

ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ

Θανάσσυλας,Κ., Λάζου,Α. και Ξανθόπουλος,Ν.

Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Ι.Γ.Μ.Ε.)
Μεσογείων 70, 11527, Αθήνα

Π Ε Ρ Ι Λ Η Ψ Η

Η μέθοδος της Ηλεκτρικής Διασκόπησης αφορά διάφορες αρχές και τεχνικές. Χρησιμοποιεί είτε συνεχή είτε εναλλασσόμενα ρεύματα, τα οποία παράγονται άλλοτε απο τεχνητούς και άλλοτε απο φυσικούς μηχανισμούς. Μία απο τις πλέον διαδεδομένες μεθόδους της ηλεκτρικής διασκόπησης είναι γνωστή σαν η μέθοδος ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης η οποία ερευνά τις μεταβολές της ειδικής αντίστασης με το βάθος. Άλλες γεωφυσικές ηλεκτρικές μέθοδοι είναι οι: Επαγόμενη Πόλωση (I.P.), Φυσικό Δυναμικό (S.P.), Tellurics, Magnetotellurics, κ.λ.π. Η ερμηνεία των ηλεκτρικών μεθόδων υπήρξε δύσκολη και φτωχή μέχρι την εφαρμογή των αριθμητικών αλγορίθμων με την χρήση των Η/Υ, οπότε και έγινε δυνατή η επίλυση του ευθέως και αντιστρόφου προβλήματος κατασκευής ηλεκτρικών μοντέλων, σε μία, δύο και τρεις διαστάσεις.

ELECTRICAL METHODS

Thanassoulas,C., Lazou,A. and Xanthopoulos,N.

A B S T R A C T

Electrical exploration consists of exceedingly diverse principles and techniques, and utilizes both stationary and variable currents, produced either artificially or by natural processes. One of the most widely used methods of electrical exploration is known as the resistivity method which investigates the change of the formation resistivity with depth. Other geophysical electrical methods are I.P., Telluric, Magnetotelluric, S.P. etc. The interpretational basis of the electrical methods remained poor until the last several years when application of numerical techniques using computers permitted forward and inverse solutions to electrical boundary value problems in one, two and three dimensions.

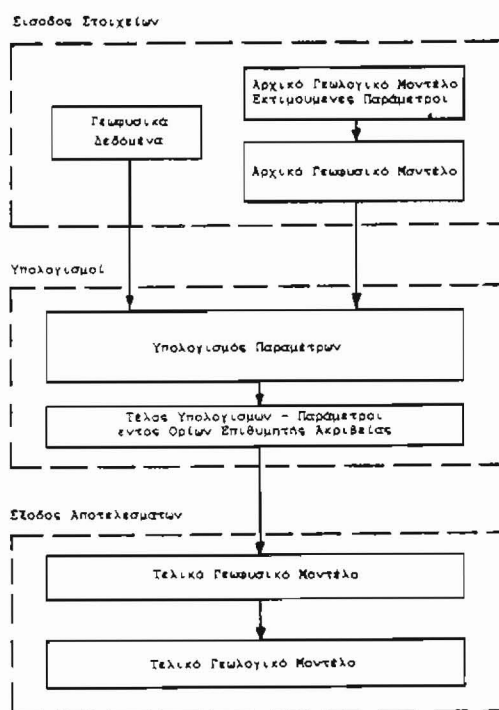
ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Κατά την εφαρμογή των μεθόδων της γεωφυσικής διασκόπησης γίνεται μέτρηση ορισμένων φυσικών ποσοτήτων (έντασης πεδίου βαρύτητας, έντασης γεωμαγνητικού πεδίου, τάσης και έντασης ηλεκτρικών ρευμάτων, χρόνων διαδρομής σεισμικών κυμάτων κλπ) και με σχέσεις που εκφράζουν θεμελιώδεις νόμους της Φυσικής προσδιορίζονται άλλες φυσικές ποσότητες (πυκνότητα, μαγνητική

επιδεκτικότητα, ειδική ηλεκτρική αντίσταση, ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, κλπ) οι οποίες αμεσότερα περιγράφουν τις ιδιότητες των πετρωμάτων του υπεδάφους, δηλαδή τη δομή του φλοιού της Γης (Παπαζάχος, 1978). Βασικός σκοπός της γεωφυσικής διασκόπησης είναι ο εντοπισμός γεωλογικών δομών οικονομικής σημασίας και η κατανόηση των στατικών και δυναμικών συνθηκών του εσωτερικού της Γης.

ΓΕΝΙΚΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ

Η φιλοσοφία η οποία διέπει γενικά την γεωφυσική έρευνα (ανεξαρτήτως της μεθοδολογίας που εφαρμόζεται και του φυσικού μεγέθους που μετράται) παρουσιάζεται στο σχ.(1) όπου φαίνεται η σχέση μεταξύ γεωλογικού μοντέλου και γεωφυσικών διαδικασιών που ακολουθούνται προκειμένου να καταλήξουμε σε αυτό μετά απο μια γεωφυσική μελέτη.



Σχ.1. Σχέση μεταξύ γεωλογικού μοντέλου και ερμηνευτικών γεωφυσικών διαδικασιών.

Αρχικό Γεωλογικό Μοντέλο

Είναι η βασική γεωλογική δομή της περιοχής που θα μελετηθεί όπως αυτή προκύπτει από την προκαταρκτική γεωλογική έρευνα. Τα κύρια χαρακτηριστικά αυτού του μοντέλου είναι οι συγκεκριμένοι γεωλογικοί σχηματισμοί και η τεκτονική που το αποτελούν. Το αρχικό αυτό γεωλογικό μοντέλο, είναι καθοριστικό για τον περαιτέρω σχεδιασμό της γεωφυσικής έρευνας, που καλείται να απαντήσει σε συγκεκριμένα γεωλογικά ερωτήματα που προκύπτουν από την αποδοχή του αρχικού γεωλογικού μοντέλου.

Αρχικό Γεωφυσικό Μοντέλο

Από την περιγραφή του γεωλογικού μοντέλου βάσει των φυσικών παραμέτρων που χαρακτηρίζουν τον κάθε γεωλογικό του σχηματισμό προκύπτει το αντίστοιχο αρχικό γεωφυσικό μοντέλο. Εδώ καθοριστικό ρόλο παίζουν οι φυσικές ιδιότητες πλέον των γεωλογικών σχηματισμών.

Γεωφυσική Μεθοδολογία

Οι φυσικές ιδιότητες που περιγράφουν τους σχηματισμούς του γεωφυσικού μοντέλου καθορίζουν; α) την επιλογή της κατάλληλης γεωφυσικής μεθοδολογίας και β) την θεωρητική απόκριση του αρχικού γεωφυσικού μοντέλου.

Στο παρακάτω πίνακα 1, δίδονται συγκεντρωτικά οι φυσικές παράμετροι που μεταβάλλονται από γεωλογικό σε γεωλογικό σχηματισμό και οι αντίστοιχες γεωφυσικές μέθοδοι που χρησιμοποιούνται.

ΠΙΝΑΚΑΣ 1

ΦΥΣΙΚΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΣ	ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ
Πυκνότητα	d	Σεισμικά Ηλεκτρικά Βαρυτικά
Αγωγιμότητα	$\sigma(1/\rho)$	Ηλεκτρικά
Μαγνητική Επιδεκτικότητα	ϵ	Μαγνητικές Μέθοδοι
Φυσιοχημικές διεργασίες	mV	S.P
Θερμοηλεκτρικά		I.P
Φυσιοχημικά φαινόμενα	ch	

Ανάλογα με την φυσική παράμετρο που μετράται, χρησιμοποιείται και η κατάλληλη μαθηματική σχέση (Αλγόριθμος) που συνδέει την γεωμετρία και τις φυσικές παραμέτρους του γεωφυσικού μοντέλου με την μορφή των δημιουργούμενων γεωφυσικών πεδίων.

ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

Ο γεωηλεκτρικές μέθοδοι χωρίζονται σε δύο ομάδες (Thanassoulas, 1991) :

1) Στην πρώτη ομάδα, των ενεργών (active) ηλεκτρικών μεθόδων, όπου ο χώρος ενεργοποιείται με τεχνητό Ηλεκτρικό πεδίο, απαντώνται δύο κατηγορίες μεθοδολογιών.

Στην πρώτη κατηγορία, συνεχές ή χαμηλής συχνότητας εναλλασσόμενο ρεύμα (I) διοχετεύεται στο έδαφος. Στη συνέχεια μετράται το αναπτυσσόμενο ηλεκτρικό δυναμικό πεδίο (ΔV), και ισχύει η ακόλουθη μαθηματική σχέση:

$$Rho_a = K \cdot \frac{DV}{I} \quad (1)$$

όπου Rho_a είναι η φαινομένη ειδική αντίσταση, K είναι η γεωμετρική σταθερά, χαρακτηριστική της διατάξεως που επιλέγουμε, DV είναι η μετρούμενη διαφορά δυναμικού και I είναι το ρεύμα που διοχετεύεται στο έδαφος.

Στη μέθοδο αυτή δύο ηλεκτρόδια ρεύματος (C1, C2) χρησιμοποιούνται για την διοχέτευση του ρεύματος στο έδαφος, ενώ η διαφορά δυναμικού που αναπτύσσεται, κατά μήκος του δυναμικού διπόλου, μετράται με δύο άλλα ηλεκτρόδια δυναμικού (P1, P2). Ανάλογα με την γεωμετρία της διάταξης των ηλεκτροδίων, αναπτύχθηκαν διάφορες μεθοδολογίες.

Οι ίδιες διατάξεις, στις περισσότερες περιπτώσεις, χρησιμοποιούνται για την μέτρηση του φαινομένου της επαγόμενης πόλωσης, είτε στο χώρο του χρόνου, είτε στο χώρο των συχνοτήτων. Στο χώρο του χρόνου υπολογίζεται η ηλεκτρική φορτισιμότητα του υπεδάφους, ενώ στο χώρο των συχνοτήτων υπολογίζεται η μεταβολή της σύνθετης ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους, για μια συγκεκριμένη μεταβολή της συχνότητας του ρεύματος.

Η δεύτερη κατηγορία συνίσταται από μεθόδους που βασίζονται στη μελέτη του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου το οποίο δημιουργείται από γειωμένο δίπολο που εκπέμπει στην περιοχή των ακουστικών συχνοτήτων. Στη παραπάνω κατηγορία ανήκουν επίσης τα ενεργά μαγνητοτελλουρικά ακουστικών συχνοτήτων (AAMT), και τα ελεγχόμενα από τεχνητή πηγή ρεύματος (CSAMT). Σε αυτή τη μεθοδολογία μετράται το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο, το οποίο δημιουργείται από το δίπολο εκπομπής. Ειδικότερα μετρώνται οι δύο συνιστώσες E_x και E_y του ηλεκτρικού πεδίου, καθώς και οι τρεις συνιστώσες H_x , H_y , H_z του μαγνητικού πεδίου. Η τιμή της φαινομένης ειδικής αντίστασης δίνεται από τον τύπο :

$$Rho_a = 0.2 T |Z|^2 \quad (2)$$

όπου Rho_a είναι η φαινομένη ειδική αντίσταση, T είναι η περίοδος σε δευτερόλεπτα της συγκεκριμένης συχνότητας του φάσματος του ηλεκτρομαγνητικού κύματος και

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = - \frac{E_y}{H_x} \quad (3)$$

Η διακριτική ικανότητα με το βάθος των μεθόδων αυτών μπορεί να εκφραστεί με την τιμή $d = 0.5 (Rho/f)^{1/2}$ km (skin depth), στο οποίο βάθος ένα επίπεδο κύμα μειώνεται στο 37% του αρχικού του πλάτους. Στην ίδια κατηγορία ανήκει η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος χώρου χρόνου (TDEM). Η διαφορά μεταξύ της TDEM και AAMT ή CSAMT είναι ότι ένας τετραγωνικός παλμός ρεύματος διοχετεύεται στο έδαφος και οι φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις σχετίζονται με τον χρόνο υστέρησης της σύζευξης ανάμεσα στην πηγή ρεύματος και τον δέκτη, και όχι με την συχνότητα του ρεύματος.

Παρόμοιες μέθοδοι που βασίζονται στις ίδιες αρχές είναι τα

ηλεκτρομαγνητικά ελεγχόμενης πηγής (CSEM) και τα Transient electromagnetics (TEM).

2) Στην ομάδα των Παθητικών (passive) ηλεκτρικών μεθόδων ανήκουν οι Τελλουρικές, Μαγνητοτελλουρικές (MT), Μαγνητο-τελλουρικές ακουστικών συχνοτήτων (AMT) μέθοδοι, καθώς και η μέθοδος του φυσικού δυναμικού (SP).

Οι MT και AMT μέθοδοι χρησιμοποιούν φυσικά ηλεκτρομαγνητικά πεδία για την ενεργοποίηση του εδάφους. Δεδομένου ότι τα κύματα αυτά συμπεριφέρονται σαν επίπεδα κύματα (λόγω μεγάλης διαδρομής από τον τόπο παραγωγής τους), απλοποιούνται οι ερμηνευτικοί αλγόριθμοι. Αντίθετα οι ελεγχόμενες AMT μέθοδοι, οι οποίες χρησιμοποιούν ένα τεχνητό ηλεκτρομαγνητικό πεδίο κάτω από ελεγχόμενες συνθήκες, εφαρμόζονται κυρίως για σώματα τριών διαστάσεων. Η τελευταία αυτή περίπτωση έχει το μειονέκτημα των διορθώσεων λόγω επίδρασης του κοντινού πεδίου.

Η Τελλουρική μέθοδος βασίζεται στην παραδοχή ότι οριζόντιες, πλευρικές, μεταβολές στην ειδική αντίσταση, που προκαλούνται από γεωλογικά στρώματα, επηρεάζουν την ροή των τελλουρικών ρευμάτων. Οι μετρήσεις παίρνονται σε δύο σταθμούς του τελλουρικού πεδίου, έναν αναφοράς και έναν απομακρισμένο, και ο λόγος των δύο πεδίων χρησιμοποιείται για την μελέτη της μεταβολής των αντιστάσεων του υπεδάφους.

Η μέθοδος του φυσικού δυναμικού (SP), στηρίζεται στην μέτρηση, φυσικά προκύπτόντων, ηλεκτρικών πεδίων, τα οποία δημιουργούνται κυρίως από ηλεκτροχημικές, ηλεκτροκινητικές και θερμοηλεκτρικές διεργασίες.

Η παραπάνω μέθοδος έχει χρησιμοποιηθεί κατά κύριο λόγο στην γεωθερμική έρευνα (Corwin and Hoover, 1979). Ηλεκτροκινητικά και θερμοηλεκτρικά φαινόμενα προκαλούν ηλεκτρική πόλωση των ζωνών διάρρηξης, όπου κυκλοφορούν θερμά ρευστά. Αυτές οι πολωμένες ζώνες διάρρηξης δημιουργούν ένα στατικό ηλεκτρικό δυναμικό πεδίο, το οποίο είναι μετρήσιμο στην επιφάνεια του εδάφους. Η χαρτογράφηση του πεδίου αυτού παρέχει μία εικόνα της κατανομής του φυσικού δυναμικού που παρατηρείται στην υπό έρευνα περιοχή. Η μέθοδος του Φυσικού Δυναμικού είναι αρκετά εύκολη στην εφαρμογή της και παρέχει πολλές πληροφορίες στην έρευνα ζωνών διάρρηξης.

Η μέθοδος του Φυσικού Δυναμικού χρησιμοποιείται επίσης στην σεισμολογική έρευνα (Fitterman, 1978; Corwin and Morrison, 1977, Thanassoulas 1991) σε γεωτεχνικές εφαρμογές (Ogilvy et al, 1969; Bogoslovsky and Ogilvy, 1973) και τέλος σε μεγάλο βαθμό στην μεταλλευτική έρευνα (Sato M. and Mooney H.D, 1960; Sievenas P. and Beales F.W., 1982; Kilty K.T., 1984; Corry C.E., 1985).

ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ

Για να μελετηθεί γεωφυσικά μια περιοχή μετρούνται οι μεταβολές των γεωφυσικών πεδίων στον χώρο της έρευνας. Ανάλογα με την χρησιμοποιούμενη γεωφυσική μεθοδολογία χρησιμοποιούνται και αντίστοιχα γεωφυσικά όργανα.

Στην εφαρμογή της γεωηλεκτρικής μεθόδου χρησιμοποιούνται δύο ηλεκτρόδια ρεύματος (C1, C2), για την διοχέτευση ρεύματος στο έδαφος, ενώ η διαφορά δυναμικού που αναπτύσσεται, κατά μήκος του δυναμικού διπόλου, μετράται με δύο άλλα ηλεκτρόδια δυναμικού (P1, P2). Ανάλογα με την γεωμετρία της διάταξης των ηλεκτροδίων, αναπτύχθηκαν διάφορες μεθοδολογίες. Στη συνέχεια γίνεται αναφορά στις πιο γνωστές μεθοδολογίες.

Στην μέθοδο Wenner, τα ηλεκτρόδια τοποθετούνται σε ευθεία γραμμή, ισοαπέχοντα κατά μία απόσταση a . Οι πληροφορίες από μεγαλύτερα βάθη προκύπτουν με την σταδιακή αύξηση της απόστασης a . Η γεωμετρική σταθερά ισούται με $2\pi a$ και η καμπύλη που προκύπτει είναι αποτέλεσμα του σχεδιασμού των Rho_a ως προς το a .

Στην μέθοδο Schlumberger, τα ηλεκτρόδια του δυναμικού τοποθετούνται στο κέντρο της διάταξης, με απόσταση μεταξύ τους a , σταθερή. Οι πληροφορίες βάθους προκύπτουν με αύξηση μόνο της απόστασης b , μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος $C1, C2$. Για τον λόγο αυτό η μέθοδος υπερτερεί λογιστικά της Wenner, μιά και μετακινούμε μόνο δύο ηλεκτρόδια. Η γεωμετρική σταθερά στην περίπτωση αυτή ισούται με $\pi(n+1)a$, όπου na είναι η απόσταση μεταξύ ηλεκτροδίου δυναμικού και ρεύματος. Η παρουσίαση των αποτελεσμάτων γίνεται με τον σχεδιασμό της τιμής Rho_a ως προς την μισή απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος $AB/2$.

Άλλη συνδεσμολογία η οποία συχνά χρησιμοποιείται είναι η *dipole - dipole*, όπου η διάταξη των ηλεκτροδίων έχει ως εξής; $C1, C2, P1, P2$, και η απόσταση μεταξύ των διπόλων ρεύματος και δυναμικού αυξάνει κατά na της απόστασης a του διπόλου. Στην συνδεσμολογία *pole - dipole*, το ένα ηλεκτρόδιο ρεύματος θεωρείται τοποθετημένο στο άπειρο.

Οι ίδιες διατάξεις χρησιμοποιούνται για έρευνα σταθερού βάθους, κατά μήκος τομής (*profiling*), διατηρώντας σταθερή απόσταση ηλεκτροδίων.

Στο σχήμα (2), παρουσιάζονται οι διάφορες συνδεσμολογίες.

ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΛΕΔΟΜΕΝΩΝ

Υπάρχουν Αλγόριθμοι μιας, δύο και τριών διαστάσεων (1-D, 2-D, 3-D) σε όλες τις μεθοδολογίες. Βάσει αυτών των αλγορίθμων, από γνωστό γεωφυσικό μοντέλο, υπολογίζεται, στις γεωηλεκτρικές μεθόδους, η θεωρητική μεταβολή της γεωηλεκτρικής αντίστασης, που μετράει στην ύπαιθρο η αντίστοιχη γεωφυσική μεθοδολογία.

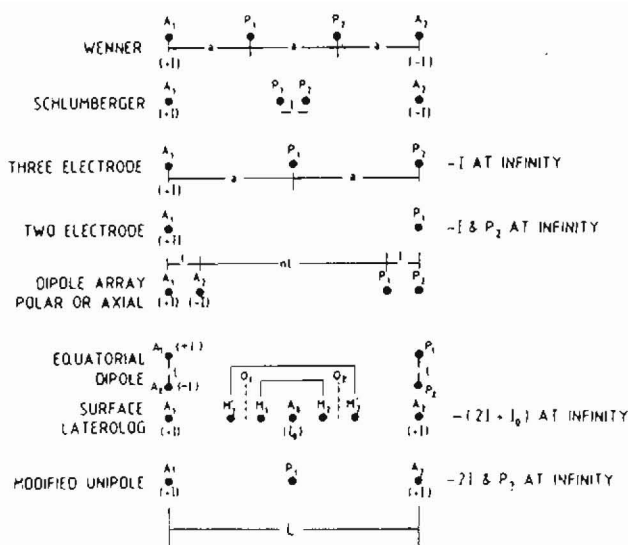
Ερμηνευτικοί αλγόριθμοι 1D

Το 1970 αναπτύχθηκαν διάφορες μέθοδοι για την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών δεδομένων (V.E.S.), θεωρώντας πάντα παράλληλα - ομογενή στρώματα.

Αυτές οι μέθοδοι χωρίζονται σε δύο ενότητες-ομάδες:

Ο πρώτος τρόπος ερμηνείας στηρίζεται στον μετασχηματισμό μιας γεωηλεκτρικής καμπύλης στην αντίστοιχη καμπύλη μετασχηματισμού ειδικής αντίστασης (*Kernel function*), χρησιμοποιώντας συνελκτικά φίλτρα, όπως αυτά που αναπτύχθηκαν από τους Ghosh (1971), Koefoed (1979). Στη συνέχεια η καμπύλη μετασχηματισμού ειδικής αντίστασης ερμηνεύεται χρησιμοποιώντας μεθόδους βασισμένες στις εξισώσεις που δόθηκαν από τους Pekeris (1940) και Koefoed (1979), οι οποίοι θεώρησαν, αφενός μεν μία σειρά από ομογενή - παράλληλα στρώματα, αφετέρου δε γραμμικά μεταβαλλόμενη ειδική αντίσταση με το βάθος.

Η δεύτερη ομάδα μεθόδων ερμηνείας βασίζεται στην άμεση αντιστροφή της γεωηλεκτρικής καμπύλης, σε ένα γεωηλεκτρικό μοντέλο, χωρίς να προηγείται μετασχηματισμός αυτής στην αντίστοιχη καμπύλη μετασχηματισμού ειδικής αντίστασης (Anderson, 1979a; Kunetz and Rocroi, 1970; Zohdy, 1975).



Σχ.2. Διάφορες γεωηλεκτρικές διατάξεις (από Ankaraboyina Apparaio, 1991).

Το αντίστροφο αυτό πρόβλημα, στη γενική του μορφή, λύνεται με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Κατά την μέθοδο αυτή ελαχιστοποιείται η απόκλιση της θεωρητικής καμπύλης του μοντέλου, από την καμπύλη που μετρήθηκε στην ύπαιθρο.

Η λύση του γραμμικού προβλήματος των ελαχίστων τετραγώνων δίνεται από την εξίσωση:

$$Z^T Z \delta = Z^T g \quad (4)$$

και επομένως

$$\delta = (Z^T Z)^{-1} Z^T g \quad (5)$$

όπου Z ένας $n \times p$ Jacobian πίνακας μερικών παραγώγων με $Z_{ij} = \partial f_i / \partial \theta_j$, g είναι το άνωμα των διαφορών μεταξύ της απόκρισης του αρχικού μοντέλου και των δεδομένων υπαίθρου, και τέλος δ είναι το άνωμα των μεταβολών των παραμέτρων θ_j ($\theta - \theta^0$) (Lines and Treitel, 1984).

Η μαθηματική ανάλυση του προβλήματος αυτού έχει οδηγήσει σε διάφορες μεθοδολογίες. Οι πιο γνωστές από αυτές είναι:

- Η μέθοδος Steepest Descent.
- Η μέθοδος Ridge Regression.
- Η μέθοδος Singular Value Decomposition.

α. Η μέθοδος της μέγιστης κλίσης (steepest descent), έχει περιγραφεί από τον Householder (1953) σαν γενική διαδικασία για την προσαρμογή των τιμών των παραμέτρων σε μία μη γραμμική σχέση, με σκοπό την προσαρμογή στα δεδομένα των μετρήσεων. Εκτοτε έχουν γίνει πολλές δημοσιεύσεις για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής στην ερμηνεία γεωηλεκτρικών δεδομένων (Koefoed, 1979; Vozoff, 1958;

Bichava and Lakshmanan, 1976). Στην μέθοδο της μέγιστης κλίσης καθορίζεται πρώτα ένα κριτήριο σφάλματος το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν ένα μέτρο ασυμφωνίας των τιμών της μη γραμμικής συνάρτησης και των δεδομένων. Συνήθως το κριτήριο σφάλματος είναι το άθροισμα των τετραγώνων της διαφοράς των τιμών της συνάρτησης και των τιμών της μέτρησης.

Η βασική ιδέα της μεθόδου της μέγιστης κλίσης είναι η αλλαγή των τιμών των παραμέτρων κατά την διεύθυνση της μέγιστης μεταβολής (gradient) του κριτηρίου του σφάλματος, το οποίο είναι μία συνάρτηση των παραμέτρων της γεωηλεκτρικής στρωματογραφίας. Έτσι αλλάζοντας τις τιμές των παραμέτρων, υπολογίζονται συνεχώς οι νέες τιμές του κριτηρίου σφάλματος, που είναι συνήθως το R.M.S. error, καθώς και οι τιμές των μερικών παραγώγων, έως ότου η τιμή του κριτηρίου σφάλματος είναι κάτω από τα προκαθορισμένα όρια.

β. Η γενικευμένη μέθοδος αντιστροφής (Generalized Inverse theory), την οποίαν εισήγαγαν οι Inman et al. (1973), δεν είναι ικανοποιητική εάν μερικές από τις παραμέτρους είναι γραμμικά εξαρτημένες. Και αυτό διότι η γραμμική εξάρτηση των παραμέτρων οδηγεί στην δημιουργία μοναδιαίου πίνακα του συστήματος. Μόνο απλές γεωηλεκτρικές δομές δέν καταλήγουν σε μοναδιαίους πίνακες. Η παρουσία λεπτών στρωμάτων, τα οποία ελάχιστα αποτυπώνονται στα δεδομένα, καταστρέφει την ορθογωνιότητα του προβλήματος.

Οι Marquardt (1970) και Hoerl and Kennard (1970a, 1979b), πρότειναν μία μέθοδο η οποία ονομάζεται "ridge regression", η οποία δίνει μία καλύτερη εκτίμηση των αγνώστων παραμέτρων από την απλή μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων.

Η παραπάνω μέθοδος περιγράφεται από την εξίσωση:

$$\delta = (Z^T Z + \beta I)^{-2} Z^T g \quad (6)$$

όπου β μία σταθερά που ονομάζεται συντελεστής απόσβεσης και I ένας $n \times n$ συμμετρικός πίνακας.

Η λύση δ της εξίσωσης (6) είναι υβριδική, συνδυάζει την μέθοδο steepest descent με την μέθοδο least squares.

Στο σχήμα (3), δίνεται η γεωμετρική σχέση μεταξύ των Gauss-Newton (linear least squares inversion), Marquardt-Levenberg (ridge regression) και steepest descent λύσεων, για ένα απλό παράδειγμα με μόνο δύο παραμέτρους θ_1 και θ_2 από τους Smith και Shanno (1971).

Στην περίπτωση αυτή η γραφική παράσταση του σταθερού αθροιστικού τετραγώνου του σφάλματος $S(\theta_1, \theta_2)$ στο επίπεδο $\theta_1 - \theta_2$, έχει τήν μορφή κλειστών ισοτίμων καμπύλων.

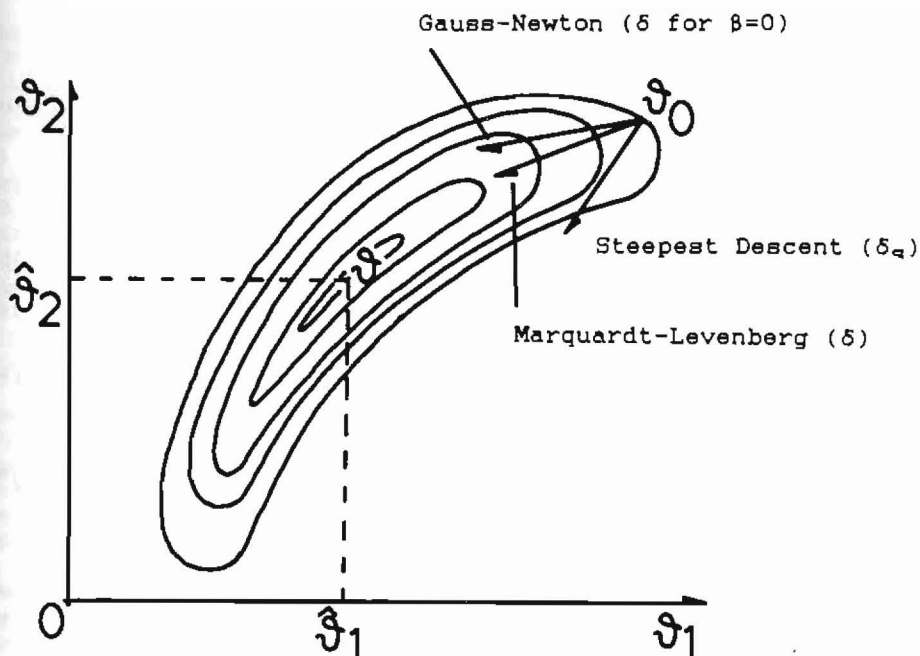
Υποθέτουμε ότι το αρχικό σημείο είναι το:

$$\theta^0 = (\theta_1^0, \theta_2^0)$$

και ότι το πρόβλημα έχει μόνο ένα ελάχιστο στο σημείο το οποίο είναι και η τελική τιμή σύγκλισης της συνάρτησης του σφάλματος.

$$\theta = (\theta_1, \theta_2)$$

Στο σχήμα (3), φαίνεται το πρώτο βήμα στην προσπάθεια να προσεγγίσουμε αυτό το ελάχιστο όταν χρησιμοποιούμε και τις τρεις παραπάνω αναλυτικές μεθόδους. Οποιαδήποτε διαδοχική εφαρμογή ενός



Σχ.3. Η γεωμετρική σχέση μεταξύ των Gauss-Newton, Marquardt-Levenberg, και Steepest Descent λύσεων για την απλή περίπτωση των δύο παραμέτρων.

από τους τρεις αυτούς αλγορίθμους θα καταλήξει τελικά στο ελάχιστο (θ_1, θ_2) . Γενικά η μέθοδος ridge regression είναι η πιο αποτελεσματική από όλες τις προηγούμενες.

Σαν αποτέλεσμα η μέθοδος "ridge regression" είναι προτιμητέα για προβλήματα με πολύ μικρές τιμές eigenvalues, ενώ η μέθοδος της γενικευμένης αντιστροφής προτιμάται σε προβλήματα με μερικές μηδενικές τιμές eigenvalues (αφορά την περίπτωση των περισσοτέρων γεωηλεκτρικών προβλημάτων).

Με την χρησιμοποίηση της μεθόδου αυτής προκύπτει ένα μοντέλο που ταιριάζει με τα δεδομένα, είναι δυνατόν να καθοριστεί η ακρίβεια της σύμπτωσης σχετικά με το επίπεδο θορύβου στα δεδομένα και να προβλεφθεί η ακρίβεια με την οποία εκτιμάται κάθε παράμετρος (Inman, 1975).

Παρόλλα αυτά η γνώση και συνεκτίμηση κάποιων γεωλογικών δεδομένων είναι απαραίτητη.

γ. Η επίλυση της εξίσωσης (4), δίνει την λύση του γραμμικού προβλήματος των ελαχίστων τετραγώνων.

$$Z^T Z \delta = Z^T T g \quad (4)$$

$$\text{ή} \quad Z \delta = g \quad (4a)$$

όπου, όπως και προηγούμενα αναφέρθηκε Z είναι ένας $n \times p$ πίνακας. Η επίλυση της εξίσωσης (4a) είναι:

$$\delta = Z^{-1}g \quad (7)$$

όπου όμως ο Z^{-1} υπάρχει μόνο όταν ο Z είναι τετράγωνος ($n=p$) και μη μοναδιαίος. Όμως στα περισσότερα γεωφυσικά προβλήματα $n \gg p$.

Οι Golub and Reinsch (1970), για την επίλυση της εξίσωσης της γενικευμένης αντιστροφής (linear least squares) και προκειμένου να αντιμετωπίσουν το παραπάνω πρόβλημα, εισήγαγαν ένα αλγόριθμο ο οποίος κάνει χρήση της μεθοδολογίας singular value decomposition (SVD). Λεπτομερής περιγραφή της παραπάνω μεθόδου υπάρχει στο βιβλίο των Lawson and Hanson, 1974.

Η μέθοδος αυτή θεωρεί τον πίνακα Z σαν το γινόμενο τριών πινάκων:

$$Z = U \cdot \Lambda \cdot V^T \quad (8)$$

και τότε η εξίσωση (7) γίνεται:

$$\delta = V \cdot \Lambda^{-1} U^{-T} g = Z_L^{-1} g \quad (9)$$

και αποτελεί την λύση των ελαχίστων τετραγώνων αλλά λαμβάνοντας υπόψιν την SVD μέθοδο.

Το συμπέρασμα από την χρήση της μεθόδου αυτής είναι ότι στο Double precision όλες οι μέθοδοι δίνουν ακριβείς απαντήσεις μέχρι $S=10^8$ (scaling factor). Πέραν αυτού του ορίου η SVD αποδεικνύεται η καλύτερη (Lawson and Hanson, 1974; Stewart, 1973).

Ερμηνευτικοί αλγόριθμοι 2D

Μέχρι πρόσφατα η αντιστροφή των γεωηλεκτρικών δεδομένων περιοριζόταν στην χρήση μοντέλων μιας διάστασης (1D). Εντούτοις σε πολλές εφαρμογές, όπως στην γεωθερμική, μεταλλευτική, και άλλες έρευνες, τα μοντέλα μιας διάστασης δεν είναι ικανοποιητικά. Με την ανάπτυξη των μαθηματικών και την χρήση των Η.Υ., η ερμηνεία γεωηλεκτρικών δεδομένων (συνεχές ρεύμα) κατά μήκος τομής υπεράνω διδιάστατου γεωηλεκτρικού σώματος, συχνά αναλύεται με τη μέθοδο trial and error. Παρόλα αυτά η παραπάνω μέθοδος είναι δύσκολη στην εφαρμογή της και χρονοβόρα, και επιπλέον δίδει ελάχιστες πληροφορίες σχετικά με την απόκλιση (resolution) του μοντέλου. Για τον λόγο αυτό προτιμάται μια μέθοδος αντιστροφής δύο διαστάσεων στην περίπτωση ερμηνείας γεωηλεκτρικών δεδομένων δύο διαστάσεων.

Οι Pelton et al. (1978), ανέπτυξαν έναν αλγόριθμο, προκειμένου να εκτιμήσουνε την θέση και την τιμή της ειδικής αντίστασης ενός διδιάστατου πρίσματος με μία ορθογώνια διατομή. Εντούτοις το εν λόγω μοντέλο δεν ταιριάζει σε προσομοίωση πολυπλόκων γεωλογικών δομών.

Οι Oristaglio and Worthington (1980) και Tripp et al. (1984) ανέπτυξαν διδιάστατους αλγόριθμους αντιστροφής με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων για τήν ηλεκτρομαγνητική μέθοδο γραμμικής πηγής, καθώς και για μοντέλα ηλεκτρικής αντίστασης συνεχούς ρεύματος, οι οποίοι υπολογίζουν τις ειδικές αντιστάσεις κυψελίδων από τις οποίες αποτελείται το διδιάστατο μοντέλο, προκαθορισμένης γεωμετρίας, το οποίο έχει προκύψει από γεωηλεκτρικά δεδομένα με την μέθοδο δίπολο-δίπολο.

Οι κύριοι περιορισμοί της μεθόδου αυτής έχουν να κάνουν αφενός με την γεωμετρία του μοντέλου, η οποία ορίζεται εκ των

προτέρων, αφετέρου με την δυσκολία στο να κρίνει κανείς εάν μία κακή σύγκλιση οφείλεται σε επιδράσεις τριών διαστάσεων ή σε έλειψη επαρκών παραμέτρων, στο μοντέλο των δύο διαστάσεων. Η συγκεκριμένη τεχνική θα πρέπει να λαμβάνει υπόψη περιορισμούς που απορρέουν από την γεωλογία.

Οι Lun - Tao Tong και Chieh - Hou Yang (1990) εισήγαγαν ένα αλγόριθμο αντιστροφής για το πρόβλημα της ηλεκτρικής αντίστασης δύο διαστάσεων, όπου στην κατασκευή του μοντέλου λαμβάνεται υπόψη και η τοπογραφία. Ειδικότερα το υπέδαφος διαιρείται σε τμήματα των οποίων η χαρακτηριστική ειδική αντίσταση υπολογίζεται χρησιμοποιώντας την μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (finite - element method). Αυτή είναι μία επαναληπτική, δευτέρου βαθμού, αποσβενημένη μέθοδος Marquardt, ελαχίστων τετραγώνων, που για πρώτη φορά εισήχθη από τους Jupp και Vozoff, 1975).

Υπάρχουν τρεις κυρίως διαφορές ανάμεσα στον τρόπο προσέγγισης του προβλήματος στην τελευταία αυτή μέθοδο και στην μέθοδο των Tripp et al. Καταρχήν οι Lun - Tao Tong and Chieh - Hou Yang χρησιμοποιούν την μέθοδο πεπερασμένων στοιχείων ενώ οι Tripp et al., χρησιμοποιούν για το μοντέλο τους την αναλογία της επιφάνειας διάδοσης (transmission surface analogy). Επιπλέον θεωρούν στην διαδικασία της αντιστροφής ανώμαλη επιφάνεια αντί για επίπεδη γη. Και τέλος χρησιμοποιούν διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων στη θέση της μεθόδου δίπολο - δίπολο. Τα τελευταία χρόνια και άλλοι έχουν ασχοληθεί με την αντιστροφή διδιάστατων μοντέλων όπως οι Schultz and Tezkan, 1988 καί Mundry, 1984.

Ερμηνευτικοί αλγόριθμοι 3D

Πολλές φορές, η θεώρηση σωμάτων μίας ή και δύο διαστάσεων, προκειμένου να χειριστούμε ευκολότερα το πρόβλημα, δεν είναι δυνατή λόγω της πολυπλοκότητας της γεωλογίας αφενός, και της γεωμετρίας του πομπού και του δέκτου αφετέρου. Για τον λόγο αυτό, είναι απαραίτητος ένας αλγόριθμος αντιστροφής για τρισδιάστατα γεωηλεκτρικά σώματα.

Λίγες προσπάθειες έχουν γίνει για την αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων (dc) σε πολυδιάστατα σώματα. Στην πραγματικότητα, οι μόνες μέθοδοι αντιστροφής, τριών διαστάσεων, που υπάρχουν, για γεωηλεκτρικά μοντέλα, είναι προσεγγιστικές. Οι Patrick et al. (1981), περιέγραψαν μία μέθοδο χρησιμοποιώντας τα κέντρα alfa, η οποία χρησιμοποιεί την επίλυση φανταστικών πηγών ρεύματος, που αντιπροσωπεύουν κατανομή αγωγιμότητας. Οι Wexler et al. (1984) παρουσίασαν τομογραφικές εικόνες από διαρροές σε εδαφικά γεμίσματα (landfills), οι οποίες χαρτογραφούσαν καθαρά τρισδιάστατο σώμα. Παρόλα αυτά η τομογραφική απεικόνιση απαιτεί προσεγγίσεις στην επίλυση του πύνακα, και γιαυτό τον λόγο διαφέρει από την επαναληπτική, γραμμοποιημένη αντιστροφή τρισδιάστατων σωμάτων.

Οι Park και Van (1991), ανέπτυξαν έναν επιτυχή αλγόριθμο, για την αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων (pole-pole), για τρισδιάστατα σώματα, βασιζόμενοι στις μεθόδους των Dey και Morrison's (1979) και Tarantola και Valette (1982), πεπερασμένων διαφορών και ολικής αντιστροφής αντίστοιχα. Δυναμικά τα οποία μετρώνται σε κάναβο, μπορούν να αντιστραφούν και να δώσουν τρισδιάστατα μοντέλα. Γενικότερα, οι μέθοδοι αντιστροφής δεν εξαλείφουν την ενυπάρχουσα μη-μοναδικότητα της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Άλλες εργασίες για την αντιστροφή 3-D μοντέλων είναι των Day και Morrison, 1979 και Das και Parasnis, 1987.

Ειδική περίπτωση, Cross - borehole resistivity tomography

Η Τομογραφία Ηλεκτρικής Αντίστασης (ERT) είναι μία μέθοδος προσδιορισμού της κατανομής της ηλεκτρικής αντίστασης ενός όγκου, κάνοντας διακεκριμένες μετρήσεις ρεύματος και δυναμικού μέσα στον συγκεκριμένο όγκο ή στην επιφάνειά του.

Οι W.Daily και E.Owen (1991), ανέπτυξαν έναν ERT επαναληπτικό αλγόριθμο, ο οποίος ουσιαστικά είναι μία τεχνική αντιστροφής ελαχίστων τετραγώνων, στηριζόμενη σε ευθεία επίλυση της εξίσωσης Laplace με την μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων.

Το επόμενο βήμα στην ερμηνεία γεωηλεκτρικών δεδομένων είναι μία trial and error μέθοδος. Προτείνεται ένα μοντέλο και υπολογίζονται τα προκύπτοντα γεωηλεκτρικά δεδομένα. Αυτά τα αποτελέσματα συγκρίνονται εν συνεχεία με τις μετρήσεις και προσαρμόζουμε ανάλογα το μοντέλο (Van Hoesstrand and Cook, 1966). Μετά από πολλές δοκιμές η μέθοδος είναι δυνατόν να αποδώσει μία απόκριση αρκετά κοντά στη μετρηθείσα.

Η Τομογραφική ανακατασκευή είναι απλά ένας αντικειμενικός και συστηματικός τρόπος εύρεσης του μοντέλου που ταιριάζει καλύτερα με τις μετρήσεις.

Σύγχρονες εργασίες στην αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων έγιναν από τους Tripp et al. (1984) και LaBrecque και Ward (1988). Ο Tripp κατασκεύασε μία μη γραμμική μέθοδο αντιστροφής, προκειμένου να προσαρμόσει την ειδική αντίσταση, μίας σειράς όγκων (συγκεκριμένου μεγέθους, σχήματος και θέσης), με μια επιφανειακή σάρωση ρεύματος και δυναμικού. Η γεωμετρία του μοντέλου πρέπει να ορίζεται εκ των προτέρων και δεν μπορεί να καθορίζεται από τα δεδομένα. Οι LaBrecque και Ward (1988) μελέτησαν την αντιστροφή στοιχείων από γεωτρήσεις.

Τελευταία οι W.Daily και E.Owen (1991) χρησιμοποίησαν έναν αλγόριθμο πεπερασμένων στοιχείων (Newton-Raphson method), ο οποίος αναπτύχθηκε από τον Yorkey (1986). Στην περίπτωση αυτή δεν είναι απαραίτητη η εκ των προτέρων γνώση της τιμής της ειδικής αντίστασης του υπεδάφους. Η περιορισμένη ακρίβεια στις μετρήσεις επιρραδίζει την σύγκλιση του αλγόριθμου. Οι διαδοχικές επαναλήψεις δεν παράγουν απαραίτητα μία εξελιγμένη εικόνα αλλά αντίθετα μπορεί να οδηγήσουν στην διόγκωση ανεπιθύμητων λαθών.

ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

Η ηλεκτρική μέθοδος έχει εφαρμογή σχεδόν σε όλους τους τομείς της γεωλογικής έρευνας.

Στην Ελλάδα έχει εφαρμοστεί κυρίως από τους κάτωθι φορείς: Πανεπιστήμια, Πολυτεχνεία, ΙΓΜΕ, Υπουργείο Γεωργίας και ιδιωτικά τεχνικά γραφεία γεωλογικών ερευνών.

Κατά κύριο λόγο χρησιμοποιείται η μέθοδος Schlumberger (με όλες τις παραλλαγές της), κύρια στην επίλυση υδρογεωλογικών προβλημάτων και γενικότερα σε προβλήματα στρωματογραφίας και τεκτονικής.

Σε ειδικότερα προβλήματα όπως αρχαιομετρίας και τεχνικής γεωλογίας έχει γίνει ευρεία εφαρμογή και άλλων διατάξεων όπως Wenner, Square array, dipole-dipole, pole-dipole κλπ.

Στην συνέχεια αναφέρουμε τους κυριότερους τομείς εφαρμογής της και αντίστοιχα παραδείγματα.

Στρωματογραφία - Τεκτονική

Απειρα είναι τα παραδείγματα για την χρήση της γεωηλεκτρικής μεθόδου στον καθορισμό της στρωματογραφίας και της τεκτονικής μίας περιοχής. Ενδεικτικά παρουσιάζουμε ένα χάρτη των κυρίων διαρρήξεων του υποβάθρου στη νήσο Λέοβο, σε συνδιασμό με τις περιοχές υψηλής αγωγιμότητας, όπως προέκυψε από σχετική γεωηλεκτρική έρευνα (σχ.4). Είναι φανερό στη περίπτωση αυτή ότι το σύστημα των διαρρήξεων έχει άμεση σχέση με τις ζώνες υψηλής αγωγιμότητας.

Υδρογεωλογία

Στην περιοχή Αγριλίτσας (Αστρος-Κυνουρίας), εντοπίστηκαν ζώνες αυξημένου υδρολογικού ενδιαφέροντος (αυξημένης υδαταγωγιμότητας). Από την ερμηνεία του φυσικού Δυναμικού, προκύπτουν οι θέσεις ρηγμάτων και διαρρήξεων του συστήματος, οι οποίες υδροφορούν και οι οποίες συμπίπτουν με τα αποτελέσματα της γεωηλεκτρικής έρευνας (f4) (σχ.5,6). Οι υψηλές τιμές στην τομή της φαινομένης ηλεκτρικής αντίστασης αντιστοιχούν στο υγιές τμήμα (από άποψη σύστασης) των ανθρακικών πετρωμάτων, που είναι όμως έντονα τεκτονισμένο και παίζει καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση της καρστικής υδροφορίας (δημιουργία προνομιακών ρσών αποστράγγισης), (Λάζου Α. και Στυλιανού Α., 1992).

Τεχνική Γεωλογία

Το 1983 πραγματοποιήθηκε γεωφυσική έρευνα στο χώρο θεμελίωσης του ΠΟΣΜΕ, Χανίων Κρήτης, για τον εντοπισμό καρστικών εγκοίλων στις θέσεις θεμελίωσης των πεδίων των κτιρίων (Ναθανάηλ, 1983). Η ανωμαλία στο σχήμα (7) και στην περιοχή της βυθοσκόπησης S2, όπου οι τιμές της ρ_a (φαινομένης ειδικής αντίστασης) είναι μεγάλες (2500-3500 Ωm), αφορά εγκοίλο κενό ή σχεδόν κενό, με οριζόντια ανάπτυξη.

Γεωθερμία

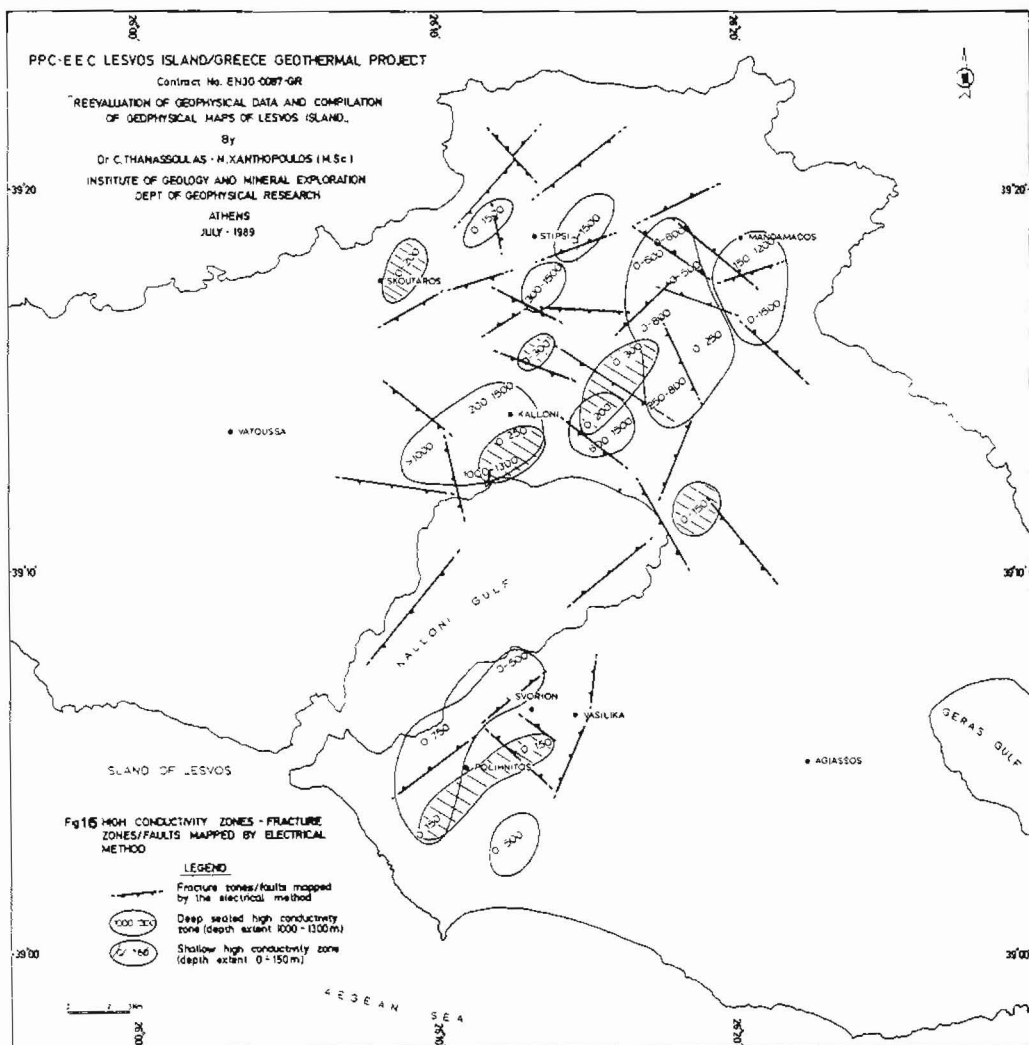
Η έρευνα των γεωθερμικών πεδίων με γεωφυσικές μεθόδους είναι πολύ διαδεδομένη τα τελευταία χρόνια. Στην περίπτωση του γεωθερμικού πεδίου στον Νέστο, μελετήθηκαν γεωλογικά και γεωφυσικά δεδομένα. Στο σχήμα (8) γίνεται σύγκριση των μοντέλων που προέκυψαν από την εφαρμογή του φυσικού Δυναμικού με το σύστημα των ρηγμάτων που προκύπτουν από την γεωηλεκτρική τομή. Σαν αποτέλεσμα το μοντέλο του φυσικού Δυναμικού C, το οποίο θεωρείται πιθανό, γεωθερμικά ενεργό ρήγμα ή ζώνη ρηγμάτων, συμπίπτει σε θέση με την περιοχή των χαμηλών τιμών ειδικής αντίστασης (1.5 - 2.6 Ωm).

Μεταλλευτική Έρευνα

Στο σχήμα (9) παρουσιάζεται η εφαρμογή της γεωηλεκτρικής μεθόδου (Dipole - Dipole) στη μεταλλευτική έρευνα.

Στο πρώτο διάγραμμα από την κορυφή παρουσιάζεται σε ψευδοτομή η κατανομή σε βάθος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κατά μήκος ενός ερευνητικού προφίλ. Ο χώρος του μεταλλευτικού ενδιαφέροντος χαρακτηρίζεται από χαμηλές τιμές ηλεκτρικής αντίστασης.

Στο μεσαίο διάγραμμα παρουσιάζεται σε ψευδοτομή ο παράγων MF (Metal Factor), ο οποίος στην ουσία είναι η μεταβολή της σύνθετης αντίστασης του υπεδάφους για ορισμένη μεταβολή συχνότητας Δf. Ο χώρος μεταλλευτικού ενδιαφέροντος χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές MF.

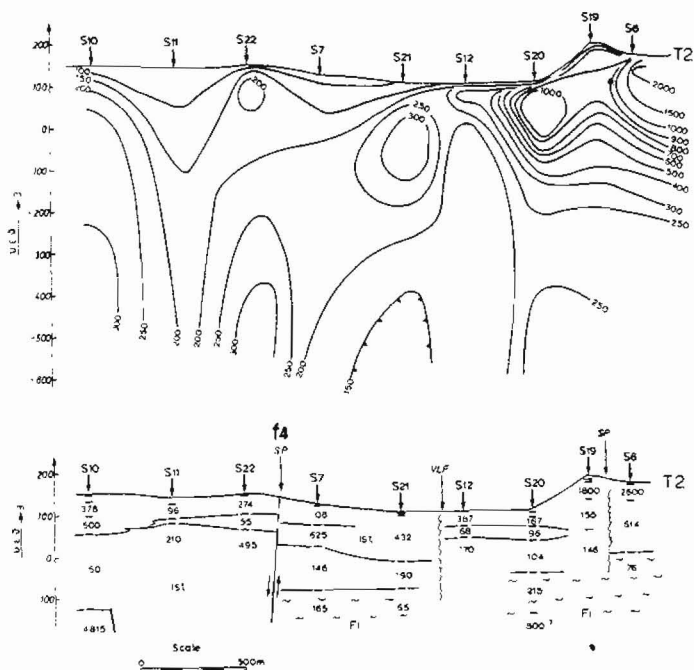


Σχ.4. Αποτελέσματα γεωηλεκτρικής έρευνας: Χάρτης περιοχών υψηλής αγωγιμότητας και ζώνες διάρρηξης (από Thanassoulas and Xanthopoulos, 1989).

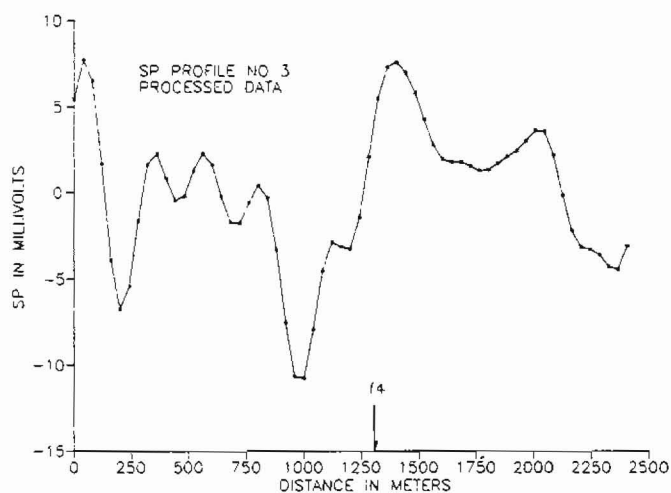
Στο τρίτο διάγραμμα, τέλος, παρουσιάζεται η γεωλογία και θέση της μεταλλοφορίας στον ίδιο χώρο για την σχετική σύγκριση των γεωφυσικών παραμέτρων που έχουν μετρηθεί.

Ενεργειακές Πρώτες Υλεις

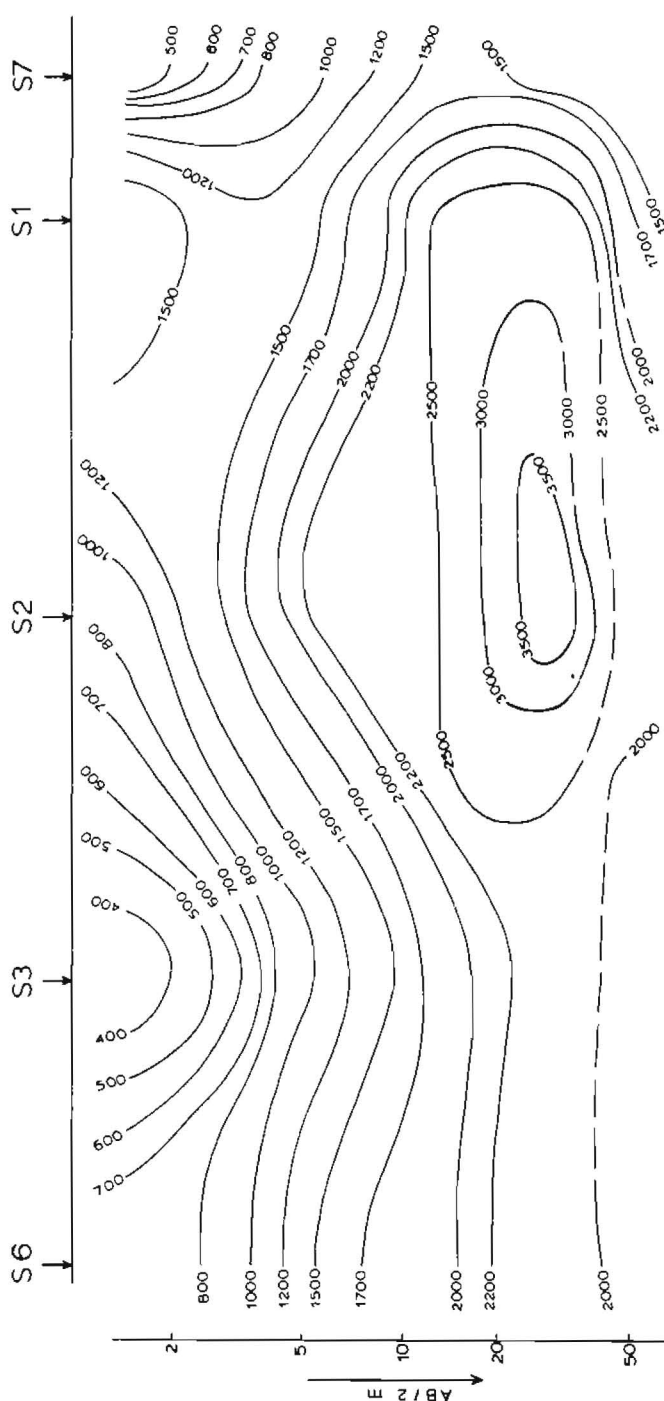
Από την εργασία των Verma et al., 1982, δίνεται ένα παράδειγμα εφαρμογής της γεωηλεκτρικής μεθόδου στην περίπτωση της έρευνας λιγνιτοφόρων στρωμάτων (σχ.10).



Σχ.5. Τομή φαινομένης ηλεκτρικής αντίστασης και το αντίστοιχο γεωηλεκτρικό μοντέλο T2.



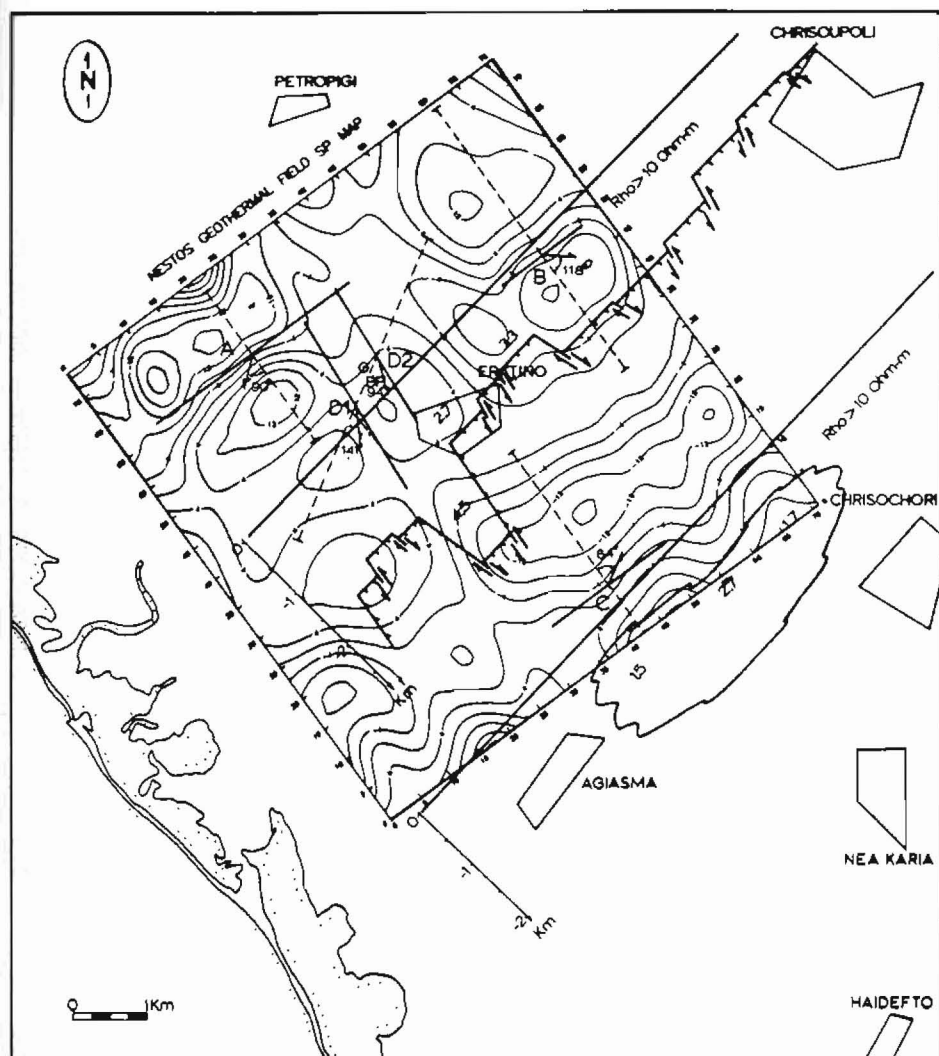
Σχ.6. Τομή φυσικού δυναμικού No 3. Σημειώνεται η θέση του αντίστοιχου ρήγματος f4.



ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΠΟΙΣΜΕ ΧΑΝΙΩΝ

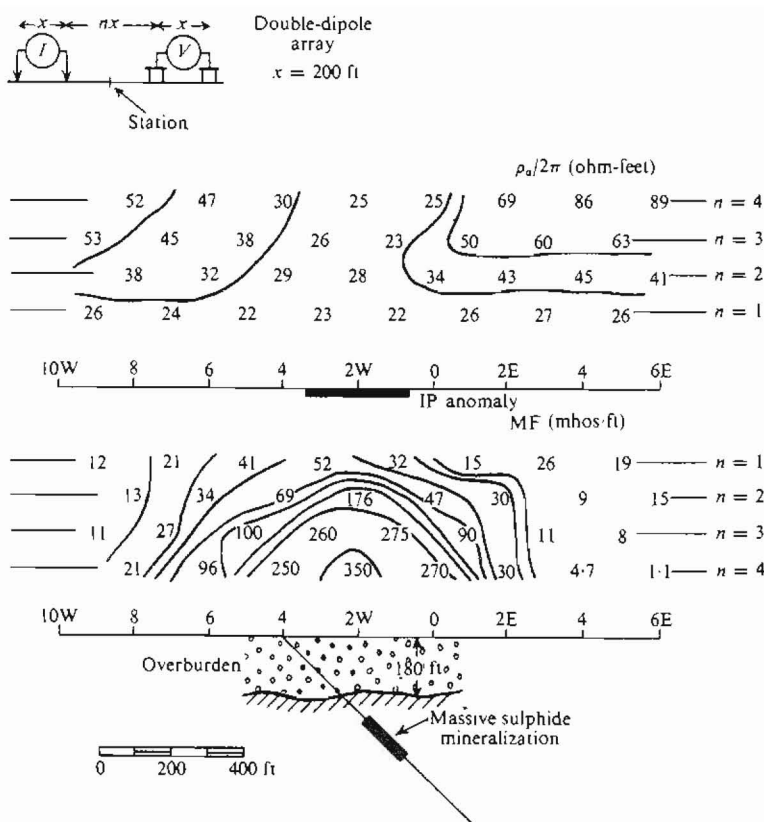
ΓΕΩΛ. ΒΥΘΟΜ. ΣΕ ΘΕΣΕΙΣ ΠΕΔΙΑΣΤΩΝ 4^{ου} ΤΜΗΜΑΤΟΣ
Γεωηλεκτρική τομή φαινομένης
ειδικής αντίστασης σε Ω m

ΣΧ.7- Γεωηλεκτρική τομή φαινομένης ηλεκτρικής αντίστασης.



Σχ.8. Μοντέλα φυσικού δυναμικού σε σύγκριση με το γεωηλεκτρικό μοντέλο του υποβάθρου (από Thanassoulas and Lazou, 1991).

Χρησιμοποιήθηκαν διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων όπως Wenner, Δύο Ηλεκτροδίων καί Half-Schlumberger για το οριζόντιο profiling καθώς και βυθοσκοπήσεις με την διάταξη Schlumberger. Τα εργαστηριακά πειράματα που έγιναν έδωσαν καλή διαφοροποίηση μεταξύ των τιμών των λιγνιτών και των περιβαλλόντων σχηματισμών. Παρόλα αυτά οι μετρήσεις υπαίθρου δεν έδωσαν μεγάλη διαφοροποίηση. Έτσι η μέθοδος Wenner δίνει μία ευρεία ανωμαλία πάνω από τους λιγνίτες. Η διάταξη των Δύο-Ηλεκτροδίων είναι λιγότερο θορυβώδης από την Wenner; πολύ έντονα μέγιστα παρατηρήθηκαν πάνω από τις λιγνιτοφόρες φλέβες. Η διάταξη



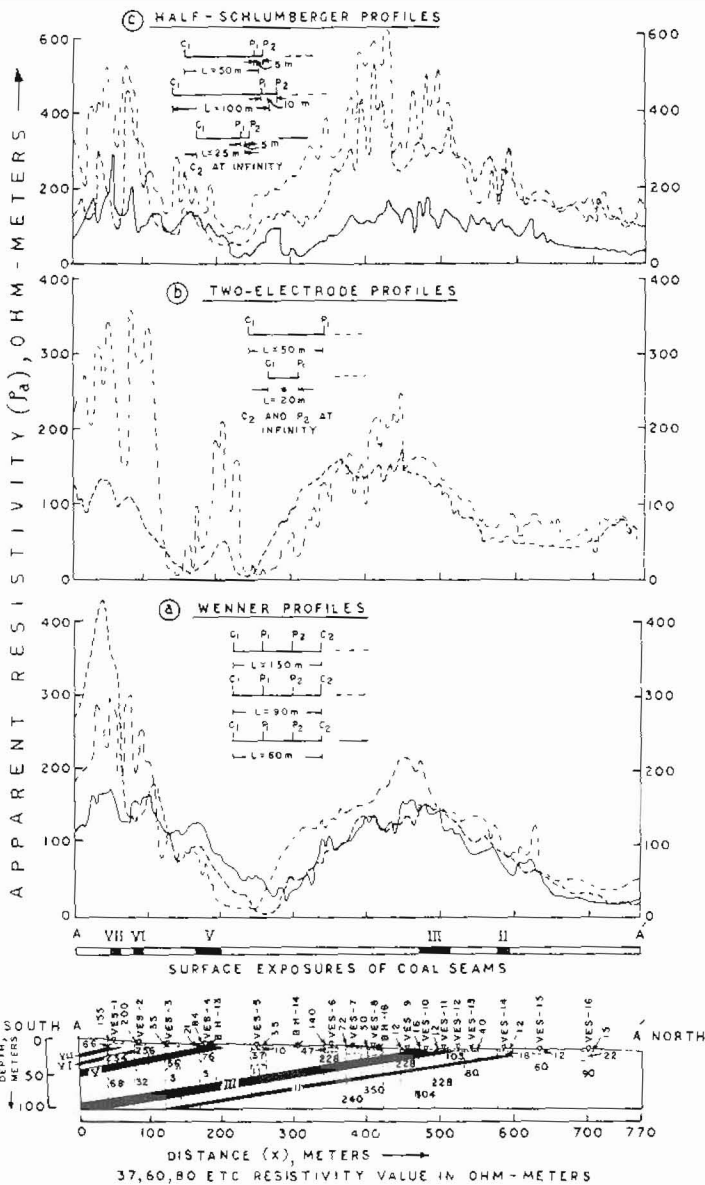
Σχ.9. Αποτελέσματα της μεθόδου I.P. στο Frequency Domain για την έρευνα θειούχων μεταλλευμάτων (Telford et.al. 1976).

half-Schlumberger φαίνεται η καλύτερη; όλα τα λιγνιτοφόρα στρώματα περιγράφονται με μεγάλη ακρίβεια στις γεωηλεκτρικές καταγραφές.

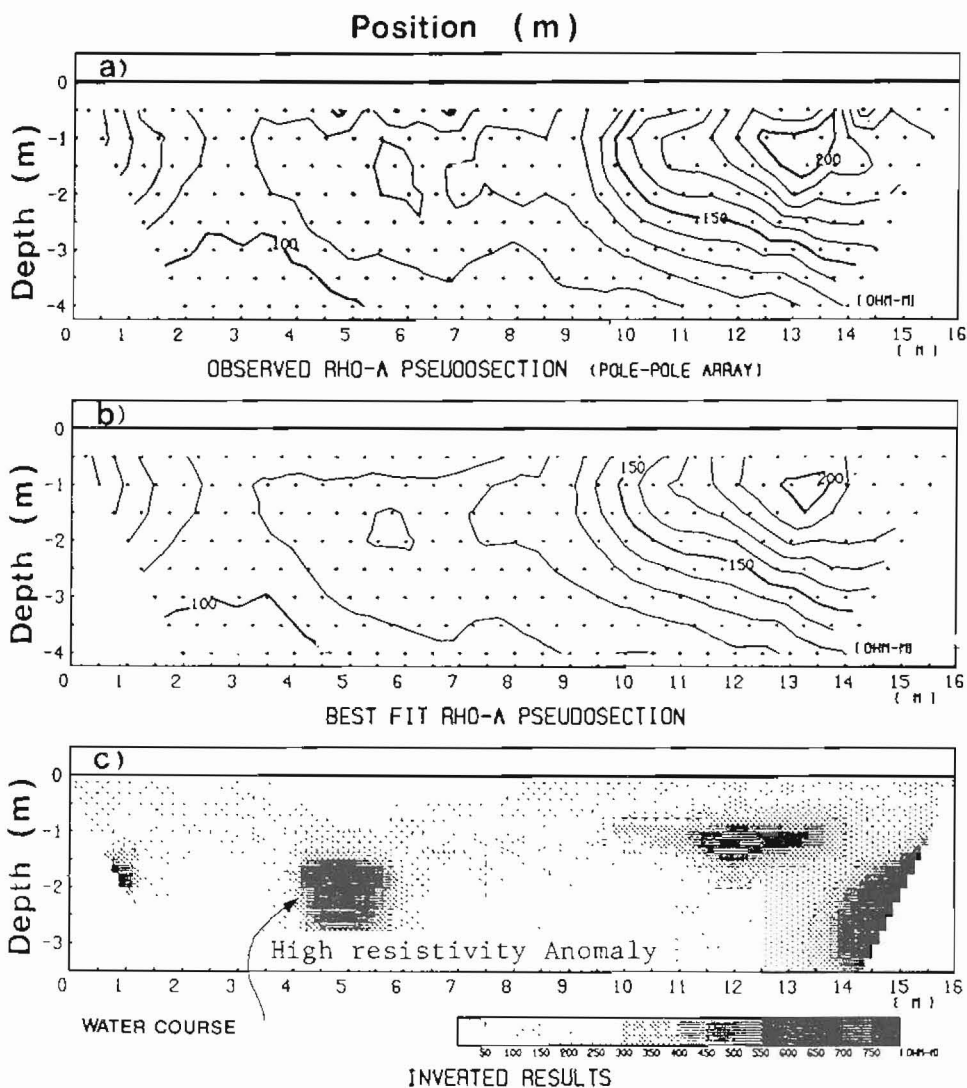
Αρχαιομετρία

Τέλος παρουσιάζουμε ένα παράδειγμα εφαρμογής της γεωηλεκτρικής μεθόδου για τις ανάγκες της αρχαιομετρικής έρευνας.

Οι Tsuneto et al. (1987), χρησιμοποίησαν την pole-pole διάταξη για την αναγνώριση περιοχών υψηλών τιμών ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που αντιστοιχούν σε θαμμένους σωλήνες ύδρευσης αρχαίου οικισμού (σχ.11).



Σχ.10. Αποτελέσματα της εφαρμογής της γεωηλεκτρικής μεθόδου κατά μήκος της τομής AA' χρησιμοποιώντας (α) διάταξη Wenner με $L = 60, 90$ και 150 m , (β) διάταξη Δύο-ηλεκτροδίων με $L = 20.50\text{ m}$, (γ) διάταξη Half-Schlumberger με $L = 25.50$ και 100 m . Η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών μετρήσεων ήταν 5 m . Τέλος δίνεται η γεωηλεκτρική τομή AA' και σημειώνονται οι θέσεις των λιγνιτικών φλεβών.



Σχ.11. Αποτελέσματα της γεωηλεκτρικής έρευνας θαμμένων σωλήνων υδρεύσεως αρχαίων οικισμών, (α) γεωηλεκτρική ψευδοτομή, μετρημένη με την διάταξη Pole-Pole, (β) θεωρητική ψευδοτομή αντίστοιχου γεωηλεκτρικού μοντέλου, (γ) γεωηλεκτρική τομή η οποία προέκυψε από αντιστροφή.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η γεωηλεκτρική μέθοδος είναι από τις πρώτες ηλεκτρικές μεθόδους που αναπτύχθηκαν και έχει ευρεία εφαρμογή σε όλο το φάσμα σχεδόν των γεωλογικών προβλημάτων.

Η χρήση της στην γεωλογική έρευνα έχει ενταθεί την τελευταία

20ετία στον Ελλαδικό χώρο, συνέπεια της εκπαίδευσης των γεωλόγων σε βασικές γεωφυσικές μεθόδους (κυρίως γεωηλεκτρικά).

Τα τελευταία χρόνια η γεωηλεκτρική μέθοδος συνέβαλε σημαντικά στην γεωλογική μελέτη της δομής του υπεδάφους, στα πλαίσια μεγάλων αναπτυξιακών έργων (ΔΕΗ, ΕΥΔΑΠ, Τοπική Αυτοδ.).

Όσον αφορά την τεχνολογική εξέλιξη στην εκτέλεση, τριδιάστατες δομές που απαντώνται στη φύση, προκύπτουν συνήθως από σύνθεση μονοδιάστατων μοντέλων κατά μήκος μιας γεωηλεκτρικής τομής (2D) ή γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων κατανεμημένων στο χώρο έρευνας (3D).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ankaraboyina, A., (1991). Geoelectric Profiling. *Geoexploration*, 27, 351-389.
- Anderson, W.L., (1979a). Program MARQDCLAG, Marquardt inversion of DC Schlumberger soundings by lagged - convolution: U.S. Geol. Surv. open - file rep. 79-1432, 58.
- Bichara, M. and Lakshmanan, J., (1976). Fast automatic processing of resistivity soundings. *Geophys. Prosp.*, 24, 354-370.
- Bogoslavsky, V.V. and Ogilvy, A.A., (1973). Deformations of natural electric fields near drainage structures. *Geophys. Prosp.*, 21, 716-723.
- Corry, C.E., (1985). Self Potential associated with porphyry sulfide mineralization. *Geophysics* 50.
- Corwin, R.F. and Morrison, H.F., (1977). Self potential variations preceding earthquakes in central California. *Geophys. Res. Lett.*, 4, p171.
- Corwin, R.F. and Hoover, B.D., (1979). The self potential method in geothermal exploration. *Geophysics*, 44, 226-245.
- Daily, W. and Owen, E., (1991). Cross - borehole resistivity tomography. *Geophysics*, 56, 1228 - 1235.
- Das, U.C. and Parasnis, D.S., (1987). Resistivity and induced polarization responses of arbitrarily shaped 3-D bodies in a 2-D layered earth. *Geoph. Prosp.* 35, 98-109.
- Dey, A. and Morrison, H.F., (1979). Resistivity modeling for arbitrarily shaped three - dimensional structures. *Geophysics*, 44, 753-780.
- Fitterman, D.V., (1978). Electrokinetic and magnetic anomalies associated with dilatant regions in a layered earth. *J. Geoph. Res.*, 83, 5923-5928.
- Ghosh, D.P., (1971). Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geophys. Prosp.*, 19, 769-775.
- Golub, G.H. and Reinsch, C., (1970). Singular Value Decomposition and Least Squares solutions. *Hand book for Automatic Computation*, II, Linear Algebra, eds. J. Wilkinson and C. Reinsch, Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Hoerl, A.E. and Kennard, R.W., (1970a), Ridge regression: Biased estimation for nonorthogonal problems. *Technometrics*, 12, 55 - 67.
- Hoerl, A.E., (1970b). Ridge regression: Applications to nonorthogonal problems. *Technometrics*, 12, 69-82.
- Householder, A.S., (1953). *Principles of Numerical Analysis*. Mc Graw Hill, New York, p274.

- Inman, J.R., Ryu, J. and Ward, S.H., (1973). Resistivity inversion. *Geophysics*, 38, 1088-1108.
- Inman, J.R., (1975). Classic paper, Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, 40, 798-817.
- Jupp, D.L.B. and Vozoff, K., (1975). Stable iterative methods for geophysical methods for geophysical inversion. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, 957-976.
- Kilty, K.T., (1984). On the origin and interpretation of self potential anomalies. *Geophysical Prospecting*, 32.
- Koefoed, O., (1979). *Geosounding Principles I*. Elsevier Amsterdam, p276.
- Kunetz, G. and Rocroi, J.P., (1979). Traitment automatique de sondages électrique. *Geophys. Prosp.*, 18, 157-198.
- La Brecque, D. and Ward, S., (1988). Two dimensional inversion of cross - borehole resistivity data using multiple boundaries, presented at the 58th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., expanded Abstracts, 194-197.
- Λάζου, Α. και Στυλιανού, Α., (1992). Η γεωφυσική έρευνα στο παράκτιο κάρσι της Κυνουρίας (Αν. Πελοπόννησος). 1ο Πανελλήνιο Συνέδριο Υδρογεωλογίας, Κύπρος.
- Lawson, C.L. and Hanson, R.J., (1974). *Solving Least Squares Problems*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Lines, L.R. and Treitel, S., (1984). Tutorial, a review of least squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.
- Lun-Tao Tong and Chieh-Hou Yang, (1990). Incorporation of topography into two-dimensional resistivity inversion. *Geophysics*, 35, 354-361.
- Marquardt, D.W., (1970). Generalized inverses, ridge regression biased linear estimation and nonlinear estimation. *Technometrics*, 12, 591-612.
- Mundry, E., (1984). Geoelectrical model calculations for two-dimensional resistivity distribution. *Geoph. Prosp.*, 32, 124-131.
- Ναθαναήλ, Η., (1983). Γεωφυσική έρευνα στο χώρο θεμελίωσης του ΠΟΣΜΕ Χανίων, Κρήτης. Εκθεση ΙΓΜΕ.
- Ogilvy, A.A., Ayed, M.A. and Bogoslovsky, V.A., (1969). Geophysical studies of water leakages from reservoirs. *Geophys. Prosp.* 17, 36-62.
- Oristaglio, M.L. and Worthington, M.H., (1980). Inversion of surface and borehole electromagnetic data for two dimensional electrical conductivity models. *Geophys. Prosp.* 28, 633-657.
- Παπαζάχος, Β.Κ., (1978). Εισαγωγή στη Γεωφυσική, Θεσσαλονίκη.
- Park, S. and Van, G.P., (1991). Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes. *Geophysics* 56, 951-960.
- Pekeris, C.L., (1940). Direct method of interpretation in resistivity prospecting. *Geophysics*, 5, 31-46.
- Pelton, W.H., Rijo, L. and Swift, C.M., (1978). Inversion of 2-D resistivity and IP data. *Geophysics*, 43, 788-803.
- Petric, W.R., Jr. Sill, W.R. and Ward, S.H., (1981). Three dimensional resistivity inversion using alpha centers. *Geophysics*, 46, 1148-1163.
- Sato, M. and Mooney, H.D., (1960). The electrochemical mechanism of sulfide self potentials. *Geophysics*, 25.

- Sivenas, P. and Beales, F.W., (1982). Natural geobatteries associated with sulfide ore deposits. II. Field studies. *Journal of Geochemical Expl.*, 17.
- Smith, F.B. and Shanno, D.F., (1971). An improved Marquardt procedure for nonlinear regressions. *Technometrics*, 13, 63-75.
- Stewart, G., (1973). *Introduction to Matrix Computations*, Academic Press, New York, London.
- Schulz, R. and Tezkan, B., (1988). Interpretation of resistivity measurements over 2D structures. *Geoph. Prosp.*, 36, 962-975.
- Tarantola, A. and Valette, B., (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 219-232.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Keys, D.A., (1976). *Applied Geophysics*. Cambridge Un. Press, p. 860.
- Thanassoulas, C., (1991). Geothermal exploration using electrical methods. *Geoexploration*, 27, 321-350.
- Thanassoulas, C., (1991). Epicentral area determination based on Electrotelluric Currents recorded by VAN network in Greece, *Acta Geophysica Polonica*, Vol. 39/4, pp. 373-387.
- Thanassoulas, C. and Lazou, A., (1991). The Delta Nestos geothermal field and its relation to the associated Self-Potential (SP) field. Internal report IGME.
- Thanassoulas, C. and Xanthopoulos, N., (1989). Reevaluation of geophysical data and compilation of geophysical maps of Lesbos island. Internal report IGME.
- Tripp, A.C., Hohmann, G.W. and Swift, C.M., (1984). Two dimensional resistivity inversion. *Geophysics*, 49, 1708-1717.
- Tsuneo Imai, Toshihiko Sakayama and Takashi Kanemori, (1987). Use of ground-probing radar and resistivity surveys for archaeological investigations. *Geophysics*, 52, 137-150.
- Van Nostrand, R.G. and Cook, K.L., (1966). Interpretation of resistivity data. Geological survey professional paper 499, US Government Printing Office.
- Verma, R.K., Bandopadhyay, T.K. and Bhui, N.C., (1982). Use of electrical resistivity methods for the study of coal seams in parts of Raniganj coal field (India). *Geoph. Prosp.*, 30, 115-126.
- Vozoff, K., (1958). Numerical resistivity analysis, horizontal layers. *Geophysics*, 23, 536-556.
- Wexler, A., Fry, B. and Neuman, M.R., (1984). An impedance computed tomography algorithm and system, presented at Industrial Appl. of Computed Tomography and NMR Imaging, Opt. Soc. Am.
- Yorkey, T.J., (1986). Comparing reconstruction methods for electrical resistance tomography, Ph.D. thesis, Univ. of Wisconsin.
- Zohdy, A.A.R., (1975). Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves using modified Dar Zarrouk Functions. U.S. Geological Survey Bul., 1313-E, 39.