

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η πτυχιακή εργασία αφορά στην εφαρμογή της Μαγνητοτελλουρικής Μεθόδου, μία από τις πιο εδραιωμένες Ηλεκτρομαγνητικές Μεθοδολογίες Γεωφυσικής Διασκόπησης με αξιοποίηση του φυσικού ηλεκτρομαγνητικού πεδίου, στη διερεύνηση και μελέτη της Γεωηλεκτρικής Δομής που υπόκειται των θέσεων εγκατάστασης επιλεγμένων σεισμολογικών σταθμών παρατήρησης του Τηλεμετρικού Σεισμολογικού Δικτύου Κρήτης που έχει εγκατασταθεί και λειτουργεί στα πλαίσια της ερευνητικής δράσης του Εργαστηρίου Γεωφυσικής και Σεισμολογίας του τμήματος Φυσικών Πόρων & Περιβάλλοντος του Τ.Ε.Ι Κρήτης.

Στα πλαίσια της εργασίας αυτής, μελετήθηκαν διεξοδικά οι φυσικές αρχές και οι τεχνικές μετρήσεων της μαγνητοτελλουρικής μεθόδου καθώς και η αρχή λειτουργίας και οι τρόποι διαμόρφωσης του προηγμένου μαγνητοτελλουρικού συστήματος μέτρησης MT24/LF του οίκου EMI μετά των αισθητήρων ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου που το συνιστούν.

Οι MT μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν σε πέντε (5) επιλεγμένες θέσεις που εκτείνονται σε ολόκληρη την Κρήτη, διέπονται από διαφοροποιημένη γεωλογία και γειτνιάζουν με σταθμούς της σπονδυλικής στήλης του Σεισμολογικού Δικτύου Κρήτης. Τα μαγνητοτελλουρικά δεδομένα έτυχαν ανάλυσης και επεξεργασίας με το προηγμένο λογισμικό πακέτο WinGLink του οίκου Geosystem και προέκυψαν οι καμπύλες φαινόμενης αντίστασης και φάσης συναρτήσει της συχνότητας, ενώ προσδιορίστηκαν παράμετροι που συσχετίζονται με την συμμετρία της δομής σε κάθε θέση μέτρησης. Τέλος, μέσα από μονοδιάστατη αντιστροφή, δομήθηκε για κάθε θέση μέτρησης το πρωταρχικό πρότυπο κατανομής της αγωγιμότητας με το βάθος.

ABSTRACT

This work concerns the implementation of Magnetotelluric Method, one of the most consolidated Electromagnetic Methodologies of Geophysical prospection, based on the natural electromagnetic field, in the investigation and study of the Geoelectric Structure of the subsurface underneath the installation sites of selected seismological stations of the Telemetric Seismological Network of Crete which has been installed and is being operated in the frame of its research activities by the Laboratory of Geophysics and Seismology at the Department of Natural Resources & Environment of Technological Educational Institute of Crete.

In this context, it has been studied thoroughly the physical principles and the measurement techniques of magnetotelluric method and has been studied also the principles of operation and the different configuration modes of the advanced magnetotelluric measurement system MT24/LF of EMI along with its electric and magnetic sensors.

The MT measurements have been conducted at five (5) selected areas spread all over Crete, that exhibit variable geology and are located in the vicinity of the stations of the backbone of the Seismological Network of Crete. The MT measurements were analyzed and processed with the advance software package WinGLink of Geosystem resulting to the construction of the apparent resistivity and phase curves versus frequency and the determination of parameters associated with the symmetry of the structure in every measurement position. Finally, through the 1D Inversion of MT-data, a preliminary model of conductivity distribution versus depth was constructed for every site under study.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1.	Μαγνητοτελλουρική Μέθοδος	6
1.1.	Φυσικές Πηγές του Ηλεκτρομαγνητικού Πεδίου της Γης	7
1.1.1.	<i>Ηλιακή Δραστηριότητα (Ηλιακός Άνεμος)</i>	8
1.1.2.	<i>Αστραπές</i>	9
1.2	Στοιχειώδης Μαγνητοτελλουρική Θεωρία	13
1.2.1.	<i>Ομογενής Ημιχώρος</i>	17
1.2.2.	<i>Οριζόντια Στρωματογραφία</i>	19
1.2.3.	<i>Ανισοτροπία</i>	21
1.2.4.	<i>Ανομοιογένεια</i>	22
1.2.5.	<i>Τανυστής εμπέδησης (impedance tensor) και διάνυσμα διεύθυνσης (tipper)</i>	26
1.2.6.	<i>Η γενική τρισδιάστατη περίπτωση</i>	32
1.2.7.	<i>Στατικές, Τοπογραφικές και Τοπικές επιδράσεις</i>	34
1.2.8.	<i>Σύνοψη των μορφών του τανυστή εμπέδησης</i>	35
1.3.	Αρχές της Διασκόπησης με τη χρήση Φυσικών Δυναμικών Πεδίων	36
1.3.1.	<i>Το πεδίο</i>	36
1.3.2.	<i>Το δυναμικό</i>	37
1.3.3.	<i>Το βαρυτικό πεδίο και δυναμικό</i>	38
1.3.4.	<i>Το μαγνητικό πεδίο και δυναμικό</i>	40
1.4.	Βασικές αρχές Μαγνητοτελλουρικών Μετρήσεων Πεδίου	43
1.5.	Εγκατάσταση του Συστήματος	45
1.5.1.	<i>Μαγνητικοί Αισθητήρες</i>	45
1.5.2.	<i>Ηλεκτρόδια</i>	48
1.5.3.	<i>GPS, Φορητός Υπολογιστής, Τροφοδοτικό και Software</i>	50
1.5.4.	<i>Ανάκτηση των Δεδομένων και Απεγκατάσταση του Συστήματος</i>	51
2.	Το μετρητικό σύστημα MT24/LF	53
2.1.	<i>MT24/LF Δέκτης</i>	54

2.2.	<i>Μονάδα Τροφοδοσίας και Φορτιστής</i>	55
2.3.	<i>Αισθητήρες Μαγνητικού Πεδίου (Μαγνητόμετρα)</i>	56
2.4.	<i>Αισθητήρες Τελλουρικού Πεδίου (Ηλεκτρόδια)</i>	57
2.5.	<i>Μονάδα GPS</i>	58
3.	Επεξεργασία ΜΤ Δεδομένων με το λογισμικό πακέτο WinGlink	59
3.1.	Διαδικασία επεξεργασίας	61
3.1.1.	<i>Time Series</i>	62
3.1.2.	<i>Cascade Decimation Robust Processing</i>	64
3.1.3.	<i>Cross Power Editor</i>	67
3.1.4.	<i>Data Analysis</i>	68
3.1.5.	<i>1D Model</i>	70
4.	Γεωτεκτονικό Περιβάλλον, Σεισμοτεκτονική Ανάλυση και Γεωλογική Δομή της Κρήτης	78
4.1	<i>Αλπικά και Προ-αλπικά Πετρώματα</i>	80
4.2	<i>Μετά-αλπικά πετρώματα</i>	84
5.	Περιοχή μελέτης	85
5.1	Παράθεση των Αποτελεσμάτων	86
5.1.1	<i>Θέση: Κουντούρα (Παλαιοχώρα, Χανιά)</i>	86
5.1.2	<i>Θέση: Πρινές (Ρέθυμνο)</i>	93
5.1.3.	<i>Θέση: Καστέλλι Πελιάδος (Ηράκλειο)</i>	100
5.1.4.	<i>Θέση: Φερμά (Ιεράπετρα, Λασιθί)</i>	107
5.1.5.	<i>Θέση: Σητεία (Λασιθί)</i>	114

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Μαγνητοτελλουρική Μέθοδος

Μαγνητοτελλουρική ονομάζεται η μέθοδος η οποία χρησιμοποιεί το φυσικό ηλεκτρομαγνητικό πεδίο της Γης με σκοπό τη διερεύνηση της δομής της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του υπεδάφους. Το σύνθετο όνομά της το οφείλει στο γεγονός ότι εξετάζει στην σχέση μεταξύ των γήινων ηλεκτρικών (τελλουρικών) και μαγνητικών πεδίων.

Η Tellus ήταν η Ρωμαία θεά της Γης, αντίστοιχη της Ελληνικής Γαίας και δάνεισε το όνομά της στα φυσικά ηλεκτρικά ρεύματα της στερεάς Γης, τα οποία αποκαλούνται Τελλουρικά Ρεύματα.

Η Μαγνητοτελλουρική μέθοδος (MT) ανιχνεύει την κατακόρυφη και οριζόντια κατανομή της ειδικής αντίστασης του υπεδάφους, βασισμένη στο φαινόμενο της παθητικής ηλεκτρομαγνητικής επαγωγής, κατά το οποίο ένα πηγαιό (πρωτεύον) μαγνητικό πεδίο διεγείρει την αγωγή της Γη και επάγει πρωτεύοντα ηλεκτρικά και δευτερεύοντα μαγνητικά πεδία, των οποίων η ένταση και η γεωμετρία εξαρτάται από την ηλεκτρική δομή της Γης.

Η διασκόπηση επιτυγχάνεται με την ανάλυση της σχέσης μεταξύ επαγόντων και επαγομένων πεδίων και την κατασκευή μιας συνάρτησης απόκρισης της Γης, μέσω της οποίας μπορούμε να διαπιστώσουμε τη γεωηλεκτρική της δομή. Για τις πρακτικές (πραγματοποιήσιμες) πυκνότητες ρεύματος και μαγνητικής ροής, η Γη αποκρίνεται γραμμικά με αποτέλεσμα η συνάρτηση απόκρισης να αποτελεί μια μορφή λόγου του επαγομένου πεδίου προς το επάγον.

Η ισχύς της μεθόδου έγκειται στην ικανότητά της να εξερευνά από πολύ μικρά έως πολύ μεγάλα βάθη χωρίς την χρήση τεχνητών ισχυρών πηγών αλλά και δίχως τις οποιεσδήποτε περιβαλλοντικές επιπτώσεις. Οπωσδήποτε, η κυριότερη εφαρμογή των MT είναι η αναζήτηση υδρογονανθράκων σε περιοχές όπου τα σεισμικά ανάκλασης είναι πολύ δαπανηρά ή αναποτελεσματικά. Τέτοιες περιοχές είναι όσες παρουσιάζουν δυσμενείς γεωλογικές συνθήκες όπως π.χ. αυτές στις οποίες η αναζήτηση γίνεται κάτω από ηφαιστειακά ιζήματα. Ακόμα μία επιτυχής εφαρμογή αποτελεί και η εξερεύνηση των γεωθερμικών πεδίων. Η μεγαλύτερη αδυναμία της MT μεθόδου είναι η δυσκολία καταγραφής καλών δεδομένων σε ηλεκτρικά θορυβώδεις περιοχές.

Η ερμηνεία είναι το πιο δύσκολο τμήμα της όλης διαδικασίας διότι οι πληροφορίες είναι σπάνια πλήρεις και τα μοντέλα δεν είναι ποτέ αρκετά σύνθετα ώστε να αντιπροσωπεύουν την πραγματική Γη. Για τον λόγο αυτό, και για την όσο το δυνατόν καλύτερη χρήση των MT δεδομένων, χρησιμοποιούνται για την εκάστοτε περιοχή και άλλου είδους δεδομένα (εφόσον αυτά υπάρχουν) από άλλες γεωφυσικές μεθόδους όπως διαγραφίες γεωτρήσεων, σεισμικά, ηλεκτρικά δεδομένα, ή οποιαδήποτε άλλη σχετική πληροφορία.

1.1. Φυσικές Πηγές του Ηλεκτρομαγνητικού Πεδίου της Γης

Τα φυσικά ηλεκτρομαγνητικά πεδία παράγονται από εξαιρετικά πολλές και διαφορετικές διεργασίες και πηγές που εκτείνονται από τον πυρήνα της Γης μέχρι τα άκρα του Σύμπαντος. Υπάρχουν δύο κύριες πηγές φυσικών πεδίων τις οποίες εκμεταλλεύεται η Μαγνητοτελλουρική Μέθοδος. Η πρώτη οφείλεται στην περίπλοκη αλληλεπίδραση της Ιονόσφαιρας και της Μαγνητόσφαιρας με τη ροή πλάσματος που εκτοξεύεται από τον Ήλιο (Ηλιακός άνεμος) και παράγει H/M κύματα με συχνότητες 0.0005-1Hz, ενώ η δεύτερη αφορά τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα (1-400Hz) τα οποία παράγονται στην Ιονόσφαιρα από τις εκφορτίσεις των κεραυνών (αστραπές).

Το εύρος των συχνοτήτων που χρησιμοποιεί η Μαγνητοτελλουρική Μέθοδος και το οποίο παράγεται από τις πηγές αυτές κυμαίνεται από 0.0005 έως 10^3 Hz. Το ευρύ αυτό φάσμα των φυσικών ηλεκτρομαγνητικών πεδίων απεικονίζεται στο παρακάτω γράφημα.

1.1.1. Ηλιακή Δραστηριότητα (Ηλιακός Άνεμος)

Η μαγνητόσφαιρα είναι η περιοχή γύρω από τη Γη όπου το κύριο μαγνητικό πεδίο της τελευταίας παγιδεύεται από τον ηλιακό άνεμο. Περιλαμβάνει την Ιονόσφαιρα και την Ατμόσφαιρα ενώ περιέχει αέρια όπως το οξυγόνο και το άζωτο, η πυκνότητα των οποίων ελαττώνεται συναρτήσει του ύψους. Τα αέρια αυτά ιονίζονται από την υπεριώδη και λοιπή ηλιακή ακτινοβολία που ουσιαστικά τα μετατρέπει σε πλάσμα. Σε υψόμετρα όμως μικρότερα των 100Km από την επιφάνεια της Γης, η υψηλή πίεση που επικρατεί αναγκάζει τα ιόντα να επανασυνδέονται ταχέως με αποτέλεσμα αυτά να μειώνονται στον αριθμό, και τα αέρια να είναι (σχεδόν) ηλεκτρικώς ουδέτερα. Ο μηχανισμός αυτός είναι υπεύθυνος και για τον καθορισμό της Ατμόσφαιρας. Σε υψόμετρα άνω των 100Km, τα ιόντα δεν επανασυνδέονται και η πυκνότητα των φορτισμένων σωματιδίων αυξάνει ταχύτατα και συνεχώς έως τα 250 Km περίπου. Όμως από το ύψος αυτό η πυκνότητα αρχίζει να ελαττώνεται εκ νέου με ταυτόχρονη τώρα μείωση και της πίεσης. Η περιοχή αυτή της σχετικά υψηλής ηλεκτρικής αγωγιμότητας, ονομάζεται Ιονόσφαιρα.

Η Ιονόσφαιρα όπως και ολόκληρη η μαγνητόσφαιρα είναι ένας έντονα ανισοτροπικός αγωγός εντός του οποίου λαμβάνουν χώρα διάφορα φαινόμενα. Τα φαινόμενα αυτά είναι πηγές ακτινοβολίας ηλεκτρομαγνητικών πεδίων ULF (συχνότητες < 1Hz) προς την

ατμόσφαιρα. Συγκεκριμένα, το μαγνητικό πεδίο ασκεί μια δύναμη σε κάθε κινούμενο φορτίο κάθετα στην διεύθυνσή του και κάθετα στο ίδιο το μαγνητικό πεδίο. Αυτός είναι και ο λόγος για τον οποίο ένα ηλεκτρικό πεδίο σε μια διεύθυνση μπορεί να παράγει ρεύματα σε άλλες διευθύνσεις.

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

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

1.1.2. Αστραπές

Για την παραγωγή πεδίων συχνότητας άνω του 1Hz (ULF – ELF) που διαδίδονται δια πολλαπλών ανακλάσεων μεταξύ της επιφάνειας της Γης και του δαπέδου της Ιονόσφαιρας (συντονισμοί Schumann) υπεύθυνες είναι οι αστραπές. Οι αστραπές ουσιαστικά αποτελούν μία ακολουθία εκφορτίσεων που ονομάζονται κεραυνοί. Οι ακολουθίες αυτές περιλαμβάνουν 3-4 κεραυνούς κατά μέσο όρο ενώ διαρκούν 200-300ms. Η πρώτη εκφόρτιση κάθε κεραυνού είναι ο οδηγός της διαδρομής νέφος-έδαφος που ιονίζει ένα κανάλι για τα ρεύματα που ακολουθούν. Ακολουθεί ο κεραυνός επαναφοράς του εδάφους (ground return stroke) ο οποίος είναι και η κύρια πηγή ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας. Τα τυπικά ρεύματα επαναφοράς είναι της τάξης των 20000A με διάρκεια 40μs και εκτείνονται από την επιφάνεια της Γης ως το κατώτερο σημείο του νέφους (Ogawa, 1982; in Vozoff, 1993).

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

Η ισχύς του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου που καταγράφεται και η οποία δημιουργείται από τους κεραυνούς εξαρτάται έντονα από την απόσταση του συστήματος καταγραφής από την καταιγίδα. Για μία καταιγίδα που παρατηρείται σε απόσταση μικρότερη από μερικές δεκάδες χιλιόμετρα από το σύστημα καταγραφής, μεμονωμένοι κεραυνοί μπορούν να αναγνωριστούν στις καταγραφές της ισχύος του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου. Κάθε καταγραφή περιέχει συνιστώσες υψηλών συχνοτήτων που συνδέονται άμεσα με την ταχεία έναρξη της ροής ρεύματος, καθώς επίσης και άλλες σχετικά χαμηλών συχνοτήτων συνιστώσες που συμπεριλαμβάνονται στο τμήμα της ουράς. Οι ενέργεια στις κεντρικές συχνότητες (γύρω στα 1000Hz) τείνει να μειώνεται πολύ πιο γρήγορα σε σχέση με τις υψηλές και χαμηλές συχνότητες. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την βαθμιαία μεταβολή τους σχήματος του φάσματος ισχύος του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου με την απόσταση (βλ. σχήμα, Zhdanov and Keller, 1994).

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

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

Τα μεγαλύτερα σφαιρικά (spherics) ταξιδεύουν παραπάνω από μία φορά γύρω από τη Γη. Αυτό σημαίνει ότι η ενέργεια κατά κάποιο τρόπο καθοδηγείται από την επιφάνειά της, εφόσον αναμάνουμε από τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα να ταξιδεύουν σε ευθείες γραμμές. Στην πραγματικότητα, το μονωτικό κέλυφος του αέρα μεταξύ της αγωγίμης Ιονόσφαιρας και της αγωγίμης Γης δημιουργεί έναν κυματοδηγό που παγιδεύει μερικώς το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο. Όπως και στους περισσότερους κυματοδηγούς, η απόκρισή του εξαρτάται από την συχνότητα και κατά κάποιο τρόπο καθορίζεται από το μέγεθος του, το σχήμα του, και από τη φύση των ορίων του.

Η ευκολία με την οποία παγιδεύεται η ενέργεια εξαρτάται από την οξύτητα και την κανονικότητα των ορίων αυτών. Στον κυματοδηγό Γη-Ιονόσφαιρα, η εσωτερική επιφάνεια

είναι μία σφαίρα στην επιφάνεια της οποίας η αντίσταση κυμαίνεται από $0.25\Omega\text{m}$ στους ωκεανούς έως $10000\Omega\text{m}$, στον ηπειρωτικό φλοιό της Γης και τις μόνιμα παγωμένες περιοχές. Στην Ιονόσφαιρα η αντίσταση μειώνεται βαθμιαία με την αύξηση του υψομέτρου, εξαρτώμενη από την τοπική ώρα και την ηλιακή δραστηριότητα. Η μείωση αυτή κατά την διάρκεια της ημέρας συντελείται 20Km υψηλότερα απ' ό τι τη νύχτα. Έτσι, ο κυματοδηγός δεν είναι ένα εντελώς σφαιρικό κέλυφος, και για αυτό η απόκριση του είναι ανομοιογενής στο χώρο και στο χρόνο.

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

Στο ακόλουθο γράφημα αποδίδεται το φάσμα ισχύος των μεταβολών του μαγνητικού και ηλεκτρικού πεδίου της Γης. Τα φάσματα ισχύος του ηλεκτρικού πεδίου διαφέρουν πάρα πολύ σε πλάτος από θέση σε θέση διότι είναι ανάλογα της τετραγωνικής ρίζας της αντίστασης του εδάφους όπου γίνεται η μέτρηση. Όπως γίνεται προφανές, η ισχύς τόσο του ηλεκτρικού πεδίου (E) όσο και του μαγνητικού πεδίου (H) για συχνότητες κοντά στο 1Hz είναι πολύ μικρή.

1.2. Στοιχειώδης Μαγνητοτελλουρική Θεωρία

Σε ισότροπο και ομογενές μέσο οι εξισώσεις του Maxwell μπορούν να γραφούν ως εξής:

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

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

όπου...

E , ένταση ηλεκτρικού πεδίου [Vm^{-1}],

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

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

σ , ειδική αγωγιμότητα [Sm^{-1}],

H , ένταση μαγνητικού πεδίου [Am^{-1}].

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

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

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

όπου...

ω , γωνιακή συχνότητα.

Από τα παραπάνω εύκολα συνάγονται εξισώσεις Helmholtz:

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

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

όπου...

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

Στις χαμηλές συχνότητες η μεταβολή της πρώτης παραγώγου των πεδίων με το χρόνο είναι

πάρα πολύ μικρή, οπότε $\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{E}, \mathbf{H} (\approx 0)$ και οι εξισώσεις Maxwell δίνουν την εξίσωση

Laplace η οποία διέπει τις ηλεκτρικές, γαλβανικές (DC) μεθόδους:

$$\nabla^2 E = 0$$

και

$$\delta[km] \approx 0.5\sqrt{\rho[\Omega m]T[s]}$$

Η παραπάνω σχέση προσδιορίζει το βάθος διείσδυσης και είναι η εξίσωση που κυριαρχεί στις επαγόμενες ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους.

Αναλυτικότερα για τις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους επαγωγής, οι εξισώσεις του ηλεκτρομαγνητικού κύματος είναι:

$$\nabla^2 E = \mu\sigma \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \text{ και } \nabla^2 H = \mu\sigma \frac{\partial^2 H}{\partial t^2}$$

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

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

Όπου...

$$a = \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}} = \delta^{-1}$$

ω , η γωνιακή συχνότητα,

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

e^{-az} , η εκθετική απόσβεση κατά την διεύθυνση z ,

$e^{-i(\omega t - \beta z)}$, είναι ένα αρμονικό κύμα το οποίο διαδίδεται κατά την διεύθυνση z και μεταβάλλεται αρμονικά ($e^{-i\omega t}$) με τον χρόνο (βλ. σχήμα που ακολουθεί).

Από το νόμο του Snell έχουμε:

$$k_0 \sin \theta_0 = k_1 \sin \theta_1$$

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

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

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

Στο υπαίθρο γίνεται συνήθως καταγραφή πέντε συνιστωσών, δύο ηλεκτρικών (E_x, E_y) και τριών μαγνητικών (H_x, H_y, H_z), όπου οι διευθύνσεις x, y είναι κάθετες μεταξύ τους και η διεύθυνση x ταυτίζεται με την διεύθυνση Βορράς-Νότος, ενώ η διεύθυνση z είναι κατακόρυφη και θετική από την επιφάνεια προς το κέντρο της γης. Όπως σε όλες τις γεωφυσικές μεθόδους έτσι και στις ηλεκτρικές μεθόδους επαγωγής μπορούμε στις εργασίες υπαίθρου να έχουμε σταθερή την γωνιακή συχνότητα (ω) και να μεταβάλλεται η θέση των φωρατών, οπότε πραγματοποιούμε χαρτογράφηση. Στην περίπτωση που μεταβάλλεται η γωνιακή συχνότητα και διατηρείται σταθερή η θέση των φωρατών πραγματοποιούμε βυθοσκόπηση.

1.2.1. Ομογενής Ημιχώρος

Για να εξάγουμε πληροφορίες για την αντίσταση της γης από το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο είναι απαραίτητη η ερμηνεία των σχέσεων που συνδέουν το ηλεκτρικό (E) και μαγνητικό (H) πεδίο με την αντίσταση της γης. Χρησιμοποιώντας την

υπόθεση ότι τα πεδία αποτελούν επίπεδο κύμα, για κάθε γωνιακή συχνότητα σε ομογενή Γη αγωγιμότητας σ (Straton 1941) έχουμε:

$$\bar{H} = \frac{k}{\mu\omega} \bar{n} \times \bar{E}$$

όπου...

$$k = (1-i)a$$

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

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

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

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

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

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

ή λύνοντας ως προς ρ :

$$\rho_{xy} = \frac{Z_{xy}Z_{xy}^*}{\mu\omega}$$

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

Η παραπάνω σχέση συνήθως γράφεται με την μορφή:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2$$

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

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

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

1.2.2. Οριζόντια Στρωματογραφία

Τα πραγματικά μοντέλα της Γης είναι πιο πολύπλοκα απ' ότι ο ομογενής και ισότροπος ημιχώρος. Τέτοια μοντέλα είναι η οριζόντια διαστρωμένη Γη ή η δυσδιάστατη ή και τρισδιάστατη δομή της Γης. Στην περίπτωση αυτή οι σχέσεις μεταξύ

του ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου γίνονται όλο και πιο περίπλοκες. Στην περίπτωση που η Γη αποτελείται από οριζόντια στρώματα, κάποιο ποσοστό της ενέργειας ανακλάται σε κάθε διαχωριστική επιφάνεια και εσωτερικές ανακλάσεις εκδηλώνονται σε κάθε στρώμα. Η μαθηματική διατύπωση του \bar{E} και του \bar{H} περιλαμβάνει δύο παράγοντες για κάθε στρώμα, της μορφής:

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

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

Η συμπεριφορά της φαινόμενης ειδικής αντίστασης γίνεται κατανοητή με την κλασική και τετριμμένη περίπτωση του μονοδιάστατου μοντέλου δύο στρωμάτων (βλ. διπλανό σχήμα). Το ανώτερο στρώμα είναι το ίδιο και για τα δύο μοντέλα, αλλά στην μία περίπτωση $\rho_2 = 10\rho_1$, ενώ στην άλλη περίπτωση $\rho_2 = 10\rho_1$. Σε υψηλές συχνότητες τέτοιες ώστε το επιδερμικό βάθος στο πρώτο στρώμα να είναι πολύ μικρότερο από το πάχος του, έχουμε $\rho_a = \rho_1$ και για τις δύο περιπτώσεις.

Όσο η συχνότητα μειώνεται και το επιδερμικό βάθος αυξάνεται μέχρι το σημείο να είναι μεγαλύτερο από το d , η ρ_a τείνει στο 0.1 για την μία περίπτωση και στο 10 για την άλλη περίπτωση, και παραμένει σε αυτές τις τιμές όσο η συχνότητα τείνει στο μηδέν. Ιδιαίτερης σημασίας είναι η μεταβολή της φάσης η οποία είναι ασύμπτωτη των 45° και για τις υψηλές αλλά και για τις χαμηλές συχνότητες για ένα πεπερασμένο πλήθος στρωμάτων.

Στο διπλανό σχήμα παρουσιάζεται το ίδιο πρότυπο, αλλά τώρα το πάχος μεταβάλλεται και οι αντιστάσεις ρ_1 και ρ_2 παραμένουν ίδιες.

Σε ένα μονοδιάστατο μοντέλο με τρία στρώματα, η φαινόμενη ειδική αντίσταση ρ_a είναι ασύμπτωτη της ρ_1 στις υψηλές συχνότητες, και της ρ_3 στις χαμηλές συχνότητες. Για τις ενδιάμεσες συχνότητες πλησιάζει την ρ_2 . Πόσο κοντά φτάνει στην ρ_2 εξαρτάται από τα πάχη και τις αντιστάσεις και των δυο στρωμάτων 1 και 2 (βλ. ακόλουθο σχήμα).

Όπως είναι προφανές η "εύρεση" διαφορών στρωμάτων εξαρτάται από τις αντιστάσεις, τα πάχη τους, το εύρος του φάσματος καταγραφής και τέλος από την διασπορά των σημείων στις καμπύλες φαινόμενης ειδικής αντίστασης και φάσης.

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

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

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

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

1.2.3. Ανισοτροπία

Στα ανισότροπα υλικά η αγωγιμότητα μεταβάλλεται με τη διεύθυνση του ηλεκτρικού πεδίου E . Η διάδοση ρευμάτων σε κάθε στρώμα είναι ευκολότερη κατά την διεύθυνση της παράταξης των στρωμάτων παρότι εγκάρσια αυτής. Τα ρεύματα ακολουθούν τις πιο αγωγίμες οδούς χωρίς να διαπερνούν τις μη αγωγίμες οδούς και έτσι τα πετρώματα παρουσιάζουν ανισοτροπία. Πετρώματα που βρίσκονται σε κατάσταση πίεσης είναι επίσης ανισότροπα. Εάν το ηλεκτρικό πεδίο εφαρμόζεται κατά μήκος της παράταξης των στρωμάτων τότε θα έχουμε τιμή για την πυκνότητα ρεύματος, j , διαφορετική από την τιμή εάν το ηλεκτρικό πεδίο εφαρμόζεται εγκάρσια. Στη δεύτερη περίπτωση υπολογίζεται μικρότερη τιμή της αγωγιμότητας. Εάν το ηλεκτρικό πεδίο εφαρμόζεται κατά μία διεύθυνση που δεν είναι ούτε παράλληλη ούτε κάθετη στην παράταξη των στρωμάτων, τότε η πυκνότητα ρεύματος, j , θα έχει συνιστώσες και στις δύο διευθύνσεις και δε θα είναι παράλληλες ως προς την διεύθυνση του εφαρμοζόμενου ηλεκτρικού πεδίου. Έτσι στις τρεις διαστάσεις έχουμε:

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

ή

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

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

1.2.4. Ανομοιογένεια

Στις δισδιάστατες δομές, η αγωγιμότητα, τα ρεύματα και τα πεδία, μεταβάλλονται κατά τις διευθύνσεις y και z αντίστοιχα, στις τρισδιάστατες δομές έχουμε μεταβολή προς όλες τις διευθύνσεις. Για το λόγο αυτό τα E και H δεν είναι κάθετα μεταξύ τους. Όταν τα ρεύματα συναντούν μία ασυνέχεια ή μια βαθμιαία μετάβαση της αγωγιμότητας, παρουσιάζεται συγκέντρωση φορτίου στην περιοχή (βλ. ακόλουθο σχήμα).

Αυτά τα φορτία υπάρχουν λόγω πολύ μικρών διαφορών στα συνολικά ρεύματα από την επιφάνεια μέχρι βάθος $z = \infty$, παράγουν τα δικά τους ηλεκτρικά πεδία τα οποία είναι ακριβώς αυτά που χρειάζονται για να ικανοποιούνται οι οριακές συνθήκες. Ως παράδειγμα, ας θεωρήσουμε την απλούστερη δισδιάστατη μορφή, όπου μία κατακόρυφη επαφή με διεύθυνση κατά μήκος του άξονα x, είναι σε θέση όπου $y=0$, και χωρίζει περιοχές με αντιστάσεις ρ_1 , και ρ_2 , όπου $\rho_2 > \rho_1$. Ένας σωστός υπολογισμός δίνει ότι για μία συγκεκριμένη ένταση του μαγνητικού πεδίου, το επαγόμενο ηλεκτρικό ρεύμα θα είναι διαφορετικό ανάλογα εάν θα ρέει παράλληλα (TE mode) ή κάθετα (TM mode) στην επαφή. Αυτό σημαίνει ότι

περιμένουμε διαφορετικές τιμές του j/H και ανάλογα και του E/H σύμφωνα με το εάν το H είναι παράλληλο (Transverse Magnetic, TM mode ή H-polarization) ή κάθετο στη διεύθυνση παράταξης (strike) της επαφής (Transverse Electric, TE mode ή E-polarization). Συνεπώς, καθώς οι εμπεδήσεις θα είναι διαφορετικές τότε και οι φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις θα είναι διαφορετικές για τις δύο διευθύνσεις.

Οι οριακές συνθήκες επιβάλλουν η πυκνότητα ρεύματος σε διεύθυνση κάθετα στην επαφή να είναι συνεχής. Το ηλεκτρικό πεδίο (E) που οφείλεται στην κατανομή φορτίου προστίθεται διανυσματικά στο πεδίο που επάγεται από το μαγνητικό πεδίο (H), για κάθε μέσο. Αυτό έχει ως συνέπεια την μείωση του ηλεκτρικού πεδίου στην αγωγίμη πλευρά διότι το επαγόμενο ηλεκτρικό πεδίο έχει αντίθετη φορά από το ηλεκτρικό πεδίο που οφείλεται στην κατανομή φορτίου σε σχέση με το τι θα παρατηρούσαμε εάν δεν υπήρχε η ασυνέχεια στην αγωγιμότητα. Εφόσον το ηλεκτρικό πεδίο μειώνεται, μειώνεται και η εμπίεση με αποτέλεσμα ο αγωγός να δείχνει πιο αγωγίμος. Στην πλευρά του λιγότερο αγωγίμου σώματος θα έχουμε αύξηση του ηλεκτρικού πεδίου διότι το επαγόμενο ηλεκτρικό πεδίο έχει την ίδια φορά με το ηλεκτρικό πεδίο που οφείλεται στην κατανομή φορτίου της επαφής. Αυτό έχει ως συνέπεια η μη αγωγίμη πλευρά να εμφανίζεται με μικρότερη αγωγιμότητα από την πραγματική. Εξαιτίας των παραπάνω φαινόμενων είναι δυνατός ο ακριβής προσδιορισμός των επαφών. Επίσης, τα φαινόμενα αυτά είναι υπεύθυνα για τις αποκρίσεις δισδιάστατων και τρισδιάστατων προτύπων.

Όταν βρισκόμαστε μακριά από την επαφή περιμένουμε η επίδραση της να μειώνεται. Αυτό σημαίνει ότι η φαινόμενη ειδική αντίσταση μακριά από την επαφή παίρνει τιμή που αντιστοιχεί σε ομοιόμορφο ημιχώρο. Το αρκετά μακριά νοείται σε απόσταση σε σχέση με το βάθος διείσδυσης. Έτσι, η απόσταση αυτή είναι μεγαλύτερη στις χαμηλές συχνότητες και μικρότερη στις υψηλές συχνότητες.

Στο παρακάτω σχήμα αποδίδεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση και η φάση, για συχνότητα 0.1Hz και για ηλεκτρική συνιστώσα κάθετη στη διεύθυνση παράταξης (H-polarization). Η φαινόμενη αντίσταση υπολογίζεται για διαφορετικές συχνότητες και παρουσιάζεται με τη μορφή ψευδοτομής για τις διευθετήσεις TM και TE mode αντίστοιχα, όπως στο σχήμα (δεξιά) όπου στον κατακόρυφο άξονα είναι η συχνότητα. Η επιρροή της επαφής είναι εμφανής σε όλες τις συχνότητες, από τη χαμηλότερη έως την υψηλότερη. Όταν το H είναι κάθετο στην διεύθυνση παράταξης, τότε το E και το j είναι παράλληλα στην διεύθυνση

παράταξης (Transverse Electric, TE mode ή E-polarization) με αποτέλεσμα να μην δημιουργούνται φορτία στην επαφή. Οι οριακές συνθήκες επιβάλλουν τη συνέχεια της έντασης, E , κατά μήκος των ορίων η οποία πρέπει να είναι προσαρμοσμένη για τα διάφορα επιδερμικά βάθη και στις δύο πλευρές.

Από τα προηγούμενα συμπεραίνουμε ότι είναι πολύ συνήθης και σημαντικός ο διαχωρισμός σε δύο είδη πολώσεων. Στην E-πόλωση (E-polarization) η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου, E , είναι παράλληλη στην διεύθυνση της παράταξης, οπότε:

$$E_x = 0, E_y, E_z = 0 \text{ και } H_x, H_y = 0, H_z$$

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

$$E_x, E_y = 0, E_z \text{ και } H_x = 0, H_y, H_z = 0$$

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

$$\nabla \times E = -\mu \partial H / \partial t$$

έχουμε ότι η κατακόρυφη συνιστώσα του H εμφανίζεται όταν η $\nabla \times E$ έχει μία κατακόρυφη συνιστώσα, αυτό συμβαίνει όταν υπάρχουν πλευρικές αλλαγές στην οριζόντια πυκνότητα ρεύματος τέτοιες ώστε είτε το $\partial j_y / \partial x$ είτε το $\partial j_x / \partial y$ (αλλά όχι το $\partial j_x / \partial x$) είναι μη μηδενικά. Αυτή η H_z συνιστώσα πρέπει να φθίνει με την απόσταση από την επαφή. Στην περίπτωση του δισδιάστατου μοντέλου αυτό συμβαίνει για το j_y αλλά όχι για το j_x , μια που $\partial / \partial y = 0$. Όταν το H_z κανονικοποιείται ως το οριζόντιο μαγνητικό πεδίο παίρνει διάφορες ονομασίες

όπως, διάνυσμα διεύθυνσης (tipper), διάνυσμα επαγωγής (induction vector), διάνυσμα Parkinson (Parkinson vector), διάνυσμα Weise (Weise vector).

1.2.5. Τανυστής εμπέδησης (Impedance Tensor) και διάνυσμα διεύθυνσης (Tipper)

Δισδιάστατο μοντέλο

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

$$E_x = Z_{xy} H_y + Z_{xx} H_x$$

$$E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y$$

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

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

ή

$$\bar{E} = \underline{Z} \bar{H}$$

Σε μία ομοιογενή ή μονοδιάστατη Γη, τα Z_{xx} και Z_{yy} είναι μηδενικά ενώ $Z_{yx} = -Z_{xy}$, και οι παραπάνω εξισώσεις μετατρέπονται σε:

$$E_x = Z_{xy} H_y$$

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

Για δισδιάστατο μοντέλο, εάν ο x ή ο y άξονας είναι κατά μήκος της διεύθυνσης παράταξης (strike direction) έχουμε:

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

τότε:

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

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

$$Z_{xx} = -Z_{yy} \neq 0$$

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

Είναι σκόπιμο να θεωρούμε στις πραγματικές MT μετρήσεις ότι τα πεδία και τα στοιχεία του τανυστή της εμπέδησης έχουν μετρηθεί σε σύστημα συντεταγμένων διαφορετικό από εκείνο της γεωηλεκτρικής δομής. Εάν στρέψουμε το άνυσμα του ηλεκτρικού πεδίου E κατά γωνία $+\theta$ (δεξιόστροφα), ως προς κατακόρυφο άξονα περιστροφής, τότε οι νέες συνιστώσες του ηλεκτρικού πεδίου είναι:

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

ή

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

Όμοια, για το μαγνητικό πεδίο:

$$\vec{H}' = \underline{R}\vec{H}$$

και

$$\underline{Z}' = \underline{R}\underline{Z}\underline{R}^T$$

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

$$\underline{R}^T = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix}$$

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

Πολικά διαγράμματα εμπέδησης (για μία συχνότητα) και καμπύλες φαινομένων ειδικών αντιστάσεων για τέσσερις θέσεις που προέκυψαν από συνθετικά δεδομένα χρησιμοποιώντας ένα απλό δισδιάστατο μοντέλο. Τα TE και TM

αναφέρονται αντίστοιχα σε ηλεκτρική συνιστώσα παράλληλη στην διεύθυνση παράταξης (*Transverse Electric*) και κάθετη στην διεύθυνση παράταξης (*Transverse Magnetic*).

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

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

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

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

Η γωνία που προκύπτει από τη σχέση αυτή μεγιστοποιεί επίσης το $|Z_{xy}|$ και ελαχιστοποιεί την ποσότητα $|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$. Ο Swift (1967) έδειξε ότι δεν υπάρχει λύση για την περίπτωση μονοδιάστατου μοντέλου, ενώ για δισδιάστατο μοντέλο η λύση έχει πολύ καλά καθορισμένη τιμή. Για τρισδιάστατο μοντέλο η έννοια της θ_0 , όπως αυτή υπολογίζεται από τα παραπάνω, είναι αμφισβητήσιμη. Από τις δύο πιθανές λύσεις μεταξύ 0° και 180° , η επιλογή της διεύθυνσης strike ξεκινάει με την θεώρηση από την ανωτέρω εξίσωση μίας ελάχιστης και μίας μέγιστης τιμής. Αυτό σημαίνει ότι έχουμε δύο πιθανές λύσεις με διαφορά 90° , ή δύο πιθανές διευθύνσεις strike. Η επιλογή ανάμεσα σε αυτές τις δύο λύσεις μπορεί να γίνει μόνο από ανεξάρτητες πληροφορίες. Οι πληροφορίες αυτές είναι συνήθως η σχέση που συνδέει τις οριζόντιες με την κατακόρυφη συνιστώσα του μαγνητικού πεδίου ή διάφοροι γεωλογικοί περιορισμοί, αλλά κυρίως τα πολικά διαγράμματα εμπέδησης.

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

$$Z_{xx} + Z_{yy} = c_1$$

$$Z_{xy} + Z_{yx} = c_2$$

$$Z_{xx} + Z_{yy} - Z_{xy} + Z_{yx} = c_3$$

όπου η απόλυτη τιμή του αριστερού τμήματος της τελευταίας σχέσης αποτελεί την ορίζουσα του τανυστή της εμπέδησης. Ο λόγος c_1/c_2 είναι η λοξότητα ή ασυμμετρία του τανυστή της εμπέδησης, s (skew). Το c_1 , θα είναι ίσο με μηδέν στη μονοδιάστατη και δισδιάστατη περίπτωση, όταν τα δεδομένα είναι χωρίς θόρυβο. Δηλαδή, η ασυμμετρία χρησιμοποιείται ως ένδειξη ύπαρξης τρισδιάστατων δομών και δεν μεταβάλλεται με την στροφή του συστήματος συντεταγμένων.

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

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

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

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

$$H_z = AH_x + BH_y$$

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

$$H_z = B'H'_y$$

Στην παραπάνω σχέση το B' , αντιπροσωπεύει ένα μετασχηματισμό του διανύσματος H έξω από το οριζόντιο επίπεδο και ονομάζεται διάνυσμα διεύθυνσης (tipper). Το B' είναι προφανώς ίσο με το μηδέν για την περίπτωση

μονοδιάστατης δομής. Το μέτρο του B' είναι σπάνια μεγαλύτερο της μονάδος με πιο συχνές τιμές από .1 έως .5.

Η απαιτούμενη γωνία στροφής ϕ για το x' υπολογίζεται από τα δεδομένα υπαίθρου βρίσκοντας την οριζόντια διεύθυνση y' κατά την οποία το $H(\phi)$ είναι σε συνάφεια με το H_z . Για την περίπτωση δισδιάστατης δομής η φάση των A, B είναι ίδια, ο λόγος B/A είναι ένας πραγματικός αριθμός και:

$$\phi = \arctan(B/A)$$

Μία άλλη χρήση του διανύσματος διεύθυνσης, εκτός από την χρήση του στην άρση της ασάφειας όσον αφορά την διεύθυνση παράταξης, είναι η ένδειξη σχετικά με το ποια πλευρά μίας επαφής είναι περισσότερο αγωγίμη. Κοντά στο όριο μεταξύ ενός αγωγού και ενός μονωτή, πολύ κοντά στην επιφάνεια η πυκνότητα ρεύματος, παράλληλα με την διεύθυνση παράταξης, είναι μεγαλύτερη από την πιο αγωγίμη πλευρά. Αυτό αποδεικνύεται εύκολα εάν μελετήσουμε το απλό πρόβλημα ενός στατικού μαγνητικού πεδίου που οφείλεται στα ηλεκτρικά φορτία που ρέουν στο σώμα. Σύμφωνα με τον νόμο του Faraday το μαγνητικό πεδίο που βρίσκεται στο κατακόρυφο επίπεδο που είναι κάθετο στο επίπεδο της επαφής, στο όριο του αγωγίμου στρώματος θα παρουσιάσει μία ισχυρή συνιστώσα παράλληλη προς την επαφή. Έτσι η κατακόρυφη μαγνητική συνιστώσα θα έχει φορά προς τα κάτω όταν η οριζόντια συνιστώσα του ηλεκτρικού πεδίου έχει φορά προς τα έξω. Αντίστροφα, όταν η οριζόντια συνιστώσα του ηλεκτρικού πεδίου έχει φορά προς τα μέσα τότε η κατακόρυφη μαγνητική συνιστώσα θα έχει φορά προς τα πάνω. Σε μία πραγματική περίπτωση, η φάση της H_z εξαρτάται από τις αγωγιμότητες, την συχνότητα και την απόσταση από την επαφή. Εν τούτοις στην πραγματικότητα οι σχέσεις μπορούν συχνά να χρησιμοποιηθούν για να υποδείξουν την διεύθυνση προς μία αγωγίμη περιοχή.

1.2.6. Η γενική τρισδιάστατη περίπτωση

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

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

Από την διερεύνηση ενός τρισδιάστατου μοντέλου είναι εμφανής η πολυπλοκότητα του προβλήματος. Στο παρακάτω σχήμα (Ting and Hohmann 1981), φαίνεται η κατανομή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για μία συγκεκριμένη συχνότητα γύρω από ένα απλό τρισδιάστατο σώμα, έναν αγωγίμο όγκο σε ένα λιγότερο αγωγίμο ημιχώρο. Για την συχνότητα που χρησιμοποιείται (0.1 Hz) το επιδερμικό βάθος είναι περίπου 15 km, οπότε το σώμα με βάθος ταφής 0.25 km και μήκος 2 km είναι πολύ κοντά στην επιφάνεια της Γης. Τα στοιχεία του τανυστή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης δείχνουν την επίδραση των

ρευμάτων που προσελκύνονται από το αγώγιμο σώμα. Όπως αναφέρθηκε στην περίπτωση δισδιάστατου μοντέλου έτσι και στην περίπτωση τρισδιάστατου μοντέλου θα έχουμε αύξηση της πυκνότητας ρεύματος και του ηλεκτρικού πεδίου στο αγώγιμο τμήμα του χώρου δηλαδή αυτό που καταλαμβάνεται από το σώμα. Αντίθετα έχουμε μείωση της πυκνότητας ρεύματος στο περιβάλλον μέσο. Η συμπεριφορά της ρ_{xy} είναι ίδια με την ρ_{yx} εάν στρίψουμε την ρ_{yx} κατά 90° . Τα δύο διαγώνια στοιχεία (ρ_{xx} και ρ_{yy}) παίρνουν τιμές πολύ κοντά στο μηδέν. Αυτό δεν συμβαίνει στις κορυφές του σώματος διότι τα επαγόμενα φορτία παραμορφώνουν την ροή του ρεύματος και δημιουργούν ανώμαλα μαγνητικά πεδία.

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

1.2.7. Στατικές, Τοπογραφικές και Τοπικές επιδράσεις

Οι στατικές επιδράσεις ορίζονται ως οι κατακόρυφες μετατοπίσεις των καμπυλών φαινόμενης ειδικής αντίστασης μεταξύ γειτονικών σταθμών ή μεταξύ των δύο καμπυλών των τρόπων TM και TE στον ίδιο σταθμό, χωρίς κάποιες διαφορές είτε στο σχήμα τους, είτε στη φάση. Ένα παράδειγμα φαίνεται στο παρακάτω σχήμα (Sternberg et al., 1985). Η παρατηρούμενη μετατόπιση είναι αποτέλεσμα ενός αγώγιμου σώματος στην επιφάνεια, με τόσο μικρό πάχος που η επιρροή του στη φάση δεν εμφανίζεται ούτε στην υψηλότερη συχνότητα. Έτσι εξ ορισμού, η συχνότητα είναι τόσο χαμηλή που τα επαγωγικά φαινόμενα στο σώμα είναι αμελητέα. Εάν θεωρήσουμε υψηλότερες συχνότητες, τότε θα παρατηρούσαμε διαφοροποιήσεις πρώτα στις μορφές των καμπυλών της ρ_w , και μετά στις φάσεις. Εάν είχαμε καταγραφές σε πιο κοντινές αποστάσεις θα είχαμε την δυνατότητα να χαρτογραφήσουμε το σώμα. Κατά μία έννοια, οι στατικές επιδράσεις οφείλονται στην υποδειγματοληψία στο χρόνο και στο χώρο.

Οι στατικές μετατοπίσεις μπορεί να οφείλονται σε δισδιάστατες ή τρισδιάστατες δομές. Στην περίπτωση δισδιάστατων δομών η δημιουργία φορτίου στην Η-πόλωση θα μετατοπίσει την καμπύλη φαινόμενης ειδικής αντίστασης κατά ένα σταθερό παράγοντα, όταν το πάχος

ενός ανώμαλου σώματος είναι πολύ μικρότερο από το επιδερμικό βάθος είτε του πρώτου στρώματος, είτε του περιβάλλοντος του σώματος. Επίσης, η ρ_{yx} θα εξαρτάται από το πλάτος του σώματος και από τη θέση του. Πολύ μικρότερες μετατοπίσεις αναμένονται για την Ε-πόλωση. Εάν μάλιστα το σώμα είναι αρκετά μικρού πάχους δε θα είναι εμφανής καμία μετατόπιση. Οι Berdichevsky και Dimitriev (1976, in Vozoff, 1993) δίνουν καμπύλες διόρθωσης των στατικών μετατοπίσεων για την περίπτωση των δισδιάστατων σωμάτων.

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

1.2.8. Σύνοψη των μορφών του τανυστή εμπέδησης

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

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

$$\begin{aligned} Z_{xy} &= -Z_{yx} \\ Z_{xy} &\neq -Z_{yx} \\ H_z &= 0 \\ A &= B = 0 \\ s &= 0, \beta = 0. \end{aligned}$$

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

$$\begin{aligned} Z_{xx} + Z_{yy} &= 0 \\ Z_{xy} + Z_{yx} &\neq 0. \\ A &\neq B \neq 0 \end{aligned}$$

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

$$\begin{aligned} Z_{xx} + Z_{yy} &= 0 & s &= 0 \\ Z_{xy} &\neq -Z_{yx} & \beta &= 0, \\ B &= 0, A \neq 0 & \phi_T &\perp \textit{strike} \end{aligned}$$

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

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

1.3. Αρχές της Διασκόπησης με τη χρήση Φυσικών Δυναμικών Πεδίων

1.3.1. Το πεδίο

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

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

Τα διανυσματικά πεδία χαρακτηρίζονται από τις δυναμικές γραμμές, οι οποίες είναι εφαπτόμενες σε κάθε σημείο του διανυσματικού πεδίου. Μικρές μεταθέσεις κατά μήκος μιας δυναμικής γραμμής, πρέπει να έχουν τις x, y, z συνιστώσες τους ανάλογες προς τις αντίστοιχες x, y, z συνιστώσες του πεδίου, στο σημείο της μετάθεσης. Έτσι,

αν είναι ένα συνεχές διανυσματικό πεδίο, οι δυναμικές του γραμμές περιγράφονται από την ολοκλήρωση των διαφορικών εξισώσεων:

$$\frac{dx}{F_x} = \frac{dy}{F_y} = \frac{dz}{F_z}$$

1.3.2. Το δυναμικό

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

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

είναι συντηρητικό, όπως μπορεί να αποδειχθεί.

Το δυναμικό ϕ ενός διανυσματικού πεδίου ορίζεται ως, το έργο που παράγει το πεδίο ή το αρνητικό του, ανάλογα με την σύμβαση που χρησιμοποιείται. Μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι κάθε σταθερά μπορεί να προστεθεί στο ϕ χωρίς να αλλάξει η ισότητα

$$\vec{F} = \vec{\nabla} \phi$$

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

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

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

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

$$\phi(x, y, z) = c$$

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

$$\hat{s} \cdot \vec{F} = \frac{\partial \phi}{\partial s}$$

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

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

$$\vec{\nabla}^2 \phi = 0$$

1.3.3. Το βαρυτικό πεδίο και δυναμικό

Σύμφωνα με τον νόμο της βαρύτητας του Νεύτωνα: "Το μέτρο της δύναμης της βαρύτητας μεταξύ δύο σωμάτων, είναι ανάλογο με το γινόμενο των μαζών των

σωμάτων και αντιστρόφως ανάλογο με το τετράγωνο της απόστασης μεταξύ τους". Η σχέση που δίνει το μέτρο της δύναμης της βαρύτητας είναι:

$$F = \gamma \frac{mm_0}{r^2}$$

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

Ως βαρυτική έλξη \vec{g} ή ένταση του πεδίου βαρύτητας (βλ. επόμενο σχήμα), ορίζεται η δύναμη που ασκείται σε ένα σωματίδιο μοναδιαίας μάζας, από ένα σώμα μάζας m σε απόσταση r από αυτό. Επειδή το \vec{g} είναι δύναμη που διαιρείται από μάζα (μοναδιαία μάζα), έχει διαστάσεις επιτάχυνσης και ονομάζεται συχνά επιτάχυνση της βαρύτητας.

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

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

όπου το δυναμικό δίνεται από την σχέση:

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

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

Για το βαρυτικό δυναμικό ισχύει η δευτεροβάθμια διαφορική εξίσωση του Laplace:

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

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

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

Στην περίπτωση που στην περιοχή R υπάρχει μάζα, η παραπάνω δευτεροβάθμια διαφορική εξίσωση παίρνει την μορφή:

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

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

1.3.4. Το μαγνητικό πεδίο και δυναμικό

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

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P}{r^2}$$

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

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

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu r^2}$$

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

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

$$\vec{H}' = 4\pi\vec{J}$$

όπου k είναι η μαγνητική επιδεκτικότητα.

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

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

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

όπου k η μαγνητική επιδεκτικότητα.

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

$$V = \frac{1}{\mu} \frac{P}{r}$$

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

Η μαγνητική επαγωγή, σε καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων, σε σημείο P . Στο σχήμα φαίνονται οι τρεις συνιστώσες του διανύσματος της μαγνητικής επαγωγής. Έγκλιση,

I , είναι η γωνία της \vec{B} με την οριζόντιο, η οποία είναι θετική προς τα κάτω, ενώ απόκλιση, D , είναι το αζιμούθιο της οριζόντιας προβολής της \vec{B} , το οποίο είναι θετικό προς τα ανατολικά (Blakely 1995).

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

$$\nabla^2 \vec{B} = \nabla^2 V = 4\pi\mu\rho$$

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

$$\rho = -\nabla \vec{M}$$

όπου M είναι η μαγνητική ροπή ανά μονάδα όγκου, οπότε η παραπάνω σχέση $\nabla^2 \vec{B} = \nabla^2 V = 4\pi\mu\rho$ γίνεται:

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

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

1.4. Βασικές αρχές Μαγνητοτελλουρικών Μετρήσεων Πεδίου

Η MT μέθοδος, παραδοσιακά χρησιμοποιείται για τη διασκόπηση βαθέων δομών με φυσικά πεδία ULF. Κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες όμως, η πρόοδος της τεχνολογίας επέτρεψε την κατασκευή μαγνητομέτρων υπερευαίσθητων σε ασθενή φυσικά πεδία υψηλότερων συχνοτήτων (ELF) και εισήγαγε την ψηφιακή ανάλυση σήματος, οδηγώντας την εξάπλωση της MT μεθόδου στις εφαρμογές διασκόπησης ρηχών δομών.

Αν και εν γένει απλές, οι μετρήσεις πεδίου απαιτούν αρκετό σχεδιασμό και προσοχή, αφού αποτελούν και το πλέον δαπανηρό και ουσιαστικό μέρος της έρευνας. Η χαμηλή ένταση των φυσικών πεδίων και η ευαισθησία των οργάνων καθιστούν τις μετρήσεις ευάλωτες σε θόρυβο και εξωτερικές παρεμβολές, και οι διαδικασίες μετρήσεων οφείλουν να ελαχιστοποιούν τέτοια προβλήματα. Σε κάθε σταθμό μέτρησης εγκαθίστανται δύο οριζόντια, αμοιβαίως ορθογώνια ζεύγη ηλεκτροδίων (ηλεκτρικά δίπολα) και τρία αμοιβαίως ορθογώνια επαγωγικά πηνία (μαγνητόμετρα) διατεταγμένα στο ίδιο σύστημα συντεταγμένων μέτρησης, συνήθως $x \rightarrow NS$ και $y \rightarrow EW$.

Τα ηλεκτρόδια οφείλουν να προσφέρουν καλή αγωγή επαφή χαμηλού θορύβου με το έδαφος. Όσο πιο απομακρυσμένα τοποθετούνται τα ηλεκτρόδια μεταξύ τους, τόσο μεγαλύτερη θα είναι και η μετρούμενη διαφορά δυναμικού, γεγονός που είναι ζητούμενο, δεδομένων φυσικά των συνθηκών της περιοχής μετρήσεων (πιθανά εμπόδια, τοπογραφία, διαθέσιμος χρόνος εγκατάστασης, ελάχιστη ανεκτή απόσταση μεταξύ διαδοχικών σταθμών μέτρησης κλπ). Το ανάπτυγμα των ηλεκτρικών δίπολων για μελέτες βαθιάς δομής κυμαίνεται από 100 έως 200m περίπου, ενώ τα καλώδια διασύνδεσης πρέπει να λαμβάνεται μέριμνα ούτως ώστε να μη δονούνται, διότι έτσι επάγεται θόρυβος. Έτσι για να προστατεύονται από τέτοιου είδους διαταραχές είτε θάβονται, είτε σταθεροποιούνται ανά λίγα μέτρα.

Τα επαγωγικά πηνία είναι ακόμη πιο ευαίσθητα σε δονήσεις (άνεμος, δέντρα, θαλάσσια κύματα κλπ) γι' αυτό επιβάλλεται να θάβονται σε ρηχά ορύγματα, οπότε προστατεύονται και από το θερμικό θόρυβο του περιβάλλοντος. Τα πηνία με φερριτικό πυρήνα πρέπει να απέχουν αλλήλων μερικές φορές το μήκος τους, για να αποφεύγονται οι αλληλεπιδράσεις (αμοιβαία σύζευξη). Η τήρηση της γεωμετρίας της διάταξης μετρήσεων είναι σημαντικότερος παράγων και κάθε απόκλιση της διάταξης των πηνίων ή/και των διπόλων από την αμοιβαία ορθογωνιότητα παραμορφώνει τις ιδιότητες των μετρούμενων συναρτήσεων απόκρισης της Γης. Συνεπώς, τα πηνία αλφαδιάζονται και προσανατολίζονται μεταξύ τους, και ως προς τα ηλεκτρόδια, με ευαίσθητες πυξίδες ή άλλες τοπογραφικές τεχνικές.

Για τη συλλογή ποιοτικών MT δεδομένων, οι θέσεις μέτρησης πρέπει να επιλέγονται με προσοχή, ώστε να αποφεύγονται, όπου αυτό είναι δυνατό, πιθανές πηγές θορύβου, όπως για παράδειγμα κυκλώματα καθοδικής προστασίας, γραμμές μεταφοράς ενέργειας, ηλεκτρικοί φράχτες, ηλεκτρικές μηχανές, γειωμένοι σωλήνες, σιδηροδρομικές γραμμές κ.α. Στις περιπτώσεις που αυτό δεν επιτυγχάνεται, συνιστάται η υποχρεωτική εφαρμογή της τεχνικής απομακρυσμένης αναφοράς (Remote Reference, RR) όπου η MT μέτρηση πραγματοποιείται ταυτόχρονα με την ύπαρξη μίας δεύτερης συγχρονισμένης διάταξης μέτρησης μόνο με επαγωγικά πηνία εγκατεστημένη σε απομακρυσμένη θέση χαμηλού θορύβου. Τέλος, η τοπογραφία είναι δυνατόν να προκαλέσει παραμορφώσεις όμοιες με αυτές που θα έδιναν πλευρικές μεταβολές της αγωγιμότητας, οι οποίες αν και είναι δυνατόν να διορθωθούν, καλό θα ήταν να αποφεύγονται, ιδίως δε όταν η τοπική μεταβολή υψομέτρου υπερβαίνει το 10% του αναπτύγματος των ηλεκτροδίων.

Περαιτέρω, είναι σκόπιμο να συμπληρώνεται για κάθε μέτρηση μία ειδική αναφορά έρευνας (survey report) με πληροφορίες σχετικά με την τοποθεσία των μετρήσεων (ονομασία, γεωγραφικές συντεταγμένες, υψόμετρο), τις κλιματολογικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή κατά την διάρκεια αυτών (θερμοκρασία, υγρασία κλπ), το χρονικό διάστημα στο οποίο έλαβαν χώρα, τους συμμετέχοντες ερευνητές, ένα σχέδιο όλων των συνδέσεων και της διεύθυνσης των αισθητήρων, όπως επίσης και των σειριακών αριθμών των μαγνητομέτρων που χρησιμοποιήθηκαν (καθώς κατά την ανάλυση συνοδεύονται από τα αντίστοιχα αρχεία βαθμονόμησης). Επίσης, η ορθή και πλήρης εγκατάσταση και απεγκατάσταση της MT διάταξης εξασφαλίζεται με την ύπαρξη οδηγού εγκατάστασης που περιλαμβάνει τις απαραίτητες διαδικασίες και ελέγχους και συνοδεύεται από λίστα ελέγχου (check list) της οργάνολογίας και των παρελκόμενων. Τέλος, πριν την επίσημη έναρξη κάθε μέτρησης επιβάλλεται η διενέργεια μιας δοκιμαστικής. Τυπικό δείγμα διαμόρφωσης ενός μαγνητοτελεωρικού συστήματος μέτρησης αποδίδεται στο σχήμα που ακολουθεί.

1.5. Εγκατάσταση του Συστήματος

1.5.1. Μαγνητικοί Αισθητήρες

Πριν προβούμε σε οποιαδήποτε εγκατάσταση στο ύπαιθρο, βεβαιωνόμαστε ότι ο κάθε ένας αισθητήρας λειτουργεί κανονικά συνδέοντας τα μαγνητόμετρα στο σύστημα και τα παρενοχλώντας τα με κάποιο κινούμενο μαγνητικό αντικείμενο όπως είναι τα κλειδιά ή κάποιο μαχαίρι. Μπορούν επίσης δύο αισθητήρες να τοποθετηθούν παράλληλα ο ένας με τον άλλο για να επιβεβαιώσουμε ότι και οι δύο λαμβάνουν τα ίδια σήματα.

Για την μείωση του κινδύνου φθοράς των συνδέσμων από τη βρομιά και τη σκόνη, τα καλώδια θα πρέπει να είναι συνδεδεμένα στους αισθητήρες καθ' όλη τη διάρκεια της έρευνας. Συνίσταται επίσης να κάνουμε μία καταγραφή του σειριακού αριθμού κάθε αισθητήρα καθώς και του προκαθορισμένου προσανατολισμού του. Ο κάθε αισθητήρας έχει το δικό του αρχείο διακρίβωσης το οποίο εντοπίζεται από τον σειριακό αριθμό του.

Αμα τη εγκατάσταση των αισθητήρων, κάνουμε ένα σχέδιο όλων των συνδέσεων που έχουν γίνει, το οποίο μπορεί να μας βοηθήσει σε τυχόν επόμενες μετρήσεις. Στη συνέχεια πραγματοποιούμε μία αρχική παρατήρηση των σημάτων κάθε αισθητήρα με μία δειγματοληπτική συχνότητα των 20Hz. Με τον τρόπο αυτό θα εξακριβώσουμε οποιαδήποτε πιθανά προβλήματα που έχουν να κάνουν με την εγκατάσταση του συστήματος και της τοποθεσίας. Σε αυτή τη συχνότητα, τα δευτερεύοντα μαγνητικά πεδία είναι γενικώς μικρά με αποτέλεσμα τα παραμορφωμένα κύματα να γίνονται εύκολα αντιληπτά.

Στην εικόνα του δέκτη που ακολουθεί φαίνονται οι σύνδεσμοι των μαγνητικών αισθητήρων. Παρατηρούμε ότι οι σύνδεσμοι έχουν μαρκαριστεί ως Hx, Hy, Hz για μεγαλύτερη ευκολία κατά την εγκατάσταση.

Πηνία οριζόντιας τοποθέτησης

Τα επαγωγικά πηνία (μαγνητόμετρα) οριζόντιας τοποθέτησης τοποθετούνται πάντοτε κατά την διεύθυνση του προσανατολισμού των αισθητήρων. Η συνιστώμενη διαδικασία της εγκατάστασης των πηνίων είναι αρχικά η σήμανση του επιθυμητού προσανατολισμού των πηνίων με την βοήθεια γεωλογικής πυξίδας και εν συνεχεία η τοποθέτηση μικρών ξύλων στις άκρες των υπό κατασκευή ορυγμάτων ως σημάδια. Έπειτα σκάβουμε ορύγματα (αυλάκια) σε βάθος που δεν υπερβαίνει το ένα πόδι και τοποθετούμε μέσα τους αισθητήρες σταθμίζοντάς τους προσεκτικά με το αλφάδι και ευθυγραμμίζοντάς τους με την βοήθεια της πυξίδας. Η απόσταση μεταξύ των αισθητήρων θα πρέπει να κυμαίνεται από 3 έως 5 μέτρα για την αποφυγή οποιασδήποτε αλληλεπίδρασης μεταξύ τους.

Βεβαιωνόμαστε ότι η μη-συνδεδεμένη άκρη του αισθητήρα έχει τον επιθυμητό προσανατολισμό. Αυτό θα διασφαλίσει το ορθό πρόσημο της φάσης κατά την επεξεργασία των δεδομένων πεδίου. Για την ευθυγράμμιση του αισθητήρα, στεκόμαστε πίσω του και χρησιμοποιώντας την πυξίδα ελέγχουμε τον προσανατολισμό της γωνίας. Στο σημείο αυτό χρειάζεται προσοχή αφού δεν πρέπει να τοποθετούμε την πυξίδα πολύ κοντά στο μαγνητόμετρο διότι ο πυρήνας του πηνίου είναι κατασκευασμένος από υλικό υψηλής

διαπερατότητας και μπορεί να προκαλέσει λανθασμένη ένδειξη της πυξίδας. Μόλις ευθυγραμμιστούν οι αισθητήρες, συνδέουμε την άλλη άκρη του καλωδίου C23/10 στον δέκτη MT24/LF αφού πρώτα σιγουρευτούμε ότι οι σύνδεσμοι είναι στεγνοί και καθαροί.

Γεμίζουμε το όρυγμα τοποθετώντας μέσα το χώμα απαλά, σκεπάζοντας τον αισθητήρα και το καλώδιο σύνδεσης. Αφήνουμε την επιφάνεια όσο πιο επίπεδη γίνεται ώστε οι διαταραχές λόγω του ανέμου να μην παρενοχλούν τον αισθητήρα. Βεβαιωνόμαστε ότι η επιφάνεια είναι ομαλή και συμπαγής, χωρίς να προεξέχουν καλώδια. Είναι σημαντικό να γνωρίζουμε ότι μία προσεκτική εγκατάσταση θα διασφαλίσει έναν χαμηλού επιπέδου θόρυβο από τις διάφορες μετακινήσεις.

Πηνία κατακόρυφης τοποθέτησης

Χρησιμοποιώντας ένα τρυπάνι χειρός, ανοίγουμε μία τρύπα αρκετά βαθιά ούτως ώστε να θάψουμε εν μέρει τον μαγνητικό αισθητήρα κατακόρυφα. Η κορυφή του αισθητήρα θα πρέπει να βρίσκεται τουλάχιστον 10 cm κάτω από την επιφάνεια του εδάφους και το καλώδιο συνδέσεως δεν θα πρέπει να είναι εκτεθειμένο στις ριπές του ανέμου. Σε περιοχές με πολύ ισχυρούς ανέμους, οι αισθητήρες μπορούν να θαφτούν ακόμη βαθύτερα. Για να τοποθετήσουμε τον αισθητήρα κατακόρυφα χρησιμοποιούμε αλφάδι.

1.5.2. Ηλεκτρόδια

Οι Μαγνητοτελλουρικές διατάξεις εγκαθίστανται με τη βοήθεια ενός δεξιόστροφου συστήματος συντεταγμένων, και ως συνήθως η εγκατάσταση των ηλεκτροδίων βασίζεται στον προσανατολισμό των μαγνητικών αισθητήρων. Το θετικό Ex εγκαθίσταται στην ίδια διεύθυνση με το Hx. Κοιτώντας προς την κατεύθυνση του ηλεκτροδίου Ex, η κατεύθυνση y είναι προς την πλευρά του δεξιού χεριού. Το δίπολο εκτείνεται τυπικά από 50 έως 200 m.

Για την ευθυγράμμιση των ηλεκτροδίων χρησιμοποιούμε πυξίδα. Μαρκάρουμε την κάθε τοποθεσία με έναν πόλο και σημειώνουμε την γωνία με βάση τον προσανατολισμό των μαγνητικών αισθητήρων. Στην περίπτωση που τα δίπολα απέχουν μεταξύ τους περισσότερο από 100 m ή υπάρχει παρεμπόδιση στη γραμμή θέασης, συνίσταται η χρήση χαρτών για την τοποθέτησή τους. Τα δίπολα θα πρέπει να είναι ακριβώς ορθογώνια και η τοποθέτησή τους πού καλά γνωστή ούτως ώστε οι υπολογισμοί να παραμένουν σταθεροί από τοποθεσία σε τοποθεσία.

Εγκατάσταση

Τα ηλεκτρόδια χαμηλής συχνότητας ELF-2 εγκαθίστανται σκάβοντας ρηχές τρύπες στο έδαφος, προσθέτοντας λίγο νερό για τη δημιουργία λάσπης, και έπειτα στερεώνοντας τα ηλεκτρόδια πάνω στην λάσπη. Το επάνω μέρος της τρύπας καλύπτεται για την προστασία του ηλεκτροδίου από τον ήλιο ενώ ορισμένες φορές συνίσταται και η προσθήκη αργίλου στην λάσπη για τη διατήρηση της υγρασίας και την ελάττωση της αντίστασης επαφής. Κάποιοι ερευνητές προσθέτουν επιπλέον αλάτι στο μίγμα αργίλου για την περαιτέρω μείωση της αντίστασης επαφής και την αύξηση της αγωγιμότητας.

Βεβαιωνόμαστε ότι η τοποθεσία που επιλέγουμε για την τοποθέτηση των ηλεκτροδίων είναι μακριά από μεγάλους θάμνους ή δέντρα και είναι προστατευμένη από ισχυρούς ανέμους. Κατά την εγκατάσταση των διπολικών καλωδίων, βεβαιωνόμαστε ότι τα τελευταία είναι τοποθετημένα ακριβώς επάνω στο έδαφος και δεν υπάρχει κίνδυνος μετακίνησής τους από τον άνεμο. Η κίνηση των καλωδίων μπορεί ως γνωστόν να είναι αιτία σημαντικού θορύβου. Τα καλώδια μεταξύ των απομακρυσμένων ηλεκτροδίων θα πρέπει να τοποθετούνται σε ευθεία γραμμή, καθώς μεγάλες αποκλίσεις μπορούν να προκαλέσουν σφάλματα ειδικά στις μεγάλες συχνότητες. Ελέγχουμε εάν τα καλώδια είναι σωστά συνδεδεμένα και αν όλοι οι σύνδεσμοι είναι στεγνοί και καθαροί.

Αντίσταση επαφής

Αφού τα ηλεκτρόδια τοποθετηθούν στο έδαφος, μετράμε την αντίσταση επαφής ανάμεσά τους συνδέοντας ένα τυπικό βολτόμετρο στους συνδέσμους των καλωδίων κάθε ζεύγους ηλεκτροδίων. Τιμές μικρότερες των 10 kohms αντιπροσωπεύουν καλή επαφή με την Γη. Τιμές πάνω από 10 kohms υποδηλώνουν εσφαλμένη εγκατάσταση των ηλεκτροδίων, φτωχή ηλεκτρική σύνδεση, ή εξαιρετικά στεγνή κατάσταση του εδάφους.

Σε περίπτωση που η αντίσταση επαφής είναι πάρα πολύ υψηλή, ελέγχουμε τις ηλεκτρικές συνδέσεις. Αν η σύνδεση είναι καλή, τότε είναι πιθανό τα ηλεκτρόδια να είναι πολύ στεγνά. Είναι σημαντικό οι τιμές της αντίστασης επαφής να είναι σχετικά χαμηλές αφού σε διαφορετική περίπτωση οι μετρήσεις μπορεί να είναι πολύ θορυβώδεις.

Αφού τα ηλεκτρόδια ελεγχθούν, συνδέουμε τα διπολικά καλώδια στον δέκτη. Τα καλώδια αυτά είναι διαθέσιμα σε μήκη από 50 έως 300 μέτρα. Μπορούμε να φτιάξουμε ακόμα μεγαλύτερα καλώδια, ενώνοντας μικρότερα καλώδια μεταξύ τους. Οι σύνδεσμοι στον δέκτη φαίνονται στην παρακάτω εικόνα.



1.5.3. GPS, Φορητός Υπολογιστής, Τροφοδοτικό και Software

Συνδέουμε την μονάδα GPS και τον φορητό ηλεκτρονικό υπολογιστή (Laptop PC) στις αντίστοιχες θύρες του δέκτη MT24/LF. Είναι σημαντικό η μονάδα GPS να τοποθετείται σε ανοιχτή περιοχή ούτως ώστε να υπάρχει καθαρό πεδίο για τον καλύτερο δυνατό εντοπισμό των δορυφόρων.

Πριν εκκινήσουμε τον φορητό υπολογιστή, βεβαιωνόμαστε ότι το καλώδιο επικοινωνίας είναι ορθά συνδεδεμένο στην θύρα RS232 του MT24/LF και στον υπολογιστή (Serial Port ή USB) και ότι το καλώδιο τροφοδοσίας δεν είναι συνδεδεμένο στον δέκτη.

Θέτουμε σε λειτουργία τον ηλεκτρονικό υπολογιστή και εκκινούμε το τερματικό πρόγραμμα ανάκτησης δεδομένων XACQ. Κατά την εκκίνηση του προγράμματος ενεργοποιείται η διαγνωστική δυνατότητα. Κάνοντας κλικ επάνω στα κουμπιά Test 500Hz, Test 50Hz και Test 6.25Hz ξεκινά η διαδικασία ανάκτησης στις συχνότητες αυτές. Εάν κάνουμε κλικ στο κουμπί Test STOP τότε η ανάκτηση των διαγνωστικών δεδομένων σταματά και η εγκατάσταση του σταθμού μπορεί να αποτιμηθεί από τον έλεγχο των φασματικών αποτελεσμάτων (Spectral Tab). Αφού τρέξουμε τα διάφορα διαγνωστικά τεστ, πηγαίνουμε στο παράθυρο Acq.Control όπου προσδιορίζουμε τα κανάλια και εισάγουμε τις απαραίτητες πληροφορίες της έρευνας.

- CH-1=Hx, CH-2=Ex, CH-3=Hy, CH-4=Ey, CH-5=Hz, CH-6=Ez
- Site ID, Survey ID
- Header Info (Client, Contractor, Operator, Survey Area, ID for Remote Reference, Site Weather description, Comments)
- Dipole Length (in meters), Rotation (0 is North), Response Files

Συνδέουμε τη μονάδα τροφοδοσίας στον δέκτη MT24/LF (Power) και συγχρονίζουμε το σύστημα πατώντας το κουμπί GPS. Το τεστ των 10 δευτερολέπτων θα πρέπει αναφέρει PASSED. Επιλέγουμε το Scheduled Batch Mode και εισάγουμε τις απαραίτητες πληροφορίες.

- Ενεργοποιούμε την ανάκτηση δεδομένων χαμηλών συχνοτήτων (LF) για 6.25 Hz σενεχούς ανάκτησης (τουλάχιστον 24 ώρες) και θέτουμε την ώρα έναρξης αυτής.
- Ενεργοποιούμε την ανάκτηση δεδομένων υψηλών συχνοτήτων (HF) και ορίζουμε το πόσο συχνά θα πραγματοποιείται αυτή καθώς και την χρονική περίοδο που θα διαρκεί για κάθε μία από τις συχνότητες των 500 και των 50 Hz.

Κάνουμε κλικ στο κουμπί START για να εκκινήσουμε την διαδικασία ανάκτησης και κατόπιν στο Sys.Status tab για να ελέγξουμε την κατάσταση ανάκτησης των HF και LF συχνοτήτων. Μιας και η διαδικασία ανάκτησης βρίσκεται πλέον εν εξελίξει, μπορούμε να κλείσουμε το πρόγραμμα XACQ κάνοντας κλικ στο κουμπί x στο άνω δεξιό άκρο του παραθύρου. Στη συνέχεια αποσυνδέουμε το Laptop PC και το GPS από τον δέκτη MT24/LF και αφήνουμε το σύστημα μόνο του έως ότου να ολοκληρωθεί η ανάκτηση των δεδομένων καταγραφής.

1.5.4. Ανάκτηση των Δεδομένων και Απεγκατάσταση του Συστήματος

Την επόμενη μέρα επισκεπτόμαστε και πάλι την τοποθεσία για να συλλέξουμε τα δεδομένα και να απεγκαταστήσουμε το σύστημα. Όταν η ανάκτηση των δεδομένων έχει ολοκληρωθεί, επανασυνδέουμε το Laptop και το GPS στον δέκτη του συστήματος (για έναν γενικό έλεγχο του συγχρονισμού) και κάνουμε κλικ στο κουμπί STOP στο αριστερό άκρο του πίνακα. Ο έλεγχος του GPS θα πραγματοποιηθεί αυτόματα και θα εμφανιστεί στην οθόνη. Κλείνουμε το σύστημα αποσυνδέοντας την μονάδα τροφοδοσίας και πλέον μπορούμε να ελέγξουμε εάν τα δεδομένα έχουν καταγραφεί και όλα πηγαν καλά. Αφαιρούμε την κάρτα μνήμης flash από τον δέκτη και την εισάγουμε στην συσκευή ανάγνωσης καρτών μνήμης του υπολογιστή για download των δεδομένων.

Αφού διαπιστώσουμε ότι όλα είναι εντάξει, μπορούμε να προχωρήσουμε στην απεγκατάσταση του συστήματος. Πριν ξεθάψουμε τα ηλεκτρόδια μετράμε εκ νέου την αντίσταση επαφής ανάμεσά τους (R_{final}) και την καταγράφουμε. Ξεθάβουμε επίσης τα μαγνητόμετρα και συγκεντρώνουμε όλο τον εξοπλισμό και τα εργαλεία που βρίσκονται διάσπαρτα στην περιοχή. Καθαρίζουμε όλες τις μονάδες και τα εργαλεία (με νερό αν αυτό

υπάρχει) και βεβαιωνόμαστε ότι όλοι οι σύνδεσμοι είναι καλυμμένοι με τα ειδικά καπάκια και προστατευμένοι από σκόνης και βρομιά. Τυλίγουμε τα καλώδια, ελέγχουμε την ειδική λίστα απεγκατάστασης που έχουμε δημιουργήσει και φορτώνουμε τα πάντα στο όχημα. Σημειώνουμε στο τέλος της αναφοράς ερεύνης οτιδήποτε αξιοσημείωτο έχει λάβει χώρα κατά την διάρκεια της μέτρησης (π.χ κάποιο πρόβλημα), ελέγχουμε για μια τελευταία φορά την περιοχή για τυχόν ξεχασμένα αντικείμενα και αναχωρούμε. Δεν θα πρέπει να ξεχνάμε ότι τα ηλεκτρόδια διατηρούνται εμποτισμένα μέσα στο ειδικό υγρό που συνιστά ο κατασκευαστής. Τώρα μπορούμε είτε να συνεχίσουμε τις μετρήσεις στην επόμενη τοποθεσία είτε να επιστρέψουμε πίσω στο εργαστήριο για την επισκόπηση και επεξεργασία των δεδομένων καταγραφής.

2. Το μετρητικό σύστημα MT24/LF

Το μετρητικό σύστημα με το οποίο διενεργήθηκαν οι μαγνητοτελλουρικές μετρήσεις στα πλαίσια της συγκεκριμένης εργασίας ήταν το MT24/LF του οίκου EMI Inc. Το σύστημα αυτό είναι ένας μαγνητοτελλουρικός δέκτης που χρησιμοποιεί έναν ισχυρό επεξεργαστή και έναν διπλό δέκτη A/D υψηλών και χαμηλών ταχυτήτων 24-bits. Χρησιμοποιεί CompactFlash μνήμη για το firmware και τη συλλογή των MT-δεδομένων, ενώ συνδέεται με φορητό H/Y για τη ρύθμιση, την παραμετροποίησή του και την ανάκτηση των δεδομένων. Ο συνδυασμός του εσωτερικού ταλαντωτή υψηλής ακρίβειας μαζί με τον συγχρονισμό του GPS επιτρέπει τον τέλειο χρονισμό των μετρήσεων.

Η δομή της αγωγιμότητας του υπεδάφους είναι δυνατό να υπολογιστεί πρωταρχικά στο πεδίο από τις μετρήσεις των επιφανειακών ηλεκτρικών και μαγνητικών πεδίων, μέσω συνοδευτικού λογισμικού ανάλυσης στον φορητό H/Y, οπότε και επιβεβαιώνεται η ποιότητα των μετρήσεων.

Ένα πλήρες σύστημα MT24/LF περιλαμβάνει τον δέκτη, την μονάδα τροφοδοσίας με τον φορτιστή, τους μαγνητικούς αισθητήρες (μαγνητόμετρα) BF, τα ηλεκτρόδια με τα διπολικά καλώδια, ένα σύστημα GPS, έναν φορητό ηλεκτρονικό υπολογιστή καθώς και όλα τα υπόλοιπα καλώδια με τους απαραίτητους συνδέσμους (βλ. ακόλουθη εικόνα).

2.1. Δέκτης MT24/LF

Ο δέκτης MT24/LF ο οποίος φαίνεται στη παρακάτω εικόνα. Δέχεται είσοδο από τους αισθητήρες και πραγματοποιεί ενίσχυση, φιλτράρισμα, διανομή ρεύματος, μετατροπή αναλογικού σήματος σε ψηφιακό (A/D) και αποθήκευση των χρονοσειρών. Επικοινωνεί με τον φορητό ηλεκτρονικό υπολογιστή για ρύθμιση και ανάκτηση δεδομένων.

Ο δέκτης χρησιμοποιεί έναν 32-bit επεξεργαστή CMOS με πολύ χαμηλή κατανάλωση ενέργειας. Έχει έξι ελεγχόμενους επεξεργαστές υψηλών ταχυτήτων 24-bit A/D για δειγματοληψίες σε υψηλές συχνότητες, και οκτώ χαμηλών ταχυτήτων 24-bit A/D για δειγματοληψίες σε χαμηλές συχνότητες. Αυτό το χαρακτηριστικό απλοποιεί τις εργασίες στο

ύπαιθρο επιτρέποντας ταυτόχρονη συλλογή δεδομένων τόσο σε χαμηλές όσο και σε υψηλές τιμές συχνοτήτων. Το σύστημα χρησιμοποιεί μία CompactFlash κάρτα μνήμης (συνήθως 256 Mb) για την αποθήκευση δεδομένων. Το περίβλημά του είναι συμπαγές και ανθεκτικό λόγω της προστατευτικής θήκης Pelican.

Τεχνικά χαρακτηριστικά του δέκτη MT24/LF

Συγχρονισμός GPS:	±1 microsecond
Αριθμός καναλιών:	6
Αναλογικό σε Ψηφιακό:	24 bit
Μέγιστη δειγματοληπτική συχνότητα:	1000 Hz
Κατανάλωση Ισχύος (με αισθητήρες):	<2W
Τάση:	±12V, +6V

2.2. Μονάδα Τροφοδοσίας και Φορτιστής

Μία μονάδα τροφοδοσίας χρησιμοποιείται για την παροχή ενέργειας σε όλες τις μονάδες του συστήματος. Δεν υπάρχει διακόπτης και έτσι η ενέργεια παρέχεται στους αισθητήρες απλώς συνδέοντας τα καλώδια CCAB-5P.

Η μονάδα τροφοδοσίας (μπαταρία) του MT24/LF μπορεί να τροφοδοτεί το σύστημα έως και 60 ώρες συνεχόμενα. Περιέχει τρεις αεροστεγώς κλεισμένες επαναφορτιζόμενες μπαταρίες με τρεις τάσεις εξόδου: +/-12 και +6V οι οποίες είναι κατάλληλα τοποθετημένες μέσα σε μία προστατευτική θήκη Pelican. Οι σύνδεσμοι για την φόρτιση των μπαταριών (6V και 12V) είναι τοποθετημένοι και αυτοί μέσα στην θήκη η οποία πρέπει να κρατείται ανοιχτή κατά διάρκεια της φόρτισης.

2.3. Αισθητήρες Μαγνητικού Πεδίου (Μαγνητόμετρα)

Οι επαγωγικοί αισθητήρες είναι οι BF αισθητήρες μαγνητικής ανάδρασης της EMI που χρησιμοποιούνται κυρίως σε γεωφυσικές έρευνες. Οι αισθητήρες έχουν κατασκευαστεί με μεγάλης μαγνητικής διαπερατότητας πυρήνα, μ -metal, πυρήνα με κατάλληλα τυλίγματα. Τα τυλίγματα του πηνίου είναι καλυμμένα και εποξικά διατηρημένα μέσα σε προστατευτικό κάλυμα από φάιμπεργκλας.

Κάθε αισθητήρας περιέχει έναν ειδικό προενισχυτή χαμηλού θορύβου τοποθετημένο στο ένα άκρο του κυλινδρικού πηνίου. Ο αισθητήρας είναι ρυθμισμένος έτσι ώστε να μεγιστοποιεί την απόδοση χαμηλού θορύβου.

Ο αισθητήρας BF-4 είναι ιδανικός για συλλογή δεδομένων στις συχνότητες από 0.0001 Hz έως 700 Hz. Είναι ελαφρύς (7.9Kg), χρησιμοποιεί χαμηλή ισχύ της τάξης των 225 mW, ενώ προσφέρει εξαιρετική απόδοση χαμηλού θορύβου, σταθερότητα και ανθεκτικότητα.

Τεχνικά χαρακτηριστικά Μαγνητομέτρων BF-4

Εύρος συχνοτήτων:	0.0001 έως 1000 Hz
Γωνίες συχνοτήτων 3 dB:	0.2 Hz, 500 Hz
Ευαισθησία (Flat Region)	0.3 V/nT (standard)
Κατανάλωση Ισχύος:	12 mA στα $\pm 12V$

2.4. Αισθητήρες Τελλουρικού Πεδίου (Ηλεκτρόδια)

Επειδή δεν είναι δυνατό να μετρηθεί απ' ευθείας η πυκνότητα ρεύματος στη Γη, μετρούνται οι διαφορές δυναμικού μεταξύ ηλεκτροδίων τοποθετημένων εντός του εδάφους. Η χρήση απλών μεταλλικών ράβδων καρφωμένων στο έδαφος ως ηλεκτροδίων, συνήθως οδηγεί σε ηλεκτροχημικές αντιδράσεις που παράγουν δυναμικά επαφής μεταξύ ηλεκτροδίου και εδάφους (συνεπώς και μεταξύ ηλεκτροδίων), τα οποία πολλές φορές είναι αρκετά ισχυρότερα από τα ανιχνεύσιμα τελλουρικά πεδία (πόλωση ηλεκτροδίων). Επιπλέον, το πλάτος των δυναμικών επαφής εξαρτάται από τις εδαφικές συνθήκες και μεταβάλλεται με τη θέση μέτρησης αλλά και συναρτήσει του χρόνου, οπότε είναι αδύνατη η εκ των υστέρων διόρθωσή τους.

Δεδομένου ότι ο μόλυβδος είναι σχετικά χημικά αδρανής, η χρήση μολύβδινων πλακών είναι μία μερική απάντηση στο πρόβλημα αυτό. Πραγματική λύση, όμως, προσφέρει μόνον η χρήση αντιπολωτικών ηλεκτροδίων. Αυτά αποτελούνται από σύστημα μετάλλου εμβαπτισμένου σε (υγρό ή στερεό) κεκορεσμένο διάλυμα ενός εκ των αλάτων του, όπως για

παράδειγμα Cu σε CuSO_4 , Ag σε AgCl , Pb σε PbCl_2 , το οποίο περιέχεται σε πορώδες κεραμικό που επιτρέπει στο διάλυμα να διαρρέει με βραδείς ρυθμούς και να δημιουργεί καλή αγωγιμη επαφή χαμηλού θορύβου με το έδαφος. Εξ όλων των ανωτέρω, τα ηλεκτρόδια Pb/PbCl_2 είναι τα σταθερότερα και τα πλέον αξιόπιστα.



Ο τύπος των ηλεκτροδίων που χρησιμοποιούμε με το MT24/LF είναι το χαμηλής συχνότητας ELF-2 (βλ. σχετική εικόνα). Εγκαθίστανται σε ρηχές τρύπες στο έδαφος, προσθέτοντας λίγο νερό για τη δημιουργία λάσπης και έπειτα στερεώνοντας τα ηλεκτρόδια πάνω στην λάσπη. Το επάνω μέρος της τρύπας καλύπτεται για την προστασία του ηλεκτροδίου από τον ήλιο, ενώ συνίσταται και η προσθήκη αργίλου για τη διατήρηση της υγρασίας ή/και αλατιού στη λάσπη για την ελάττωση της αντίστασης επαφής. Η αντίσταση επαφής ανάμεσα στα ηλεκτρόδια ενός δίπολου δεν πρέπει να υπερβαίνει τα $10\text{K}\Omega$.

2.5. Μονάδα GPS

Η μονάδα GPS είναι το μοντέλο GPS 35-LVS της Garmin. Είναι ένας πλήρης 12-κάναλος δέκτης GPS με εσωτερική κεραία που εντοπίζει μέχρι και δώδεκα δορυφόρους την στιγμή ενώ παρέχει ανανέωση ανά 1 sec και χαμηλή κατανάλωση ενέργειας. Το GPS 35-LVS είναι καλά προφυλαγμένο μέσα σε ένα μαύρο, αδιάβροχο πλαστικό κουτί σχεδιασμένο ούτως ώστε να αντέχει σε σκληρές επιχειρησιακές συνθήκες. Έχει ένα συνδεδεμένο καλώδιο ρεύματος/δεδομένων 10 μέτρων με έναν σύνδεσμο Tajimi 7-pin.

Το σύστημα επικοινωνεί με τον δέκτη δια μέσου δύο RS232 συμβατών καναλιών επικοινωνίας δύο κατευθύνσεων. Η αποθήκευση των δεδομένων στην εσωτερική μνήμη επιτρέπει στην μονάδα την διατήρηση κρίσιμων δεδομένων όπως είναι οι τροχιακές παράμετροι των δορυφόρων, η τελευταία θέση, η ημερομηνία και η ώρα.

Τεχνικά χαρακτηριστικά του Garmin GPS 35-LVS

Δέκτης:	Δέκτης διαφορικής ετοιμότητας 12 παράλληλων καναλιών εντοπίζει και χρησιμοποιεί έως και 12 δορυφόρους για τον υπολογισμό και την ενημέρωση της θέσης.
Χρόνοι λειτουργίας:	15 δευτερόλεπτα όταν είναι ζεστός (όλα τα δεδομένα γνωστά)
	45 δευτερόλεπτα όταν είναι κρύος (αρχική θέση, χρόνος και almanac γνωστά, ephemeris άγνωστη)
	5 λεπτά αυτόματος εντοπισμός (almanac γνωστό, αρχική θέση και χρόνος άγνωστα)
	5 λεπτά αναζήτησης στον ουρανό (κανένα δεδομένο γνωστό)

3. Επεξεργασία MT δεδομένων με το λογισμικό πακέτο WinGLink

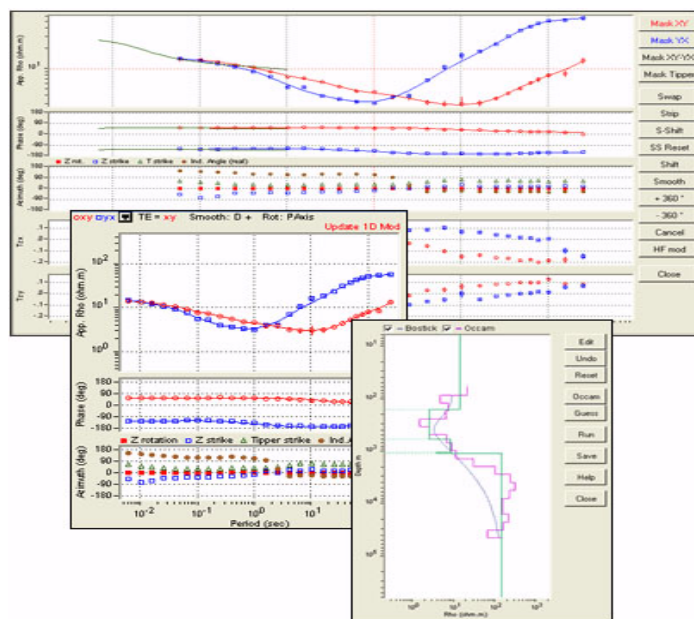
Η επεξεργασία των μαγνητοτελλουρικών δεδομένων συντελείται στο πεδίο των συχνοτήτων διότι οι μαθηματικοί υπολογισμοί είναι ευχερέστεροι από εκείνους στο πεδίο του χρόνου. Συνεπώς, η επεξεργασία ξεκινά με το μετασχηματισμό Fourier, από όπου στην συνέχεια υπολογίζεται η εμπέδηση της Γης για το προσπίπτον κύμα σε σχέση με τη συχνότητα, τη διεύθυνση και τη θέση.

Η ανάλυση, επεξεργασία και ερμηνεία των μαγνητοτελλουρικών δεδομένων στα πλαίσια της συγκεκριμένης έρευνας πραγματοποιήθηκε με τη χρησιμοποίηση του εξελιγμένου και διαδεδομένου λογισμικού πακέτου “WinGink” του οίκου Geosystem.

Η λειτουργία του προγράμματος είναι αρκετά αυτοματοποιημένη ενώ το περιβάλλον εργασίας είναι φιλικό προς τον χρήστη. Εξάλλου το εγχειρίδιο χρήσης του προγράμματος παρέχει σημαντική υποστήριξη όσον αφορά τον τρόπο λειτουργίας και την αντιμετώπιση τυχόν προβλημάτων.

Το πρόγραμμα δέχεται στην είσοδό του δεδομένα καταγραφής που έχουν ανακτηθεί με τη βοήθεια του συστήματος MT24/LF της EMI και έπειτα από κατάλληλη επεξεργασία λαμβάνουμε τα αποτελέσματα στην έξοδο υπό τη μορφή ειδικών διαγραμμάτων (Data Quality, Resistivity Phase & Strike, Polar Diagrams ect).

Απώτερος στόχος της ερμηνευτικής διαδικασίας είναι η εύρεση της κατανομής της ηλεκτρικής αγωγιμότητας σε σχέση με την θέση και το βάθος. Η πληροφορία αυτή δίνεται έπειτα από την πραγματοποίηση μονοδιάστατης αντιστροφής (1D Inversion) στα δεδομένα καταγραφής με τη βοήθεια κατάλληλων αριθμητικών μοντέλων, για την παραγωγή του πρωταρχικού προτύπου (1D Model).



Η διαδικασία της επεξεργασίας των MT δεδομένων μέσω του λογισμικού πακέτου "WinGLink" παρουσιάζεται περιγραφικά βήμα προς βήμα στο κεφάλαιο που ακολουθεί.

3.1. Διαδικασία επεξεργασίας

Κατά την εκκίνηση του προγράμματος εμφανίζεται στην οθόνη ένα παράθυρο επιλογών όπου μας δίνεται η δυνατότητα να επιλέξουμε εάν θα δουλέψουμε το πρόγραμμα στην κατάσταση βάσεων δεδομένων (Database) ή στην κατάσταση εργαλείων (Tools).

Δουλεύοντας στην κατάσταση εργαλείων προετοιμάζουμε ουσιαστικά τα δεδομένα που έχουμε συλλέξει ούτως ώστε να τα εισάγουμε αργότερα σε μία βάση δεδομένων. Επομένως στο αρχικό αυτό στάδιο επιλέγουμε εισαγωγή στην κατάσταση εργαλείων (**Enter Tools Mode**) και πατάμε **OK**.

Στην συνέχεια εμφανίζεται στο άνω και δεξιό μέρος του παραθύρου που έχει ανοίξει (WinGLink - [Magnetotellurics Tools]), μία λίστα με τα τέσσερα βασικά εργαλεία του προγράμματος τα οποία είναι απαραίτητα για την επισκόπηση αλλά και την προετοιμασία των MT δεδομένων.

Πιο συγκεκριμένα αυτά είναι: το Time Series, το Cascade Decimation Robust Processing, το Cross-Power Editor καθώς και το Data Analysis (βλ. παραπάνω εικόνα). Καθένα από τα εργαλεία αυτά επιτελεί και μία διαφορετική εργασία ενώ υπάρχει μια σχέση αλληλεξάρτησης μεταξύ τους αφού τα αρχεία εξόδου του ενός χρησιμοποιούνται στην είσοδο του άλλου.

3.1.1. Time Series

Το Time Series είναι ένα εργαλείο το οποίο βοηθά κυρίως στην απλή απεικόνιση και επισκόπηση των δεδομένων καταγραφής, του μετρούμενου σήματος ή του φάσματος ισχύος.

Κατά την εκκίνηση του προγράμματος (αριστερό κλικ στο κουμπί που βρίσκεται αριστερά από τον τίτλο), εμφανίζεται ένα παράθυρο (TSeries) όπου καλούμαστε να επιλέξουμε τον τύπο του οργάνου που χρησιμοποιήσαμε για την πραγματοποίηση των μετρήσεων (στην περίπτωση μας είναι το MT-24 της EMI) καθώς και τον τύπο των δεδομένων (Raw ή Signal Data) που θα χρησιμοποιήσουμε.

Πατάμε **OK** και τώρα είναι η σειρά να επιλέξουμε την μπάντα συχνοτήτων των χρονοσειρών που θέλουμε να εξετάσουμε (Band Selection). Εμείς επιλέγουμε την **t02** και συνεχίζουμε πατώντας **OK**.

Στο νέο παράθυρο που εμφανίζεται (Selection) υπάρχουν τρία πλαίσια τοποθετημένα το ένα δίπλα στο άλλο. Στο πρώτο από αριστερά πλαίσιο καθορίζουμε την διαδρομή των αρχείων στα οποία περιέχονται τα δεδομένα καταγραφής που επιθυμούμε να επεξεργαστούμε. Εν συνεχεία στο δεύτερο πλαίσιο επιλέγουμε ένα προς ένα τα αρχεία που μας ενδιαφέρουν ενώ στο τρίτο και τελευταίο πλαίσιο μας δίνεται η δυνατότητα να καθορίσουμε τα κανάλια των

χρονοσειρών που θα εμφανίζονται στα ειδικά πλαίσια του παραθύρου που πρόκειται να ανοίξει πατώντας **OK**. Η σωστή διάταξη εμφάνισης των χρονοσειρών μπορεί να βοηθήσει στην ευκολότερη και πιο ορθή παρατήρησή τους. Βέβαια στην επιλογή αυτή ενέχεται πάντα το στοιχείο της υποκειμενικότητας του εκάστοτε αναλυτή.

Έτσι βλέπουμε εν τέλει να εμφανίζονται οι χρονοσειρές σύμφωνα με την διάταξη που έχουμε καθορίσει και στην περίπτωσή μας είναι συνολικά πέντε, αντιστοιχώντας έτσι στον αριθμό των αισθητήρων που έχουν χρησιμοποιηθεί για την πραγματοποίηση των μετρήσεων (2 ζεύγη ηλεκτροδίων και 3 μαγνητόμετρα). Μετακινώντας την μπάρα πλοήγησης στην βάση του παραθύρου αριστερά ή δεξιά, μπορούμε να μετακινηθούμε στο χρόνο και να διαπιστώσουμε την ποιότητα και το είδος των σημάτων καθ' όλη την διάρκεια της καταγραφής αποκομίζοντας έτσι χρήσιμα συμπεράσματα. Επιπλέον μετακινώντας τον κέρσορα του ποντικιού επάνω στις χρονοσειρές μπορούμε να δούμε τον ακριβή χρόνο κατά το οποίο έγινε η καταγραφή του κάθε σήματος μιας και αυτός εμφανίζεται στη βάση του παραθύρου ακριβώς κάτω από την μπάρα πλοήγησης (βλ. εικόνα που ακολουθεί).

3.1.2. Cascade Decimation Robust Processing

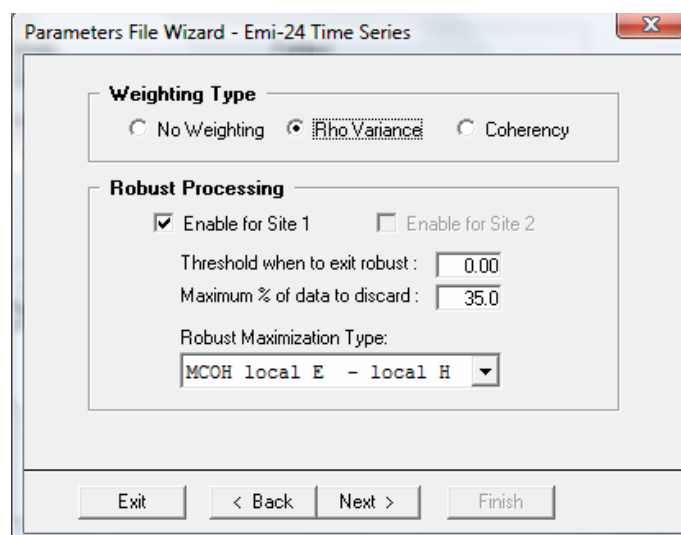
Το Cascade Decimation Robust Processing ουσιαστικά επεξεργάζεται τα αρχεία των MT χρονοσειρών με σκοπό αργότερα την δημιουργία σχετικών διαγραμμάτων. Έχει κατασκευαστεί ούτως ώστε να μπορεί να «τρέχει» μαζικά συγκεκριμένου τύπου αρχεία που φέρουν την κατάληξη .rcd και τα οποία περιέχουν διάφορες πληροφορίες και παραμέτρους ελέγχου που εμείς επιλέγουμε και εισάγουμε.

Κατά την εκκίνηση του προγράμματος εμφανίζεται στην οθόνη ένα αρχικό παράθυρο (Robust Cascade Decimation) όπου μας δίνεται η δυνατότητα δημιουργίας νέων αρχείων .rcd επιλέγοντας **New**.

Τότε ξεκινά ο αυτόματος οδηγός παραμετροποίησης (Parameters File Wizard) όπου εισάγουμε αρχικά το όνομα του αρχείου που σκοπεύουμε να δημιουργήσουμε (Parameters File (*.rcd)) καθώς και τον τύπο του εξοπλισμού που χρησιμοποιούμε (Time Series Type). Σαν όνομα αρχείου είναι καλό να ορίζουμε κάποιο που θα μας επιτρέπει αργότερα να

αντιλαμβανόμαστε σε ποιές τοποθεσίες αναφέρεται το συγκεκριμένο αρχείο. Τέλος μπορούμε να ορίσουμε τον αριθμό των σημείων μέτρησης (# of Sites to Process) καθώς και τον αριθμό των μπαντών συχνότητας (# of Frequency Bands) που έχουμε εφαρμόσει.

Πατώντας **Next** ο οδηγός παραμετροποίησης συνεχίζει στο επόμενο παράθυρο επιλογών (Parameters File Wizard – Emi-24 Time Series). Εδώ μπορούμε είτε να τροποποιήσουμε τις παραμέτρους αυτές σύμφωνα με τις ανάγκες και τις απαιτήσεις μας, είτε να χρησιμοποιήσουμε τις προεπιλεγμένες ρυθμίσεις του προγράμματος και να προχωρήσουμε πατώντας **Next**.



Στο επόμενο στάδιο απαιτείται η εισαγωγή ειδικών αρχείων που φέρουν την κατάληξη .sre και τα οποία έχουμε ήδη δημιουργήσει μόνοι μας από πριν. Τα αρχεία αυτά δεν περιέχουν τίποτα περισσότερο από τις διαδρομές των αρχείων καταγραφής (χρονοσειρές) στον δίσκο. Η εισαγωγή τους γίνεται εύκολα κάνοντας κλικ στο **Add Files...** και εντοπίζοντας το κατάλληλο .sre αρχείο. Μια δεύτερη εισαγωγή αρχείων που είναι και αυτή απαραίτητη για την συνέχιση της διαδικασίας είναι αυτή των αρχείων απόκρισης των αισθητήρων (RSP files) του οργάνου. Τα αρχεία αυτά παρέχονται από τον κατασκευαστή και είναι μοναδικά για τον κάθε αισθητήρα. Περιέχουν πληροφορίες σχετικά με την κατάσταση των αισθητήρων και έχουν προκύψει ύστερα από μετρήσεις που έχει πραγματοποιήσει ο κατασκευαστής. Κάνοντας κλικ στο **Browse...** επιλέγουμε τον φάκελο όπου περιέχονται τα συγκεκριμένα αρχεία και συνεχίζουμε πατώντας **Next...**

Τέλος στο πλαίσιο Site Name συμπληρώνουμε το όνομα της τοποθεσίας όπου έγιναν οι μετρήσεις πατώντας **Finish** για να ολοκληρωθεί ο κύκλος του αυτόματου οδηγού παραμετροποίησης.

Έτσι το πρόγραμμα επιστρέφει στο αρχικό σημείο εκκίνησης (Robust Cascade Decimation) με τη μόνη διαφορά ότι πλέον μπορούμε να δούμε το αρχείο που έχει δημιουργηθεί στο κάτω και αριστερό πλαίσιο (Parameter Files) του παραθύρου με το όνομα που του έχουμε ορίσει. Για να ξεκινήσει πλέον η διαδικασία της επεξεργασίας των δεδομένων σύμφωνα πάντα με το αρχείο παραμετροποίησης .rcd που δημιουργήσαμε, δεν απομένει τίποτα άλλο από το να επιλέξουμε με το ποντίκι το σχετικό αρχείο από το προαναφερθέν πλαίσιο, να κάνουμε κλικ στο βελάκι με κατεύθυνση προς τα δεξιά ούτως ώστε αυτό να μεταφερθεί στο πλαίσιο Selected for Butch Run και αφού το επιλέξουμε εκ νέου, να πατήσουμε **Run**.

Αμέσως το πρόγραμμα ξεκινά την διαδικασία της επεξεργασίας η οποία διαρκεί ορισμένα μόλις δευτερόλεπτα και αυτό που προκύπτει εν τέλει είναι δύο νέα αρχεία με καταλήξεις .bxp και .EDI. Εμάς μας ενδιαφέρουν κυρίως τα .EDI αρχεία μιας και αυτά χρησιμοποιεί στην είσοδό του το εργαλείο του προγράμματος Data Analysis με το οποίο θα δουλέψουμε στη συνέχεια.

3.1.3. Cross Power Editor

Το τρίτο κατά σειρά εργαλείο του προγράμματος, το Cross Power Editor, δεν θα μας απασχολήσει ιδιαίτερα μιας και η χρήση του δεν είναι απαραίτητη για τις ανάγκες υλοποίησης του συγκεκριμένου project.

Παρ' όλα αυτά πρέπει να αναφερθεί ότι ο λόγος ύπαρξης του συγκεκριμένου εργαλείου αφορά την επεξεργασία των .bxp αρχείων που δημιουργούνται στην έξοδο του Cascade Decimation, με σκοπό την επέμβαση αλλά και την διόρθωση (εφόσον χρειαστεί) των διαγραμμάτων των MT χρονοσειρών.

Παραλείπουμε λοιπόν το Cross Power Editor και συνεχίζουμε την διαδικασία επεξεργασίας και ανάλυσης των δεδομένων με το τέταρτο και τελευταίο εργαλείο του προγράμματος, το Data Analysis.

3.1.4. Data Analysis

Το Data Analysis είναι ουσιαστικά ένα εργαλείο απεικόνισης το οποίο χρησιμοποιεί στην είσοδό του αρχεία .EDI και τα οποία «προβάλλει» έπειτα από κατάλληλη επεξεργασία στην έξοδό του υπό την μορφή ειδικών διαγραμμάτων.

Κατά την εκκίνηση του προγράμματος επιλέγουμε **Open Stations** και συνεχίζουμε πατώντας **OK**.

Στο νέο παράθυρο που εμφανίζεται (File Selection) και συγκεκριμένα στο πλαίσιο με τίτλο Path: στο κέντρο του παραθύρου, εντοπίζουμε τον φάκελο στον οποίο περιέχονται τα αποθηκευμένα αρχεία .EDI (που έχουμε δημιουργήσει από πριν) και εν συνεχεία στο αριστερό πλαίσιο (Files:) επιλέγουμε ποια από αυτά θέλουμε να ανοίξουμε πατώντας **Open**.

Τα διαγράμματα που εμφανίζονται παρέχουν πληροφορίες σχετικά με την ποιότητα των δεδομένων καταγραφής, τα χαρακτηριστικά της φαινόμενης αντίστασης, της φάσης και της χαρακτηριστικής διεύθυνσης της δομής σε σχέση με τη συχνότητα και το χρόνο ενώ υπάρχει και δυνατότητα εξαγωγής των σχετικών πολικών για τον προσδιορισμό των παραμέτρων που συσχετίζονται με την συμμετρία της δομής σε κάθε θέση μέτρησης (βλ. παρακάτω εικόνες).

Data Quality

Resistivity, Phase & Strike

Polar Diagrams

3.1.5. ID Model

Στο αρχικό και πάλι παράθυρο επιλογών του προγράμματος WinGLink αντί για εισαγωγή στην κατάσταση εργαλείων (Enter Tools Mode), επιλέγουμε αυτή τη φορά δημιουργία νέας βάσης δεδομένων (**Create a New Database**).

Στη συνέχεια και αφού πρώτα ορίσουμε το όνομα αρχείου της βάση δεδομένων που σκοπεύουμε να δημιουργήσουμε, από το μενού File του παραθύρου που έχει ανοίξει επιλέγουμε **Import...** για την εισαγωγή των δεδομένων και την παράλληλη δημιουργία ενός νέου Project.

Στον οδηγό που ανοίγει επιλέγουμε την πηγή των δεδομένων που θα εισαχθούν. Επιλέγουμε **External Files** (Εξωτερικά Αρχεία) και συνεχίζουμε πατώντας **Next**.

Στο επόμενο στάδιο θα πρέπει να επιλέξουμε εάν τα δεδομένα εισαγωγής θα αποθηκευτούν σε ένα ήδη υπάρχον project (In an Existing Project) εφόσον αυτό υπάρχει, ή εάν θα δημιουργηθεί ένα νέο για το σκοπό αυτό (In a New Project). Μιας και δεν υπάρχει κάποιο έτοιμο project, συνεχίζουμε με την επιλογή **In a New Project**.

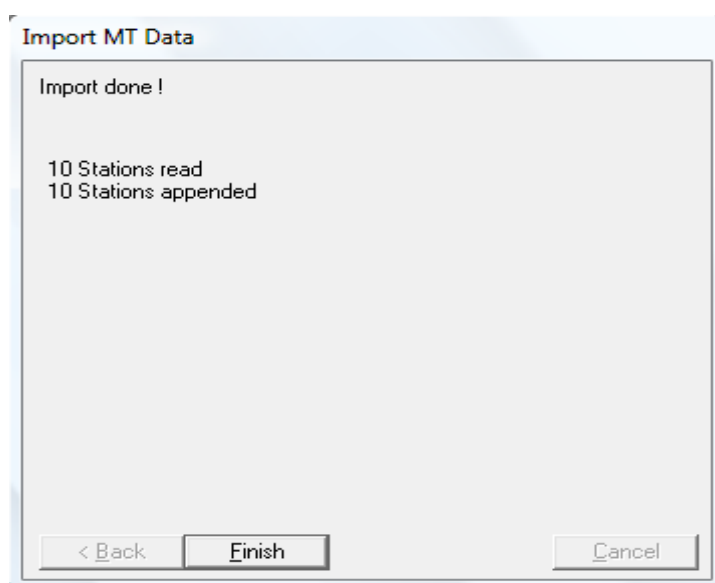
Στη συνέχεια το πρόγραμμα εμφανίζει ένα προειδοποιητικό μήνυμα για τα στοιχεία που θα πρέπει να εισαχθούν και αφορούν το project που σκοπεύουμε να δημιουργήσουμε.

Πράγματι στο παράθυρο Project Properties συμπληρώνουμε στοιχεία όπως η περίοδος κατά την οποία έλαβαν χώρα οι μετρήσεις (Date), η ονομασία του project (Project name), ο τύπος των δεδομένων εισαγωγής (Data Type), η ετικέτα των σταθμών καταγραφής (Station Legend), η περιοχή της μελέτης (Location), η εταιρία ή ο οργανισμός που έχει αναλάβει την μελέτη (Company) καθώς και ο ερευνητής αυτής (Contractor). Αφού ολοκληρώσουμε την εισαγωγή των στοιχείων πατάμε **OK** και συνεχίζουμε.

Πλέον έφτασε η στιγμή της εισαγωγής των δεδομένων, τα οποία παρεμπιπτόντως είναι τα ίδια .EDI αρχεία που έχουμε δημιουργήσει με το εργαλείο Cascade Decimation του προγράμματος. Ορίζουμε την διαδρομή του φακέλου στον οποίο περιέχονται τα συγκεκριμένα αρχεία (Select source file(s) from...) και επιλέγουμε στο κεντρικό πλαίσιο του

παραθύρου ποια από αυτά επιθυμούμε να εισαχθούν στο project. Τα επιλεγμένα αρχεία μαρκάρονται με μπλε φόντο. Συνεχίζουμε πατώντας **Next**.

Το πρόγραμμα προειδοποιεί ότι η εισαγωγή των αρχείων .EDI θα γίνει ξεχωριστά λογίζοντας κάθε ένα από αυτά ως έναν διαφορετικό σταθμό το όνομα του οποίου θα είναι το ίδιο με αυτό του αντίστοιχου αρχείου. Συνεχίζουμε ως το τέλος πατώντας **Next**, αφήνοντας αμετάβλητες τις προεπιλογές του προγράμματος στα επόμενα στάδια που ακολουθούν. Επιλέγουμε **Finish** και η εισαγωγή των δεδομένων μαζί με την δημιουργία του project έχει ολοκληρωθεί.



Έχοντας δημιουργήσει πλέον το project (TALOS) με την εισαγωγή των αντίστοιχων δεδομένων (.EDI files), αυτό εμφανίζεται στο κεντρικό πλαίσιο του παραθύρου WinGLink – [Database: TALOS.wdb]. Επιλέγοντάς το με αριστερό κλικ και ανοίγοντας το εργαλείο **Soundings** που βρίσκεται στην λίστα εργαλείων του προγράμματος (στην δεξιά πλευρά του παραθύρου), είμαστε έτοιμοι να προχωρήσουμε στην διαδικασία κατασκευής του μονοδιάστατου μοντέλου (1D Model) .

Στο παράθυρο επιλογών Soundings επιλέγουμε άνοιγμα σταθμών από λίστα (**Open stations from List**) και πατάμε **OK**.

Στην λίστα επιλογής που εμφανίζεται (List Selection) επιλέγουμε έναν προς έναν τους σταθμούς που επιθυμούμε να ανοίξουμε και πατάμε **Open**.

Τα διαγράμματα τα οποία εμφανίζονται, είναι τα γνωστά διαγράμματα αντίστασης – φάσης που προκύπτουν από την ανάλυση των αρχείων .EDI. Για την πραγματοποίηση της μονοδιάστατης αντιστροφής (1D Inversion) και την δημιουργία μονοδιάστατου μοντέλου επιλέγουμε **1D Model** από την γραμμή εργαλείων στο επάνω μέρος του παραθύρου.

Αμέσως το πρόγραμμα εμφανίζει το πρωταρχικό πρότυπο (**1D Model**) μιας εκ των θέσεων που έχουμε επιλέξει, όπου μπορούμε να διαπιστώσουμε τη σχέση μεταξύ του βάθους (σε μέτρα) και της κατανομής της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του υπεδάφους (δεξιά πλευρά της εικόνας). Για να αλλάξουμε σταθμό χρησιμοποιούμε τη λίστα που υπάρχει στην άνω αριστερή γωνιά του παραθύρου (**Station**).

4. Γεωτεκτονικό Περιβάλλον, Σεισμοτεκτονική Ανάλυση και Γεωλογική Δομή της Κρήτης

Η Κρήτη εδράζεται στο νότιο τμήμα του «Ελληνικού Τόξου» το οποίο εκτείνεται από τη Δυτική Ηπειρωτική Ελλάδα, τη Δυτική Πελοπόννησο, τα Κύθηρα, την Κρήτη, την Κάσο, την Κάρπαθο μέχρι τη Ρόδο. Στην εξωτερική πλευρά του τόξου υπάρχει η Ελληνική Τάφρος, η οποία αποτελεί το μέτωπο σύγκρουσης της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής λιθόσφαιρας. Η θέση αυτή της Κρήτης αποτελεί την κυριότερη αιτία της πολύπλοκης γεωλογικής δομής, του έντονου τεκτονισμού του νησιού, που εκδηλώνεται με τα μεγάλα ενεργά ρήγματα και τη σημαντική σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής (Fassoulas et al., 1994a,b; Fassoulas 1998, 1999, 2001).

Οι γεωλογικές μελέτες που ασχολούνται με τις νεότερες κινήσεις της νήσου συμπεραίνουν ανύψωση της Δ.Κρήτης και καταβύθιση της Α.Κρήτης (Spratt, 1865; Raulin, 1869; Ψαριανός, 1961; Hafemann, 1965; Dermitzakis, 1972, 1973) που προ-καλούνται από μια γενικευμένη περι-στροφική κίνηση γύρω από άξονα στη γραμμή Τυμπάκι - Ηράκλειο (Delibasis et al., 1982). Στην περιστροφική αυτή κίνηση η Κρήτη δε συμπεριφέρεται σαν ενιαίο τέμαχος του φλοιού, αλλά σαν πολλά τεμάχια που χωρίζονται με μεγάλα ρήγματα. Τα τεμάχια αυτά είναι τεκτονικές εξάρσεις ή τάφροι που συμμετέχουν στην περιστροφική κίνηση με διαφορετικές όμως ταχύτητες. Ουσιαστικά οι κινήσεις αυτές ευθύνονται για τη σεισμική δραστηριότητα της νήσου και της ευρύτερης περιοχής.

Οι τεκτονικές τάσεις που επικρατούν στην περιοχή είναι εφελκυστικές για τους επιφανειακούς σεισμούς (με εστιακό βάθος μικρότερο των 60Km) και συμπιεστικές για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους (εστιακό βάθος μεγαλύτερο των 60Km). Ο τρόπος διάρρηξης στους επιφανειακούς σεισμούς, ιδιαίτερα εκείνους με εστιακό βάθος μέχρι 40Km είναι κανονικός, ενώ οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους παρουσιάζουν ανάστροφη διάρρηξη (Drakopoulos et al. 1983).

Από την κατανομή των επικέντρων των σεισμών προκύπτει ότι οι μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες, που έχουν διαπιστωθεί τόσο στη νήσο όσο και στο θαλάσσιο χώρο, είναι σεισμικά ενεργές και στις κινήσεις τους οφείλονται οι έντονες ανοδικές και καθοδικές κινήσεις των τεκτονικών τεμαχών. Τα περισσότερα επίκεντρα εντοπίζονται στη θαλάσσια περιοχή νότια της νήσου και σε όλο το μήκος της, όπου κυριαρχούν οι μεγάλες τεκτονικές τάφροι Ανατολικής και Δυτικής Κρήτης και νοτιότερα η Ελληνική Τάφρος. Οι εστίες στον ηπειρωτικό χώρο της Κρήτης είναι σχετικά λίγες και με τους μεγαλύτερους σεισμούς στην

ανατολική και τη δυτική άκρη καθώς και στις τεκτονικές τάφρους της Μεσσαράς, του Ηρακλείου και της Ιεράπετρας. Η νότια και δυτική περιοχή χαρακτηρίζεται από σεισμούς επιφανειακούς, ενώ στο βόρειο και ανατολικό τμήμα κυριαρχούν οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους.

Η γεωλογική δομή της Κρήτης χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη κυρίως αλπικών και προ-αλπικών πετρωμάτων τα οποία συνθέτουν ένα πολύπλοκο οικοδόμημα τεκτονικών καλυμμάτων. Επιπλέον όμως, χαρακτηρίζεται και από την εμφάνιση πολλών μετα-αλπικών ιζημάτων τα οποία καλύπτουν τις λεκάνες που χωρίζουν τα ψηλά βουνά (βλ. ακόλουθο σχήμα). Ανάλογα με την τεκτονο-στρωματογραφική τους θέση και τη μεταμορφική τους ιστορία, οι τεκτονικές αυτές ενότητες χωρίζονται από μια κύρια, κανονική ρηξιγενή, ζώνη απόσπασης, σε δύο μεγάλες ομάδες, τα ανώτερα και τα κατώτερα καλύμματα. Τα κατώτερα καλύμματα, σε αντίθεση με τα ανώτερα, δέχθηκαν κατά το Άνω Ολιγόκαινο / Κάτω Μειόκαινο, την επίδραση μιας μεταμόρφωσης σε συνθήκες Υψηλής Πίεσης / Χαμηλής Θερμοκρασίας. Η εξαφάνιση ολόκληρων καλυμμάτων ή πετρολογικών σχηματισμών από το οικοδόμημα των καλυμμάτων, είναι πολύ συχνή στην Κεντρική Κρήτη.

4.1. Αλπικά και Προ-αλπικά Πετρώματα

Τα αλπικά και προ-αλπικά πετρώματα της Κρήτης, αυτά δηλαδή που σχηματίστηκαν πριν ή κατά τη διάρκεια της αλπικής ορογένεσης, εμφανίζονται στα διάφορα καλύμματα του νησιού.

Τα κατώτερα καλύμματα περιλαμβάνουν τρία επιμέρους καλύμματα. Το κατώτερο κάλυμμα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων (ή της Ίδας ή της Κρήτης - Μάνης) αποτελείται από νηριτικά και πελαγικά, ανθρακικά κυρίως, πετρώματα. Στη βάση εμφανίζονται Περμικής ηλικίας σχιστόλιθοι και κλαστικά ιζήματα. Με στρωματογραφική ασυμφωνία ακολουθούν άνω Περμικής ηλικίας, νηριτικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες (στρώματα Φόδελε,) και στη συνέχεια, μέχρι το Σκύθιο, κλαστικοί δολομίτες και ασβεστόλιθοι (Στρώματα Σισών). Πάνω από τα πετρώματα αυτά βρίσκεται ο στρωματολιθικός δολομίτης, Νόριας ηλικίας. Ένας κλαστικός σχηματισμός από αργιλικούς σχιστόλιθους, κλαστικά ιζήματα και δολομίτες, αγνώστου ηλικίας, το στρώμα Γκίγκιλου, ακολουθεί και εμφανίζεται κυρίως στην περιοχή του οροπέδιου του Ομαλού Χανίων. Από το Μέσο Ιουρασικό μέχρι το Ηώκαινο, η ιζηματογένεση συνεχίζεται με την απόθεση των τυπικών πλακωδών ασβεστόλιθων με πυριτικές ενστρώσεις και κονδύλους και κλείνει με την απόθεση του Ολιγοκαινικού φύσχη, που εμφανίζεται με μικρό πάχος σε διάφορες περιοχές (π.χ. Οροπέδιο Νίδας, Ρεθύμνου). Τα πετρώματα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων αποτέθηκαν αρχικά σε ένα ρηχό, νηριτικό περιβάλλον, που σταδιακά μεταβλήθηκε σε καθαρά πελαγικό, βαθιάς θάλασσας.

Στη Δυτική Κρήτη, αμέσως πάνω από τους Πλακώδεις Ασβεστόλιθους εμφανίζεται το κάλυμμα του Τρυπαλίου. Το κάλυμμα αυτό περιλαμβάνει ανακρυσταλλωμένα ανθρακικά κροκαλοπαγή, ασβεστόλιθους και δολομίτες, Τριαδικής έως Κάτω Ιουρασικής ηλικίας. Η γεωτεκτονική θέση και η σημασία του καλύμματος παραμένει ακόμη άγνωστη.

Το κάλυμμα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών βρίσκεται στην ανώτερη, τεκτονικά, θέση των κατωτέρων καλυμμάτων (βλ. και σχήμα παρακάτω). Αποτελείται από δύο επιμέρους τμήματα, το ανώτερο με φυλλίτες, σχιστόλιθους, χαλαζίτες, μάρμαρα και μετα-ηφαιστειακά πετρώματα και το κατώτερο με μετα-γραουβάκες, χαλαζίτες, σχιστόλιθους, δολομίτες και εβαπορίτες. Η ηλικία του καλύμματος θεωρείται Περμική έως Άνω Τριαδική. Το κάλυμμα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, όπως και τα υπόλοιπα κατώτερα καλύμματα μεταμορφώθηκε κατά το Άνω Ολιγόκαινο / Κάτω Μειόκαινο σε συνθήκες Υψηλής Πίεσης / Χαμηλής Θερμοκρασίας. Τυπικά μεταμορφικά ορυκτά είναι ο γλαυκοφανής, αραγωνίτης, καρφόλιθος και χλωριτοειδής. Επιπλέον, στην περιοχή της Σητείας στην ανατολική Κρήτη, εμφανίζονται Ερκύνιας μεταμόρφωσης πετρώματα μέσα στους Φυλλίτες-Χαλαζίτες. Τα πετρώματα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών πιθανόν αντιπροσωπεύουν ένα προ-αλπικό ηπειρωτικό τέμαχος.

Το κάλυμμα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων, εκτός της Κρήτης, εκτείνεται ακόμη στην Πελοπόννησο, στην Κάρπαθο και τη Ρόδο και αντιπροσωπεύει το πιο εξωτερικό Ελληνικό κάλυμμα. Τα πετρώματα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών εμφανίζονται, επίσης, στην Πελοπόννησο.

Τα ανώτερα καλύμματα αποτελούνται από τεκτονικές ενότητες που μπορούν να συσχετιστούν με τις λιθοτεκτονικές ενότητες της κεντρικής Ελλάδας και των Κυκλάδων. Πάνω από την κύρια ζώνη απόσπασης βρίσκονται τα αμεταμόρφωτα, αλπικά ιζήματα των καλυμμάτων της Τρίπολης και Πίνδου. Αυτά τα καλύμματα αποτελούν τη συνέχεια προς νότο των αντίστοιχων καλυμμάτων των ζωνών Γαβρόβου-Τρίπολης και Πίνδου της ηπειρωτικής Ελλάδας. Το κάλυμμα της Τρίπολης αποτελείται στη βάση του από Μέσο με Άνω Τριαδικής ηλικίας αργιλικούς σχιστόλιθους, δολομίτες και κλαστικά ιζήματα που ονομάζονται στρώματα Ραβδούχα. Ακολουθεί με ασυμφωνία μια ανθρακική νηριτική σειρά Μεσοζωικής ηλικίας που τελειώνει με ένα Άνω Ηώκαινικό φλύσχη. Οι ασβεστόλιθοι της Τρίπολης είναι έντονα καρστικοποιημένοι και φιλοξενούν τους περισσότερους υδροφορείς του νησιού.

Το κάλυμμα της Πίνδου αποτελείται από Τριαδικής έως Ιουρασικής ηλικίας, πελαγικά ιζήματα (όπως ραδιολαρίτες, κερατόλιθους, ασβεστόλιθους και αργίλους), ακολούθως από ένα Άνω Κρητιδικής ηλικίας Πρώτο φλύσχη, πελαγικούς, πλακώδεις ασβεστόλιθους, Παλαιοκαινικής ηλικίας και τέλος από έναν Παλαιοκαινικό / Ιωκαινικό φλύσχη.

Πάνω από το κάλυμμα της Πίνδου και κάτω από τα κρυσταλλικά πετρώματα του καλύμματος των Αστερουσίων βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένες και ανακατεμένες μεταξύ τους οι ενότητες του Βάτου, Μιαμούς, Άρβης, Σπηλίου και Πρέβελι, σχηματίζοντας

ένα “melange” (τεκτονικό ανακάτεμα). Αυτές οι ενότητες τοποθετήθηκαν πρόσφατα σε ένα τεκτονικό κάλυμμα που ονομάστηκε Τεκτονικό “melange”, ακριβώς λόγω της εμφάνισης και της ιδιαίτερης δομής του. Επιμέρους, οι ενότητες Βάτου, Άρβης και Μιαμού αποτελούνται από πολύ χαμηλής μεταμόρφωσης ιζήματα, ενώ η ενότητα του Σπηλίου από μεταμορφωμένα πετρώματα με το ορυκτό βαροϊσίτη, και τεκτονισμένους σερπεντινίτες, τα οποία σχετίζονται με ένα παλιό οφιολιθικό κάλυμμα. Η ενότητα του Πρέβελι περιλαμβάνει σχιστόλιθους, μάρμαρα και πετρώματα μεταμορφωμένα σε συνθήκες Υψηλής Πίεσης / Χαμηλής Θερμοκρασίας, που μεταμορφώθηκαν πιθανά κατά το Παλαιόκαινο – Ηώκαινο, ή κατά το Άνω Ιουρασικό. Τα πετρώματα του Πρέβελι περικλείουν υπολειμματικές δομές που σχετίζονται με κάποια παλιά ζώνη υποβύθισης.

Στην κορυφή τέλος των τεκτονικών καλυμμάτων της Κρήτης βρίσκονται τα πετρώματα των Αστερουσίων και των Οφιολίθων. Το κάλυμμα των Αστερουσίων αποτελείται από μεταμορφωμένα, κατά το Άνω Κρητιδικό πετρώματα, κυρίως αμφιβολίτες, χαλαζίτες, γνεύσιους και σχιστόλιθους, σε συνθήκες Υψηλής Θερμοκρασίας / Χαμηλής Πίεσης (700°C, 5Kb). Πιθανόν το κάλυμμα αυτό να αντιπροσωπεύει τη συνέχεια μιας μεγάλης ηπειρωτικής μάζας που εμφανίζεται ακόμη στις Κυκλάδες και τη Μικρά Ασία. Χαρακτηριστικά μεταμορφικά ορυκτά του καλύμματος των Αστερουσίων είναι ο σιλλιμανίτης, ανδαλουσίτης, κορδιερίτης, κεροσίτη, γρανάτης και βιοτίτης. Οι Οφιολίθοι τέλος, αποτελούνται από υπερβασικά πετρώματα, Άνω Ιουρασικής ηλικίας, όπως σερπεντινίτες, περιδοτίτες και γαύρους, που αντιπροσωπεύουν ένα ωκεάνιο φλοιό.

Η στήλη καλυμμάτων της Κρήτης, η οποία ήταν αποτέλεσμα της συμπιεστικής φάσης, τροποποιήθηκε αργότερα από εκτατικές αποσπάσεις παράλληλες στο τόξο βυθιζόμενες προς Βορρά και προς Νότο, προκαλώντας σημαντικές παραλείψεις καλυμμάτων (Paranikolaou and Vassilakis, 2003).

4.2. Μετά-αλπικά πετρώματα

Τα μετα-αλπικά πετρώματα της Κρήτης αποτελούνται από τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα, που εμφανίζονται ασύμφωνα πάνω στα κατώτερα και ανώτερα καλύμματα, μέσα σε λεκάνες με ανατολή-δύση ή βορρά-νότου, διεύθυνση. Τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα της κεντρικής και ανατολικής Κρήτης μπορούν να διακριθούν σε διάφορες ενότητες.

Τα παλιότερα νεογενή ιζήματα ανήκουν στην ενότητα της Πρίνας. Αυτή αποτελείται από σκουρόχρωμο ασβεστολιθικά κορήματα και κροκάλες, που είναι συνήθως πολύ καλά

συγκολλημένα με ασβεστιτικό υλικό. Η ενότητα της Πρίνας αποτέθηκε κατά το Σερραβάλλιο σε ένα περιβάλλον μη-θαλάσσιο προς υφάλμυρο, ή ρηχής θάλασσας. Η ενότητα αυτή τοποθετείται ασύμφωνα πάνω στα πετρώματα του υποβάθρου και συχνά αποτελεί τη βάση της στρωματογραφικής στήλης των μεταλλικών ιζημάτων (Σχ.5). Πολύ καλές εμφανίσεις της υπάρχουν στην περιοχή δυτικά της Τυλίσου στη λεκάνη του Μυλοποτάμου της κεντρικής Κρήτης, βόρεια της Ιεράπετρας στην ανατολική Κρήτη και στην περιοχή Τοπολίων δυτικά από τα Χανιά.

Τα ιζήματα της ενότητας Τεφελίου αποτέθηκαν με ασυμφωνία, κατά το ανώτερο Σερραβάλλιο / κατώτερο Τορτόνιο, πάνω στα πετρώματα του υποβάθρου ή της ενότητας της Πρίνας. Η ενότητα αποτελείται από χερσογενή, κλαστικά ιζήματα, όπως κροκαλοπαγή, άμμους και αργίλους που αντιπροσωπεύουν ένα περιβάλλον απόθεσης γλυκού, υφάλμυρου ή θαλάσσιου νερού. Το σύνολο των ιζημάτων της ενότητας προήλθε από ένα χώρο που βρισκόταν βόρεια και ανατολικά από το σημερινό νησί. Πετρώματα της ενότητας Τεφελίου εμφανίζονται κυρίως στην κεντρική Κρήτη και στα Χανιά.

Κατά τη διάρκεια του Τορτονίου - κάτω Μεσηνίου, η θαλάσσια ιζηματογένεση αυξήθηκε με αποτέλεσμα να αποτεθούν βιοκλαστικοί, συχνά υφαλογενείς-κοραλλιογενείς, ασβεστόλιθοι που συνοδεύονται από εναλλαγές ταινιωτών μαργών ρηχής θάλασσας, που αποτελούν την ενότητα των Βρυσών. Η ενότητα των Βρυσών βρίσκεται με συμφωνία πάνω στα ιζήματα του Τεφελίου και σε μερικές περιπτώσεις, με ασυμφωνία πάνω στα πετρώματα του υποβάθρου (όπως στην περιοχή βόρεια της Τυλίσου και κοντά στο χωριό Βρύσες Χανίων).

Στο τέλος του Μεσηνίου, οι έντονες τεκτονικές ανυψώσεις και η διάβρωση είχαν ως αποτέλεσμα την απόθεση της ενότητας του Ελληνικού. Η ενότητα αποτελείται από μη-θαλάσσια, χονδρόκοκκα κροκαλοπαγή, ποταμολιμναία και λιμνοθαλάσσια ιζήματα με σώματα εβαποριτών και γύψων.

Κατά τη διάρκεια του κάτω με μέσου Πλειόκαινου, αποτέθηκαν με ασυμφωνία πάνω στα Μειοκαινικά ιζήματα τα πετρώματα της ενότητας της Φοινικιάς. Η ενότητα της Φοινικιάς αποτελείται στη βάση από μαργαϊκά κροκαλοπαγή και ακολούθως από ανοικτής θάλασσας λευκές μάργες και αργίλους με κατά τόπους εναλλαγές καστανόχρωμων διατομιτών. Τα στρώματα αυτά εμφανίζονται πολύ χαρακτηριστικά στην περιοχή του Ηρακλείου και δυτικά των Χανίων. Την ίδια χρονική περίοδο η περιοχή του Ηρακλείου ανυψώθηκε σημαντικά λόγω τεκτονικών κινήσεων και αποχωρίστηκε έτσι από την περιοχή της Μεσσαράς με την οποία μέχρι τότε είχαν κοινή ιζηματογένεση. Η διάβρωση των πετρωμάτων της περιοχής του Ηρακλείου τροφοδότησε με ιζήματα τη λεκάνη της Μεσσαράς, σχηματίζοντας έτσι τα κοκκινωπά, μη-θαλάσσια κροκαλοπαγή και άμμους της ενότητας Αγ. Γαλήνης. Αυτή η ενότητα, που εμφανίζεται χαρακτηριστικά στην Περιοχή της Αγ. Γαλήνης Μεσσαράς, αποτελεί το νεότερο σχηματισμό του Πλειόκαινου για την Κρήτη.

Στο Πλειστόκαινο, οι μεγάλες διακυμάνσεις της επιφάνειας της θάλασσας είχαν ως αποτέλεσμα την απόθεση των τεταρτογενών, θαλάσσιων αναβαθμίδων και ασβεστόλιθων, καθώς και χερσαίων, κοκκινωπών κροκαλοπαγών και άμμων, που εμφανίζονται κοντά στις νότιες και βόρειες ακτές του νησιού.

5. Περιοχή μελέτης

Η περιοχή της μελέτης εκτείνεται ουσιαστικά σε ολόκληρη την Κρήτη. Επιλέχθηκαν πέντε (5) χαρακτηριστικές θέσεις Σεισμολογικών Σταθμών που κατανέμονται σε διαφορετικά, απομακρυσμένα μεταξύ τους σημεία μαγνητοτελλουρικών μετρήσεων. Τα σημεία αυτά (βλ. παρακάτω εικόνα), φέρουν την ονομασία των ευρύτερων περιοχών στις οποίες εντοπίζονται. Από τα δυτικά προς τα ανατολικά αυτά είναι: Κουντούρα (Παλαιοχώρα, Χανιά), Πρινές (Ρέθυμνο), Καστέλλι Πεδιάδος (Ηράκλειο), Φέρμα (Ιεράπετρα, Λασιθί) και Σητεία (Λασιθί).

5.1. Παράθεση των Αποτελεσμάτων

5.1.1. Θέση: Κουντούρα (Παλαιοχώρα, Χανιά)

Τοπογραφικά στοιχεία

Γεωγραφικό Μήκος: 23°37'45.91"E

Γεωγραφικό Πλάτος: 35°14'00.96"N

Υψόμετρο: 8 m

Time Series Samples (Low Frequency)

Κουντούρα (Παλαιοχώρα, Χανιά)

Data Quality (Low Frequency – High Frequency)

Κουντούρα (Παλαισιχώρα, Χανιά)

Resistivity, Phase & Strike (Low Frequency – High Frequency)

Κουντούρα (Παλαισιχώρα, Χανιά)

Polar Diagrams (Low Frequency – High Frequency)

Κουντούρα (Παλαισιχώρα, Χανιά)

1D Model (Low Frequency)

Κουντούρα (Παλαισιχώρα, Χανιά)

1D Model (Low Frequency)

Κουντούρα (Παλαισιχώρα, Χανιά)

5.1.2. Θέση: Πρινές (Ρέθυμνο)

Τοπογραφικά στοιχεία

Γεωγραφικό Μήκος: 24°25'27.12"E

Γεωγραφικό Πλάτος: 35°20'34.44"N

Υψόμετρο: 213 m

Time Series Samples (Low Frequency)

Πρινές (Ρέθυμνο)

Data Quality (Low Frequency – High Frequency)

Πρινές (Πέθουμνο)

Resistivity, Phase & Strike (Low Frequency – High Frequency)

Πρινές (Πέθουμνο)

Polar Diagrams (Low Frequency – High Frequency)

Πρινές (Πέθουμνο)

1D Model (Low Frequency)

Πρινές (Πέθουμνο)

1D Model (High Frequency)

Πρινές (Πέθουμνο)

5.1.3. Θέση: Καστέλλι Πελιάδος (Ηράκλειο)

Τοπογραφικά στοιχεία

Γεωγραφικό Μήκος: 25° 19' 51.96" E

Γεωγραφικό Πλάτος: 35° 12' 41.76" N

Υψόμετρο: 326 m

Time Series Samples (Low Frequency)

Καστέλλι Πελιάδος (Ηράκλειο)

Data Quality (Low Frequency – High Frequency)

Καστέλλι Πελιόδος (Ηράκλειο)
Resistivity, Phase & Strike (Low Frequency – High Frequency)

Καστέλλι Πελιόδος (Ηράκλειο)

Polar Diagrams (Low Frequency – High Frequency)

Καστέλλι Πελιόδος (Ηράκλειο)
1D Model (Low Frequency)

Καστέλλι Πελιόδος (Ηράκλειο)
1D Model (High Frequency)

Καστέλλι Πελιόδος (Ηράκλειο)

5.1.4. Θέση: Φερμά (Ιεράπετρα, Λασιθί)

Τοπογραφικά στοιχεία

Γεωγραφικό Μήκος: 25°51'28.41"E

Γεωγραφικό Πλάτος: 35°01'24.57"N

Υψόμετρο: 34 m

Time Series Samples (Low Frequency)

Φερμά (Ιεράπετρα, Λασιθί)

Data Quality (Low Frequency – High Frequency)

Φερμιά (Ιεράπετρα, Λασιίθι)

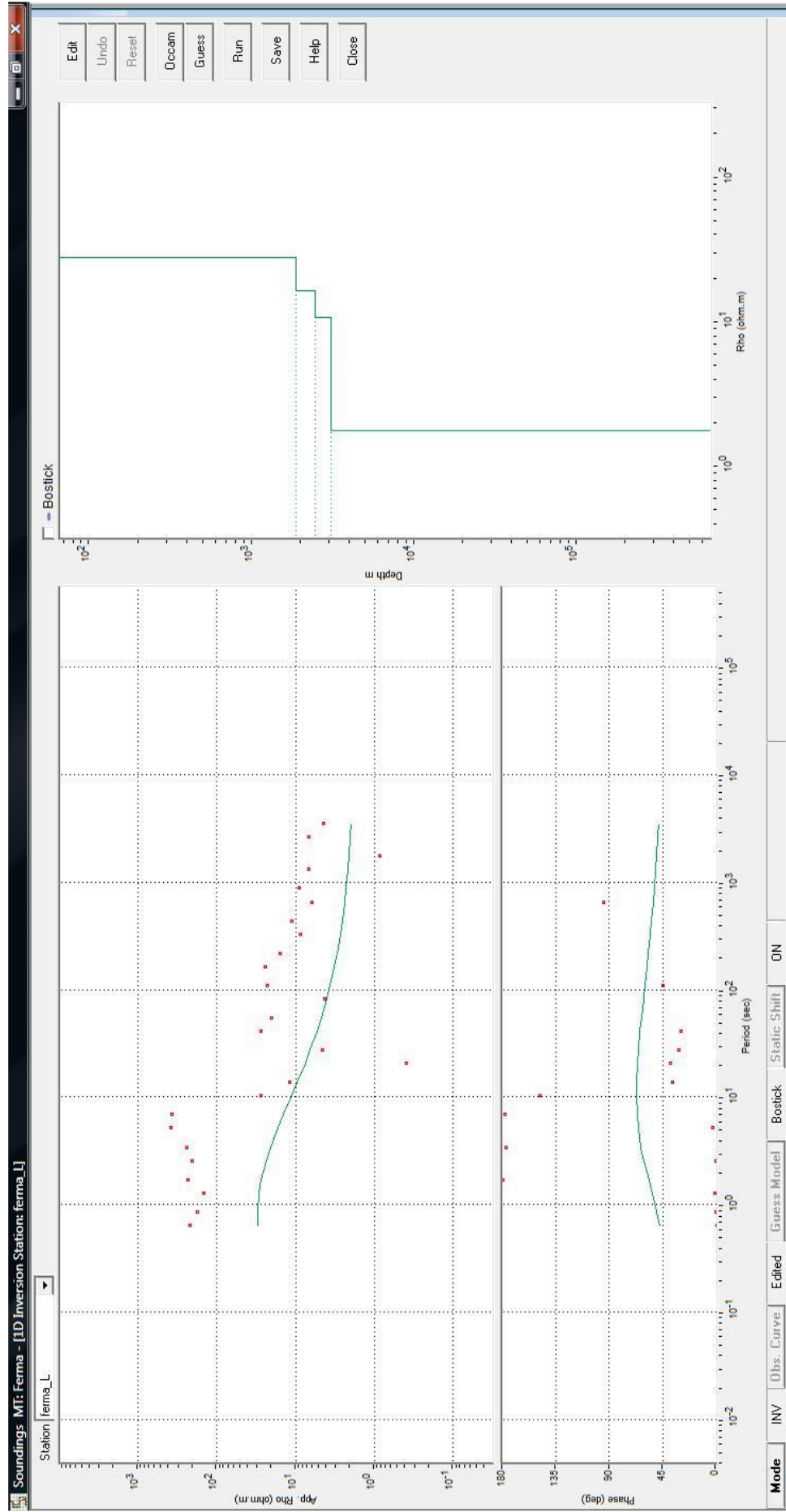
Resistivity, Phase & Strike (Low Frequency – High Frequency)

Φερμιά (Ιεράπετρα, Λασιίθι)

Polar Diagrams

Φερμιά (Ιεράπετρα, Λασιίθι)

1D Model (Low Frequency)



Φερμά (Γεράπετρα, Λασιθί)

1D Model (High Frequency)

Φερμά (Ιερόπετρα, Λασιθί)

5.1.5. Θέση: Σητεία (Λασίθι)

Τοπογραφικά στοιχεία

Γεωγραφικό Μήκος: 26°05'30.15"E

Γεωγραφικό Πλάτος: 35°11'48.27"N

Υψόμετρο: 40 m

Time Series Samples (Low Frequency)

Σητεία (Λασίθι)

Data Quality (Low Frequency – High Frequency)

Σημεία (Λασιίθι)

Resistivity, Phase & Strike (Low Frequency – High Frequency)

Σημεία (Λασιίθι)

Polar Diagrams (Low Frequency – High Frequency)

Σημεία (Λασιίθι)

1D Model (Low Frequency)

Σημεία (Λασιίθι)

1D Model (High Frequency)

Σημεία (Λασιίθι)

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Μακρής Ι. (1997) Ηλεκτρομαγνητική Μελέτη της Γεωηλεκτρικής Δομής Περιοχής Ευαίσθητης στην Ανίχνευση προσεισμικών ηλεκτρικών σημάτων (Εθνικού Καποδιστριακού Τμήματος Αθηνών)

Σαββαΐδης, Α. (1998) Γεωφυσική Μελέτη του Βορειοδυτικού Τμήματος της Χερσονήσου της Χαλκιδικής (Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης)

Φασουλάς, Χ. (2000) Οδηγός υπαίθρου για τη γεωλογία της Κρήτης

Τζάνης, Α. (2002) Στοιχεία από τον Γεωηλεκτρομαγνητισμό (Τμήμα Γεωλογίας Εθνικού Καποδιστριακού Τμήματος Αθηνών)

Καλησπέρη, Δ. (2006) Instructions for MT fieldwork

EMI (ElectroMagnetic Instruments, Inc.) MT24/LF System. Operation and Maintenance Manual

GEOSYSTEM SRL. A guide to using WinGLink (Ver 2.07.05)