Η Μέθοδος Αντιστροφής με τη Χρήση της Νόρμας L1 (Robust) ελαχιστοποιεί την απόλυτη διαφορά μεταξύ των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων της αντίστασης. Με αυτό τον τρόπο στο μοντέλο που παράγεται, διακρίνονται καλύτερα οι διαχωριστικές επιφάνειες μεταξύ των περιοχών που παρουσιάζουν διαφορετικές τιμές της ηλεκτρικής αντίστασης. Η μέθοδος Robust παρουσιάζει καλά αποτελέσματα όταν το υπέδαφος αποτελείται από διαφορετικά γεωλογικά στρώματα, π.χ εδαφικός σχηματισμός και βράχος.

Στη συγκεκριμένη εφαρμογή, όπου οι καρστικές δομές παρουσιάζουν έντονη ανομοιογένεια, η πιο ενδεδειγμένη Μέθοδος Αντιστροφής είναι η τεχνική της Νόρμας L1 (Robust) γιατί περιγράφει καλύτερα τις απότομες μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που αναμένονται σε καρστικούς σχηματισμούς.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ελληνική Βιβλιογραφία
 - Αλευράς, Νικόλαος Α., (2006), Γεωηλεκτρική Διασκόπηση για τον Προσδιορισμό Καρστικών Δομών στο Οροπέδιο του Ομαλού, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
 - 2. Βαφείδης, Α., (2006), Συνδυασμένη Γεωφυσική Έρευνα για την Ανίχνευση του Μετώπου Υφαλμύρινσης και τη Διαχείριση των Υπόγειων Νερών στην Περιοχή Στύλος Χανίων, έκθεση Συνδυαστικών Αποτελεσμάτων της Γεωφυσικής Διασκόπησης και των Υδρογεωτρήσεων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, Δεκέμβριος, Χανιά.
 - Καλλέργης, Γ.Α, (2001), Εφαρμοσμένη Περιβαλλοντική Υδρογεωλογία, Τόμος
 Γ, Δεύτερη Έκδοση, Έκδοση Τεχνικού Επιμελητηρίου Ελλάδας, Αθήνα.
 - 4. Μιχαλάκης Ι., (2007), Συμβολή της Ηλεκτρικής Τομογραφίας στην Παρακολούθηση της Υφαλμύρινσης Πριν, Κατά τη Διάρκεια και Μετά τη Δοκιμή Άντλησης στον Οικισμό Φαράγγι Αποκορώνου, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Δεκέμβρης, Χανιά.
 - Νάνου-Γιάνναρου, Α., (2001), Υφαλμύρινση Παράκτιων Υδροφορέων, Συμπόσιο «Αιγαίο-Νερό-Βιώσιμη Ανάπτυξη», 6-7 Ιουλίου, Πάρος.
 - Παπαδόπουλος, Ν., (2007), Ανάπτυξη Αλγορίθμων για την Τρισδιάστατη Αντιστροφή Γεωηλεκτρικών Δεδομένων που προέρχονται από Αρχαιολογικούς Χώρους, Διδακτορική Διατριβή, Θεσσαλονίκη.
 - Res2dinv, 2D Resistivity and IP Inversion, (1995-2001), Εγχειρίδιο Χρήσης Λογισμικού, Version 3.4, Geotomo Software, Malaysia.

- Διεθνής Βιβλιογραφία
- Abdul Nassir S.S., Loke M.H., Nawawi M.N., (2004), "Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys", *Geophysical Prospecting*, 48, pp 647-661.
- 2. Balia R., Gavaudo E., Ardau F., Ghiglieri., (2003) "Geophysical approach to the environmental study of a coastal plaijn", *Geophysics*, Vol.68, No.5, pp 1446-1459.
- Beer J.H., Joubert S.J., Van Zijl J.S., (1981), "Resistivity studies of an Alluvial aquifer in the Omaruru Delta, southwest Africa/Namibia", *Transaction of the Geological Society of South Africa*, Volume 84. pp 115-122, 1981.
- Casas, A., Himi, M., Tapias, J. C., Ranieri, G., Mota, R., (2004), "Mapping Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers by Electrical Imaging Using Different Arrays: A Comparative Study", 18th SWIM, Cantagena, Spain, 31 May-3 June.
- Crane-Goldman-Kuliev, (2002-2005), "Integration of Geophysical Methods for Groundwater Exploration in Turmenistan", Final Report, The Geophysical Institute of Israel, ProjectDuration: May 1, 2002-June 30, 2005.
- Gnanasundar D., Elango L., (1999), "Groundwater quality assessment of a coastal aquifer using geoelectrical techniques", *Journal of Environmental Hydrology*, Volume 7, paper 2, 1999.
- 7. Haeni F.P., (1986), "Application of seismic refraction methods in groundwater modeling studies in New England", *Geophysics*, Volume 51, No. 2, pp 236-249.
- Hamdan H., Kritikakis G., Vafidis A., and Manoutsoglou E., (2007), "The role of geophysical methods in salt-water intrusion mapping for strongly karst formations, a case study at Stylos, Chania, Greece"
- Haxhiu P., Uci A., (1994), "The determination of unpolluted underground water bounds in the Lushnja (Albania) seaside region", *Publication of the academy of Finland*, Volume 4, pp 119-124.
- Imhof A.L., Guell A.E., Villagra S.M., (2001), "Resistivity sounding method applied to saline horizons' determination in Colonia Lloveras-San Juan Province-Argentina", *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol.19 (3).
- 11. Jarvis K.D., Knight R.J., (2002), "Aquifer heterogeneity from SH-wave seismic impedance inversion", *Geophysics*, Vol.67, No.5.

- Lashkaripour G.R., (2003), "An investigation of groundwater condition by geoelectrical resistivity method: A case study in Korin aquifer, southeast Iran", *Journal of Spatial Hydrology*, Vol.3, No.1, Fall 2003.
- 13. Mela K., (1997), "Viability of using seismic data to predict hydrogeological parameters", *SAGEEP*.
- Parkish D., Kumar K.V., Tata S.N., (1980), "Geophysical studies for ground water exploration in Deccan Traps", *Annual Convention and seminar on Exploration Geophysics*, pp 25-26.
- 15. Singh C.L., Yadav G.S., (1982), "Geoelectrical soundings for the study of suitable aquifers in the Gangetic alluvium of Allahabad region", *Proceeding of the Indian academy of Science*, vol.91, No.1, pp. 21-28.
- 16. Singh U.K., Das R.K., Hodlur G.K., (2004), "Significance of Dar-Zarrouk parameters in the expoloration of quality affected coastal aquifer systems", *Environmental Geology*, pp 697-702.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ



Σχήμα Π1 : Υδρογεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης, τέλος υγρής περιόδου, Απρίλιος 2006 (Μιχαλάκης Ιωάννης,, 2007)



Σχήμα Π2 : Υδρογεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης, τέλος ξηρής περιόδου, Οκτώβριος 2006 (Μιχαλάκης Ιωάννης, 2007)