

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ .....	1
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	3
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....	5
2. Γεωλογία.....	7
2.1 Η Γεωλογική Δομή Της Κρήτης .....	7
2.2 Η Γεωλογική Δομή Του Νομού Χανίων.....	11
2.3 Γεωλογικές και Υδρογεωλογικές Συνθήκες της Μελετούμενης Περιοχής (Υδρολογική Λεκάνη Κερίτη).....	19
2.3.1 Γεωγραφική θέση .....	19
2.3.2 Γεωλογία της περιοχής.....	19
2.3.3 Υδρολογικές- Υδρογεωλογικές συνθήκες.....	20
2.3.4 Γενικές παρατηρήσεις- συμπεράσματα.....	27
3. Γεωφυσική Έρευνα.....	30
3.1 Εισαγωγή.....	30
3.2 Ηλεκτρικές Μέθοδοι .....	31
3.3 Μέθοδος Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης .....	32
3.3.1 Ειδική ηλεκτρική αντίσταση .....	32
3.3.2 Ειδική αντίσταση των πετρωμάτων και ορυκτών.....	33
3.3.3 Συμπεριφορά του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στο έδαφος .....	35
3.3.4 Φαινόμενη ειδική αντίσταση .....	40
3.4 Τρόποι Διάταξης των Ηλεκτροδίων .....	40
3.4.1 Παράγοντες επιλογής της κατάλληλης διάταξης ηλεκτροδίων.....	44
3.4.2 Επιλογή Διατάξεων Ηλεκτροδίων.....	48
3.5 Γεωηλεκτρικές Διασκοπήσεις .....	48
3.6 Γεωηλεκτρική Χαρτογράφηση .....	49
3.7 Γεωηλεκτρική Βυθοσκόπηση .....	51
3.8 Εξοπλισμός Γεωηλεκτρικής Βυθοσκόπησης .....	52
3.9 Προβλήματα στην ερμηνεία των Γεωηλεκτρικών Βυθοσκοπήσεων .....	55
3.10 Ερμηνεία των Γεωηλεκτρικών Βυθοσκοπήσεων .....	57
3.10.1 Εισαγωγή.....	57
3.10.2 IN SITU Βυθοσκοπήσεις .....	60
3.10.2.1 IN SITU Βυθοσκόπηση στον Ασβεστόλιθο .....	60
3.10.2.2 IN SITU Βυθοσκόπηση στον Φυλλίτη.....	60
3.10.2.3 Βυθοσκοπήσεις στην ευρύτερη περιοχή .....	60
Συσχετισμός και υπολογισμός υδραυλικών παραμετρών.....	85
Αποτελέσματα.....	86

Ερμηνεία πίνακα υδραυλικών παραμέτρων .....	97
Συμπεράσματα .....	100
Βιβλιογραφία.....	101
ABSTRACT .....	112

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στόχος της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η υδρογεωλογική και υδρογεωφυσική έρευνα της λεκάνης του Ποταμού Κερίτη και της περιοχής της Αγυιάς. Αρχικά περιγράφεται η περιοχή της έρευνας. Στη συνέχεια παρουσιάζεται η γεωλογική, υδρογεωλογική, τεκτονική και σεισμοτεκτονική διερεύνηση της περιοχής του έργου. Διερευνάται επίσης η υδρολογία της λεκάνης του Κερίτη. Κατόπιν, γίνεται εκτενής αναφορά στη θεωρία που διέπει τη γεωφυσική μεθοδολογία που εφαρμόστηκε καθώς και στον τρόπο ερμηνείας και παρουσίασης των αποτελεσμάτων. Για την καλύτερη κατανόηση όλων των παραπάνω, χρησιμοποιούνται πίνακες, σχήματα, τύποι και διαγράμματα. Τέλος, αναλύονται τα συμπεράσματα από την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων και της μονοδιάστατης, δυσδιάστατης και τρισδιάστατης απεικόνισης του υδροφόρου ορίζοντα.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τον Επίκουρο καθηγητή κ. Παντελή Σουπιό για την σημαντική και ουσιαστική καθοδήγηση που μου παρείχε, καθώς και την επιστημονική του κατάρτιση σε τύπους και όρους που χρησιμοποιήθηκαν για την εκπόνηση της διπλωματικής μου. Επίσης για όλη τη διάρκεια των σπουδών μου στο Τμήμα Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος, όπου οι γνώσεις που αποκόμισα από την διδασκαλία του ήταν χρήσιμες.



## 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στα πλαίσια της παρούσης διπλωματικής εργασίας έγινε επαναξιολόγηση των γεωφυσικών – γεωηλεκτρικών μετρήσεων που ελήφθησαν κατά την εκτέλεση του έργου «Υδρογεωλογική Μελέτη Κάμπου Χανίων – Γεωφυσική Έρευνα» από τους γεωφυσικούς Δρ. Γ. Αποστολόπουλο, Κ. Αντωνιάδη και τους γεωλόγους, Μ. Λιόνη, Β. Περλέρο και Ε. Δρακοπούλου. Επικουρικά, χρησιμοποιήθηκαν και τα αποτελέσματα της έρευνας που εκτελέστηκε από το Πολυτεχνείο Κρήτης στα πλαίσια της διπλωματικής εργασίας με τίτλο «Γεωηλεκτρική Διασκόπηση στη λεκάνη του ποταμού Κερίτη του Ν. Χανίων».

Σκοπός της παρούσης εργασίας είναι,

- Ο εντοπισμός του υποβάθρου της υπό μελέτης υδρογεωλογικής λεκάνης.
- Η διερεύνηση του υποβάθρου και του πάχους των σύγχρονων αλλουβιακών αποθέσεων στη λεκάνη του Κερίτη.
- Η διερεύνηση της τεκτονικής και των πιθανών διαφοροποιήσεων του υποβάθρου στην ευρύτερη περιοχή έρευνας.
- Η εξοικείωση των φοιτητών σε υδρογεωφυσικές και υδρογεωλογικές έρευνες και η γνώση των παραγόντων που ορίζουν το υδρογεωλογικό καθεστώς σε μια πολύπλοκη –γεωλογικά- περιοχή έρευνας.



## 2. Γεωλογία

### 2.1 Η Γεωλογική Δομή Της Κρήτης

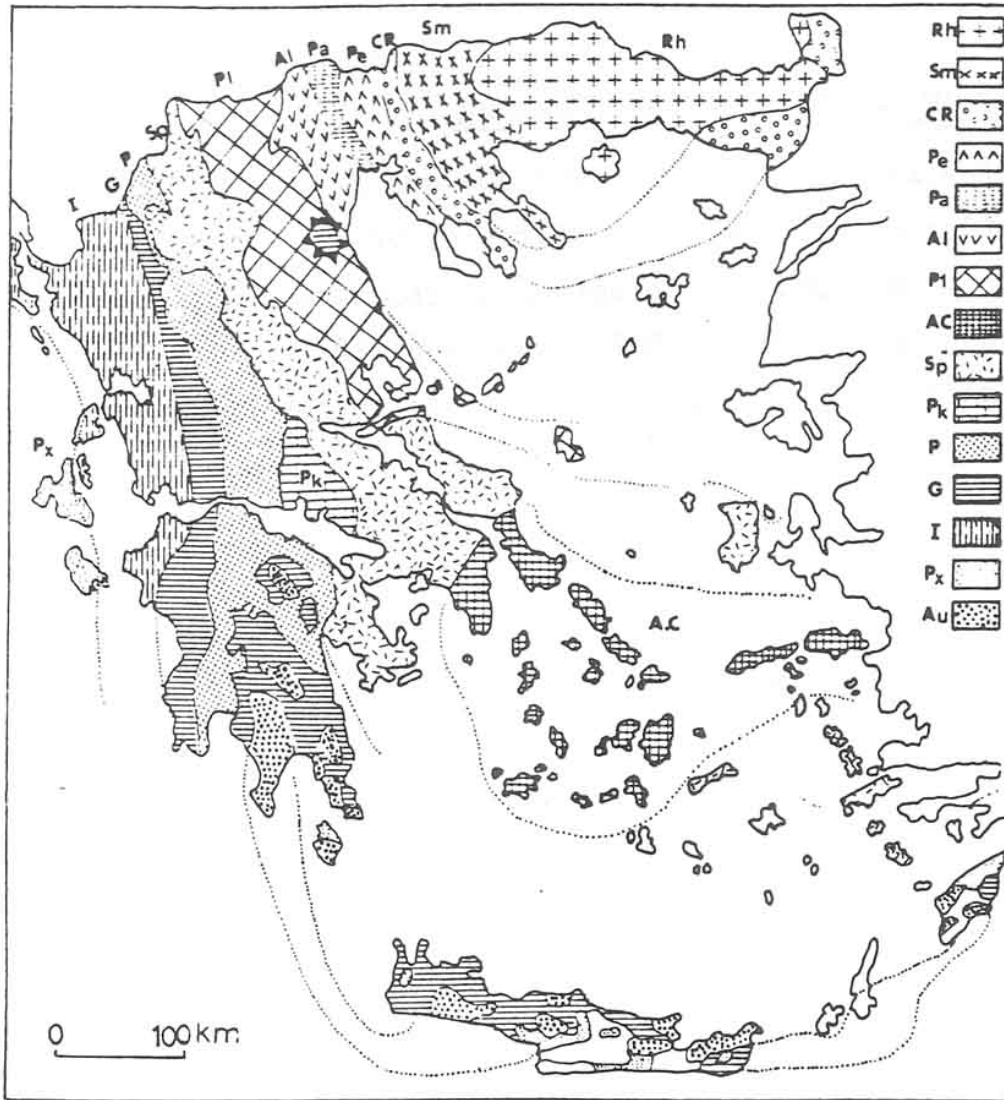
Η γεωλογική δομή της Κρήτης συνδέεται άμεσα με την συνολική γεωλογική δομή της Ελλάδας, η οποία χωρίζεται σε διάφορες γεωτεκτονικές ζώνες με γενική διεύθυνση στον ηπειρωτικό χώρο της ΒΔ - ΝΑ.

Κάθε ζώνη, χαρακτηρίζεται από ορισμένη και χαρτογραφίσιμη στρωματογραφική / λιθολογική διαδοχή των πετρωμάτων της όπως αυτά προέκυψαν από την επαλληλία των τεκτονικών γεγονότων που οδήγησαν στην δημιουργία του ορογενούς.

Οι κύριες γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων οροσειρών με διεύθυνση από ΒΑ προς ΝΔ είναι (σχήμα 1):

- > Η μάζα της Ροδόπης εμφανίζεται στην Ανατολική Μακεδονία, Θράκη και στη Θάσο. Αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη και πυριγενή πετρώματα.
- > Η Σερβομακεδονική μάζα εμφανίζεται δυτικά του Στρυμόνα από τα σύνορα μέχρι και την Χαλκιδική. Αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα.
- > Η Περιοδοπική ζώνη εκτείνεται στη δυτική πλευρά της Σερβομακεδονικής μάζας με διεύθυνση ΒΔ -ΝΑ.
- > Η ζώνη του Αξιού εμφανίζεται στην Κεντρική Μακεδονία, χαρακτηρίζεται από τις μεγάλες οφειολιθικές μάζες που απαντώνται σε αυτήν.
- > Η Πελαγονική ζώνη εμφανίζεται σε όλη την Ελλάδα. Αποτελείται από κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, γνευσιωμένους γρανίτες και ανθρακικά καλύμματα.
- > Η Αττικο-Κυκλαδική ζώνη εμφανίζεται κυρίως στα νησιά των Κυκλάδων και σε ένα τμήμα της Αττικής και της Νότιας Εύβοιας.
- > Η Υποπελαγονική ζώνη ή ζώνη «Ανατολικής Ελλάδας» εμφανίζεται στη Δυτική πλευρά της Πελαγονικής ζώνης. Χαρακτηρίζεται από τις μεγάλες οφειολιθικές μάζες που απαντώνται σε αυτήν.
- > Η ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας εμφανίζεται στην κεντρική Στερεά Ελλάδα, και αποτελείται από ασβεστόλιθους και δολομίτες.
- > Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου ή ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης εμφανίζεται στην Ήπειρο, στην κεντρική Ελλάδα, στη δυτική και βορειανατολική

- > Η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης
- > Η Αδριατικοϊόνιος ζώνη
- > Η ζώνη Παξών ή Προαπουλία



**Σχήμα 1.** Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδω ζωνών. (Μουντράκης, 1985)

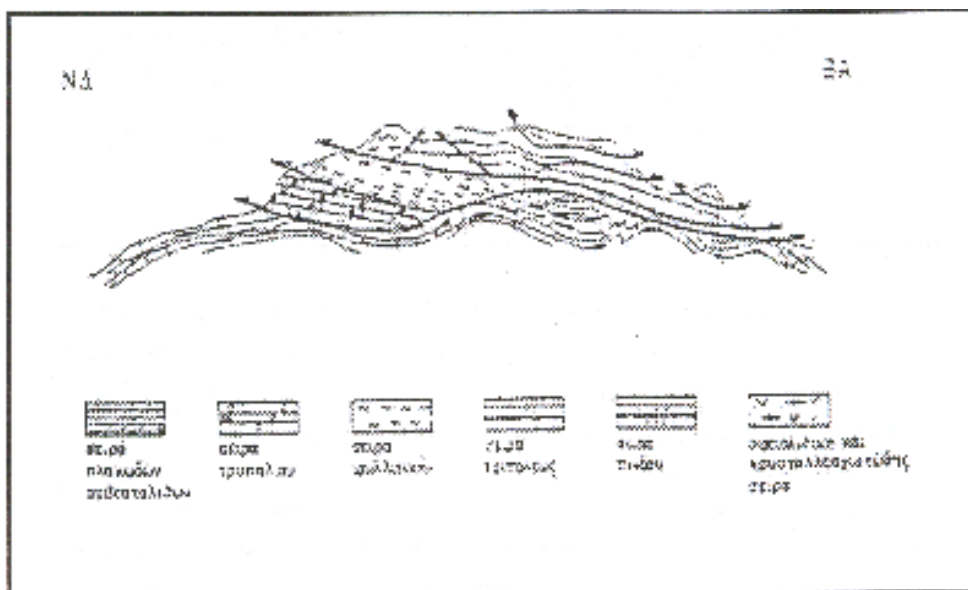
Από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας οι μάζες Ροδόπης και Σερβομακεδονικής θεωρούνται ότι αποτελούν την "Ελληνική Ενδοχώρα", οι ζώνες Περιοδοπική, Παιονίας, Πάικου, Αλμωπίας, Πελαγονική, Αττικοκυκλαδική και Υποπελαγονική ονομάζονται "Εσωτερικές Ελληνίδες" και οι ζώνες Παρνασσού-Γκιώνας, Ωλονού-Πίνδου, Γαβρόβου-Τρίπολης, Αδριατικοϊόνιος και Παξών ονομάζονται "Εξωτερικές Ελληνίδες".

Εκτός από τις κύριες γεωτεκτονικές ζώνες αναφέρονται σαν ξεχωριστές ενότητες,



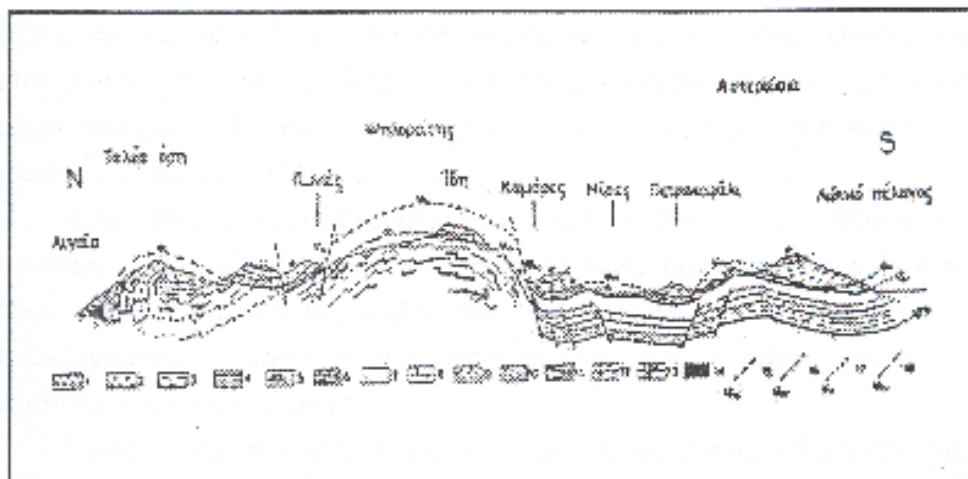
η ενότητα «Ταλέα όρη-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι» που πιθανόν ανήκει στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη, και η ενότητα της Βοιωτίας που μάλλον ανήκει στην Υποπελαγονική ζώνη.

Η Κρήτη έχει μια πολύπλοκη γεωλογική δομή και έχουν διατυπωθεί διάφορες απόψεις σχετικά με τη δομή της, αυτό οφείλεται στην γεωτεκτονική θέση που κατέχει σε σχέση με τις δύο συγκλίνουσες λιθοσφαιρικές πλάκες, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής. Χαρακτηριστικό στοιχείο της δομής της είναι τα αλληπάλληλα τεκτονικά καλύμματα των διαφόρων ζωνών (σχήμα 2), τα οποία αναπτύσσονται πάνω στην ενότητα Ταλέα όρη- των πλακωδών ασβεστόλιθων.



**Σχήμα 2.** Σχηματική απεικόνιση της γεωλογικής δομής της Κρήτης με τα αλληπάλληλα τεκτονικά καλύμματα.(Μουντράκης, 1985)

Το αυτόχθονο ή σχετικά αυτόχθονο σύστημα της Κρήτης αποτελεί η ακολουθία Ταλέα Όρη-Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι (σχήμα 3). Η ενότητα αυτή έχει ηλικία από το Πέρμιο μέχρι το Ηώκαινο και είναι ημιμεταμορφωμένη και πιθανώς ανήκει στην ζώνη της Αδριατικοϊονίου, αποτελείται κυρίως από κλαστικά ιζήματα χωρίς ηφαιστειακά πετρώματα στη βάση που εξελίσσονται σε τυπικούς «πλακώδεις ασβεστόλιθους» (μάρμαρα) που περιέχουν σε σημαντικό βαθμό κερατολιθικούς κονδύλους και πυριτικές ενστρώσεις. Εμφανίζονται επίσης μεγάλες μάζες άστρωτων (μετα)-ασβεστόλιθων, δολομιτών, ασβεστολιθικών κροκαλοπαγών και φυλλιτικών-χαλαζιακών πετρωμάτων. Αποκαλύπτεται σε πολλές περιοχές της Κρήτης υπό μορφή τεκτονικού παραθύρου.



**Σχήμα 3.** Σχηματική γεωλογική τομή εγκάρσια στην Κεντρική Κρήτη. Απεικονίζεται η δομή των βουνών Ταλέα όρη, Ίδη (Ψηλορείτης) και Αστερούσια. 1: Νεογενείς αποθέσεις, 2: Οφειόλιθοι, 3: μεταμορφωμένα πετρώματα των αστερουσιών, 4: πρώτος φλύσχος της Πίνδου (Κάτω Κρητιδικό), 5: ενότητα Άρβης, 6: τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου, 7: φλύσχος ζώνης Γαβρόβου - Τρίπολης, 8: ασβεστόλιθοι Γαβρόβου - Τρίπολης, 9: φυλλίτης, 10-14: σειρά των πλακωδών ασβεστόλιθων (Plattenkalk), 15-18: επωθήσεις των διαφόρων τεκτονικών καλυμμάτων. (Μουντράκης, 1985, σελ. 187).

Τεκτονικά επωθημένη στην ενότητα Ταλέα Όρη- Πλακωδών Ασβεστόλιθων βρίσκεται η ενότητα του Τρυταλίου, που αποτελείται από μεταμορφωμένους δολομίτες, δολομιτικούς ασβεστόλιθους, λατυποπαγείς ασβεστόλιθους έως γραουβάκες, σκούρους κυψελώδεις δολομίτες, άσπρα ζαχαρόκοκκα μάρμαρα και εμφανίσεις γύψου στη βάση. Η ηλικία τους καθορίστηκε με την βοήθεια απολιθωμάτων μεταξύ Άνω Τριαδικού-Κάτω Ιουρασικού.

Πάνω από την ενότητα του Τρυπαλίου βρίσκεται η ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, η οποία περιλαμβάνει φυλλίτες, χαλαζίτες, μετα-ψαμμίτες, μετα-κροκαλοπαγή, φακοειδείς ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, μετα-ανδεδίτες, μεταβασίτες. Η ηλικία της είναι μεταξύ Περμίου-Τριαδικού. Στην ενότητα αυτή συμπεριλαμβάνεται από τους περισσότερους ερευνητές και το ημιμεταμορφωμένο σύστημα των Ραβδούχων που αποτελεί και το υπόβαθρο της ανθρακικής ακολουθίας της ζώνης της Τρίπολης που ακολουθεί επίσης με τεκτονική επίσης επαφή και αποτελείται από στο υποκείμενο και τους μεγάλου πάχους νηριτικούς ασβεστόλιθους.

Σε ανώτερη τεκτονική θέση βρίσκεται απωθημένο το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου.

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των εσωτερικών ζωνών, όπως είναι η ενότητα της Άρβης. Πάνω από την ενότητα του Τρυπαλίου βρίσκεται η ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, η οποία περιλαμβάνει φυλλίτες, χαλαζίτες, μετα-ψαμμίτες, μετα-κροκαλοπαγή, φακοειδείς ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, μετα-ανδεσίτες, μεταβασίτες. Η ηλικία της είναι μεταξύ Περμίου-Τριαδικού. Στην ενότητα αυτή συμπεριλαμβάνεται από τους περισσότερους ερευνητές και το ημιμεταμορφωμένο σύστημα των Ραβδούχων που αποτελεί και το υπόβαθρο της ανθρακικής ακολουθίας της ζώνης της Τρίπολης που ακολουθεί επίσης με τεκτονική επίσης επαφή και αποτελείται από στο υποκείμενο και τους μεγάλο πάχους νηριτικούς ασβεστόλιθους. Σε ανώτερη τεκτονική θέση βρίσκεται απωθημένο το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου.

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των εσωτερικών ζωνών, όπως είναι η ενότητα της Άρβης που περιλαμβάνει τμήματα οφιολιθικού συμπλέγματος, η ενότητα των Αστερουσίων που περιέχει γνεύσιους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες.

Τέλος, πάνω από τους αλπικούς σχηματισμούς βρίσκονται ιζήματα του Νεογενούς (κυρίως κλαστικά θαλάσσια ιζήματα) και Τεταρτογενούς (κυρίως ηπειρωτικής φάσης) τα οποία συνήθως έχουν κυμαινόμενο πάχος και εξάπλωση στις διάφορες περιοχές της Κρήτης.

## **2.2 Η Γεωλογική Δομή Του Νομού Χανίων**

Οι στρωματογραφίες και τεκτονικές ενότητες που αποτελούν την γεωλογική δομή του νομού Χανίων (σχήμα 4 α,β,γ,δ,ε), αρχίζοντας από τις νεώτερες και καταλήγοντας στις παλαιότερες, είναι:

- Τεταρτογενείς αποθέσεις.

Αποτελούνται από χαλαρά αργιλοαμμώδη υλικά, πηλούς, ψαμμίτες, κροκάλες-λατύττες ποικίλης σύστασης, αναλόγως της προέλευσης τους, ασύνδετες έως συνεκτικά συνδεδεμένες, καθώς και από υλικά του αλλουβιακού μανδύα. Η εμφάνιση τους γίνεται κυρίως σε απολήξεις λεκανών ανοικτών προς τη θάλασσα, στις μείζονες κοίτες των ποταμών, σε μικρές εσωτερικές λεκάνες καθώς και σε μορφή πλευρικών κορημάτων και αναβαθμίδες χειμάρρων.

- Νεογενείς αποθέσεις.

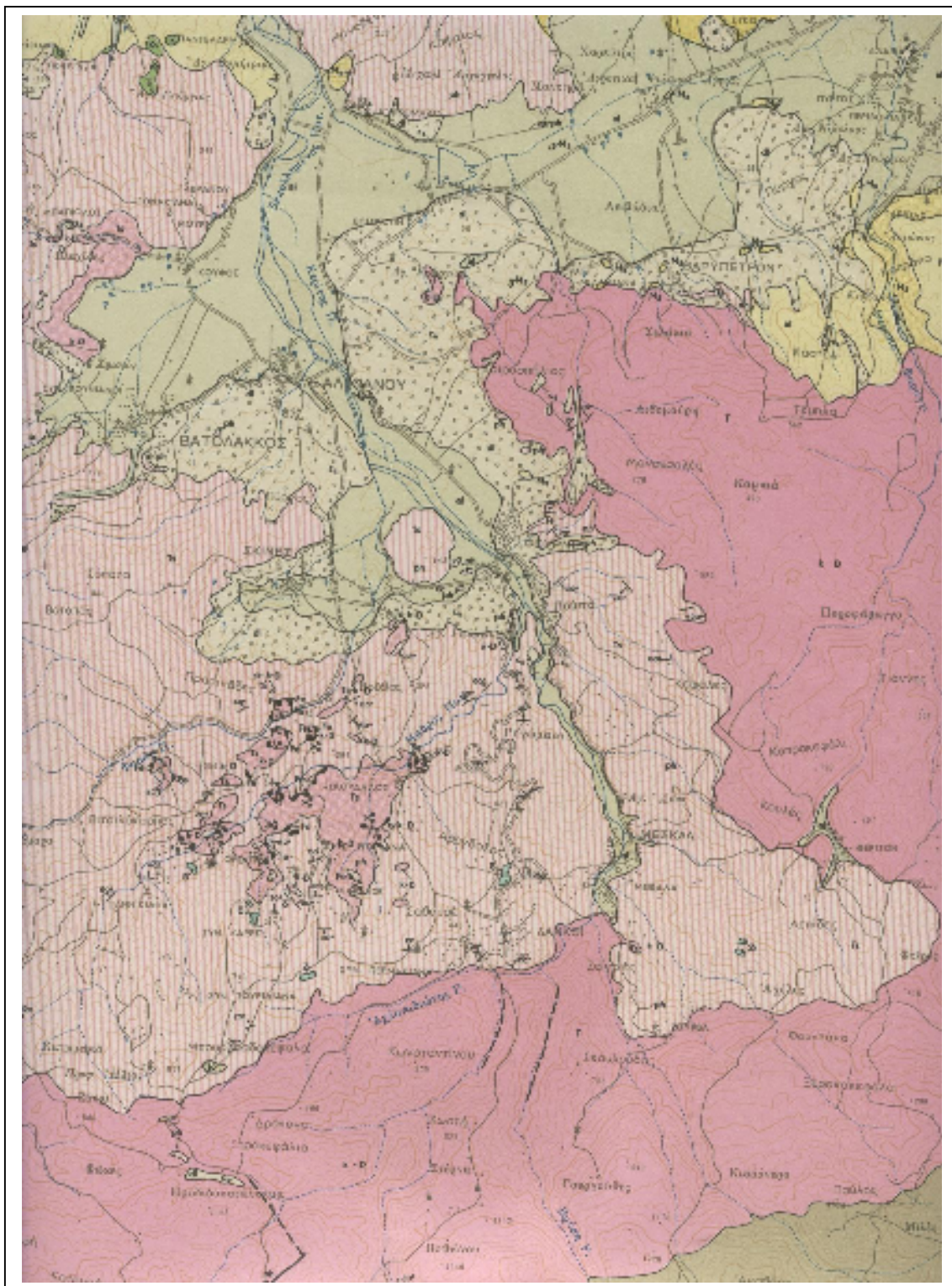
Αποτελούνται από εναλλασσόμενα στρώματα κίτρινων-κιτρινόλευκων μάργων με κλαστικούς μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, συχνά βιογενείς-υφαλογενείς, ομοιόμορφα στρωμένους, που το πάχος τους κυμαίνεται από μερικά εκατοστά έως ένα-δύο μέτρα. Επίσης, εντός των αποθέσεων αυτών συναντώνται και μαργαϊκοί ψαμμίτες, αμμούδες άργιλοι, λατύπες και κροκαλοπαγή. Τα κροκαλοπαγή-λατυποπαγή εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή Χοιροσπηλίου νοτιότερα της Αγίας και στην περιοχή Τοπολίων. Χαρακτηριστικό τους γνώρισμα η έντονη συνεκτικότητα την οποία παρουσιάζουν, κυρίως ανθρακικής προέλευσης, με ανθρακικό συνδετικό υλικό. Οι λατύπες και κροκάλες που συνιστούν τις παραπάνω αποθέσεις, έχουν προέλθει από την διάβρωση και απόθεση των προϊόντων, τόσο του τεκτονικού καλύμματος της ζώνης Τρίπολης όσο σε μικρότερο βαθμό και των άλλων ενοτήτων που αποτελούν υπόβαθρο των νεογενών αποθέσεων. Οι ενότητες που επίσης συμμετέχουν στην παραπάνω διεργασία είναι η Φυλλιτική-Χαλαζιτική, των Πλακωδών ασβεστόλιθων και της Πίνδου.

- Τεκτονικό κάλυμμα της ζώνης Πίνδου

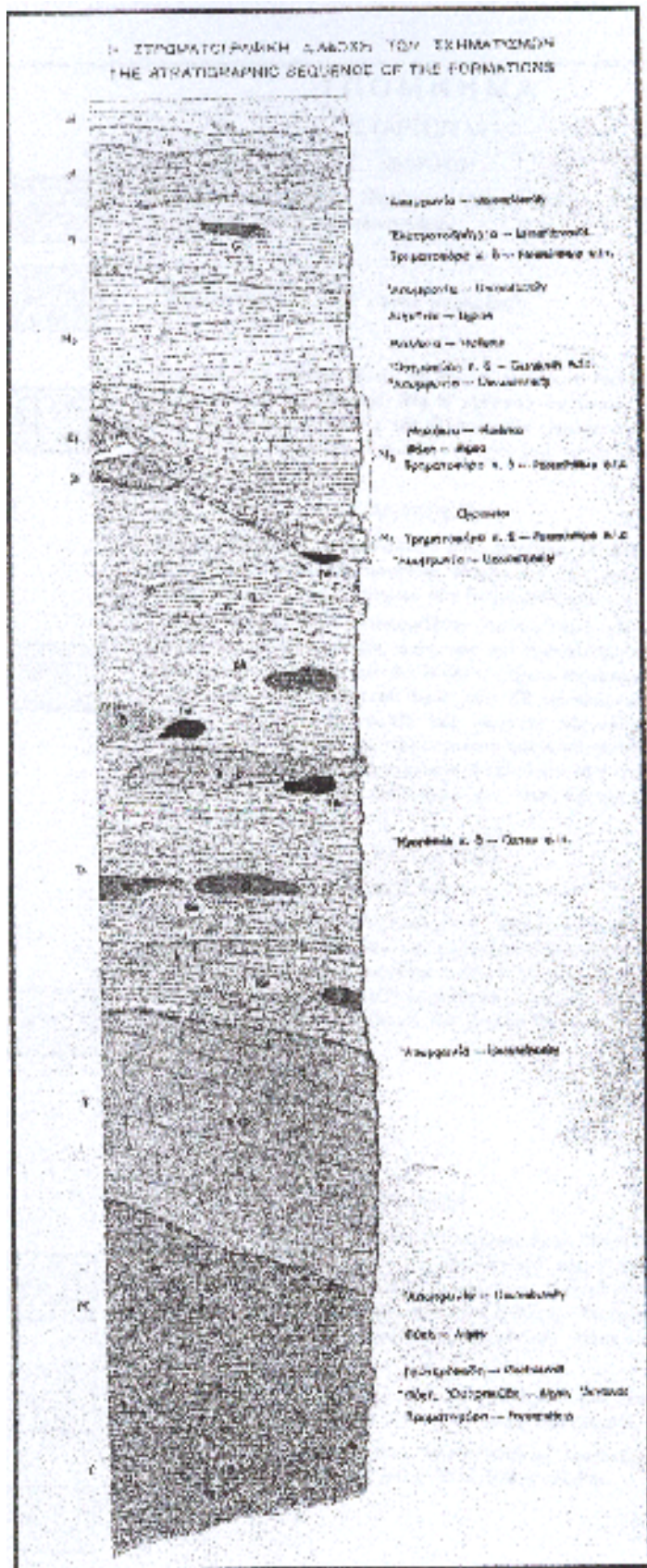
Οι ανθρακικοί σχηματισμοί του τεκτονικού αυτού καλύμματος παρουσιάζονται με μικρή επιφανειακή ανάπτυξη στον νομό Χανίων. Εμφανίζονται στο βορειοδυτικό τμήμα του νομού και πιο συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή Καστέλου, καθώς και στην ευρύτερη περιοχή της Παλαιόχωρας. Αποτελούνται από πελαγικούς ασβεστόλιθους με παρεμβολές κερατολίθων.

- Τεκτονικό κάλυμμα της ζώνης Τρίπολης

Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής καταλαμβάνουν σχετικά μεγάλη έκταση στον νομό Χανίων. Είναι συνηθισμένο φαινόμενο να είναι επωθημένοι αυτοί οι σχηματισμοί, είτε στην ενότητα Ταλέα Όρη-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι, είτε στην ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών. Αποτέλεσμα είναι να εμφανίζονται οι σχηματισμοί της ζώνης Τρίπολης στην βάση τους έντονα κατακερματισμένοι λόγω τεκτονισμού. Οι σχηματισμοί της ενότητας που βρίσκονται στα χαμηλότερα στρώματα συνίστανται από δολομίτες-δολομιτικούς ασβεστόλιθους παχυστρωματώδεις μέχρι άστρωτους, έντονα τεκτονισμένους και καρστικοποιημένους με σπηλαιώδη υφή. Το χρώμα τους κυμαίνεται από τεφρό έως τεφρόλευκο.



Σχήμα 4. α) Τάταρη Αθ., Χριστοδούλου Ε., 1969, Γεωλογικός Χάρτης (φύλλο Αλικιανού), Ι.Γ.Μ.Ε Κλίμακα 1:50000



Σχήμα 4. β) Τάταρη Αθ., Χριστοδούλου Ε., 1969, στρωματογραφική στήλη, Ι.Γ.Μ.Ε, Κλίμακα 1:50000

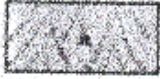
## ΥΠΟΜΝΗΜΑ

### ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ

#### ΝΕΩΤΕΡΟΝ



Υόγγρονοι άποθέσεις : Παράκτιοι (άμμοι, άινας κ. ά.) ή εντός χειμάρρων, καθός και προσχώσεις.



Πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων.



\*Ανοδοθμίδες χειμαρρώδους, ώς επί τό πλείστον, ένίοτε άμμος και θαλασσίας προσλεύσεις, ώς αί σχετικώς νεώτεροι. Κυρίως έντός των κοιλάδων και εις τάς έξόδους των φαράγγων. Αί παλιότεραι (c<sub>1</sub>) μέχρι 30-40 μ., αί νεώτεραι (c<sub>2</sub>) μέχρι 4 μ. και αί νεώταται (c<sub>3</sub>) 1-2 μ.

#### ΠΑΛΑΙΟΤΕΡΟΝ



Μάρμα, ψαμμίται, κροκαλοπαγή κ.ά., κερρίνου, έν γένει, χρώματος. Έπίκεινται διαβρωσιγενώς έπιφανείας των νεοτερωτέρων άποθέσεων, έν τών άποίων δέν διαχωρίζονται.

\*Ερωθροί σχηματισμοί χειμαρρώδους προσλεύσεως (d1-c<sub>1</sub>) έν ψαμμιτικών μαργών, πηλών, ψαμμιτών και κροκαλοπαγών, άποκείμενοι των προηγούμενων άποθέσεων. Έχουν σηματικόν πάχος και έξικινούνται μέχρι του θρους των 350 και πλέον μέτρων. Έμφανίζονται, προσέτι, και εις τάς παρυφάς της κόλλης του Όρμού, ένθα έκκρίθηναι των κερσετοποιημένων άσβεστολίθων -δολομιτών, συνιστάντες τό στεγανόν έπόβαθρον των νεωτέρων τεταρτογενών άποθέσεων, διαμορφωμένου οδτω, εις την έκταφην τούτων, φρεσίου όρίζοντας.

### ΝΕΟΤΡΙΤΟΓΕΝΕΣ

#### ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟΝ



Θαλάσσιοι σχηματισμοί. Κροκαλοπαγή, άσβεστοικοί ψαμίται, κίτρινοι ψαμμιτικοί μάρμα και μαργαίκοι άσβεστολίθοι. Έγκλείουν, εις τινος θέσεις, κοιτάσματα γύφου (περιοχή Βουκοιλιάν). Έπίκεινται έπικλυσιγενώς των ήφελιθρών - λιμναίων σχηματισμών (Λόφος Κάστωλος, ΒΑ χωρίον "Βαρύετρο...").

Έλασματοδράγγια :

#### ΜΕΙΟΚΑΙΝΟΝ



Σαρμάτιον: Υπόλυμοι-λιμναίοι σχηματισμοί. Έναλλοσάμνα στρώματα, άμμων, μαργών, άργίλων και κροκαλοπαγών, καθός και σπηραηλοί. Έγκλείουν κοιτάσματα λιγνιτών (περιοχή Βαρύετρον - Φαννή). Άποτεσάματα Ιχθύων, Όστρεωάδη, έλάχιστα Τρηματοφάρα, άηγόνια Χαροσέτων και έτερα φυτικά λείψανα.



Σαρμάτιον - Τορτόνιον : Οί προηγούμενοι και έπόμενοι σχηματισμοί μή διαχωρίζόμενοι (περιοχή Βουκοιλιάν).

Τορτόνιον : Μάρμα κυνναί, κραινόντεφραι, λευκοκίτρινοι, κερρίνοχρσοι, άπόλενκοι και μαργαίκοι άσβεστολίθοι.



Τρηματοφάρα :

Σχήμα 4. γ) Τάταρη Αθ., Χριστοδούλου Ε., 1969, Υπόμνημα υπ' αριθμό 1, Ι.Γ.Μ.Ε., Κλίμακα 1:50000







΄Ασβεστόλιθοι - Δολομίται (T k - d, Μαδασακάκιε), σκοτεινότεροι έως μέλανες, ένίοτε λευκότεροι, άστρωτοι έως παχυστρωματώδεις ή και καλά άστρωμένοι.

Είς τινες θέσεις όμοιάζουν προς τους πλακώδεις κρυσταλλικούς άνευ όμως πυριτολίθων. Τά σκοτεινότερα μέλη της σειράς είναι βιτουμενοδηα και παρουσιάζουν συχνά κυψελώδη όψη. Ιδίω οι δολομίται, με δολομιτικών άλεστων έντός των κυψελών των. ΄Η ηλικία της σειράς τεκμαίρεται έν παλαιοντολογικών εύρημάτων (Gyrogorella κ.τ.λ.) εις θέσεις έκτός της χαρτογραφηθείσης περιοχής.

#### ΣΥΣΤΗΜΑ ΠΛΑΚΩΔΩΝ ΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΩΝ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΩΝ ΠΕΡΜΙΟΝ - ΛΙΘΑΝΘΡΑΚΟΦΟΡΟΝ



΄Ασβεστόλιθοι πλακώδεις κρυσταλλικοί (PC k), άνοικτότεροι έως σκοτεινότεροι, μετά λεπτιών φυλλιτικών παρεμβολών. Συνήθως είναι λεπτοπλακώδεις έως λεπτοστρωματώδεις μετά βολβών ή λεπτιών ένστρώσεων πυριτολίθων, καθιστάμενοι, ένίοτε, ιδίω προς τους άνωτέρους αβτών όρίζοντας, παχυστρωματώδεις, άνευ πυριτολίθων. Προς τά άνω μεταπίπτουν, εις τινες θέσεις, εις άσβεστιτικούς φυλλίτας. Περιέχουν, προσέτι, φόνη μη προσδιορίσιμα.

#### ΣΥΣΤΗΜΑ ΥΠΟΚΕΙΜΕΝΟΝ ΤΩΝ ΠΛΑΚΩΔΩΝ ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΩΝ ΛΙΘΑΝΘΡΑΚΟΦΟΡΟΝ

Φυλλάται, άσβεστιτικοί, χλωριτικοί, σερικιτικοί κ. ά., διά των άποίων οι πλακώδεις άσβεστόλιθοι μεταπίπτουν εις τό έν λόγω σύστημα. Γαστερόποδα.



Δολομίται, συμπαγείς ή κυψελώδεις, μετά ή άνευ βολβών πυριτολίθων. Είς τινες θέσεις (ιδίωτα Κίγιαίου) περιέχουν ούτοι μέλανες άβίτας. Εξημετογενούς προέλευσεως, καθές έκείσης άπολιθώματα. Φόνη, ΄Οστρακώδη και Τριχοτοφόρα.

΄Ασβεστόλιθοι, συμπαγείς μετά πλαστικών ύλικών ή λεπτοπλακώδεις μετά φυλλιτικών και μαργαλιών παρεμβολών. Ένίοτε περιέχουν δολομιτικές ένστρώσεις ός και βολβούς πυριτολίθων. Καλαζισκοί φαρμίται και όργιτικοί σκιστόλιθοι, παρεμβαλλόμενοι εις τά μεσσία και κατώτερα μέλη του συστήματος. Λόγω πλαστικών μεταβλήσεων ή στρωματογενετική διαδοχή των άνω σχηματισμών διαφέρει κατά περιοχή.

Σχήμα 4. ε) Τάταρη Αθ., Χριστοδούλου Ε., 1969, Υπόμνημα υπ' αριθμό 3, Ι.Γ.Μ.Ε., Κλίμακα 1:50000

Στους σχηματισμούς της ενότητας των υψηλότερων στρωμάτων εμφανίζονται ασβεστόλιθοι που το χρώμα τους κυμαίνεται από μαύρο έως τεφρόμαυρο. Το πάχος

των σχηματισμών είναι μέσο και συνήθως παρουσιάζουν μικρολατυποπαγή υφή. Χαρακτηριστικό τους γνώρισμα είναι το έντονο ανάγλυφο και το φτωχό υδρογραφικό δίκτυο, που συμπίπτει με τεκτονικές ασυνέχειες. Εξίσου σημαντικό χαρακτηριστικό είναι το φαινόμενο καρστικής διάλυσης που εμφανίζεται με διάφορες μορφές, μεγέθη και σχήματα. Το πάχος της ζώνης φθάνει τις λίγες εκατοντάδες μέτρα και η ηλικία αυτής της σειράς κυμαίνεται από το Άνω Τριαδικό έως και το Άνω Κρητιδικό.

- Τεκτονικό κάλυμμα της ενότητας των Φυλλιτών-Χαλαζιτών.

Η ενότητα αυτή καταλαμβάνει σημαντική έκταση στο δυτικό τμήμα του νομού Χανίων. Οι σχηματισμοί που συναντώνται στο τεκτονικό κάλυμμα είναι κυρίως μαρμαρυγικοί-ανθρακικοί ασβεστόλιθοι, σερικιτικοί-χλωριτικοί φυλλίτες και χαλαζιακοί μεταψαμμίτες. Στα πετρώματα αυτά παρεμβάλλονται τόσο ποσότητες χαλαζία σημαντικού πάχους υπό μορφή φλεβών, καθώς και ενστρώσεις μαύρων κρυσταλλικών κατακερματισμένων ασβεστόλιθων μικρού πάχους. Χαρακτηριστικό γνώρισμα αυτής της σειράς είναι οι εμφανίσεις γύψου σε αρκετές περιοχές, όπως στη Σούγια, στην Παλαιόχωρα κ.α. Η ηλικία της ενότητας εκτείνεται μεταξύ Περμίου και Άνω Τριαδικού, ενώ το πάχος της μπορεί και να ξεπερνάει σε ορισμένες περιπτώσεις τα 1.500 μέτρα στην ευρύτερη περιοχή της δυτικής Κρήτης.

- Τεκτονικό κάλυμμα της ενότητας Τρυπαλίου

Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής βρίσκονται επωθημένοι στην ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων. Το κάλυμμα Τρυπαλίου αποτελεί το πρώτο τεκτονικό κάλυμμα της Κρήτης. Η μεγαλύτερη ανάπτυξη του γίνεται στην περιοχή του Ομαλού των Λευκών Ορέων. Τα πετρώματα που εμφανίζονται σ' αυτή την σειρά είναι μάρμαρα, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, δολομίτες και δολομιτικοί ασβεστόλιθοι. Έτσι πιο συγκεκριμένα, στην βάση του σχηματισμού εμφανίζεται τεκτονικό λατυποπαγές με σημαντικό πάχος μερικές φορές. Στα κατώτερα πετρώματα της ενότητας επικρατούν κυψελώδεις δολομίτες. Συνήθως, αυτό το κάλυμμα περιέχει λεπτές κερατολιθικές ενστρώσεις ή βολβούς κερατολίθων πράγμα που το καθιστά όμοιο ττετρογραφικά με την ενότητα Ταλέα Όρη-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι. Το πάχος του καλύμματος φθάνει τα 400 μέτρα, ενώ η ηλικία του σχηματισμού κυμαίνεται μεταξύ Τριαδικού και Κάτω Ιουρασικού.

- Η ενότητα Ταλέα Όρη-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι.

Οι σχηματισμοί που εμφανίζονται στην ενότητα συνήθως, είναι ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι. Σε ορισμένες περιπτώσεις οι σχηματισμοί έχουν υποστεί μεταμόρφωση και έχουν μετατραπεί σε μάρμαρα. Εμφανίζονται καλοστρωμένοι σε πάγκους, που το πάχος τους κυμαίνεται από μερικά εκατοστά έως και ένα μέτρο. Στα κατώτερα μέλη τους εμφανίζονται παχυστρωματώδεις, ενώ προς τα ανώτερα εξελίσσονται σε μεσοστρωματώδεις και στη συνέχεια σε λεπτοστρωματώδεις. Το χρώμα τους μπορεί να είναι από τεφρό έως και τεφρόμαυρο. Επίσης σημαντικό γεγονός αποτελεί η εμφάνιση πυριτικού υλικού είτε με την μορφή ενστρώσεων, είτε με την μορφή φακών. Η εμφάνιση του πυριτικού υλικού στα μεσαία μέλη του σχηματισμού είναι μεγάλη, σε αντιδιαστολή με τα υπόλοιπα μέλη όπου οι παρεμβολές αυτές περιορίζονται αισθητά. Η καρστικοποίηση του σχηματισμού είναι περιορισμένη και ανομοιόμορφη. Στο φαινόμενο αυτό συμβάλλουν οι πυριτικές παρεμβολές. Το πάχος της ενότητας φθάνει τα 1200 μέτρα και η ηλικία της προσδιορίζεται στο Μέσο Ιουρασικό-Ηώκαινο.

### ***2.3 Γεωλογικές και Υδρογεωλογικές Συνθήκες της Μελετούμενης Περιοχής (Υδρολογική Λεκάνη Κερίτη)***

#### **2.3.1 Γεωγραφική θέση**

Πρόκειται για μια από τις σημαντικότερες υδρολογικές λεκάνες του Νομού Χανίων. Βρίσκεται στο βόρειο κεντρικό τμήμα της επαρχίας Κυδωνιάς του Νομού Χανίων, με διεύθυνση τον άξονα Βορράς-Νότος και σε μέση απόσταση από την πόλη των Χανίων, 15 Km περίπου.

Εντός της περιοχής της λεκάνης περιλαμβάνονται τα χωριά Φουρνές, Σκινές, Σκορδαλού, Καράνου, Αλικιανού, Βατόλακκος, Κουφός, Αγιά, Πατελάρι, Πλατανιάς και Γεράνι, ενώ στις παρυφές της, οι Λάκκοι, Ψαθογιάννος, Μανωλιόπουλο, Βαρύπετρο, Περιβόλια και Μεσκλά κ.ά.

#### **2.3.2 Γεωλογία της περιοχής**

Γεωλογικά η λεκάνη Κερίτη χαρακτηρίζεται από τρεις κύριους γεωλογικούς σχηματισμούς (Ριγλής 1996):

α) Ανθρακικά πετρώματα. Καταλαμβάνουν το ΝΑ τμήμα της, και επεκτείνονται πολύ νοτιότερα, και εκτός της εν λόγω υδρολογικής λεκάνης, έως τον κύριο ασβεστολιθικό όγκο των λευκών Ορέων.

β) Φυλλίτες-Χαλαζίτες. Συναντώνται στο ΝΑ-κεντρικό τμήμα της λεκάνης, επίσης εμφανίζονται σε μικρότερη έκταση και στο Βόρειο τμήμα της.

γ) Νεογενείς σχηματισμοί. Στη λεκάνη Κερίτη αναπτύσσονται τα κροκαλολατυποπαγή, νότια της Αγιάς, στην ευρύτερη περιοχή Χοιροσπηλίου. Είναι ανθρακικής προέλευσης με ανθρακικό συνδετικό υλικό, με γνώρισμα την ψηλή υδροπερατότητά τους. Επίσης, πρέπει να επισημανθεί, ότι η ύπαρξη νεογενών πετρωμάτων (μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, μάργες, γύψοι κ.ά.) στην περιοχή Βλυχάδες, είναι πιθανή. Θα πρέπει να τονιστεί ότι οι δυο ανωτέρω σχηματισμοί βρίσκονται σε τεκτονική επαφή, και οριοθετούν δύο ημιανεξάρτητα υδρογεωλογικά συστήματα.

δ) Τεταρτογενείς σχηματισμοί. Είναι οι νεότερες αποθέσεις, οι οποίες αποτελούνται από αδρομερή εν γένει υλικά, καθώς και αργίλους, άμμους κλπ, και καταλαμβάνουν ένα σημαντικό τμήμα της λεκάνης στην περιοχή Αγιάς, Αλικιανού, Βατόλακκου, Σκινέ, Κουφού, με σημαντικό πάχος και αξιόλογη υδροφορία. Οι σχηματισμοί αυτοί όσον αφορά το πάχος τους αλλά και την υδροφορία που παρουσιάζουν, δεν έχουν διερευνηθεί πλήρως.

### **2.3.3 Υδρολογικές-Υδρογεωλογικές συνθήκες**

Στην υδρολογική λεκάνη Κερίτη, οι ανωτέρω περιγραφέντες περιληπτικά γεωλογικοί σχηματισμοί, έχουν διαφορετική υδρολογική συμπεριφορά, που μαζί με την τεκτονική τους, δηλαδή τον τρόπο τοποθέτησης τους στον χώρο, καθορίζουν το υδρογεωλογικό καθεστώς στην περιοχή. Σημαντική είναι η παρουσία δύο βασικών υδρογεωλογικών συστημάτων και ενός δευτερεύοντος (ως προς τον τρόπο λειτουργίας τους και όχι ως προς την δυναμικότητα τους). Τα συστήματα αυτά είναι:

1) Το υπόγειο υδρογεωλογικό σύστημα των περάτων ανθρακικών σχηματισμών, που βρίσκονται στην ανατολική πλευρά της λεκάνης Μυλωνιανά - Φουρνές - Μεσκλά, με κύρια τροφοδοσία από τους νοτιότερα ευρισκόμενους ασβεστολιθικούς σχηματισμούς, που επιτείνονται έως τον κύριο ορεινό ανθρακικό όγκο των Λευκών Ορέων. Στο βόρειο τμήμα του ο ανθρακικός αυτός σχηματισμός διακόπτεται τεκτονικά (Μυλωνιανά, Αγιά) με ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ, που έχει σαν αποτέλεσμα την πλευρική επαφή με τον αδιαπέρατο φυλλιτικό σχηματισμό (που βρίσκεται βορειότερα),

και τη δημιουργία των πηγών υπερπλήρωσης της Αγιάς σε υψόμετρο 40m περίπου (Πλάτανος -Κολύμπα -Καλαμιώνας). Τα υδρολογικά στοιχεία των πηγών αυτών βρίσκονται στον πίνακα (1).

Εκτός του συνολικού όγκου νερού των ετησίων απορροών των πηγών Αγιάς (πίνακας 1), πρέπει να τονιστεί η ύπαρξη ενός μόνιμου αποθέματος στην λεκάνη τροφοδοσίας των πηγών, του οποίου δεν είναι γνωστό ούτε το μέγεθος, ούτε η ποσότητα ύδατος, ούτε τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του. Εκτιμάται όμως η ύπαρξη μεγαλύτερων ποσοτήτων ύδατος από αυτές που απορρέουν ετησίως από τις πηγές. Αναφέρεται, ότι στη λεκάνη τροφοδοσίας των πηγών λειτουργούν τρεις γεωτρήσεις, του ΟΑΔΥΚ, στα Μυλωνιανά με 2.700 m<sup>3</sup>/h, και δύο στον Φούρνε με 260 m<sup>3</sup>/h (μερική αναρίθμηση των πηγών). Ποιοτικά το νερό των πηγών της Αγιάς είναι καλής ποιότητας, κατάλληλο για υδρευτική και αρδευτική χρήση, ενώ το νερό των πηγών του Καλαμιώνα παρουσιάζει αυξημένη αγωγιμότητα, λόγω της παρουσίας των Γύψων (μεγάλη συγκέντρωση σε θειικά). Επίσης, πιθανή είναι και η παρουσία υδρόθειου.

2) Ένα επιφανειακό υδρογεωλογικό σύστημα των φυλλιτών-χαλαζιτών στο νότιο τμήμα της λεκάνης, οι οποίοι σαν αδιαπέρατος σχηματισμός συγκεντρώνουν επιφανειακά τις βροχοπτώσεις που πέφτουν πάνω στους χείμαρρους Μαύρο ποταμό, Βαλσαμιώτη, Φαζιάς, Αλικιανιώτης, και οι οποίοι συγκλίνουν στον Κερίτη, στο ύψος του Σκινέ-Αλικιανού. Στοιχεία για τις απορροές αυτών των παραποτάμων δεν υπάρχουν.

Στο ΝΑ τμήμα των φυλλιτών στο χωριό Μεσκλά και στην τεκτονική επαφή τους με τους ασβεστόλιθους, που επεκτείνονται νοτιότερα, σε υψόμετρο 210m, εμφανίζονται οι πηγές των Μεσκλών (Παναγιά-Κεφαλοβρύσια) με τροφοδοσία από τους ασβεστόλιθους και απορροή επιφανειακά επί των φυλλιτών του Κερίτη. Ποιοτικά το νερό των Μεσκλών είναι καλό (πίνακας 2).

Πίνακας 1. Στοιχεία πηγών Αγιάς (Ρίγλης, 1996, σελ.129)

ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΠΑΡΟΧΗ	ΜΕΣΗ ΠΑΡΟΧΗ ΕΞΑΜΗΝΟΥ ΜΑΙΟΣ-ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	ΜΕΣΗ ΠΑΡΟΧΗ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ
-----------------------	--	--------------------------

1970-1984	1970-1984	1970-1984
7.855 m <sup>3</sup> /h	7.772 m <sup>3</sup> /h	6.750 m <sup>3</sup> /h
ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΕΤΗΣΙΟΣ ΟΓΚΟΣ	ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΘΕΡΙΝΟΣ ΟΓΚΟΣ	ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΟΓΚΟΣ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ
69.000.000 m <sup>3</sup>	33.500.00 m <sup>3</sup>	4.860.000 m <sup>3</sup>

Πίνακας 2. Στοιχεία πηγών Μεσκλών (Ρίγλης, 1996, σελ.130)

ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΠΑΡΟΧΗ	ΜΕΣΗ ΠΑΡΟΧΗ ΕΞΑΜΗΝΟΥ ΜΑΙΟΣ-ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	ΜΕΣΗ ΠΑΡΟΧΗ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ
1970-1993	1970-1993	1970-1993
3.452 m <sup>3</sup> /h	1.875 m <sup>3</sup> /h	1.166 m <sup>3</sup> /h
ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΕΤΗΣΙΟΣ ΟΓΚΟΣ	ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΘΕΡΙΝΟΣ ΟΓΚΟΣ	ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΟΓΚΟΣ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ
3.000.000 m <sup>3</sup>	8.100.000 m <sup>3</sup>	840.000 m <sup>3</sup>

3) Στο δευτερεύον υδρογεωλογικό σύστημα των τεταρτογενών αποθέσεων, που υπέρκειται των φυλλιτών στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης Κερίτη και στα χωριά Σκινές, Αλικιανός, Φουρνές, Βατόλακκος, Κουφός η τροφοδοσία του γίνεται από τον Κερίτη, από την απ' ευθείας επιφανειακή απορροή των φυλλιτών, που βρίσκονται νοτιότερα, και από υπόγειες πλευρικές μεταγίσεις των ανάντη ευρισκομένων ανθρακικών σχηματισμών.

Πρέπει να τονιστεί η ιδιαιτερότητα αυτής της λεκάνης των τεταρτογενών ως προς

την ποιότητα του νερού, η οποία παρουσιάζεται διαφορετική στην περιοχή Σκινέ-Αλικιανού στο νότιο τμήμα της, από εκείνο του Κουφού, ΒΔ τμήμα, γεγονός που οδηγεί στην σκέψη της ύπαρξης δυο υπολεκανών στη περιοχή. Επίσης, γίνεται εκμετάλλευση της υδρογεωλογικής λεκάνης των τεταρτογενών με αξιόλογες γεωτρήσεις (πίνακας 3) μεγάλων παροχών με μικρές πτώσεις στάθμης, γεγονός που δεικνύει και την δυναμικότητα του υδροφορέα η οποία υπολογίζεται, σύμφωνα με τη μελέτη για την αξιοποίηση του υδατικού δυναμικού Δυτικής Κρήτης (ΟΑΔΥΚ), ότι η υδατοχωρικότητα της λεκάνης είναι της τάξεως των 22.000.000 m<sup>3</sup> (έργο 372702).

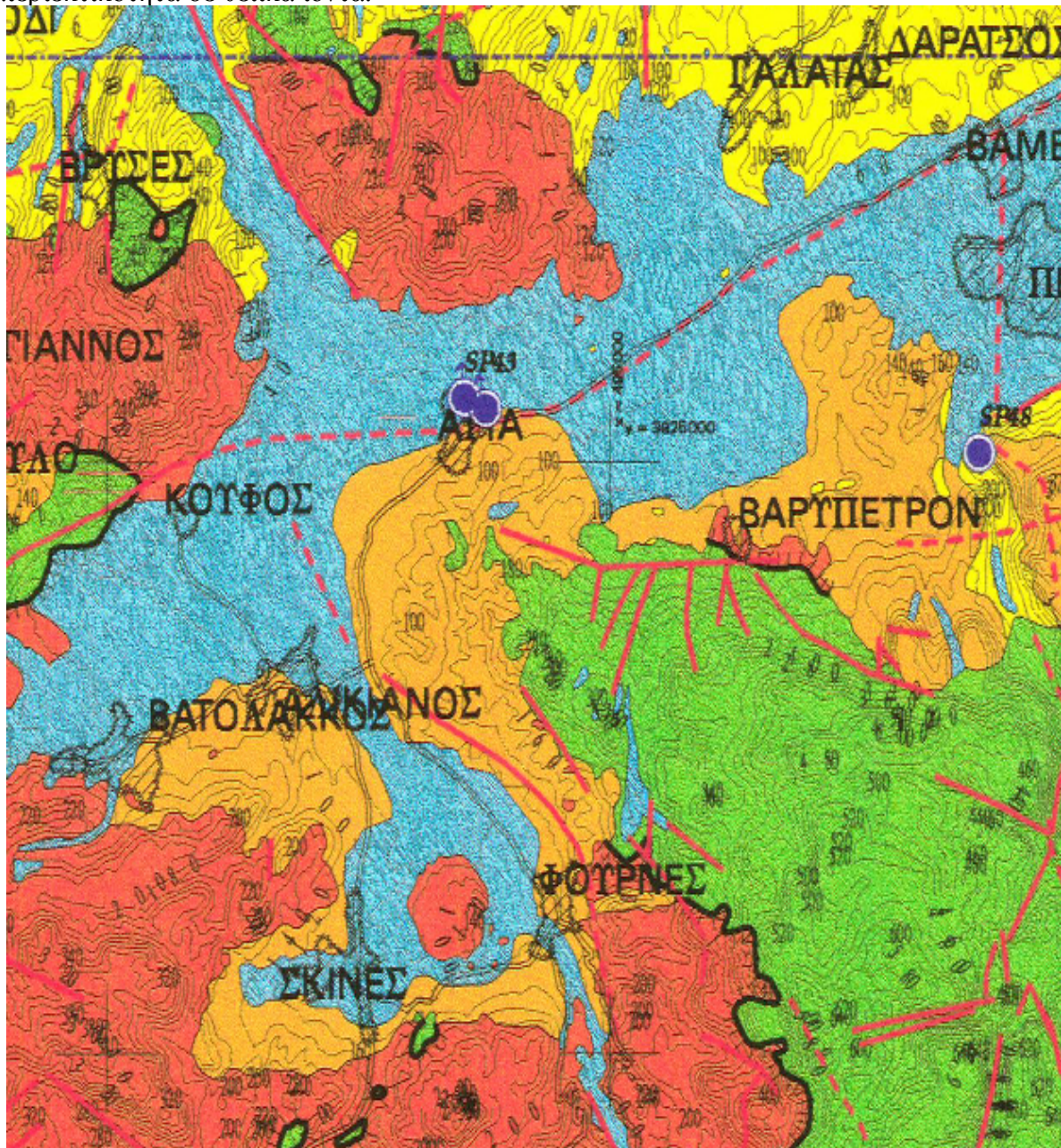
ΠΙΝΑΚΑΣ 3 (Ριγλής, 1996, σελ. 129)

ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ-ΥΔΡΟΛΗΨΙΕΣ	ΣΥΝΟΛΟ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ	ΠΑΡΟΧΗ
ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΗ	19	2.350 m <sup>3</sup> /h
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΣ	7	1000 m <sup>3</sup> /h
ΥΔΡΟΛΗΨΙΑ ΤΟΕΒ ΜΕΣΚΛΩΝ	2 ΠΗΓΕΣ	350 m <sup>3</sup> /h
ΥΔΡΟΛΗΨΙΑ ΤΟΕΒ ΦΟΥΡΝΕ	1 ΠΗΓΗ	350 m <sup>3</sup> /h
ΣΥΝΟΛΟ	29	4.050 m <sup>3</sup> /h

Τονίζεται ότι είναι δυνατή η αύξηση της ποσότητας νερού που εκμεταλλεύεται από την λεκάνη των τεταρτογενών.

Παρακάτω παρουσιάζεται ο υδρολιθολογικός χάρτης (σχήμα 5) της μελετούμενης περιοχής. Κοντά στην περιοχή της Αγιάς, η οποία και μας ενδιαφέρει, παρατηρούνται μειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής διαπερατότητας, κροκαλοπαγή και μαργαικοί ασβεστόλιθοι. Αναπτύσσονται επιμέρους υπόγειες υδροφορίες μέσου έως μικρού δυναμικού. Νοτιοδυτικά και νοτιοανατολικά της περιοχής της Αγιάς έχουμε μικρά δείγματα πρακτικά αδιαπέρατων ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμών μικρής ή μεγάλης διαπερατότητας. Έχουμε εναλλαγές χαλαζιτών και μαρμάρων. Νοτιοανατολικά της περιοχής επίσης, παρατηρούνται σχηματισμοί υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας, ρωγμές, οπότε η κυκλοφορία του νερού εδώ γίνεται μέσω δευτερογενούς πορώδους. Επίσης έχουμε στην ίδια θέση την εμφάνιση γύψων όπου αναπτύσσεται υψηλού

δυναμικού υπόγεια υδροφορία εξαιτίας της διάλυσης τους, “ψευδοκάρστ” με υψηλή περιεκτικότητα σε θειικά ιόντα.



Σχήμα 5 Υδρολιθολογικός χάρτης, Φύλλο Αλικιανού Κλίμακα: 1:50.000



# ΥΠΟΜΝΗΜΑ

## ΚΑΡΣΤΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

### Υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας (K1)

Η κυκλοφορία του νερού γίνεται εδώ μέσω του δευτερογενούς πορώδους (ρωγμές, καρστικά κενά). Ασβεστόλιθοι, δολομίτες, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, μάρμαρα υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας. Κατατάσσονται εδώ οι έντονα καρστικοποιημένοι ανθρακικοί σχηματισμοί της ζώνης της Τρίπολης, οι ανθρακικοί Τρυταλλοί και οι κρυσταλλικοί Τριανθικοί ασβεστόλιθοι και δολομίτες της Ιονίου ζώνης. Αναπτύσσονται εδώ υψηλού δυναμικού υπόγειες υδροφορίες που εκφορτίζονται μέσω μεγάλων καρστικών πηγών.

### Μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας (K2)

Ασβεστόλιθοι μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας. Κατατάσσονται εδώ οι ασβεστόλιθοι της ζώνης της Πύλου, οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι Ιουραϊκής - Ηνωτικής ηλικίας της Ιονίου ζώνης και οι μικρότερες ανθρακικές εμφάνισεις των εσωτερικών καλυμμάτων. Η κυκλοφορία του νερού στους σχηματισμούς αυτούς ελέγχεται από τις παρεμβολές των κρυσταλλικών, κρυσταλλικών, αργιλικών σχιστολίθων. Αναπτύσσονται εδώ μέσου έως μικρού δυναμικού υπόγειες υδροφορίες. Κατά θέσεις οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούν το υδρογεωλογικό υπόβαθρο των υψηλής υδροπερατότητας ανθρακικών σχηματισμών, όταν έχουν μικρή υδροπερατότητα και η τεκτονική θέση τους το επιτρέπει.

Μειοκαινικά ασβεστολιθικά λατυπακοκρακαλοπαγή Τσολιών, μέτριας έως υψηλής υδροπερατότητας (K3) Παρουσιάζουν τόσο πρωτογενές όσο και δευτερογενές πορώδες. Αναπτύσσονται εδώ αξιόλογες υδροφορίες που εκφορτίζονται μέσω αξιόλογων πηγών.

## ΠΟΡΩΔΕΙΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

### Κοκκώδεις προσχωματικές κυρίως αποθέσεις κριαινόμενης υδροπερατότητας (Π1)

Η κυκλοφορία του νερού στις αποθέσεις αυτές γίνεται μέσω του πρωτογενούς πορώδους (πορώδες κόκκων). Κατατάσσονται εδώ οι αλλουβιακές αποθέσεις, οι ποτάμιες και θαλάσσιες αραβαθμίδες, τα κροκαλοπαγή ποτάμια προέλευσης, τα πλειοκαινικά κορημάτια και οι κώνοι κορημάτων. Στις περιπτώσεις που οι σχηματισμοί των πλειοκαινικών κορημάτων, των κώνων κορημάτων και των αραβαθμίδων καλύπτουν μικρή έκταση και έχουν μικρό πάχος δεν έχουν υδρογεωλογική σημασία. Αναπτύσσονται ιδιαίτερα στις σύγχρονες αποθέσεις των ποταμίων και χιμάρων αξιόλογες φρεάτιες υδροφορίες. Κοντά στη θάλασσα οι υδροφορίες αυτές έχουν υποστεί κατά θέσεις, υπαβάθμιση εξαιτίας υπαλυμύωσης.

### Μειοκαινικές και πλειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας (Π2)

Η κυκλοφορία του νερού γίνεται μέσω του πρωτογενούς πορώδους (πορώδες κόκκων). Κατατάσσονται εδώ τα κροκαλοπαγή και οι μαργαίκοι ασβεστόλιθοι των νεογενών σχηματισμών. Καταλαμβάνουν τις παραφές των κριαινών ασβεστολιθικών όγκων και μερικές φορές τροφοδοτούνται πλειοκαινά από τους ασβεστολίθους όταν η πιεζομετρία το επιτρέπει. Αναπτύσσονται εδώ επιμέρους υπόγειες υδροφορίες μέσου έως μικρού δυναμικού.

### Κοκκώδεις μη προσχωματικές αποθέσεις μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (Π3)

Κατατάσσονται εδώ οι πλειοκαινικές και μειοκαινικές μίγξεις, καθώς και ο αδιαφρακτός σχηματισμός του νεογενούς. Τοπικά στον αδιαφρακτό σχηματισμό των νεογενών αναμένεται η ανάπτυξη υδροφοριών μέσω σε παρεμβολές κροκαλοπαγών ή μαργαίκοι ασβεστολίθων. Κατά θέσεις στις νεογενείς αποθέσεις αναπτύσσονται στρώματα γύψου που παρουσιάζουν αξιόλογη υδροφορία έντονα υποβαθμισμένη εξαιτίας των θειικών ιόντων.

## ΑΔΙΑΠΕΡΑΤΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

### Πρακτικά αδιαπερατοί σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (A1)

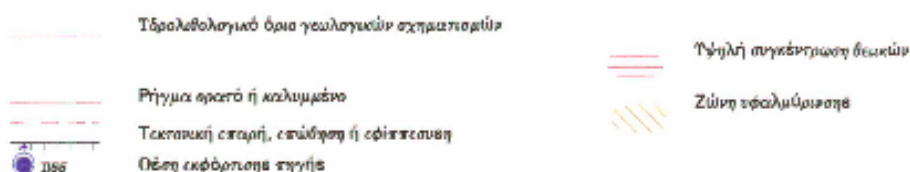
Περιλαμβάνονται εδώ οι σχηματισμοί του φλύσχη των διαφόρων ζωνών. Κατά θέσεις εντός των στρωμάτων του φλύσχη αναπτύσσονται τοπικά χαρακτηριστικά υδροφορίες μικρού έως μέσου δυναμικού.

### Πρακτικά αδιαπερατοί ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής διαπερατότητας (A2)

Κατατάσσονται εδώ οι μεταμορφωμένα και πυριγενή πετρώματα των διαφόρων ζωνών και καλυμμάτων. Κατά θέσεις στους σχηματισμούς αυτούς, τόσο εξαιτίας του έντονου κρυστατισμού τους όσο και εξαιτίας της πετρολογικής σύνθεσης τους (π.χ. εναλλαγές χαλοζιτών, μαργαρίων) αναπτύσσονται επιμέρους, τοπικά χαρακτηριστικά, υδροφορίες.

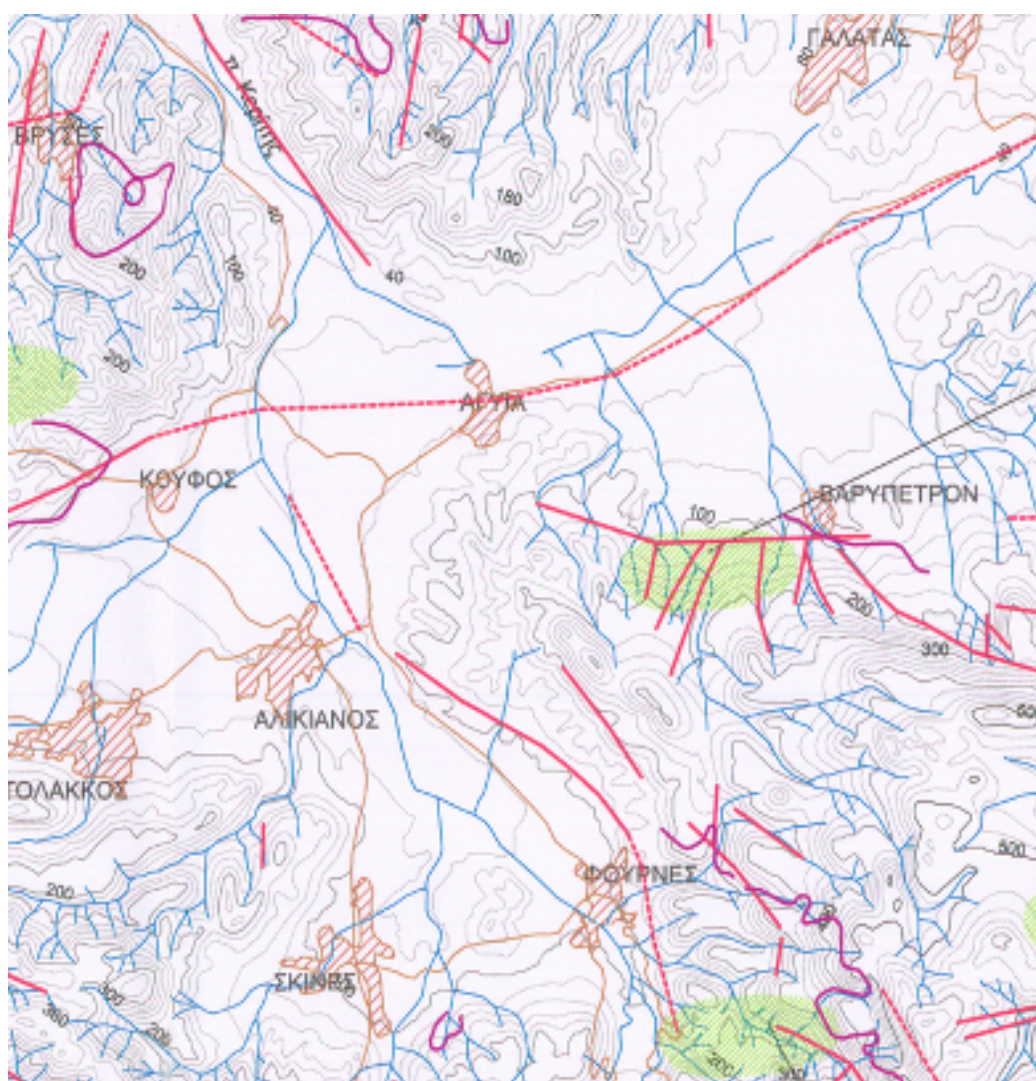
## ΓΥΨΟΙ

Στο σχηματισμό των γύψων αναπτύσσεται υψηλού δυναμικού υπόγεια υδροφορία εξαιτίας της διάλυσης τους "ψευδοκαρστ" με υψηλή περιεκτικότητα σε θειικά ιόντα.



Παρατηρήσεις: Η ψηφιοποίηση των γεωλογικών ορίων προέρχεται από τα εκτυπωμένα και από έκδοση Φύλλου Γεωλογικών Χαρτών του ΙΓΜΕ κλίμακας 1:50000 και γεωλογικές παρατηρήσεις που έγιναν στα πλαίσια της παρούσας μελέτης.

Περισσότερες πληροφορίες για την περιοχή που ερευνούμε, μπορούμε να αποκομίσουμε από τον ακόλουθο τεκτονικό χάρτη (σχήμα 6). Εστιάζοντας στην περιοχή της Αγιάς, παρατηρούμε με κατεύθυνση βορειοανατολικά προς νοτιοδυτικά ένα μεγάλο ρήγμα, (απεικονίζεται στο χάρτη με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή), παράλληλα στην Εθνική οδό να περνά μέσα από την περιοχή της Αγιάς. Η ύπαρξη αυτού του ρήγματος δρα ως το μέσο της υπόγειας κυκλοφορίας του νερού με την προαναφερθείσα κατεύθυνση. Μελετώντας και τις γύρω περιοχές της Αγιάς, Βαρύπετρο, Φουρνές, Αλικιανός, παρατηρούμε την ύπαρξη μικρών ρηγμάτων τα οποία όμως δεν συνδέονται με το μεγάλο ρήγμα που περνά μέσα από την περιοχή της Αγιάς. Επίσης στον τεκτονικό χάρτη παρουσιάζονται οι ισοϋψείς όπου μπορούμε να υπολογίσουμε το υψόμετρο των σημείων που επιθυμούμε.



Σχήμα 6. Τεκτονικός χάρτης, Φύλλο Αλικιανού Κλίμακα:1:50.000

#### 2.3.4 Γενικές παρατηρήσεις- συμπεράσματα

Μετά την επιγραμματική περιγραφή των υδρογεωλογικών συνθηκών στην περιοχή της λεκάνης του Κερίτη της επαρχίας Κυδωνίας και τις ήδη υπάρχουσες γεωλογικές-υδρογεωλογικές μελέτες προκύπτουν οι παρακάτω γενικές παρατηρήσεις - συμπεράσματα:

- Το όλο υδρογεωλογικό σύστημα είναι σύνθετο, και απαιτεί προσεκτικές επεμβάσεις σταδιακού χαρακτήρα, με άμεση και συνεχή παρακολούθηση κάθε σταδίου.
- Από τις πηγές Αγιάς αξιοποιείται ουσιαστικά μόνο ο θερινός όγκος νερού, ο οποίος μπορεί να αυξηθεί, με περαιτέρω αναρίθμηση τους, επηρεάζοντας ακόμη περισσότερο τις πηγές, εφόσον βέβαια υπάρξει συναίνεση από τους ενδιαφερόμενους φορείς. Με τις σημερινές συνθήκες από το ευρύτερο σύστημα Κερίτη-Αγιάς-Μεσκλών εκμεταλλεύονται ετησίως 36.000.000 m<sup>3</sup> νερού, τα οποία χρησιμοποιούν οι διάφοροι ΤΟΕΒ, ο Δήμος Χανίων και ο ΟΑΔΥΚ. Οι συνολικές ετησίως ποσότητες που απορρέουν από το παραπάνω σύστημα ανέρχονται, σύμφωνα με παλαιότερες μελέτες, μετρήσεις και εκτιμήσεις στα 120.000.000 m<sup>3</sup>, χωρίς να λαμβάνονται υπ'όψιν τα μόνιμα αποθέματα των ανθρακικών σχηματισμών της ευρύτερης περιοχής, τα οποία δεν είναι γνωστά.
- Οι πηγές Μεσκλών, σε συνδυασμό με τις επιφανειακές απορροές της ευρύτερης υδρογεωλογικής λεκάνης του Κερίτη συμβάλλουν στην τροφοδοσία του εκτεταμένου υδροφορέα των τεταρτογενών. Στις πηγές αυτές δεν είναι δυνατή η αναρίθμηση. Τα 2/3 του συνολικού όγκου νερού απορρέουν τον χειμώνα με σημαντικές διακυμάνσεις μέσα στην ίδια περίοδο (πλημμυρικές περιοχές).
- Οι τεταρτογενείς αποθέσεις αποτελούν πλούσιο υδροφόρο ορίζοντα για την περιοχή, και υπάρχουν δυνατότητες περαιτέρω αξιοποίησή τους.
- Η δέσμευση επιφανειακών νερών γενικά μειώνει την τροφοδοσία των

υπόγειων υδροφορέων.



### 3. Γεωφυσική Έρευνα

#### 3.1 Εισαγωγή

Στη παρούσα έρευνα χρησιμοποιήθηκε, η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης η οποία είναι μια από τις πιο σημαντικές μεθόδους της γεωφυσικής διασκόπησης. Ο όρος Γεωφυσική Διασκόπηση αναφέρεται στη μελέτη της δομής των απρόσιτων στην άμεση παρατήρηση στρωμάτων του γήινου φλοιού, με βάση τις μετρήσεις γεωφυσικών μεγεθών και με εφαρμογή των νόμων της Φυσικής, και έχει σαν στόχο της τον εντοπισμό περιοχών με οικονομική σημασία. Οι βασικότερες κατηγορίες των μεθόδων της γεωφυσικής διασκόπησης είναι:

- 1) Βαρυτικές Μέθοδοι. Άμεσος σκοπός αυτών των μεθόδων είναι ο καθαρισμός των οριζόντιων μεταβολών της πυκνότητας των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης με μέτρηση των μεταβολών της έντασης του πεδίου βαρύτητας και των χωρικών παραγώγων αυτής.
- 2) Μαγνητικές Μέθοδοι. Βασίζονται στον εντοπισμό μεταβολών της μαγνήτισης των πετρωμάτων μέσα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης, με μετρήσεις στην επιφάνεια της Γης μαγνητικών ανωμαλιών μικρής κλίμακας (τοπικών μεταβολών της έντασης του γεωμαγνητικού πεδίου).
- 3) Ηλεκτρικές Μέθοδοι. Με αυτές τις μεθόδους επιδιώκεται ο καθορισμός των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης με μετρήσεις ηλεκτρικών ποσοτήτων (ηλεκτρική τάση) στην επιφάνεια της Γης.
- 4) Ηλεκτρομαγνητικές Μέθοδοι. Βασίζονται στον καθορισμό της γεωηλεκτρικής δομής (κατανομή της ειδικής αγωγιμότητας) στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης με βάση τις ιδιότητες του δευτερογενούς ηλεκτρομαγνητικού πεδίου, που παράγεται μέσα στα στρώματα αυτά, σε σχέση με τις ιδιότητες του αρχικού (πρωτογενούς) πεδίου που μας είναι γνωστές.
- 5) Σεισμικές Μέθοδοι. Με τις μεθόδους σεισμικής διασκόπησης επιδιώκεται ο καθορισμός των μεταβολών των ταχυτήτων διάδοσης

των ελαστικών (σεισμικών) κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης, με μετρήσεις των χρόνων διαδρομής τους μέσα στα στρώματα αυτά και εφαρμογή γνωστών νόμων της φυσικής, στους οποίους υπακούει η διάδοση αυτή (νόμοι διάθλασης, ανάκλασης, κλπ).

Εκτός από τις παραπάνω μεθόδους εφαρμόζονται και κάποιες άλλες όπως είναι η θερμική μέθοδος και η ραδιομετρική μέθοδος. Όμως ενώ οι αρχές πάνω στις οποίες στηρίζονται είναι πολύ απλές, πολλές από τις μεθόδους αυτές εμφανίζουν σημαντικές δυσκολίες στην εφαρμογή τους, λόγω του ότι η δομή της Γης είναι πολύπλοκη.

Οι γεωφυσικές μέθοδοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε ένα μεγάλο αριθμό προβλημάτων όπως για τον εντοπισμό δόμων, που ευνοούν τον σχηματισμό κοιτασμάτων πετρελαίου, φυσικού αερίου και μεταλλευμάτων. Επιπλέον μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον καθαρισμό των μηχανικών ιδιοτήτων του εδάφους, για τον εντοπισμό υδροφόρων οριζόντων, γεωθερμικών πεδίων κ.α.

Η εργασία αυτή επικεντρώνεται κυρίως στις ηλεκτρικές μεθόδους γι' αυτό και θα αναλυθούν εκτενέστερα.

### **3.2 Ηλεκτρικές Μέθοδοι**

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως οι ηλεκτρικές μέθοδοι έχουν σαν στόχο τον προσδιορισμό των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης. Η μετρούμενη ποσότητα είναι η ηλεκτρική τάση, από την οποία επιδιώκεται ο καθορισμός της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της κατανομής των τιμών της μέσα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης.

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι της γεωφυσικής διασκόπησης χωρίζονται σε δύο κατηγορίες: Η πρώτη κατηγορία βασίζεται σε μετρήσεις ηλεκτρικών μεγεθών φυσικών ηλεκτρικών ρευμάτων ή πεδίων, και περιλαμβάνει:

- Μέθοδο του φυσικού δυναμικού
- Μέθοδο των τελλουρικών ρευμάτων

Η δεύτερη κατηγορία βασίζεται σε μετρήσεις ηλεκτρικών μεγεθών τα οποία εξαρτώνται από παραγόμενα τεχνητά ηλεκτρικά ρεύματα ή πεδία, και περιλαμβάνει:

- Μέθοδο της ειδικής αντίστασης
- Μέθοδο της επαγόμενης πολικότητας
- Μέθοδο των ισοδυναμικών γραμμών

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται κυρίως στην αναζήτηση μεταλλευμάτων και γεωθερμικών πεδίων, στην Υδρογεωλογία, και στην Τεχνική Γεωλογία.

### **3.3 Μέθοδος Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης**

Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι η πιο διαδεδομένη από τις ηλεκτρικές μεθόδους τόσο από την λειτουργική πλευρά όσο και από την θεωρητική πλευρά.

Έχει σκοπό τον καθορισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους, ή καλύτερα την κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος που ονομάζεται γεωηλεκτρική δομή. Αυτό επιτυγχάνεται με την δημιουργία τεχνητών ηλεκτρικών πεδίων. Το ηλεκτρικό πεδίο επηρεάζεται από τη δομή του υπεδάφους, και επομένως από τις μετρήσεις του δυναμικού είναι δυνατός ο καθορισμός της δομής.

Για την καλύτερη κατανόηση αυτής της μεθόδου γίνεται παρακάτω η εξήγηση κάποιων εννοιών που είναι πολύ σημαντικές για την εφαρμογή της.

#### **3.3.1 Ειδική ηλεκτρική αντίσταση**

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση  $\rho$ , είναι η ηλεκτρική ιδιότητα των πετρωμάτων που παρουσιάζει το μεγαλύτερο ενδιαφέρον για την ηλεκτρική διασκόπηση. Ο υπολογισμός της στηρίζεται στο νόμο του ohm (σχήμα 7): Αν μια ορθογώνια ράβδος με διατομή  $A$  και μήκος  $L$  διαρρέεται από ρεύμα έντασης  $I$ , η τάση  $V$  ανάμεσα στις άκρες της ράβδου θα είναι:

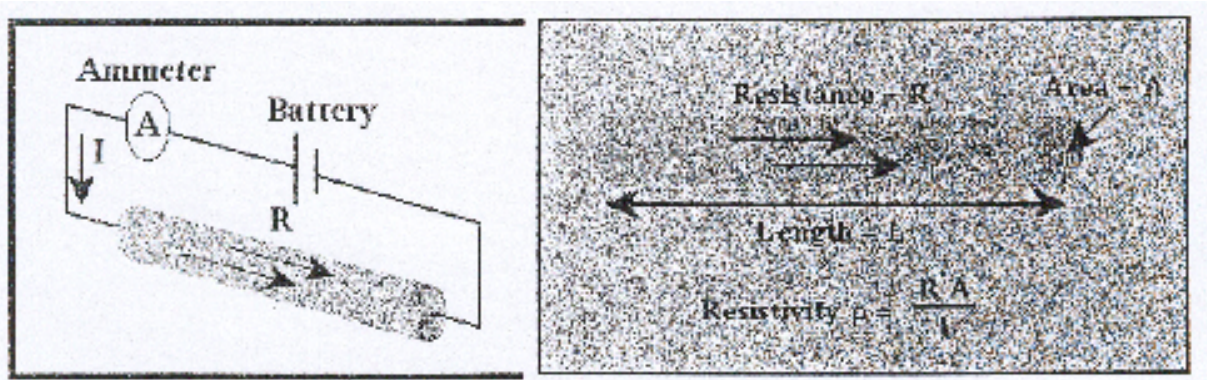
$$V = IR \quad (3.1)$$

όπου  $R$  η ηλεκτρική αντίσταση ( $\Omega$ )

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση  $\rho$  υπολογίζεται από την σχέση:

$$\rho = \frac{RA}{L} \quad (3.2)$$





Σχήμα 7. Υπολογισμός της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης

Η μονάδα μέτρησης της ειδικής αντίστασης στο διεθνές σύστημα μονάδων, SI, είναι το  $1 \Omega\text{m}$ , ή μερικές φορές χρησιμοποιείται και η μονάδα  $1 \Omega\text{cm}$  όπου  $1 \Omega\text{m} = 100 \Omega\text{cm}$ . Το αντίστροφο,  $\sigma = 1/\rho$ , της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ονομάζεται ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα του πετρώματος, με μονάδα μέτρησης στο διεθνές σύστημα το siemens/m.

### 3.3.2 Ειδική αντίσταση των πετρωμάτων και ορυκτών

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των πετρωμάτων και ορυκτών είναι μια από τις περισσότερο μεταβαλλόμενες φυσικές, ιδιότητες των πετρωμάτων και ορυκτών. Οι τιμές της κυμαίνονται από  $10^{-6} \Omega\text{m}$  σε ορισμένα ορυκτά όπως είναι ο γραφίτης, μέχρι  $10^{15} \Omega\text{cm}$  σε ορισμένα ξηρά χαλαζιακά πετρώματα. Τυπικές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης εμφανίζονται στους πίνακες (4 & 5). Τα πετρώματα και τα ορυκτά που έχουν ειδικές αντιστάσεις μεταξύ  $10^{-6}$  και  $10^{-1} \Omega\text{m}$  χαρακτηρίζονται ως καλοί αγωγοί, ενώ κακοί αγωγοί θεωρούνται αυτά που έχουν ειδικές αντιστάσεις μεταξύ  $10^8$  και  $10^{15} \Omega\text{m}$ .

Πίνακας 4. Πεδίο τιμών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων ορυκτών της Γης  
(Robinson, Coruh, σελ.477)

EARTH MATERIAL	RESISTIVITY, AVERAGE OR RANGE (ohm-m)	EARTH MATERIAL	RESISTIVITY, AVERAGE OR RANGE (ohm-m)
<i>Metals</i>	<i>Average R</i>	<i>Other Minerals</i>	<i>Range of R</i>
Copper	$1.7 \times 10^{-8}$	Calcite	$10^{12}-10^{13}$
Gold	$2.4 \times 10^{-8}$	Anhydrite	$10^9-10^{10}$
Silver	$1.6 \times 10^8$	Halite	$10-10^{11}$
Graphite	$10^{-3}$	Coal	$10-10^{12}$
Iron	$10^{-7}$	<i>Crystalline Rocks</i>	<i>Range of R</i>
Lead	$2.2 \times 10^{-7}$	Granite	$10^2-10^8$
Nickel	$7.8 \times 10^{-8}$	Diorite	$10^4-10^5$
Tin	$1.1 \times 10^{-7}$	Gabbro	$10^3-10^4$
Zinc	$5.8 \times 10^{-8}$	Andesite	$10^2-10^7$
<i>Sulfide Ore Minerals</i>	<i>Average R</i>	Basalt	$10-10^7$
Chalcoite	$10^{-4}$	Peridotite	$10^2-10^3$
Chalcopyrite	$4 \times 10^{-3}$	Schist	$10-10^3$
Pyrite	$3 \times 10^{-1}$	Gneiss	$10^1-10^6$
Pyrrhotite	$10^2$	Slate	$10^2-10^7$
Malebdenite	$10$	Marble	$10^2-10^4$
Galena	$2 \times 10^{-3}$	Quartzite	$10-10^7$
Sphalerite	$10^2$	<i>Sedimentary Rocks</i>	<i>Range of R</i>
<i>Oxide Ore Minerals</i>	<i>Range of R</i>	Shale	$10-10^3$
Bauxite	$10^2-10^4$	Sandstone	$1-10^4$
Chromite	$1-10^6$	Limestone	$50-10^7$
Caprine	$10^{-3}-300$	Dolomite	$10^2-10^4$
Hematite	$10^{-3}-10^7$	<i>Unconsolidated Sediment</i>	<i>Range of R</i>
Magnetite	$10^{-6}-10^4$	Sand	$1-10^3$
Ilmenite	$10^{-3}-10^2$	Clay	$1-10^2$
Rutile	$10-10^3$	Marl	$1-10^2$
<i>Silicate Minerals</i>	<i>Range of R</i>	<i>Groundwater</i>	<i>Range of R</i>
Quartz	$10^{10}-10^{13}$	Portable well water	$0.1-10^3$
Muscovite	$10^2-10^{14}$	Brackish water	$0.5-1$
Biotite	$10^2-10^6$	Seawater	$0.2$
Hornblende	$10^2-10^9$	Supersaline brine	$0.05-0.2$
Feldspar	$10^2-10^4$		
Olivine	$10^2-10^7$		

Αυτό το εύρος τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των διαφόρων ορυκτών και πετρωμάτων αποτελεί τη βάση για τις μεθόδους των ηλεκτρικών διασκοπήσεων. Έτσι, ο γραφίτης, ο πυρίτης και ο σιδηρίτης εντοπίζονται λόγω της μεγάλης τους ηλεκτρικής αγωγιμότητας σε σχέση με τα πετρώματα που τα περιβάλλουν.

Οι σημαντικότεροι παράγοντες που επηρεάζουν την ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι:

$\rho_{\theta}$ : ειδική ηλεκτρική αντίσταση σε θερμοκρασία  $\theta$  °C

$\rho_{18}$ : ειδική ηλεκτρική αντίσταση σε θερμοκρασία 18 °C

$\alpha$ : θερμικός συντελεστής ίσος με την τιμή 0.025/°C

Πίνακας 5. Ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις  $\rho$  (σε  $\Omega\text{m}$ ) για πετρώματα τα οποία είναι διαποτισμένα με νερό (Dorbin 1976)

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΗΛΙΚΙΑ	ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΙΖΗΜΑΤΑ	ΧΕΡΣΑΙΑ ΙΖΗΜΑΤΑ	ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	ΠΛΟΥΤΩΝΙΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ	ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΣ ΔΟΛΟΜΙΤΗΣ ΑΝΥΔΡΙΤΗΣ
Τεταρτογενές, Τριτογενές	1-10	15-50	10-200	500-2000	50-5000
Μεσοζωικό	5-20	25-100	20-500	500-2000	100-10000
Λιθανθρακοφόρο	10-40	50-300	50-1000	1000-5000	200-100000
Παλαιοζωικό	40-200	100-500	100-2000	1000-5000	10000-100000
Προκάμβιο	100-2000	300-5000	200-5000	5000-20000	10000-110000

### 3.3.3 Συμπεριφορά του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στο έδαφος

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης βασίζεται στην τεχνητή εισαγωγή ρεύματος μέσα στο έδαφος που γίνεται μέσω μιας πηγής ηλεκτρικού ρεύματος, της οποίας ο θετικός και ο αρνητικός πόλος συνδέονται με την επιφάνεια της Γης, χρησιμοποιώντας δύο ηλεκτρόδια, που καλούνται και ηλεκτρόδια ρεύματος. Για την καλύτερη κατανόηση της ροής του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στο έδαφος θεωρείται ότι αυτό είναι ομογενές. Τότε, το έδαφος θα διαρρέεται από ηλεκτρικό ρεύμα λόγω της διαφοράς δυναμικού μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων, και επειδή ο αέρας της ατμόσφαιρας είναι κακός αγωγός του ηλεκτρισμού, θεωρείται ότι όλο το ρεύμα από την πηγή μπαίνει μέσα στην Γη. (σχήμα 8).

Το ηλεκτρικό ρεύμα θα έχει διεύθυνση από τον θετικό πόλο προς τον αρνητικό, και θα ρέει ομοιόμορφα προς όλες τις διευθύνσεις, επειδή θεωρήθηκε ότι η Γη είναι ομογενής άρα έχει σταθερή ηλεκτρική αντίσταση. Σε απόσταση  $d$  από το θετικό ηλεκτρόδιο, το ρεύμα διαρρέει ημικύκλιο ακτίνας  $d$ , και εμβαδού  $2\pi d^2$ , που αποτελεί την

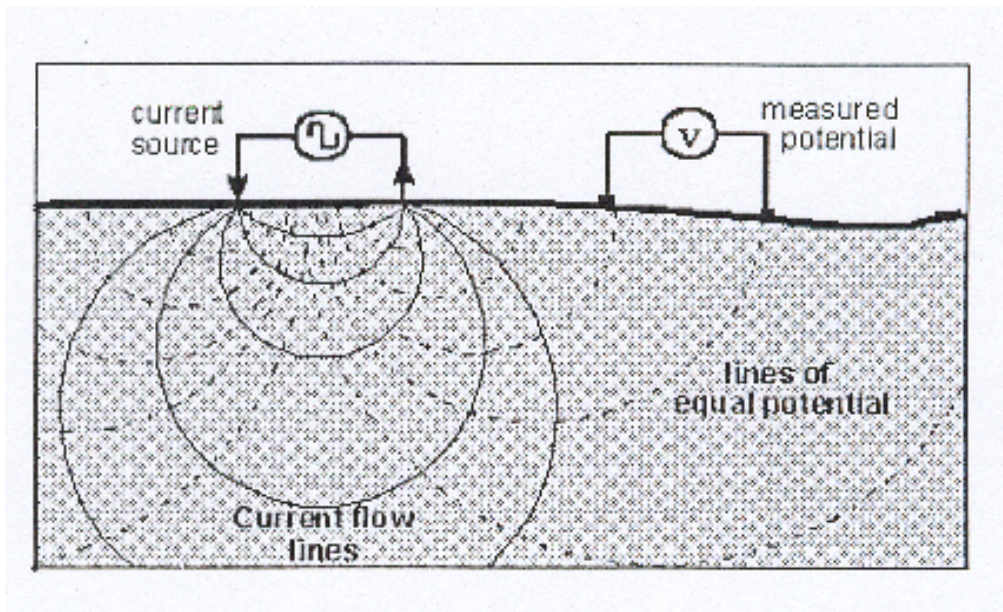
επιφάνεια του ημισφαιρίου. Η πτώση τάσης, λόγω της ροής του ρεύματος διαμέσου της αντίστασης της ημισφαιρικής περιοχής, σύμφωνα με τον νόμο του Ohm είναι

$$V = IR = V_{\theta} - V_d \quad (3.5)$$

όπου

$V_{\theta}$  η ηλεκτρική τάση στον θετικό πόλο

$V_d$  η ηλεκτρική τάση σε οποιοδήποτε σημείο του εδάφους και σε απόσταση  $d$  από τον πόλο



Σχήμα 8. Ισοδυναμικές γραμμές (στιγμένες καμπύλες) και γραμμές ρεύματος (συνεχείς καμπύλες) στην περίπτωση που εισάγονται τα ηλεκτρόδια ρεύματος μιας ηλεκτρικής πηγής σε ομογενές έδαφος.

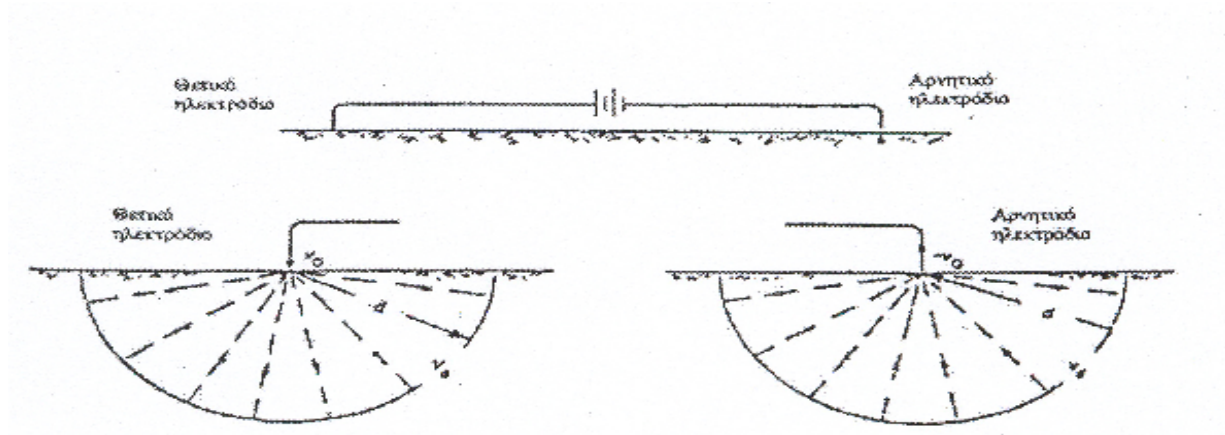
Η αντίσταση  $R$  όμως ισούται με το λόγο του γινομένου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης  $\rho$ , επί την διατομή  $2\pi d^2$ , οπότε

$$R = \frac{\rho d}{2\pi d^2} = \frac{\rho}{2\pi d} \quad (3.6)$$

και

$$V_{\theta} - V_d = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{2d} \right) \quad (3.7)$$

Η τάση αυτή, θα έχει την ίδια τιμή σε οποιοδήποτε σημείο του ημικυκλίου (σχήμα 9), και ονομάζεται ισοδυναμική γραμμή ή επιφάνεια.



Σχήμα 9. Οι γραμμές ρεύματος ξεκινούν από το θετικό ηλεκτρόδιο του ρεύματος, και καταλήγουν στο αρνητικό. Όταν τα δύο ηλεκτρόδια είναι τοποθετημένα σε σχετικά μεγάλη απόσταση και η ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους είναι παντού η ίδια, το ρεύμα ρέει ακτινικά και ομοιόμορφα από το θετικό ηλεκτρόδιο με φορά προς τα έξω. Ανάλογη είναι και η ροή του ρεύματος και στον αρνητικό πόλο, προς τον οποίο το ρεύμα συγκλίνει ακτινικά και ομοιόμορφα. Στο σχήμα φαίνεται, για κάθε ηλεκτρόδιο, από μια ισοδυναμική γραμμή σε απόσταση  $d$ , κάθετη στις γραμμές του ρεύματος. (Γκανιάτσος, 1995, σελ.15)

Είναι φανερό ότι το ίδιο ισχύει και για τον αρνητικό πόλο, οπότε, για απόσταση  $d$  από τον αρνητικό πόλο, η διαφορά δυναμικού θα υπολογίζεται από τη σχέση

$$V = IR = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{2d} \right) = V_d - V_\theta \quad (3.8)$$

επειδή ο αρνητικός πόλος εμφανίζει δυναμικό  $-V_\theta$  (είναι συνδεδεμένος με την ίδια ηλεκτρική πηγή και τον αρνητικό πόλο της).

Σε ένα τυχαίο σημείο του υπεδάφους, το δυναμικό σαν μονόμετρο μέγεθος, ισούται με το αλγεβρικό άθροισμα των δυναμικών που δημιουργούν οι δύο πόλοι,

οπότε:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{d_1} - \frac{1}{d_2} \right) \quad (3.9)$$

όπου  $d_1$  και  $d_2$  οι αποστάσεις του τυχαίου σημείου από το θετικό και αρνητικό ηλεκτρόδιο αντίστοιχα.

Αυτή η σχέση δίνει το δυναμικό για κάθε σημείο του υπεδάφους. Αν ενωθούν τα σημεία που έχουν το ίδιο δυναμικό θα προκύψουν οι ισοδυναμικές επιφάνειες (σχήμα 9). Παρατηρείται ότι οι γραμμές του ρεύματος και στους δύο πόλους τέμνουν κάθετα τις ισοδυναμικές γραμμές.

Το σχήμα (10) αντιπροσωπεύει μια τυπική διάταξη που χρησιμοποιείται στη μέθοδο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Υπάρχουν τα ηλεκτρόδια ρεύματος AB που είναι συνδεδεμένα με ένα αμπερόμετρο για τον υπολογισμό της έντασης του ρεύματος που εισάγεται στο έδαφος, ενώ τα ηλεκτρόδια MN είναι τα ηλεκτρόδια τάσης, που συνδέονται με βολτόμετρο για τη μέτρηση της τάσης. Εφαρμόζοντας τη σχέση (3.9) σ' αυτή τη διάταξη προκύπτει:

- Στο ηλεκτρόδιο M το δυναμικό είναι

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (3.10)$$

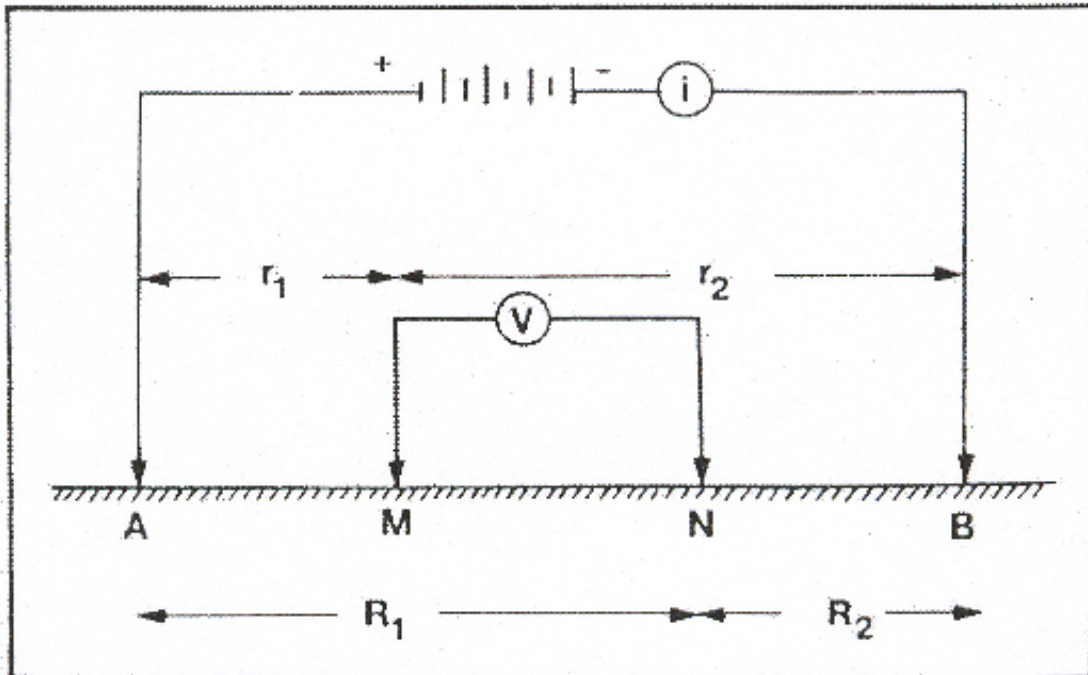
- Στο ηλεκτρόδιο N το δυναμικό είναι

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (3.11)$$

- Η διαφορά δυναμικού  $V_{MN}$  που μετράται από το βολτόμετρο είναι,

$$V_{MN} = V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

(3.12)



Σχήμα 10. Σχηματική απεικόνιση των ηλεκτροδίων ρεύματος A, B και ηλεκτροδίων δυναμικού (Παπαζάχος, 1986, σελ.247)

- Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι (υπολογίζεται από την 3.12)

$$\rho = 2\pi \frac{V_{MN}}{I} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (3.13)$$

- Θέτοντας  $AM=r_1$ ,  $BM=r_2$ ,  $AN=R_1$  και  $BN=R_2$ , βρίσκουμε ότι θα είναι:

$$\rho = 2\pi \frac{V_{MN}}{I} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)^{-1} \quad (3.14)$$

Η σχέση αυτή θα χρησιμοποιηθεί κατά την ανάπτυξη της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

### 3.3.4 Φαινόμενη ειδική αντίσταση

Η σχέση (3.14) προέκυψε θεωρώντας ότι τα επιφανειακά στρώματα της Γης είναι ομογενή, αυτό όμως δεν ισχύει και συνεπώς η ειδική ηλεκτρική αντίσταση δεν είναι σταθερή σε αυτά. Η αντίσταση που υπολογίζεται από την προηγούμενη σχέση εκφράζει το μέσο όρο των τιμών των αντιστάσεων των διαφόρων υλικών που βρίσκονται στα επιφανειακά στρώματα, και ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση ( $\rho_\alpha$ ).

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

### 3.4 Τρόποι Διάταξης των Ηλεκτροδίων

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι διάταξης των ηλεκτροδίων, το σχήμα (11) δείχνει τις τρεις πιο σημαντικές διατάξεις που είναι:

#### α) Διάταξη Wenner

Στη διάταξη Wenner τα ηλεκτρόδια διατάσσονται σε ίσες μεταξύ τους αποστάσεις, δηλαδή,  $AM = MN = NB = \alpha$ , όπως φαίνεται στο σχήμα (11α), έτσι η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση  $\rho_\alpha$  σύμφωνα με την σχέση (3.14) θα υπολογίζεται από την σχέση:

$$\rho_\alpha = 2\pi \frac{V_{MN}}{I} \left( \frac{1}{\alpha} - \frac{1}{2\alpha} - \frac{1}{2\alpha} + \frac{1}{\alpha} \right)^{-1} = 2\pi\alpha \frac{V_{MN}}{I} \quad (3.15)$$

Η ποσότητα

$$2\pi \left( \frac{1}{\alpha} - \frac{1}{2\alpha} - \frac{1}{2\alpha} + \frac{1}{\alpha} \right)^{-1} = 2\pi\alpha \quad (3.16)$$

ονομάζεται γεωμετρικός συντελεστής και συμβολίζεται με  $K$ . Η τιμή του μπορεί να



υπολογιστεί αν οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων είναι γνωστές.

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

Στην περίπτωση της ηλεκτρικής χαρτογράφησης, δηλαδή οριζόντια ηλεκτρική διασκόπηση με μετρήσεις σε μια γραμμή, το  $a$  παραμένει σταθερό και τα τέσσερα ηλεκτρόδια μεταφέρονται κατά μήκος γραμμής μελέτης. Η τιμή της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης χαρτογραφείται στο κέντρο κάθε διάταξης.

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

β) Διάταξη Schlumberger.

Στη διάταξη Schlumberger, τα ηλεκτρόδια ρεύματος A και B βρίσκονται σε απόσταση L και σε συμμετρικές θέσεις ως προς το κέντρο της διάταξης. Τα ηλεκτρόδια του δυναμικού M και N είναι ανάμεσα στα A και B και σε απόσταση b από το κέντρο της διάταξης. Έτσι είναι  $AB = 2L$  και  $MN = 2b = I$  (σχήμα 11b), η απόσταση 2b μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού είναι πολύ μικρότερη από την απόσταση 2L μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος. Έτσι ο γεωμετρικός συντελεστής K θα υπολογίζεται από την σχέση:

$$K = 2\pi \left( \frac{1}{L-b} - \frac{1}{L+b} - \frac{1}{L+b} - \frac{1}{L-b} \right)^{-1} = (L^2 - b^2) \frac{\pi}{2b} \quad (3.17)$$

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

$$\rho_a = \frac{\pi L^2}{2b} \frac{\Delta V}{i} \quad (3.18)$$

Κατά την εφαρμογή της διάταξης Schlumberger για ηλεκτρική βυθοσκόπηση, τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν σταθερά. Αντίθετα η απόσταση για τα ηλεκτρόδια

ρεύματος αυξάνεται σταδιακά και συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης.

Στην ηλεκτρική χαρτογράφηση τα τέσσερα ηλεκτρόδια μετακινούνται κατά μήκος ορισμένης τομής, ενώ η απόσταση τους παραμένει σταθερή όπως και στη διάταξη Wenner.

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

### γ) Διάταξη Διπόλου-Διπόλου

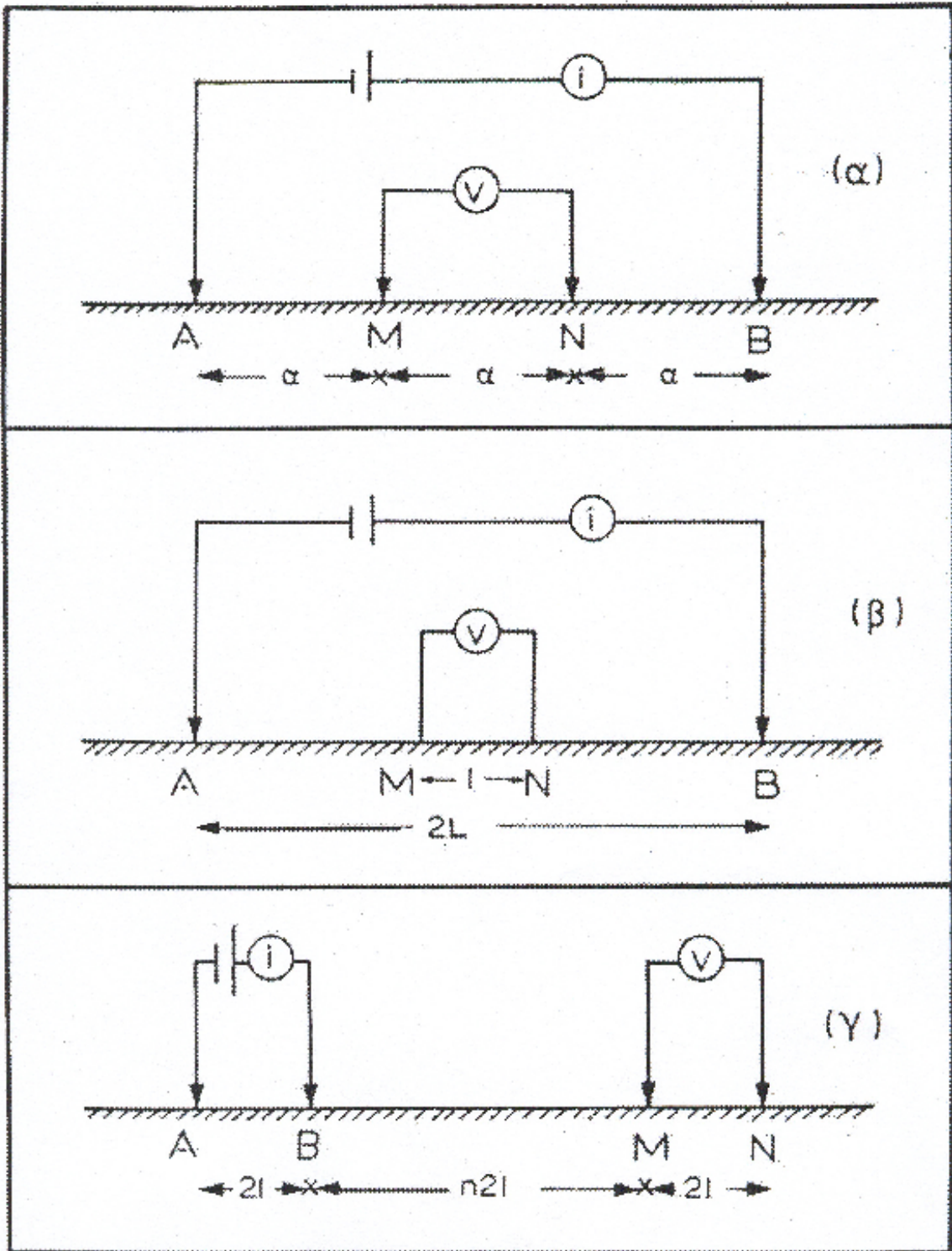
Από τις παραπάνω διατάξεις, η πιο σημαντική είναι αυτή του διπόλου-διπόλου, όπου η απόσταση ανάμεσα στα ηλεκτρόδια του ρεύματος είναι ίση με  $a$ . Ομοίως  $a$  είναι και το διάστημα μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού. Η απόσταση μεταξύ των ζευγαριών των ηλεκτροδίων είναι μεγάλη και ίση με  $n \gg a$ , όπως φαίνεται στο σχήμα (11γ).

Ο γεωμετρικός συντελεστής  $K$  για την διάταξη διπόλου-διπόλου και για  $n \gg 1$ , υπολογίζεται από τη σχέση:

$$K = \pi n (n+1) (n+2) a \quad (3.19)$$

και η φαινόμενη ειδική αντίσταση από την σχέση

$$\rho_a = \pi n (n-1) (n+2) a \frac{\Delta V}{i} \quad (3.20)$$



Σχήμα 11. Διατάξεις Wenner (α), Schlumberger (β), διπόλου-διπόλου (γ) (Παπαζάχος, 1986, σελ.253).

Οι μετρήσεις για ηλεκτρική χαρτογράφηση πραγματοποιούνται μετακινώντας κατά μήκος γραμμής μελέτης τα τέσσερα ηλεκτρόδια, ενώ η τιμή του  $n$  παραμένει σταθερή. Οι μετρήσεις της ηλεκτρικής βυθοσκοπήσης επιτυγχάνονται αυξάνοντας την τιμή του  $n$  κατά βήματα.

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

### 3.4.1 Παράγοντες επιλογής της κατάλληλης διάταξης ηλεκτροδίων.

Η επιλογή της κατάλληλης διάταξης των ηλεκτροδίων κατά την πραγματοποίηση των γεωφυσικών διασκοπήσεων είναι πολύ σημαντική και επηρεάζει την ακρίβεια των μετρήσεων. Έτσι, η επιλογή πρέπει να γίνει ανάλογα με τον σκοπό της γεωφυσικής διασκόπησης σύμφωνα με τα παρακάτω κριτήρια:

- Λόγος σήματος προς θόρυβο

Η διαφορά δυναμικού (δηλ. το σήμα) είναι μεγάλη όταν ο λόγος της απόστασης των ηλεκτροδίων δυναμικού προς την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος είναι μεγάλος και όταν το ζεύγος των ηλεκτροδίων δυναμικού βρίσκεται ανάμεσα στα ηλεκτρόδια ρεύματος. Ως προς τον παράγοντα λοιπόν αυτό κατά σειρά προτεραιότητας οι διατάξεις είναι: Wenner, Schlumberger, διπόλου-διπόλου.

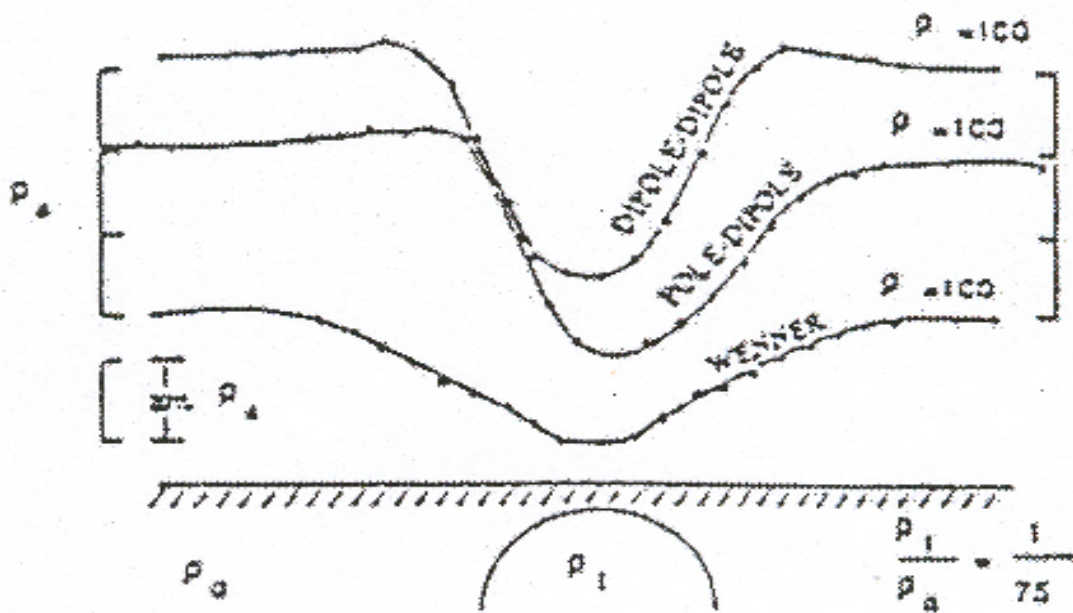
- Ευαισθησία σε οριζόντιες ανομοιογένειες

Οι οριζόντιες ανομοιογένειες φαίνεται να προκαλούν μεγαλύτερη ευαισθησία στην διάταξη διπόλου-διπόλου και λιγότερη σε Wenner και Schlumberger. (σχήμα 12).

- Ευαισθησία σε βάθος και διεισδυτικότητα δια μέσου επιφανειακού αγώγιμου στρώματος

Οι διατάξεις Schlumberger και Wenner έχουν σχεδιαστεί για να χρησιμοποιούνται σε βυθοσκοπήσεις και η συνεχώς αυξανόμενη απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος με  $6$

αποστάσεις ανά λογαριθμικό κύκλο δίνει λεπτομερή ανάλυση της ειδικής αντίστασης σε βάθος, σε αντίθεση με τη διάταξη διπόλου-διπόλου, που συνήθως οι μετρήσεις είναι 6 με βάθος μέτρησης σε μήκος διπόλου.



Σχήμα 12. Διάγραμμα φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης πάνω από σφαίρα ειδικής αντίστασης  $\rho_1$ , θαμμένη σε έδαφος ειδικής αντίστασης  $\rho_a$ . (Αποστολόπουλος, 1993, σελ.19)

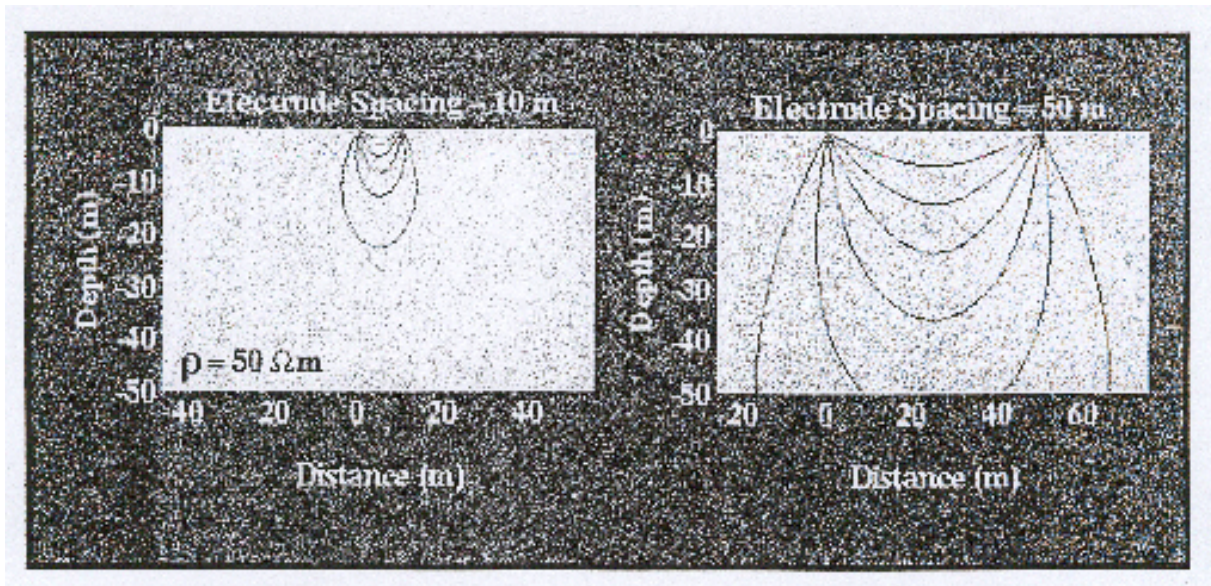
- Διεισδυτικότητα δια μέσου επιφανειακού αγωγίμου στρώματος (Επίδραση του επιδερμικού φαινομένου)

Όταν το εισαγόμενο ρεύμα συναντήσει ένα αγωγίμο στρώμα κοντά στην επιφάνεια της Γης, προτιμά να ρέει σ'αυτό με αποτέλεσμα να μειώνεται σημαντικά το βάθος διασκόπησης. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό σαν επιδερμικό φαινόμενο, και επηρεάζει την ικανότητα διεΐσδυσης σε μεγάλα βάθη. Η δυνατότητα μεγάλου ανοίγματος ηλεκτροδίων ρεύματος της διάταξης Schlumberger μαζί με την ευαισθησία σε βάθος που έχει, της παρέχουν ένα σαφές προβάδισμα.

- Βάθος διασκόπησης

Το βάθος διασκόπησης εξαρτάται κυρίως από το οριζόντιο ανάπτυγμα (απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων) όπως φαίνεται στο σχήμα (13), που σημαίνει ότι η διάταξη

Schlumberger πλεονεκτεί. Επίσης το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται από επιφανειακές ή βαθιές ανομοιογένειες, από την τοπογραφία, από την κλίση των στρωμάτων, από το ανάγλυφο του υπόβαθρου, και από το μοντέλο των στρωμάτων του υπεδάφους.



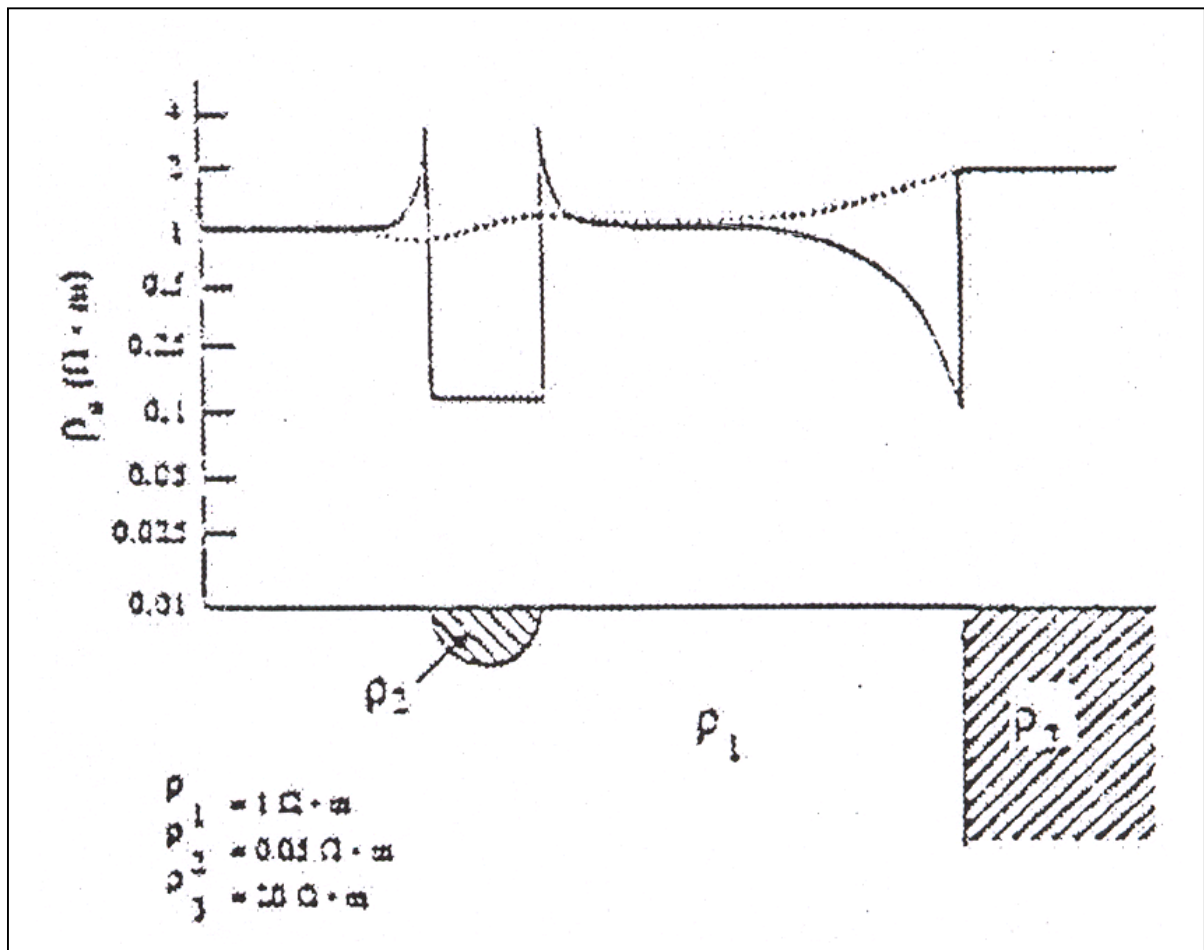
Σχήμα 13. Βάθος διασκόπησης σε σχέση με την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων.

- Ευαισθησία στις επιφανειακές ανομοιογένειες

Η φαινόμενη, ειδική αντίσταση επηρεάζεται, πολύ περισσότερο αν το ηλεκτρόδιο δυναμικού διέλθει από επιφανειακή ανομοιογένεια παρά από όσο εάν περάσει το ηλεκτρόδιο ρεύματος (σχήμα 13). Έτσι η διάταξη Schlumberger πλεονεκτεί των άλλων διατάξεων μιας και τα ηλεκτρόδια δυναμικού παραμένουν σε μία περιοχή επί περισσότερο διάστημα μετρήσεων.

- Ευαισθησία στην μορφολογία του υποβάθρου

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



Σχήμα 14. Μεταβολή της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στη διάταξη διπόλου-διπόλου όταν το δίπολο δυναμικού παραμένει σταθερό (διακεκομμένη γραμμή) και όταν κινείται (συνεχής γραμμή). (Αποστολόπουλος, 1993, σελ.20)

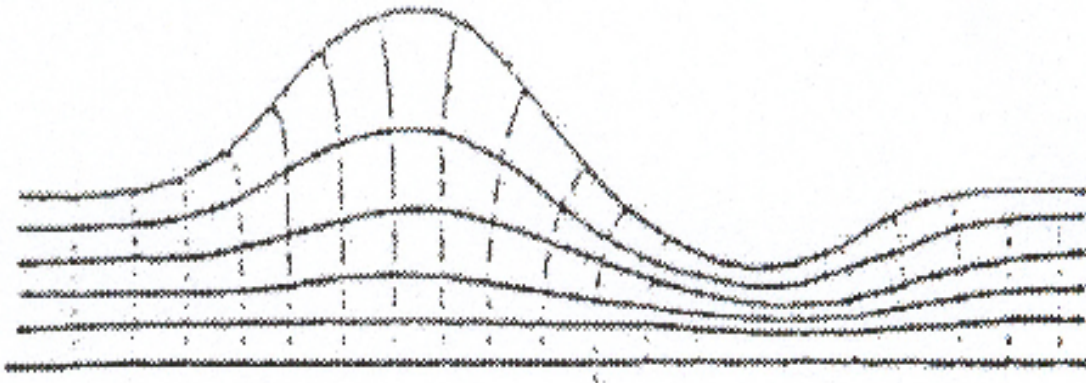
- Ευαισθησία στο τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής έρευνας.

Το έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο δημιουργεί πύκνωση και αραίωση των ρευματικών γραμμών (σχήμα 14 & 15). Σε κοιλάδα, η πύκνωση των ρευματικών γραμμών δημιουργεί μετρήσεις μικρών τιμών φαινόμενων ειδικών αντιστάσεων με διάταξη διπόλου-διπόλου σαν να υπάρχει στην περιοχή σώμα χαμηλής ειδικής αντίστασης.

Τα παραπάνω οδηγούν στο συμπέρασμα ότι οι διατάξεις ηλεκτροδίων πρέπει να έχουν διεύθυνση παράλληλη με το τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής.

### 3.4.2 Επιλογή Διατάξεων Ηλεκτροδίων.

Σύμφωνα με τα όσα έχουν αναφερθεί στα προηγούμενα, τα περισσότερα πλεονεκτήματα ως διάταξη ηλεκτροδίων για βυθοσκόπηση έχει η διάταξη Schlumberger, κατά την οποία οι αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος αυξάνουν συνεχώς με σταθερή απόσταση ηλεκτροδίων δυναμικού. Για το λόγο αυτό επιλέχτηκε η διάταξη Schlumberger για τη πραγματοποίηση των βυθοσκοπήσεων.



Σχήμα 15. Επίδραση της τοπογραφίας στις ισοδυναμικές επιφάνειες (διακεκομμένες γραμμές) και στις γραμμές ρεύματος (συνεχείς γραμμές), αν θεωρηθεί ότι η πηγή είναι στο άπειρο. (Αποστολόπουλος, 1993, σελ.21)

### 3.5 Γεωηλεκτρικές Διασκοπήσεις

Ο στόχος των γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων είναι η περιγραφή της δομής του υπεδάφους. Έτσι, με μετρήσεις που γίνονται στην επιφάνεια και μελετώντας την ειδική ηλεκτρική αντίσταση των πετρωμάτων και τον τρόπο διάδοσης των ηλεκτρικών ρευμάτων στο υπεδάφος, επιτυγχάνεται η περιγραφή της δομής του υπεδάφους.

Ανάλογα με τον τρόπο που προσεγγίζεται ο προσδιορισμός της γεωλογικής δομής του υπεδάφους, οι γεωηλεκτρικές διασκοπήσεις χωρίζονται σε δύο κατηγορίες, την



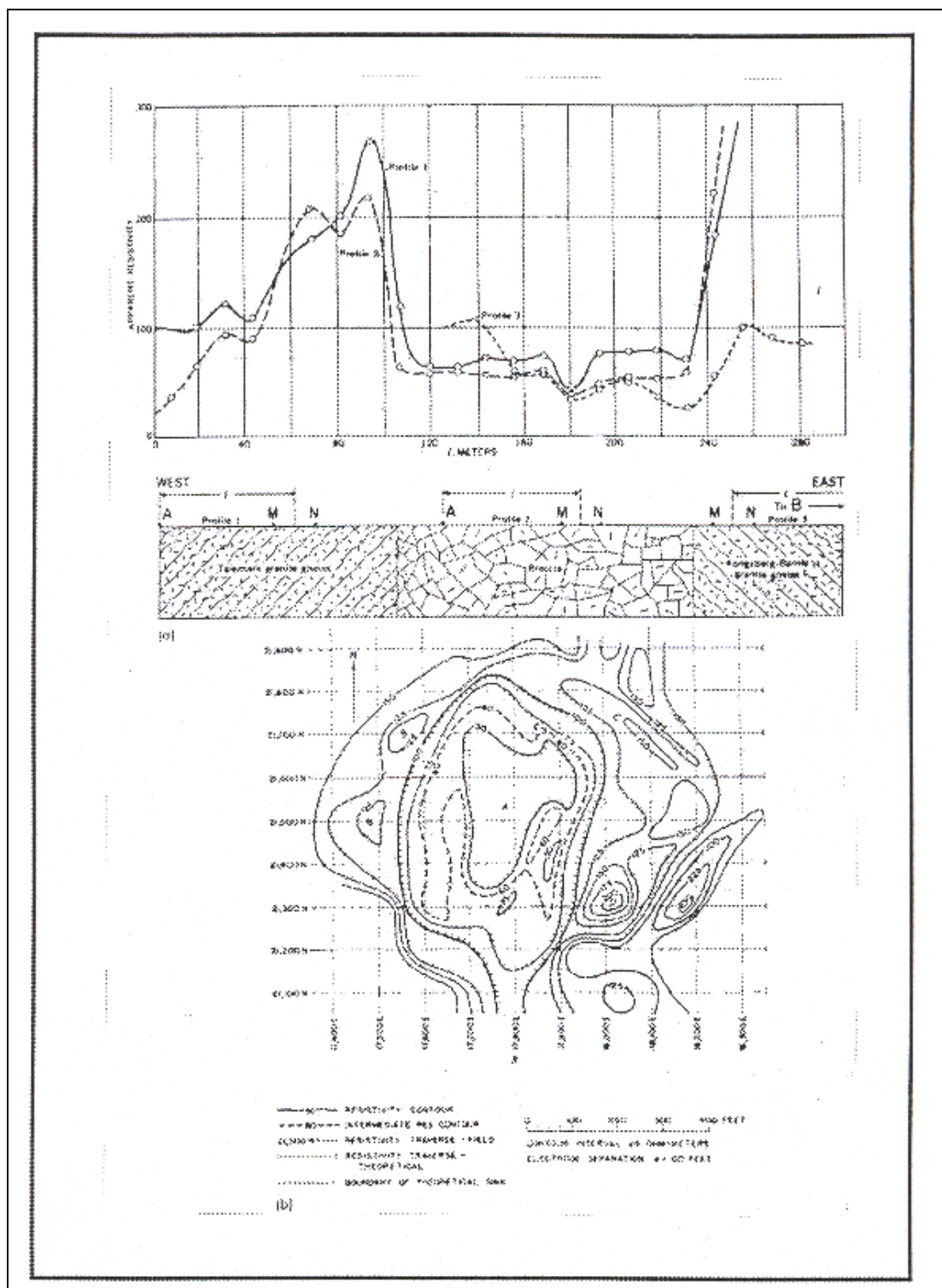
ηλεκτρική χαρτογράφηση και την ηλεκτρική βυθοσκόπηση – τομογραφία.

### **3.6 Γεωηλεκτρική Χαρτογράφηση**

Στη Γεωηλεκτρική χαρτογράφηση, η περιγραφή της γεωλογικής δομής βασίζεται στη μελέτη των μεταβολών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κατά την οριζόντια διεύθυνση, εντοπίζοντας έτσι ασυνέχειες κατά την οριζόντια ανάπτυξη των σχηματισμών, όπως π.χ. μεταπτώσεις. Η ιδιότητα αυτή της γεωηλεκτρικής χαρτογράφησης την κάνει ιδιαίτερα χρήσιμη στην περίπτωση αναζήτησης μεταλλευμάτων ή αρχαιοτήτων.

Κατά τη γεωηλεκτρική χαρτογράφηση, η τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης  $R_a$ , για σταθερή τιμή του γεωμετρικού συντελεστή  $K$ , προσδιορίζεται σε σημεία που ανήκουν σε τομές κατά το δυνατό κάθετες στην παράταξη των σχηματισμών. Πολύ σημαντικός είναι ο καθορισμός της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος πριν να ξεκινήσει η χαρτογράφηση, καθώς από αυτή την απόσταση εξαρτάται το βάθος μέχρι το οποίο οι σχηματισμοί στο υπέδαφος επιδρούν στη διαμόρφωση της τιμής της  $R_a$ .

Μια σειρά από μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης πραγματοποιείται μετακινώντας τη διάταξη των ηλεκτροδίων από θέση σε θέση κατά μήκος της γραμμής μελέτης. Οι τιμές αυτές, κατά μήκος αρκετών παράλληλων γραμμών, τοποθετούνται σε χάρτη φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων (σχήμα 16). Στη συνέχεια, μπορεί να γίνει επεξεργασία των τιμών της φαινόμενης ειδικής αντίστασης χρησιμοποιώντας κάποια υπολογιστικά προγράμματα για τον υπολογισμό προσεγγιστικών τιμών της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.



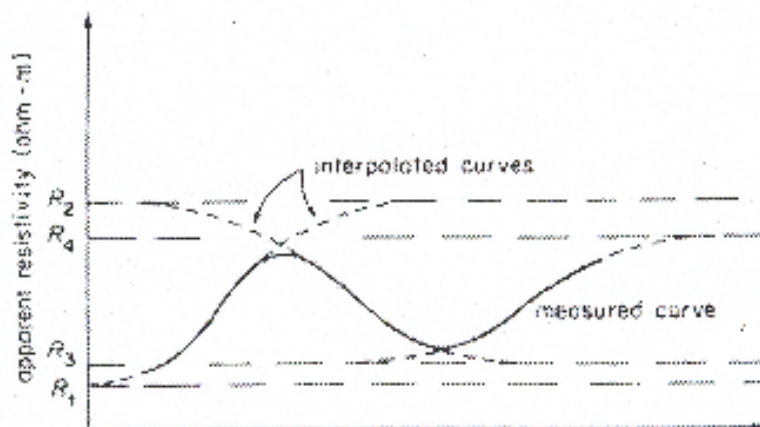
Σχήμα 16. Χαρακτηριστικό παράδειγμα που παρουσιάζει α) προφίλ τιμών της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε περιοχή κοντά στο Kongsberg (Νορβηγία). β) Χάρτης φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων που έγινε στο Tri-state κοντά στο Cherokee,

### 3.7 Γεωηλεκτρική Βυθοσκόπηση

Η περιγραφή της γεωλογικής δομής του υπεδάφους κατά την εφαρμογή της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης, βασίζεται στις κατακόρυφες μεταβολές, με αποτέλεσμα τον υπολογισμό των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και του πάχους ή/και του βάθους των γεωλογικών στρωμάτων.

Με τη γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση προσδιορίζεται η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση  $R_a$  σε σταθερό σημείο της επιφάνειας για διαδοχικά αυξανόμενες τιμές του γεωμετρικού συντελεστή  $K$ . Αυτό συμβαίνει αυξάνοντας συνεχώς την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων του ρεύματος. Καθώς η διάταξη των ηλεκτροδίων απλώνεται, η ίδια ποσότητα ρεύματος διανέμεται διάμεσο παχύτερης ζώνης. Άρα, οι ηλεκτρικές αντιστάσεις των βαθύτερων γεωλογικών στρωμάτων έχουν μία αναλογική επίδραση στη φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Εναλλασσόμενα, υψηλής και χαμηλής ηλεκτρικής αντίστασης, στρώματα μπορούν να εμφανισθούν σε γράφημα της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της απόστασης των ηλεκτροδίων του ρεύματος (σχήμα 17).

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



Σχήμα 17. Γράφημα της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής και της αντίστασης των ηλεκτροδίων του ρεύματος, για τον υπολογισμό εναλλασσόμενων υψηλής και χαμηλής ηλεκτρικής αντίστασης στρωμάτων, με τη βοήθεια της διάταξης Wenner.(Robinson, Coruh, 1988, σελ.466)

### **3.8 Εξοπλισμός Γεωηλεκτρικής Βυθοσκόπησης**

Ο εξοπλισμός που χρησιμοποιείται συνήθως κατά την εφαρμογή της μεθόδου της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης αποτελείται από: πηγή παραγωγής ηλεκτρικής ενέργειας, όργανα μέτρησης του δυναμικού και της έντασης του ηλεκτρικού ρεύματος, ηλεκτρόδια και μονωμένα καλώδια μεγάλου μήκους.

#### **1) Πηγή Ρεύματος:**

Όπως έχει αναφερθεί, η γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση βασίζεται στην εισαγωγή τεχνητού ρεύματος μέσα στο έδαφος. Αυτό επιτυγχάνεται με μια πηγή ρεύματος που μπορεί να είναι είτε πηγή συνεχούς ρεύματος DC ή πηγή εναλλασσόμενου ρεύματος AC.

Στην περίπτωση της πηγής συνεχούς ρεύματος DC, που αποτελεί και την ιδανική πηγή για την γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση ειδικά για μεγάλα βάθη, υπάρχει πιθανότητα εμφάνισης ηλεκτρικής πόλωσης λόγω της συγκέντρωσης των φορτίων κοντά στα ηλεκτρόδια ρεύματος. Για την αποφυγή αυτού του φαινομένου πρέπει η κατεύθυνση του ρεύματος να αναστρέφεται περιοδικά μεταξύ διαδοχικών παρατηρήσεων. Αυτό επιτυγχάνεται με έναν εναλλάκτη ή κύκλωμα με διακόπτες που αναστρέφουν την διεύθυνση της έντασης του ηλεκτρικού ρεύματος μερικές φορές κάθε δευτερόλεπτο.

Για την πηγή εναλλασσόμενου ρεύματος χρησιμοποιούνται χαμηλές συχνότητες, συνήθως μικρότερες των 100 Hertz, επειδή σε υψηλότερες συχνότητες τα αποτελέσματα δεν δύναται να ερμηνευθούν από το νόμο του Ohm, αφού υποθέτει ροή συνεχούς ρεύματος. Όμως το χαμηλής συχνότητας εναλλασσόμενο ρεύμα πετυχαίνει το ίδιο αποτέλεσμα με το συνεχές ρεύμα με εναλλάκτη.

#### **2) Αμπερόμετρο :**

Χρησιμοποιείται για την μέτρηση της έντασης του ηλεκτρικού ρεύματος που εισάγεται μέσα στο έδαφος. Το εύρος τιμών έντασης ηλεκτρικού ρεύματος στο οποίο πρέπει να είναι ευαίσθητο το αμπερόμετρο κυμαίνεται από λίγα μιλιμπέρ μέχρι μερικές εκατοντάδες μιλιμπέρ .

### **3) Βολτόμετρο :**

Για τη μέτρηση του δυναμικού του ρεύματος, το εύρος τιμών δυναμικού στο οποίο πρέπει να είναι ευαίσθητο το βολτόμετρο, είναι από μερικά μιλιβόλτ έως και μερικά βολτ.

Χαρακτηριστικό είναι ότι συνήθως η πηγή ρεύματος, το αμπερόμετρο και το βολτόμετρο, περιέχονται σε μια συσκευή όπως είναι η Megger, η Tellohm, η ABEM Terrameter IRIS Syscal κ.α. (σχήμα 18)



Σχήμα 18. Μια συσκευή ABEM Terrameter που περιέχει πηγή ρεύματος, αμπερόμετρο και το βολτόμετρο

### **4) Ηλεκτρόδια:**

Τα ηλεκτρόδια είναι Μεταλλικά πασαλάκια που είναι συνήθως φτιαγμένα από αλουμίνιο, χαλκό ή ατσάλι, έχουν μήκος 70 cm περίπου και χρησιμοποιούνται για τη μεταφορά του ρεύματος από την πηγή στο έδαφος. Η τοποθέτηση τους γίνεται πάνω στην επιφάνεια του εδάφους και σε βάθος που κυμαίνεται από μερικά εκατοστά μέχρι και μερικές δεκάδες εκατοστά για αξιόπιστες μετρήσεις. Οι ξηρές συνθήκες επιβάλλουν το βρέξιμο της περιοχής γύρω από το ηλεκτρόδιο ώστε να βελτιωθεί η επαφή. Μερικές φορές χρησιμοποιούνται πορώδη ηλεκτρόδια για την αποφυγή της πόλωσης τους με το έδαφος.

### **5) Μονωμένα Καλώδια:**

Μονωμένο ηλεκτρικό καλώδιο χαμηλής αντίστασης μεταφερόμενο σε κυλίνδρους (καρούλι), χρησιμοποιείται για να ενώσει τα ηλεκτρόδια με το κύκλωμα του ρεύματος και

του δυναμικού. Το μήκος καλωδίων εξαρτάται από το βάθος της βυθοσκόπησης. Για αβαθείς διασκοπήσεις αρκετό καλώδιο πρέπει να είναι διαθέσιμο για να τοποθετηθούν τα ηλεκτρόδια σε αποστάσεις τουλάχιστον μερικών εκατοντάδων μέτρων, ενώ για βαθύτερες ηλεκτρικές διασκοπήσεις χρειάζεται ειδικός εξοπλισμός.

Κατά την πραγματοποίηση των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε είναι:

- I. Δύο καρούλια το καθένα με καλώδιο των 1000 M για την ανάπτυξη της γραμμής ηλεκτροδίων ρεύματος AB.
- II. Δύο καλώδια για τη σύνδεση των ηλεκτροδίων δυναμικού.
- III. Τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού είναι απλές ανοξειδωτοι ράβδοι από χάλυβα.
- IV. Ακόντια και σημαίες για τη σήμανση της γραμμής ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού.
- V. Πολύμετρο για τη μέτρηση της αντίστασης επαφής του συστήματος "ηλεκτρόδιο - γη".
- VI. Πυξίδα για το προσανατολισμό της γραμμής μελέτης.
- VII. Δοχεία μεταφοράς αλατούχου ύδατος για τη βελτίωση επαφής του συστήματος "ηλεκτρόδιο - γη".
- VIII. Ηλεκτρονικό διακόπτη για τη μετατροπή των διατάξεων.
- IX. Όργανο Μέτρησης: Κατά την εκτέλεση της γεωηλεκτρικής βυθοσκόπησης χρησιμοποιήθηκε όργανο μέτρησης ειδικών αντιστάσεων, ABEM Terrameter, το οποίο λειτουργεί:
  - a) σαν πομπός: εισάγει στην γη ρεύμα DC με τάση εφαρμογής 40, 80, 150, 200 Volts και ένταση 2.75, 1.37, 1.87, 1.4 A αντίστοιχα και με μέγιστη τάση 710 Volts και μέγιστη ισχύ 1KW.
  - b) Σαν δέκτης: μετράει τάση από τάξη μεγέθους 10  $\mu$ Volt έως τάξης μεγέθους 2 Volt.

#### 4.5 Διεξαγωγή Της Γεωηλεκτρικής Βυθοσκόπησης

Κατά την εκτέλεση των γεωηλεκτρικών βυθομετρήσεων ακολουθείται η εξής διαδικασία.

- Λαμβάνεται μέριμνα ώστε η ανάπτυξη των γραμμών ρεύματος να γίνεται σε ευθεία και όσο το δυνατόν παράλληλα στην παράταξη των τοπογραφικών φαινομένων. Έτσι, ελέγχεται η περιοχή μελέτης πριν να ξεκινήσει η βυθοσκόπηση για την αποφυγή προβλημάτων όπως η ύπαρξη χειμάρρων, φαραγγιών, λόφων, οικημάτων, φρακτών κ.α
- Συνδέεται το όργανο με τα καλώδια, και τοποθετείται στο σημείο που θα αποτελεί

το κέντρο της Βυθοσκόπησης (O), το οποίο επιλέγεται ανάλογα με την τοπογραφία της περιοχής.

- Τοποθετούνται τα ηλεκτρόδια δυναμικού και ρεύματος εκατέρωθεν του σημείου O σε απόσταση MN/2 και AB/2 αντίστοιχα. Στη συνέχεια γίνεται η σύνδεση των ηλεκτροδίων A, B με τα καλώδια, διοχετεύεται ηλεκτρικό ρεύμα και πραγματοποιείται η μέτρηση, όπου λαμβάνονται συγκεκριμένες τιμές ρεύματος I και δυναμικού V. Στη συνέχεια τοποθετούνται τα ηλεκτρόδια του ρεύματος σε μεγαλύτερη απόσταση AB/2 και επαναλαμβάνεται η ίδια διαδικασία.
- Οι διαδοχικές στάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος (AB) γίνονται στις ακόλουθες αποστάσεις (m) από το κέντρο της διάταξης 1.0, 1.47, 2.15, 3.16, 4.64, 6.81, 10.0, 14.7, 21.5, 31.6, 46.4, 68.1, 100.0, 147.0, 215.0, 320.0 κ.λ.π. Καθ' όλη τη διάρκεια των μετρήσεων λήφθηκε μέριμνα ώστε  $5 < AB/MN < 20$ .
- Η συνάρτηση μεταβολής της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης,  $R_a$ , με το βάθος σχεδιάζεται σε διπλό λογαριθμικό χαρτί κατά τη λήψη των μετρήσεων έτσι ώστε να ελέγχεται με ένα ακόμη τρόπο η αξιοπιστία των μετρήσεων.
- Η διαφορά δυναμικού μειώνεται με την αύξηση της απόστασης AB/2, ενώ όταν η τιμή προσεγγίζει το 0,1 mV, η μέτρηση θεωρείται μη αξιόπιστη. Σε αυτή την περίπτωση αυξάνεται το μήκος του MN/2 και για το ίδιο AB/2 λαμβάνεται νέα μέτρηση.
- Το μέγιστο μήκος της ανάπτυξης των ηλεκτροδίων ρεύματος καθορίζεται από το αν έχει εντοπιστεί γεωηλεκτρικά το πέτρωμα που στόχο έχει η βυθοσκόπηση. Η κατάσταση αυτή διαπιστώνεται από την ανοδική ή καθοδική πορεία της καμπύλης.
- Οι αποστάσεις των ημιαναπτυγμάτων AB/2 και οι μετρούμενες τιμές της έντασης του ρεύματος και της διαφοράς δυναμικού καταγράφονται σε ειδικά διαμορφωμένα έντυπα για την αργότερη επεξεργασία τους.

### **3.9 Προβλήματα στην ερμηνεία των Γεωηλεκτρικών Βυθοσκοπήσεων**

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

### **1) Αρχή Της Ισοδυναμίας:**

Η αρχή της ισοδυναμίας παρουσιάζεται όταν η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αντιστοιχεί σε μοντέλο τριών στρωμάτων, όπου το ενδιάμεσο στρώμα εμφανίζει ειδική ηλεκτρική αντίσταση μεγαλύτερη ή μικρότερη σε σχέση με τα δύο στρώματα που το περικλείουν (σχήμα 19).

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

$$T = h R \quad (3.21)$$

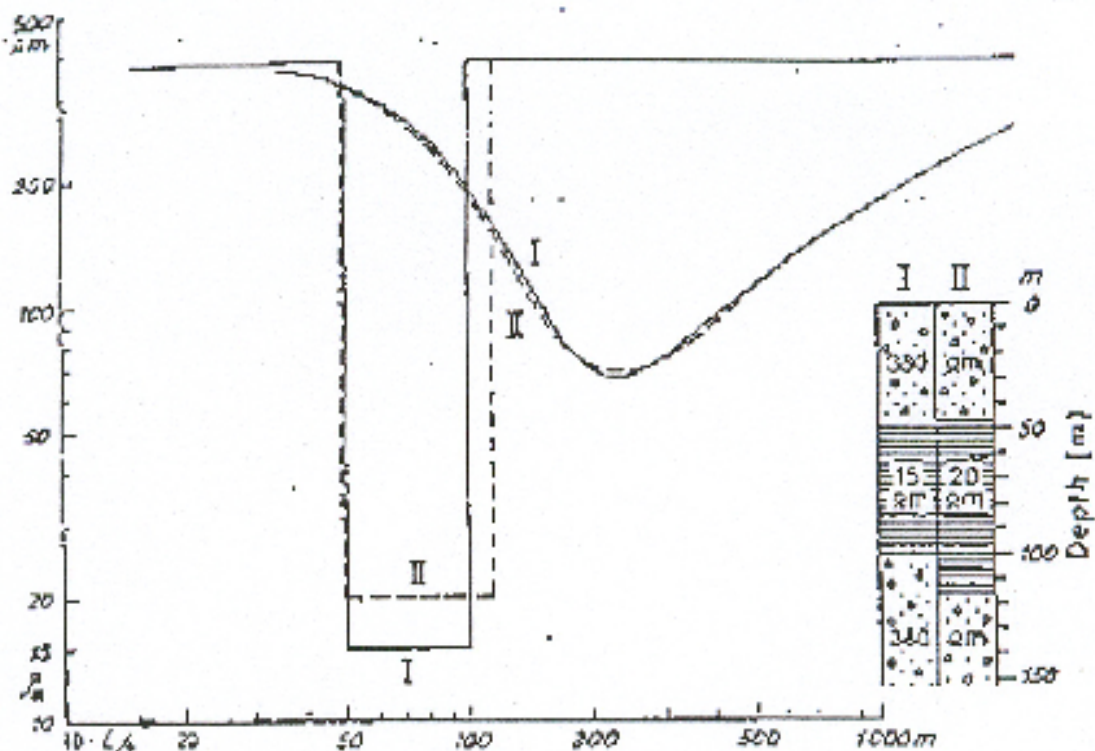
Στην περίπτωση που το ενδιάμεσο στρώμα είναι αγωγίμο, η καμπύλη της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης δε μεταβάλλεται όταν ο λόγος πάχους του ενδιάμεσου στρώματος προς την ειδική ηλεκτρική αντίσταση  $R$  είναι σταθερός, ανεξάρτητα αν οι επιμέρους παράμετροι μεταβάλλονται. Ο παραπάνω λόγος χαρακτηρίζεται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

$$S = h/R \quad (3.22)$$

### **2) Αρχή της επικάλυψης:**

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





Σχήμα 19. Απεικόνιση της αρχής της ισοδυναμίας για ένα αγώγιμο στρώμα ανάμεσα από δύο μη αγώγιμα. (P.V.Sharma, 1986, σελ.283).

### 3.10 Ερμηνεία των Γεωηλεκτρικών Βυθοσκοπήσεων

#### 3.10.1 Εισαγωγή

Στα πλαίσια της εργασίας αυτής, χρησιμοποιήθηκαν 27 βυθοσκοπήσεις, 11 εκ των οποίων έγιναν εκ μέρους του πολυτεχνείου Κρήτης (1991) στα πλαίσια του ερευνητικού έργου ΠΕΝΕΔ "87ΕΔ53" με τίτλο "Ανάπτυξη μεθόδων αξιοποίησης των υπογείων νερών Δυτ. Κρήτης", Πιο συγκεκριμένα η γεωφυσική έρευνα αφορά την περιοχή βόρεια της Αγίας και πιο πυκνά μεταξύ Κυρτωμάδου και Πατελαρίου όπου έγιναν οι ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις με την ανάπτυξη ηλεκτροδίων Schlumberger από το Πολυτεχνείο Κρήτης υπό την επίβλεψη του Καθηγητού κ. Βαφειδή. Α. Στις μετρήσεις υπαίθρου που πάρθηκαν, έγινε εκ νέου επεξεργασία και ερμηνεία με τη χρήση του προγράμματος IPI2win. Οι θέσεις των βυθοσκοπήσεων αυτών φαίνονται στον σχήμα (20) όπου συμβολίζονται με το γράμμα V.

Άλλες 4 έγιναν εκ μέρους της γαλλικής εταιρείας C.G.G (1972) για λογαριασμό του

Υπουργείου Δημοσίων Έργων. Από αυτές τις βυθοσκοπήσεις χρησιμοποιήθηκαν μόνο τα αποτελέσματα καθώς δεν ήταν εφικτή η εύρεση των στοιχείων των, έκτος από το σημείο L5 όπου έγινε νέα επεξεργασία με το πρόγραμμα IPI2win. Τα υπόλοιπα 3 σημεία είναι O2, M3, και N4. Οι θέσεις των τεσσάρων σημείων φαίνονται στο σχήμα (20).

Οι υπόλοιπες 12 βυθοσκοπήσεις έγιναν στο πλαίσιο της Γεωλογικής Υδρογεωλογικής Μελέτης στο Νομό Χανίων και στις περιοχές Αγιάς -Αλικιανού - Βατόλακκου - Φουρνέ (Κερίτης Ποταμός). Η μελέτη έγινε από το γεωφυσικό Δρ. Γ. Αποστολόπουλο (2000). Στις μετρήσεις που πάρθηκαν έγινε επεξεργασία και ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων με το πρόγραμμα IPI2win. Οι θέσεις των βυθοσκοπήσεων αυτών φαίνονται επίσης στο σχήμα (20) όπου συμβολίζονται με τα γράμματα CH. Παρατηρείται ότι χωρίζονται σε δυο υποπεριοχές, την “Υποπεριοχή Αγιάς” και την “Υποπεριοχή Φούρνε”. Οι γεωφυσικές τομές έγιναν με τρόπο ώστε να καλύπτουν την περιοχή και να δίνουν την περισσότερη και ακριβέστερη πληροφορία για τη δομή του υπεδάφους.

Η αναγκαιότητα ακρίβειας εύρεσης της δομής του υπεδάφους και το τοπογραφικό ανάγλυφο που μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένες μετρήσεις αν δεν ληφθεί υπόψη, οδήγησαν σε πυκνή τοποθέτηση των βυθοσκοπήσεων κατά μήκος των γεωφυσικών τομών.

Οι μεγαλύτερες ημιαποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος για την Schlumberger διάταξη ήταν 316m ή 464m ή 681m, λόγω αδυναμίας μεγαλύτερου ανοίγματος στη συγκεκριμένη περιοχή.

Για την ερμηνεία των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων είναι απαραίτητη η γνώση των χαρακτηριστικών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των διάφορων πετρωμάτων που συνθέτουν τους ανάλογους σχηματισμούς. Οι τιμές αυτές μπορούν να βρεθούν από πίνακες που υπάρχουν στη διεθνή βιβλιογραφία. Στην παρούσα εργασία, και συγκεκριμένα για τις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του ασβεστόλιθου και του φυλλίτη, χρησιμοποιήθηκαν τιμές που προέκυψαν από γεωηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις σε σημεία όπου τα πετρώματα εμφανίζονται επιφανειακά (in situ). Ενώ για τις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των άλλων πετρωμάτων χρησιμοποιήθηκαν τιμές με βάση την διεθνή βιβλιογραφία. Αυτές φαίνονται στον πίνακα (6).

Πίνακας 6. Τιμές ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων εδάφους

Επιφανειακές προσχώσεις	80-250 Ωm
Αλλούβια	80-100 Ωm

Διλούβια	100-250 Ωm
Νεογενή Ιζήματα	20-60 Ωm
Μάργες	



Σχήμα 20. Τοπογραφικός χάρτης και οι θέσεις των γεωηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων, κλίμακα 1:50000

### **3.10.2 IN SITU Βυθοσκοπήσεις**

#### **3.10.2.1 IN SITU Βυθοσκόπηση στον Ασβεστόλιθο**

Ο ασβεστόλιθος παρουσιάζει γενικά μεγάλο εύρος τιμών ειδικής αντίστασης κυρίως λόγω των διαφορών καρστικοποίησής του. Για αυτό, θεωρήθηκε αναγκαία η πραγματοποίηση μιας in situ βυθοσκόπηση. Συγκεκριμένα, επιλέχτηκε ένα σημείο στην περιοχή του Φούρνε κοντά στην Αγ. Ειρήνη, όπου και έγινε η βυθοσκόπηση, τα αποτελέσματα της οποίας φαίνονται στο σχήμα (21).

Από το σχήμα (21), παρατηρούνται οι μεγάλες αλλαγές που δέχονται οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του ασβεστόλιθου με την αλλαγή του βάθους, όπου ξεκινάνε με σχετικά μικρές τιμές (230 Ωm) σε μικρά βάθη και φτάνουν σε πολύ υψηλές τιμές (7300 Ωm) σε μεγαλύτερα βάθη. Οι σχετικά μικρές τιμές των ειδικών αντιστάσεων των ασβεστόλιθων στην επιφάνεια είναι πιθανόν να οφείλονται στην επίδραση εξωτερικών παραγόντων.

#### **3.10.2.2 IN SITU Βυθοσκόπηση στον Φυλλίτη**

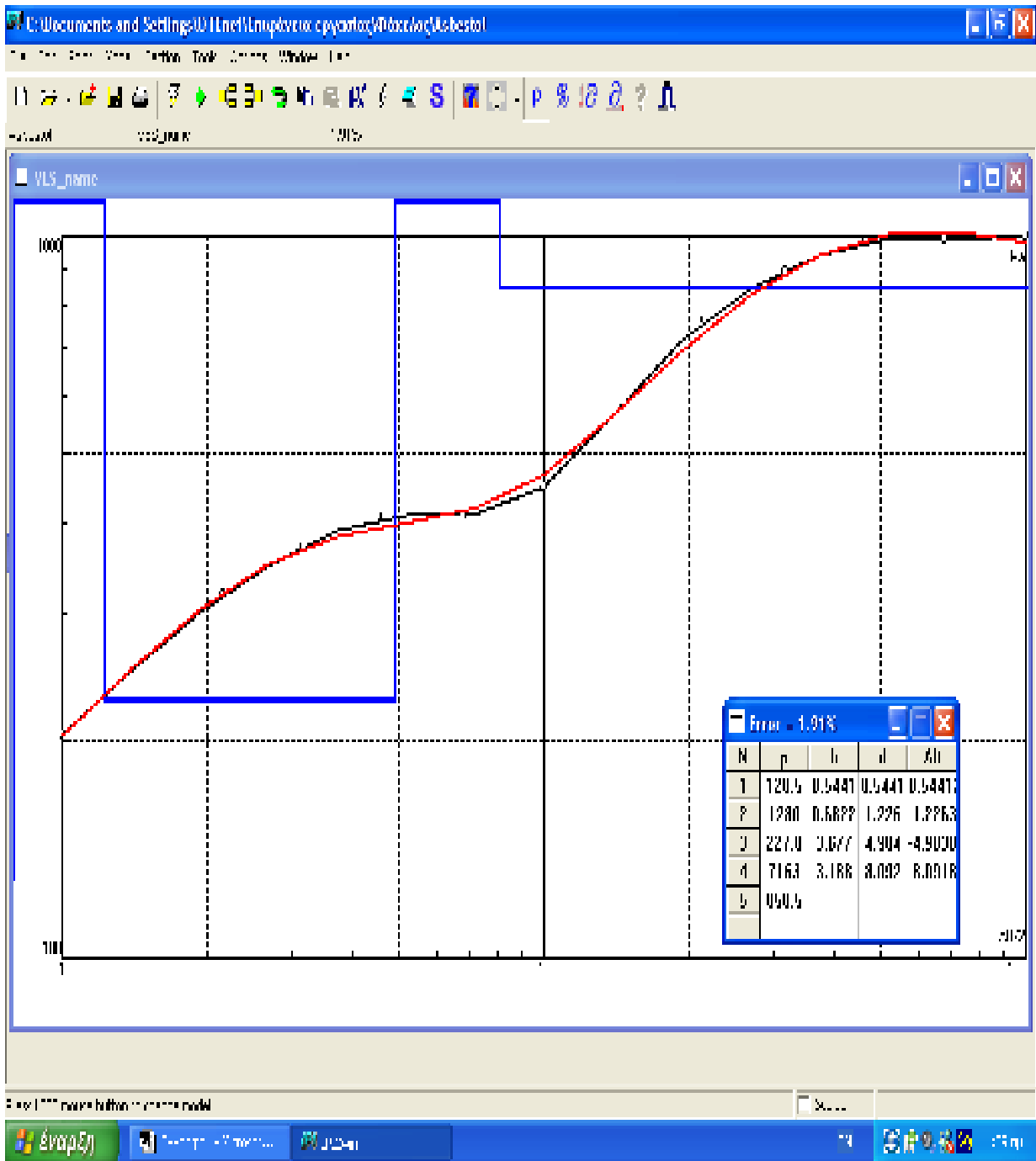
Ο φυλλίτης επίσης παρουσιάζει μεγάλο εύρος τιμών ειδικής αντίστασης. Αυτό οφείλεται στις διαφορές στη σύνθεσή του. Το σημείο που επιλέχτηκε για την πραγματοποίηση της in situ βυθοσκόπησης είναι στην περιοχή του Κουφού επάνω σε φυλλίτη, τα αποτελέσματα της οποίας φαίνονται στο σχήμα (22). Παρατηρείται ότι η τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του φυλλίτη κυμαίνεται μεταξύ των 80 Ωm και των 120 Ωm.

Παρουσιάζουμε ενδεικτικά κάποια παραδείγματα από την ερμηνεία των in situ βυθοσκοπήσεων μέσω του προγράμματος IPI2win.

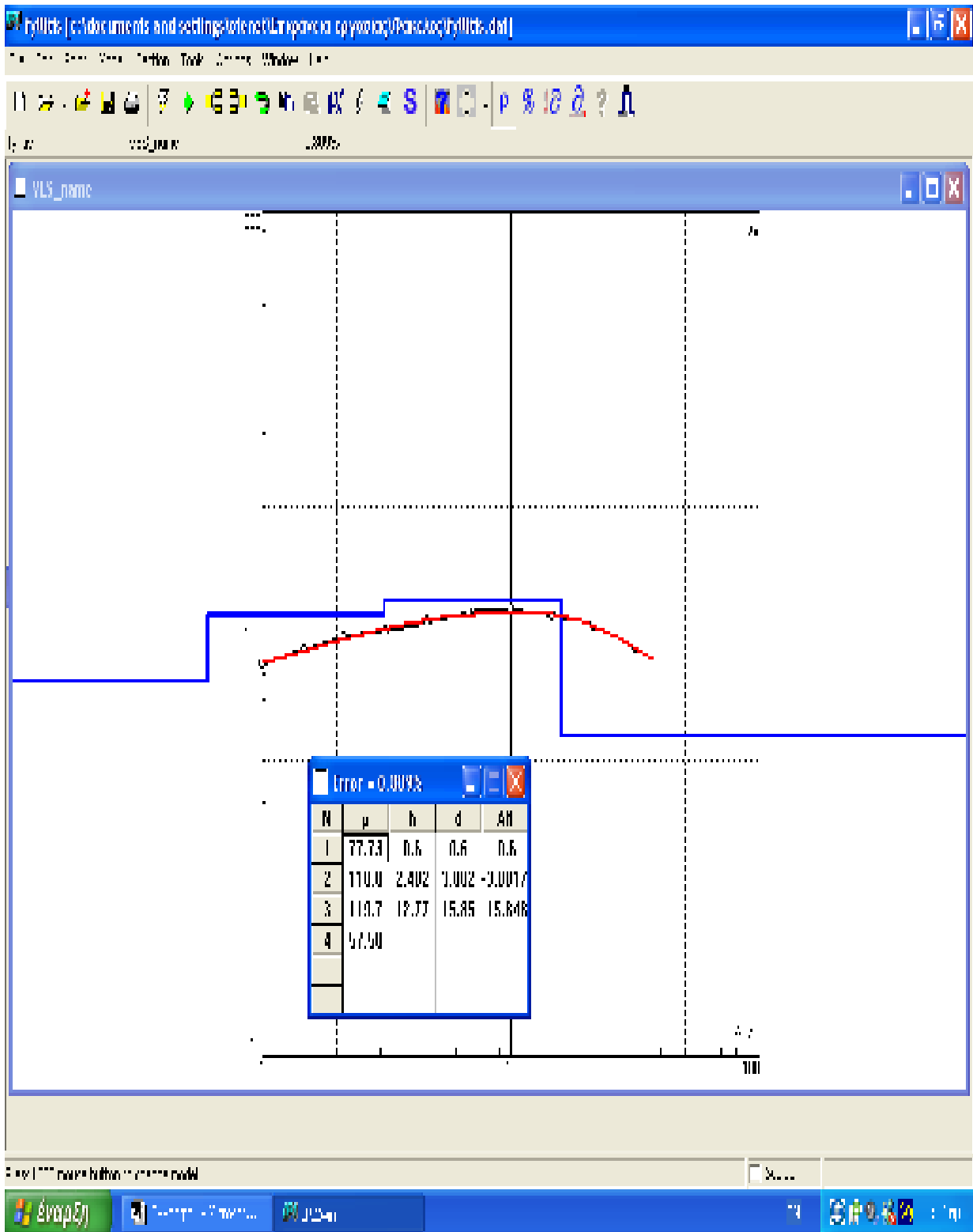
#### **3.10.2.3 Βυθοσκοπήσεις στην ευρύτερη περιοχή**

Πέρα των μετρήσεων που ελήφθησαν στο υπόβαθρο για τη βαθμονόμηση των υπολοίπων δεδομένων, εκτελέστηκαν και όλες οι άλλες βυθοσκοπήσεις στην ευρύτερη περιοχή των οποίων η ερμηνεία έγινε με το ίδιο λογισμικό όπως φαίνεται στο σχήμα 23.

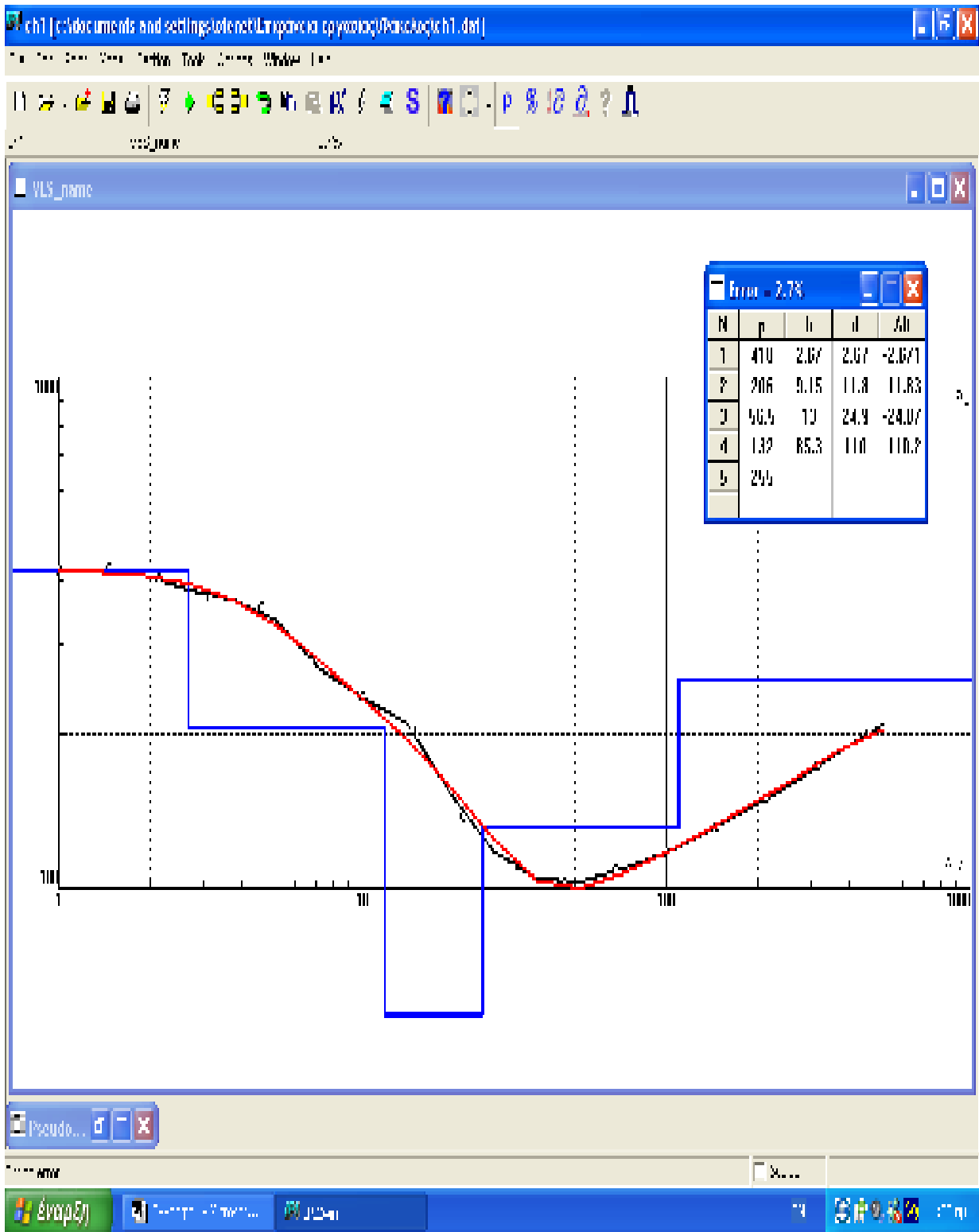
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΣ



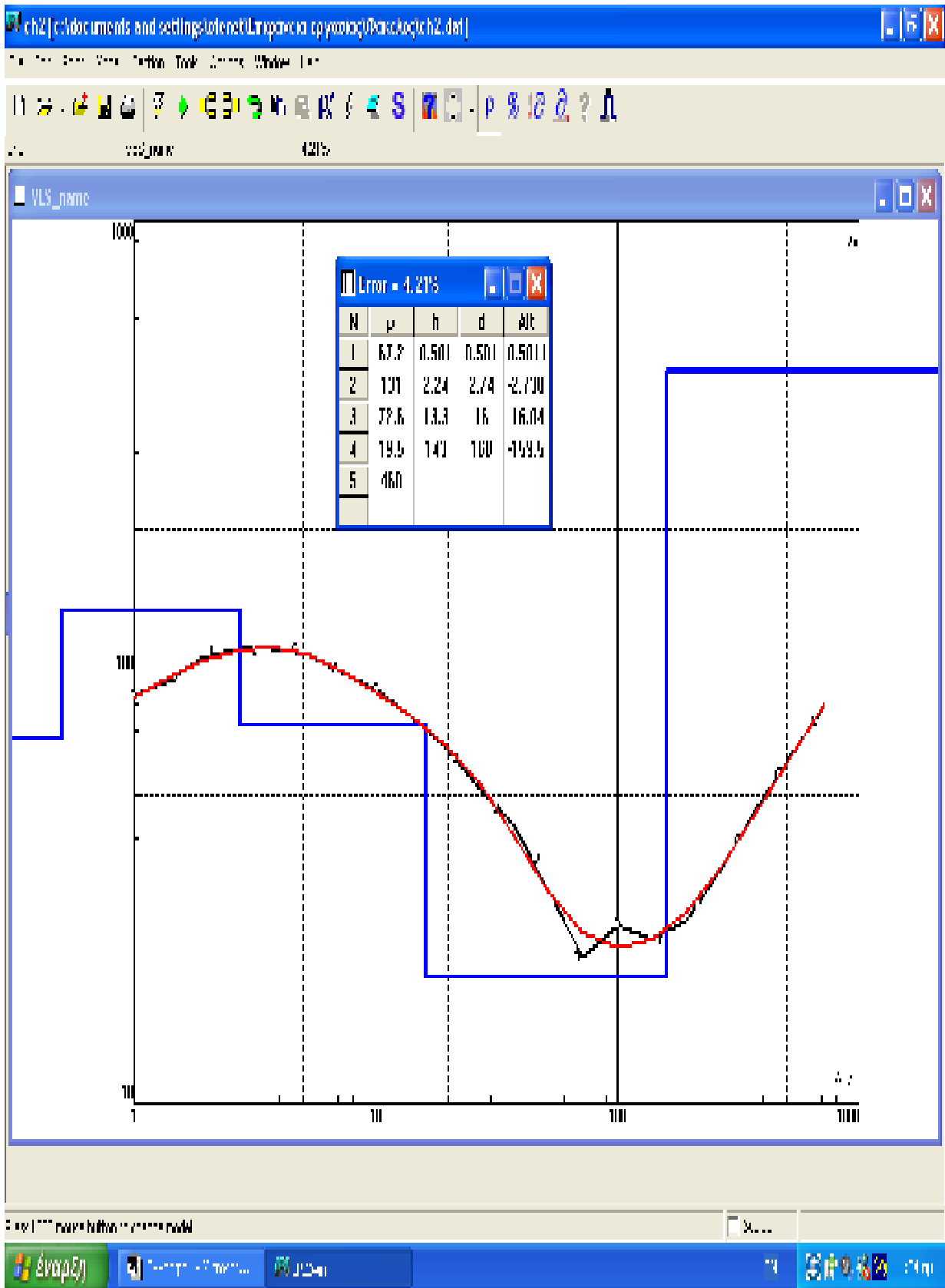
ΦΥΛΛΙΤΗΣ



CH 1

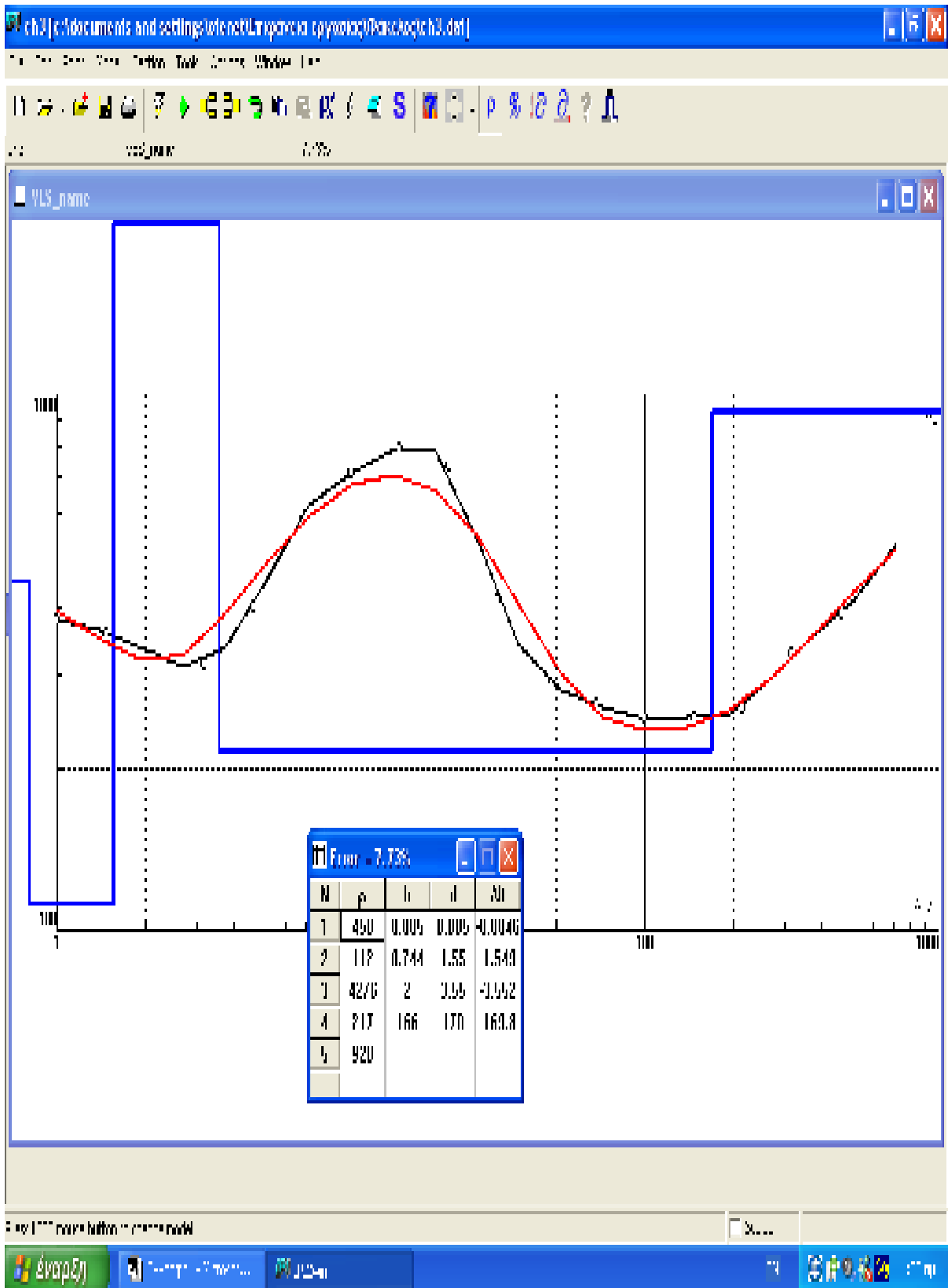


CH 2

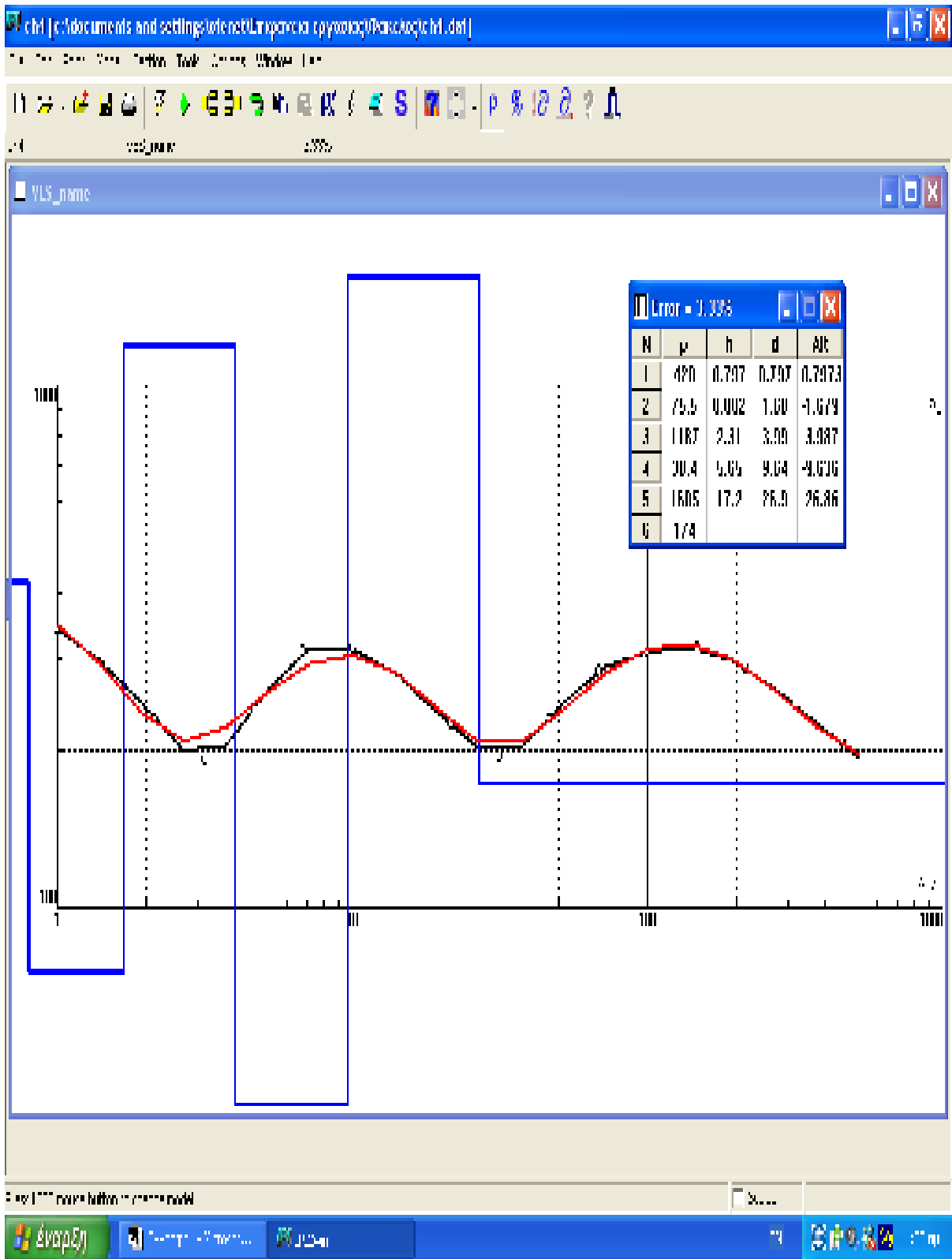


CH 3

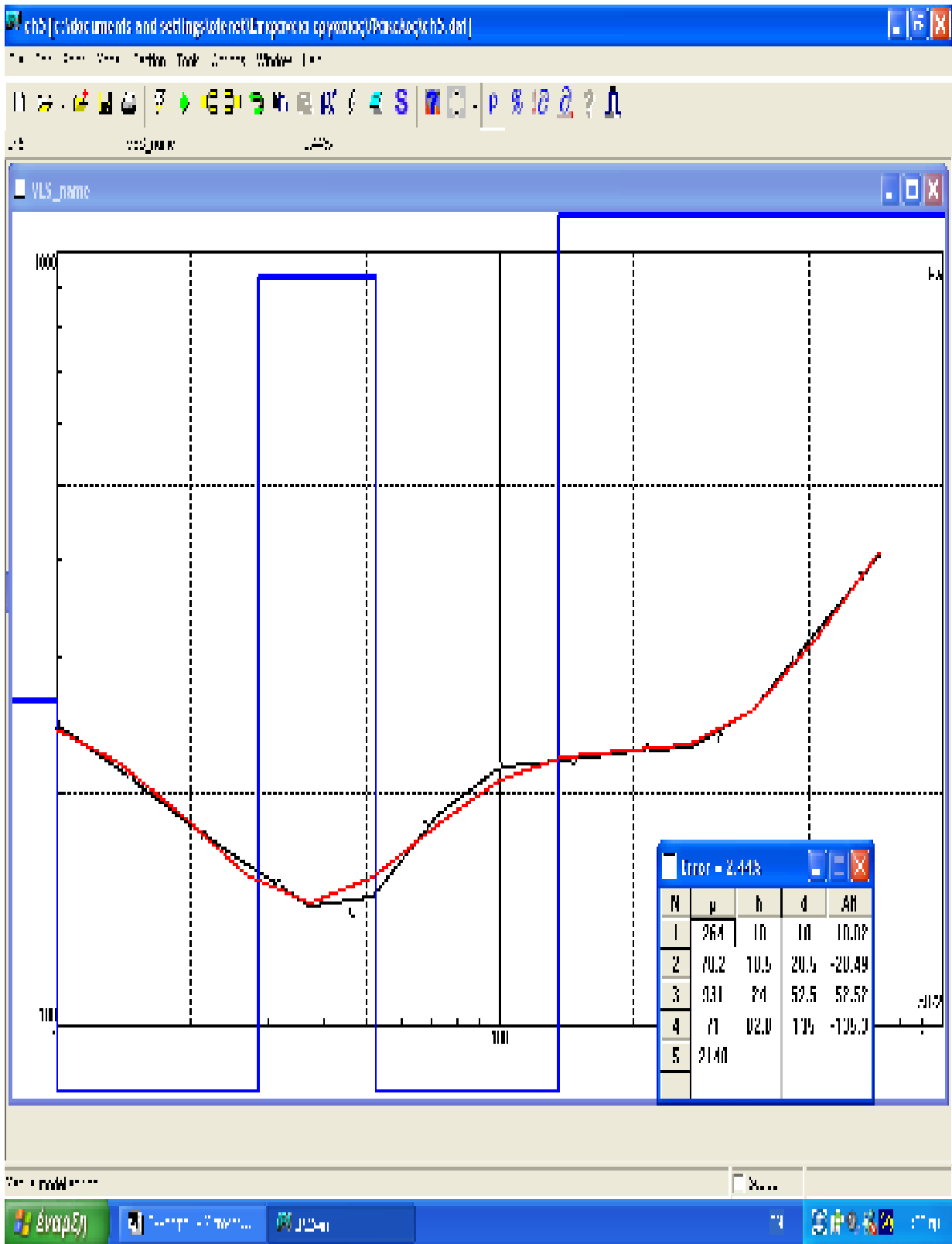




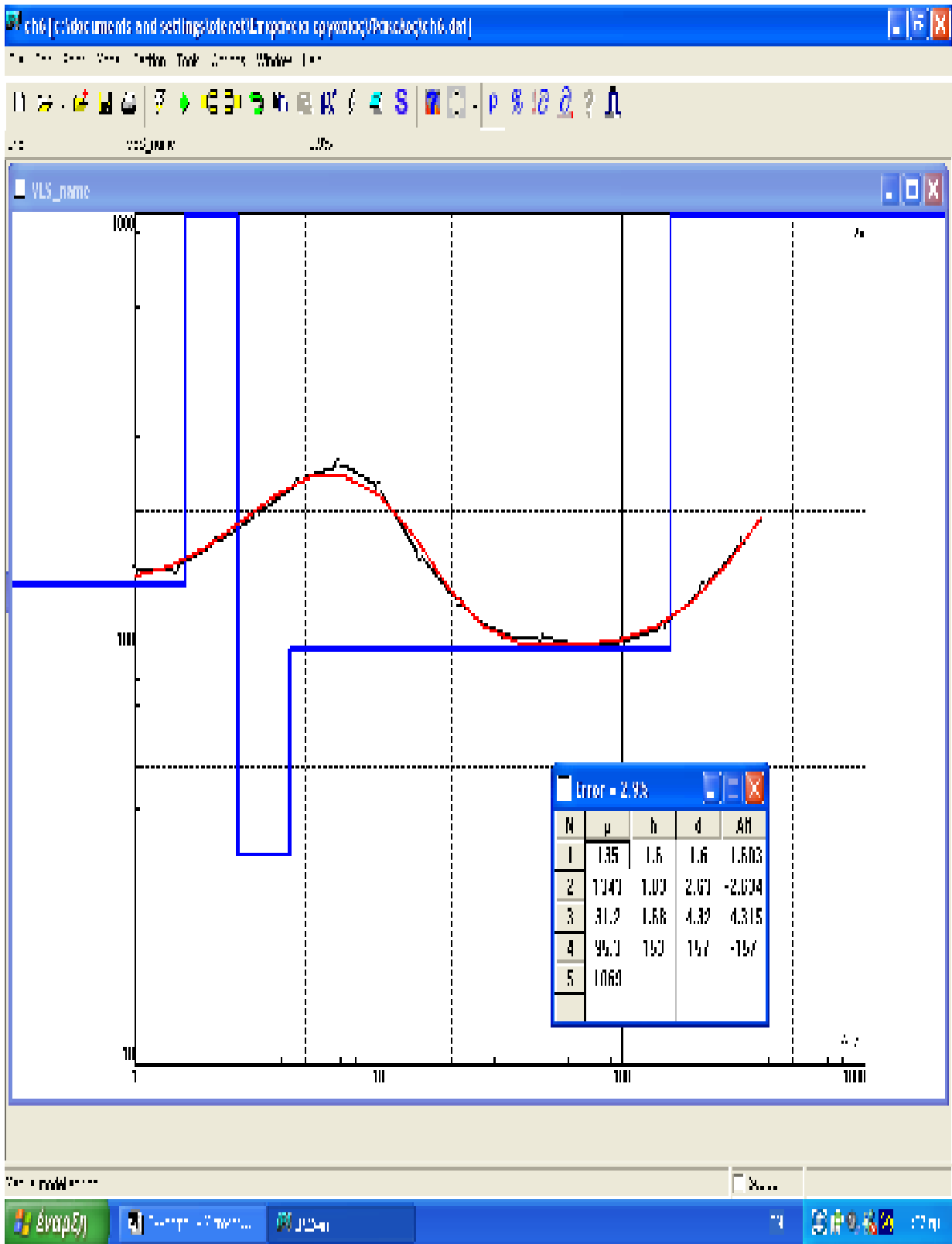
CH 4



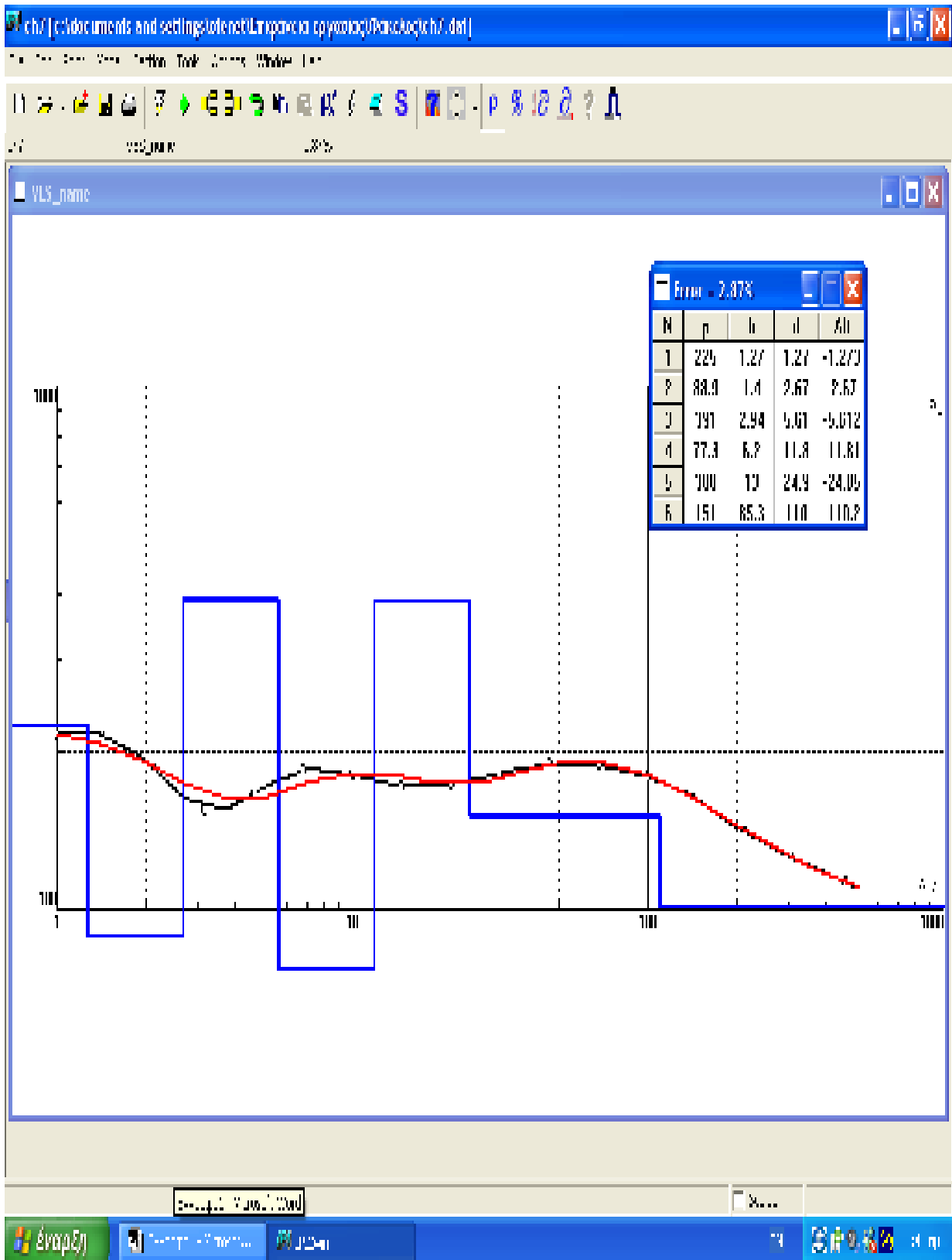
CH 5



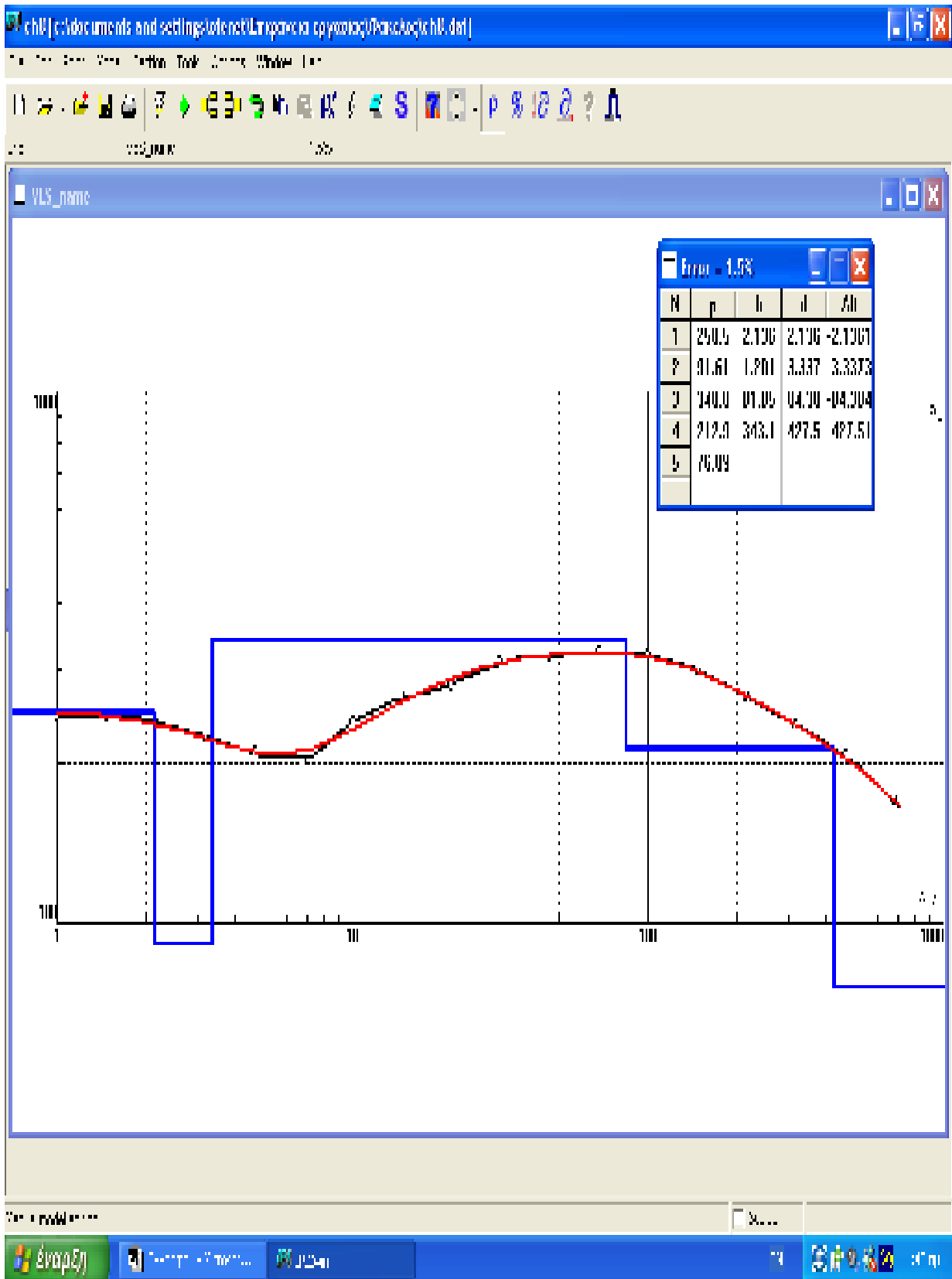
CH 6



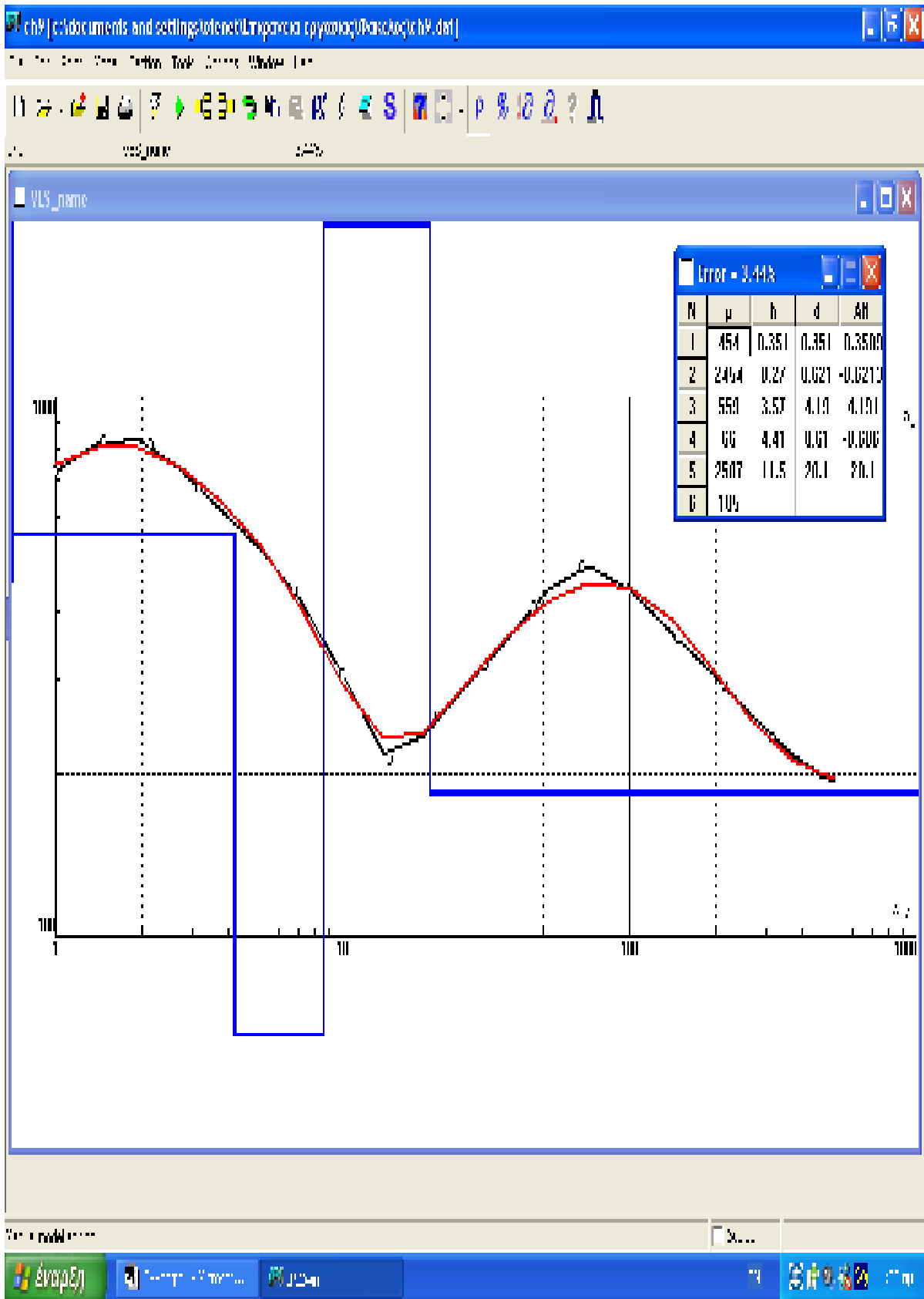
CH 7



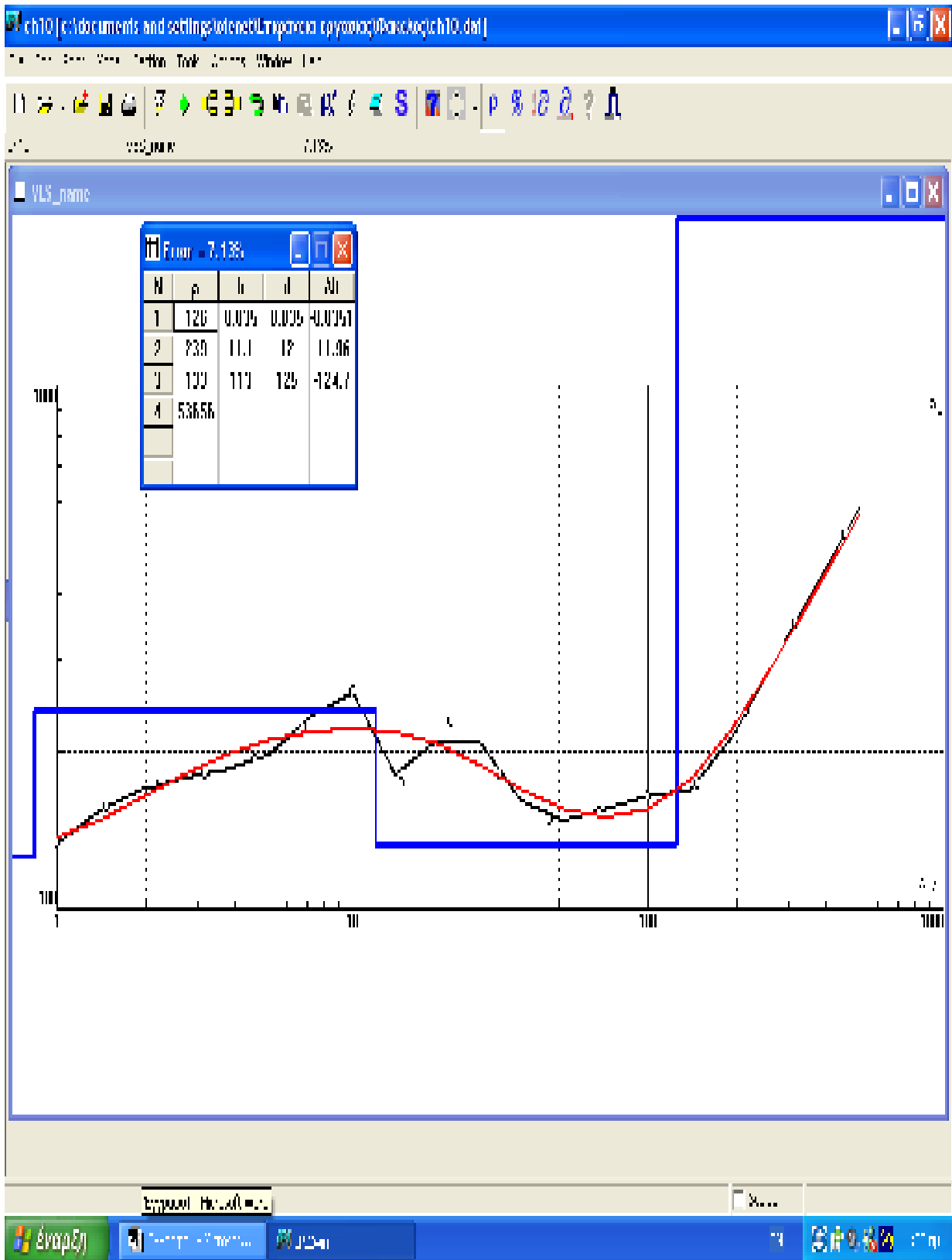
CH 8



CH 9

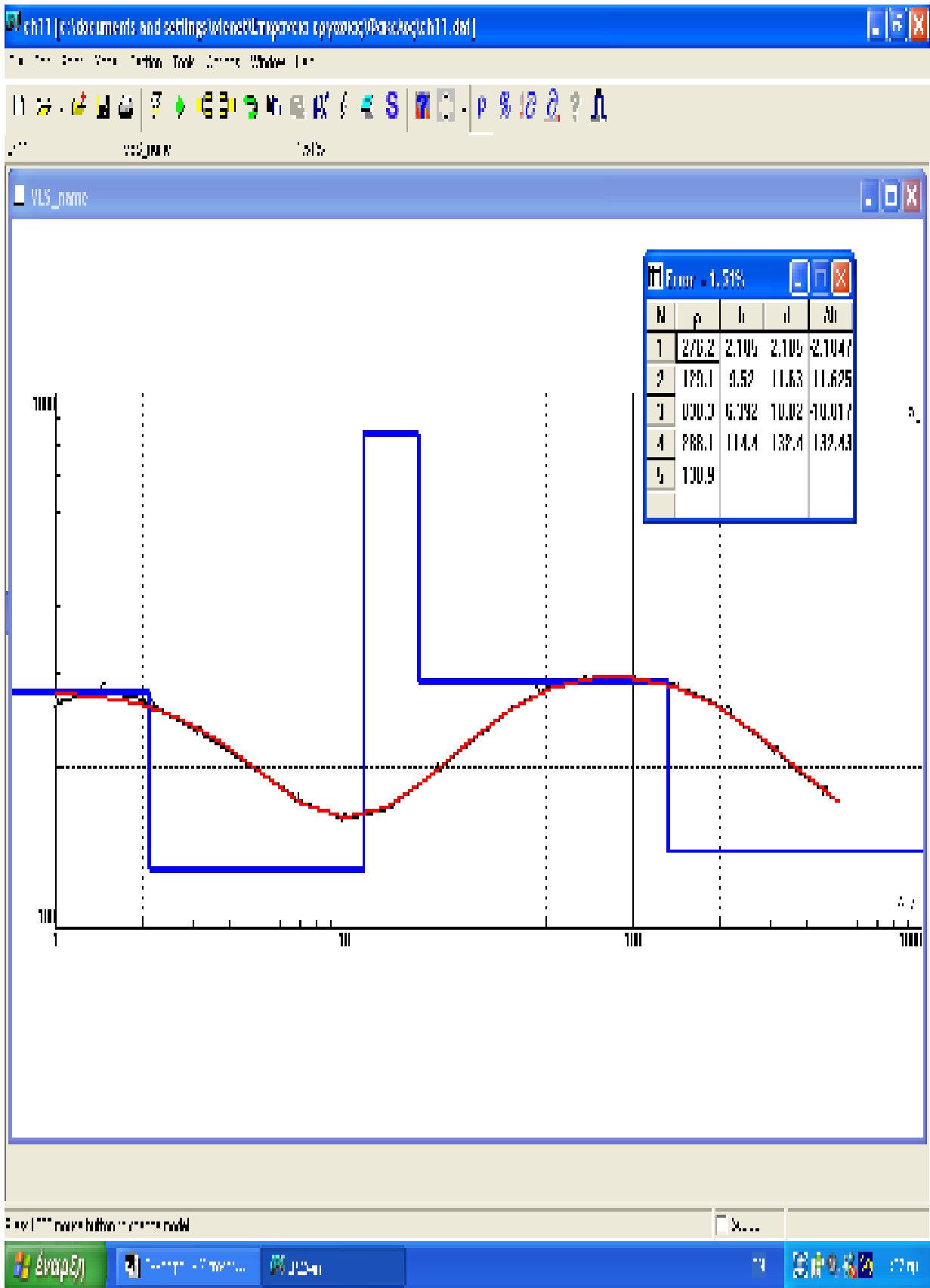


CH 10

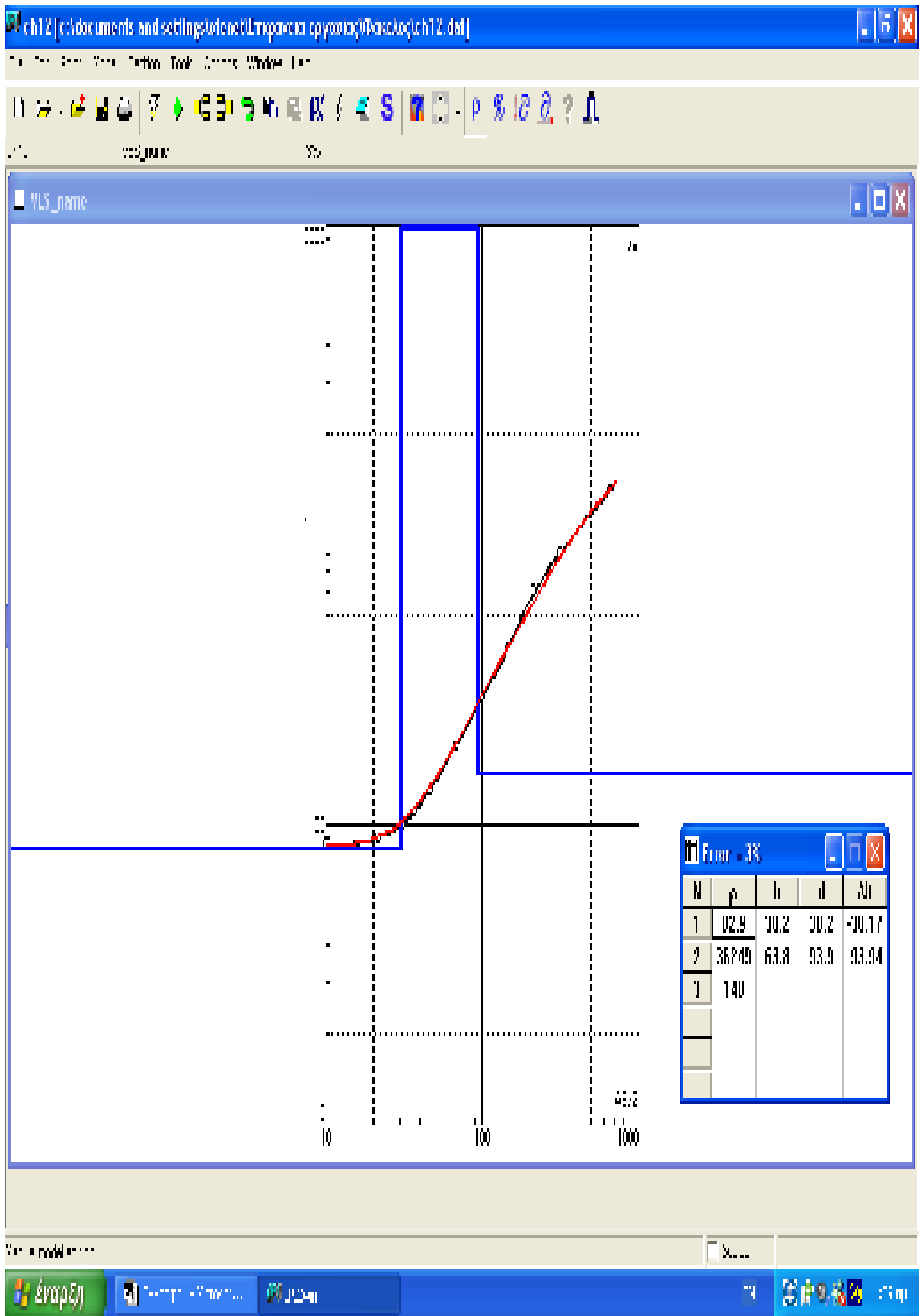


CH 11

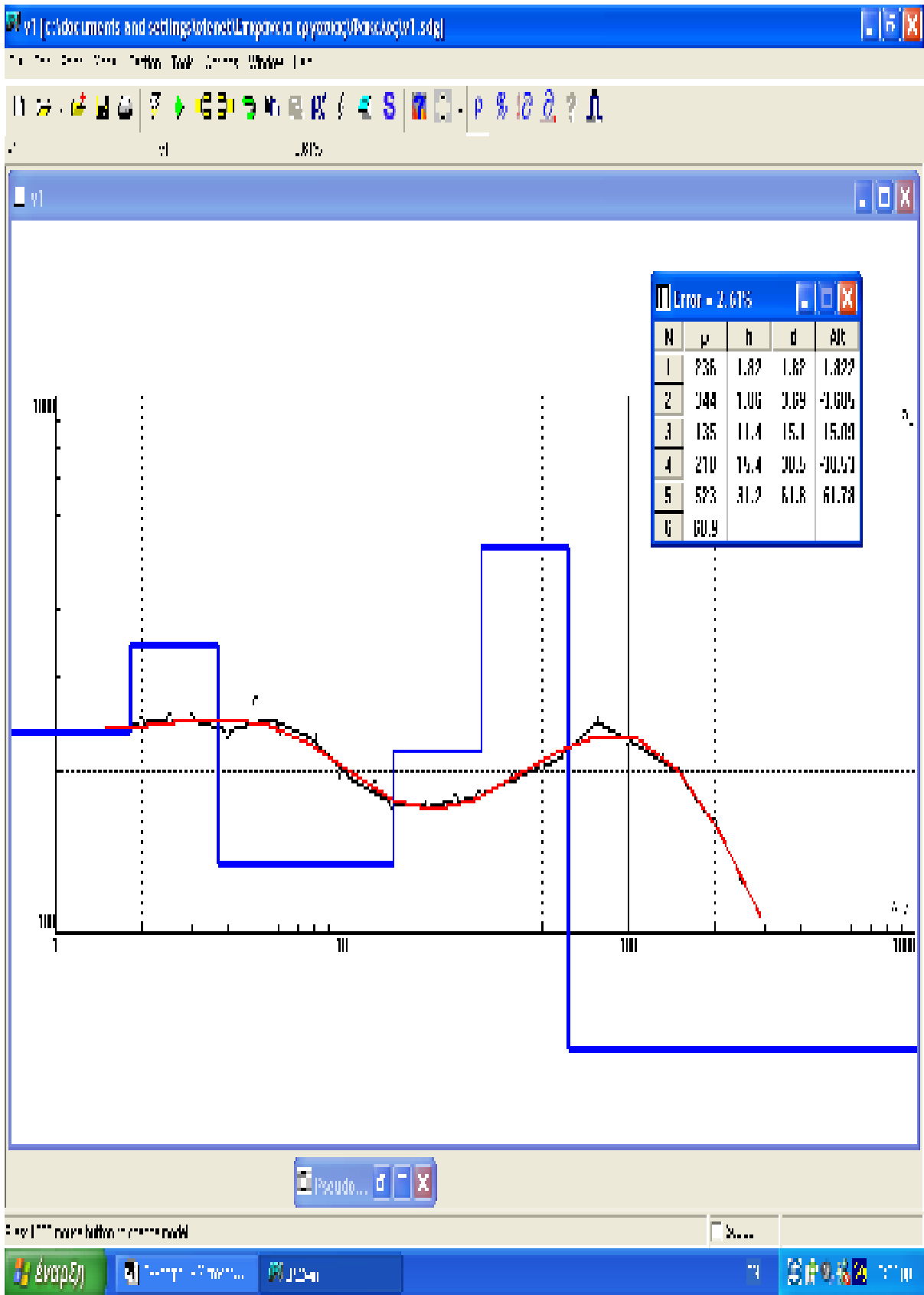




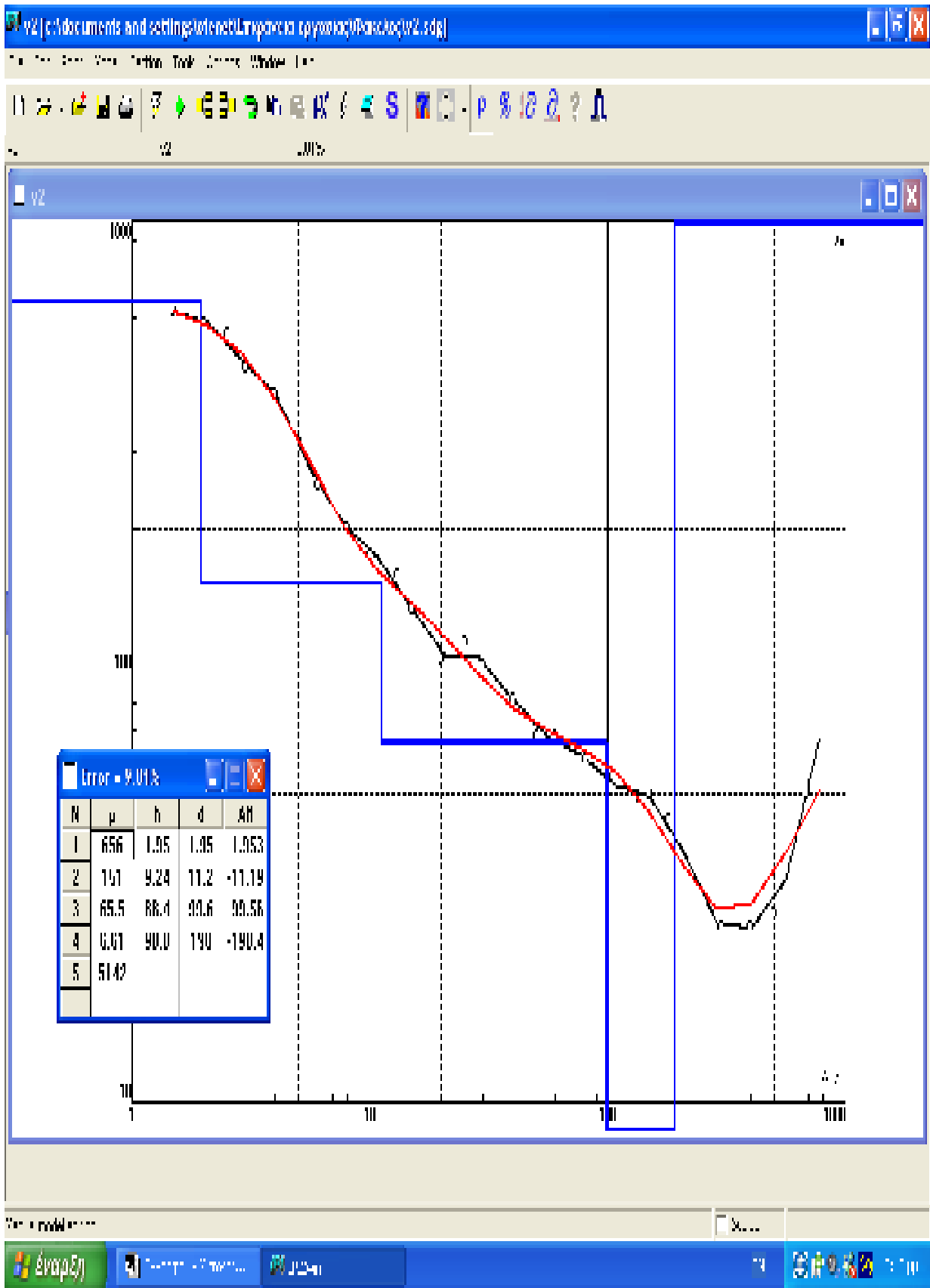
CH 12



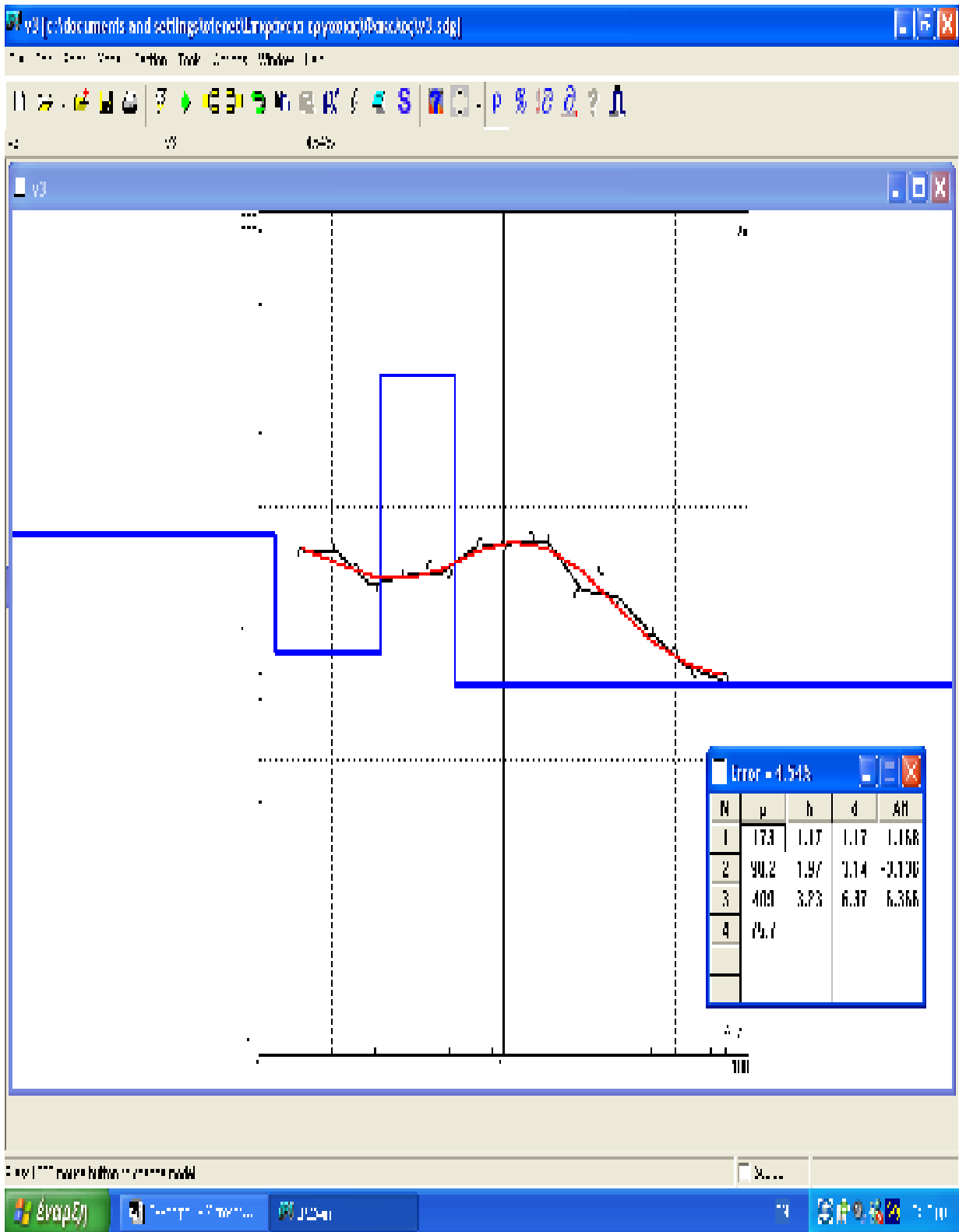
V.1



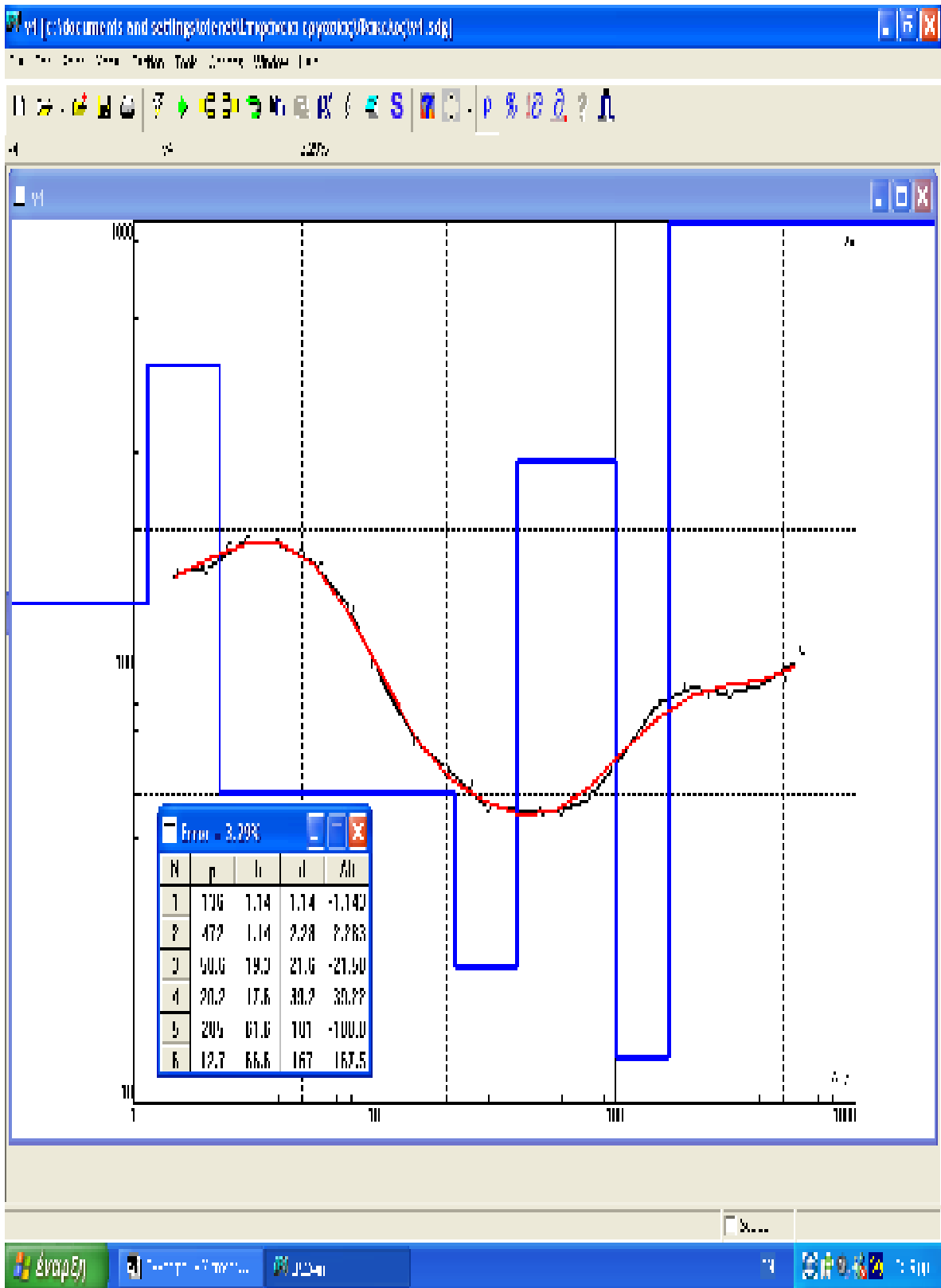
V 2



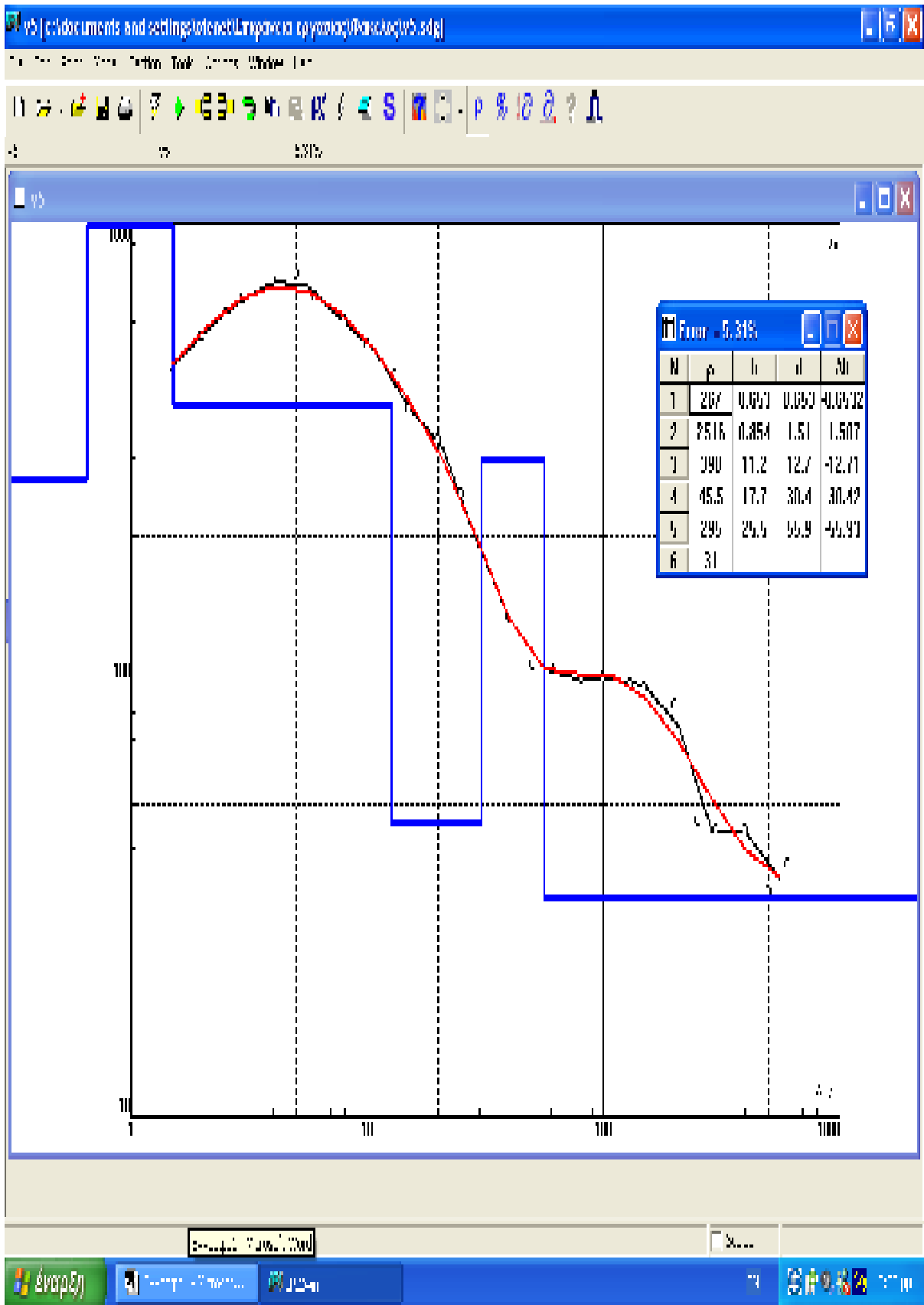
V 3



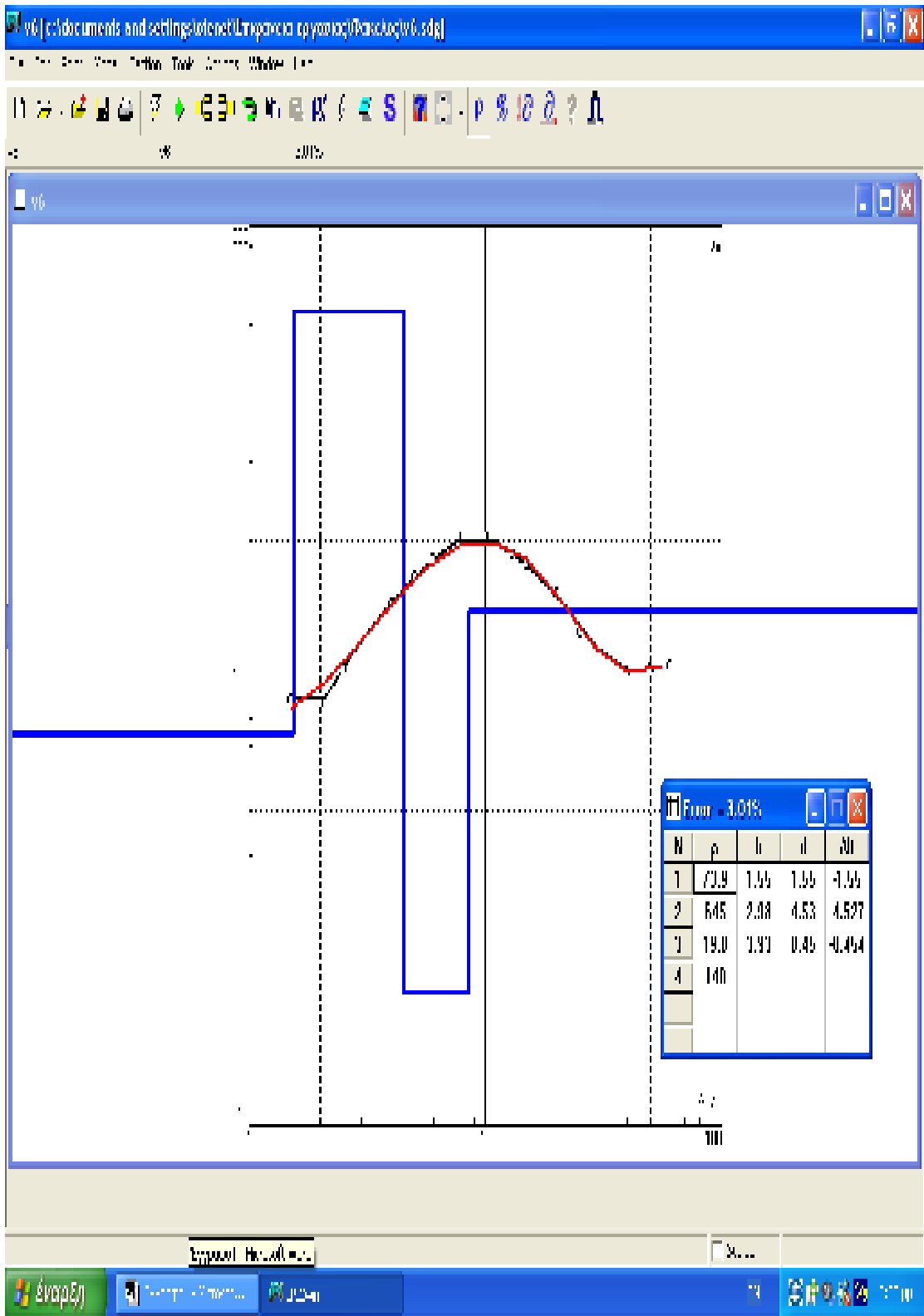
V 4



V 5

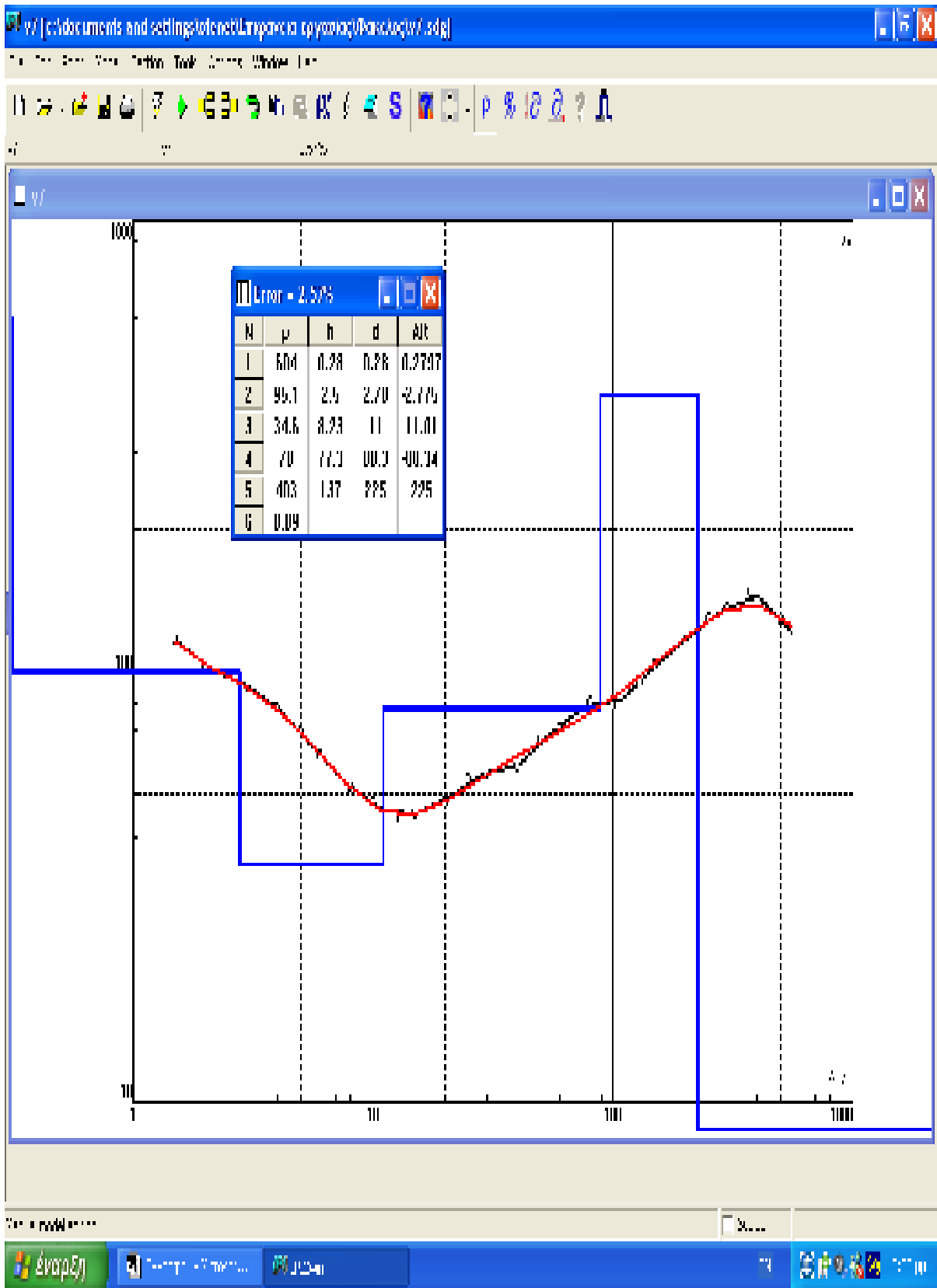


V 6

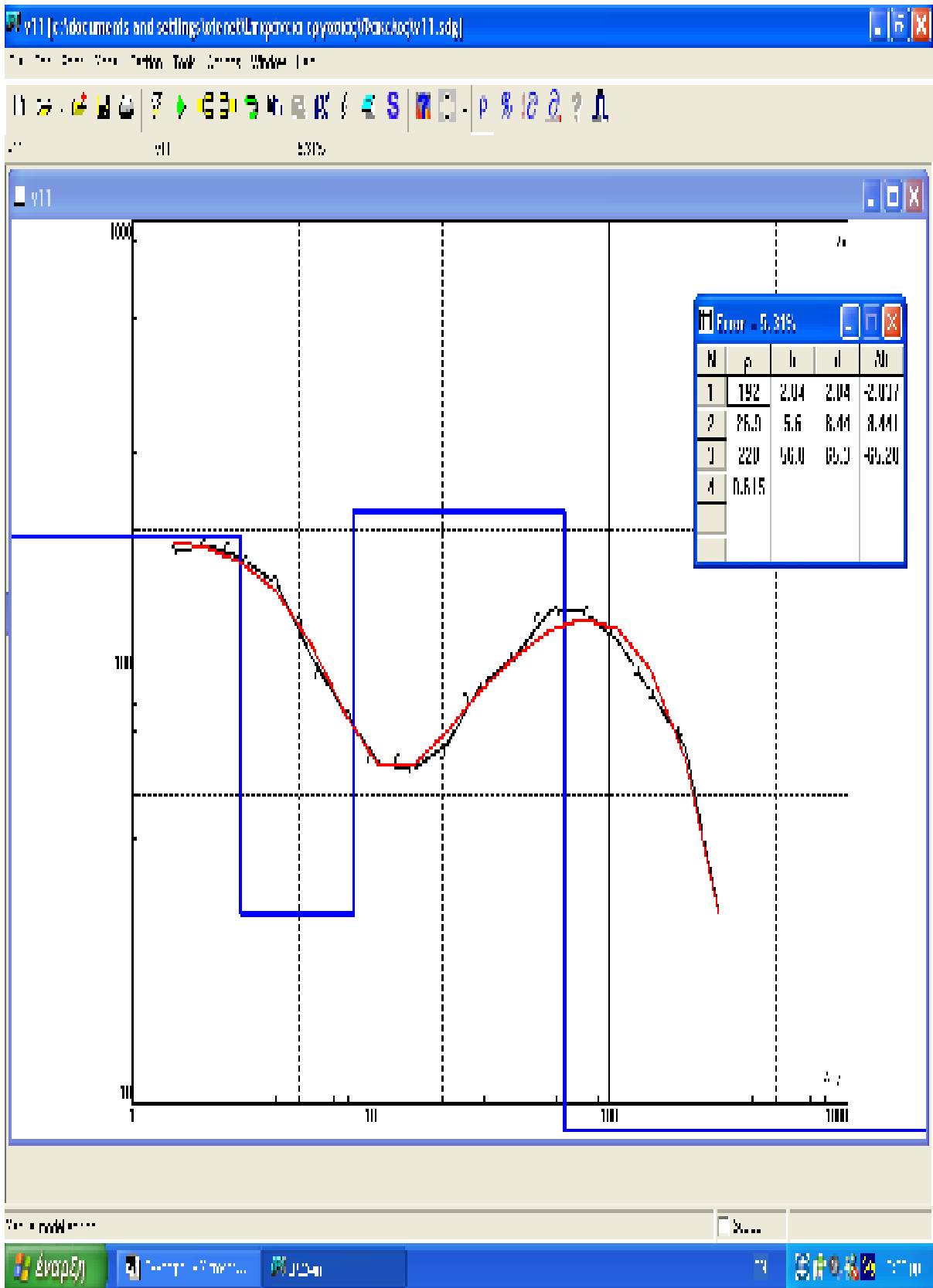




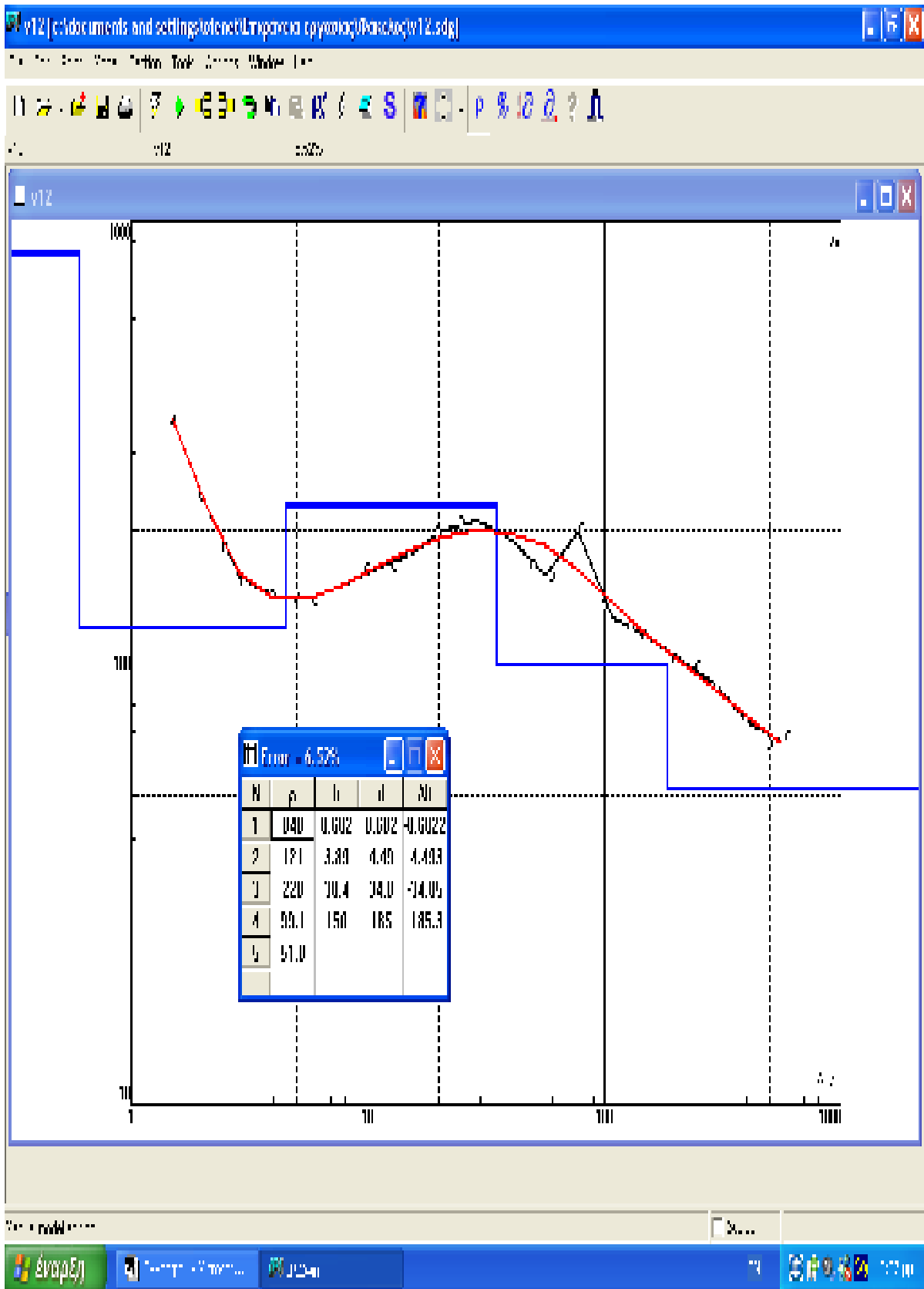
V 7



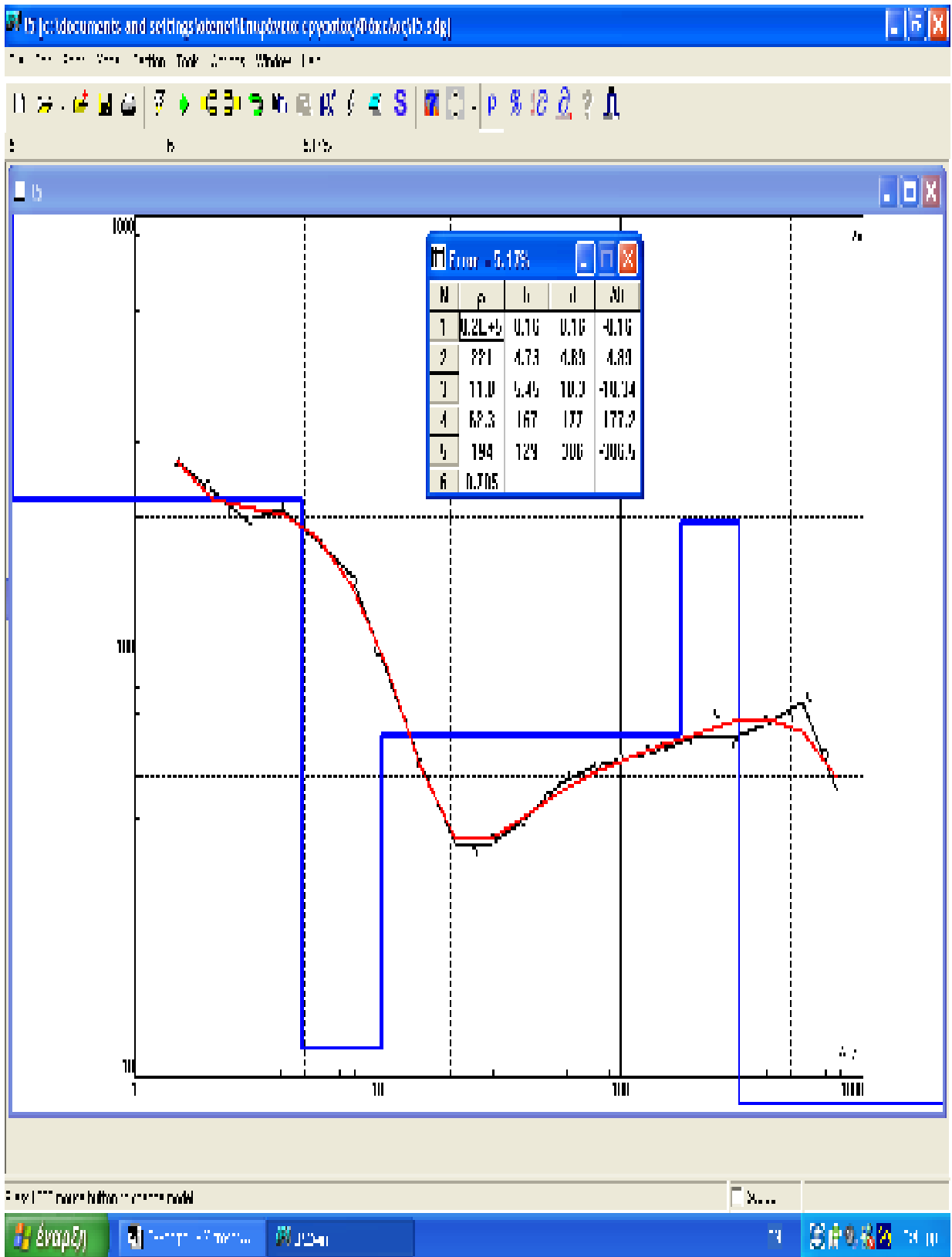
V 11



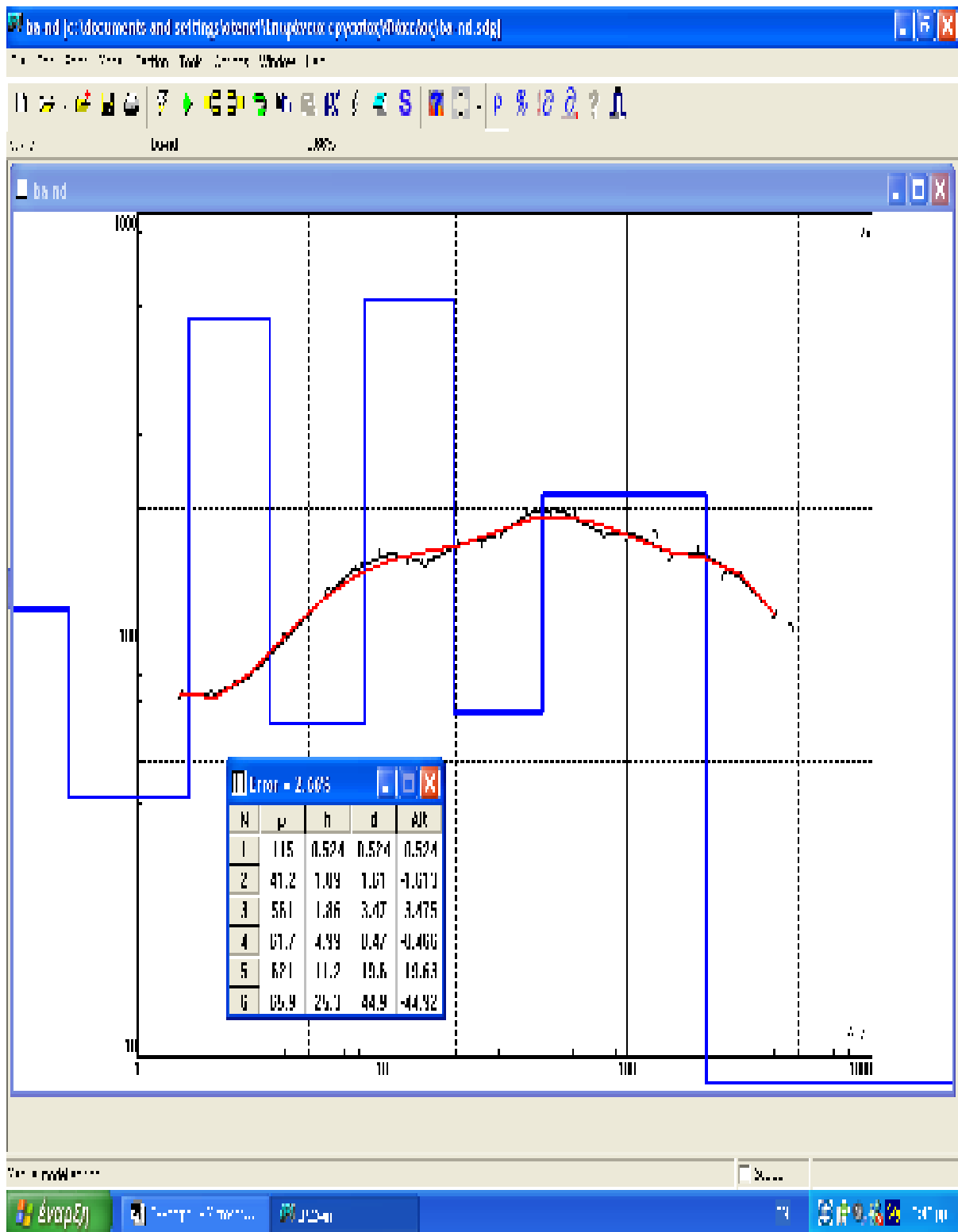
V 12



L 5



BA-ND



### Συσχετισμός και υπολογισμος υδραυλικων παραμετρων.

Η πιο κοινή επιτόπια δοκιμή για τον υπολογισμό της πραγματικής παροχής νερού και του έμμεσου εκτίμησης της υδραυλικής αγωγιμότητας σε μια γεώτρηση, είναι η δοκιμή άντλησης που γίνεται στα φρεάτια, και περιλαμβάνει τη μέτρηση της ανόδου και της πτώσης

της στάθμης ύδατος όσον αφορά το χρόνο.

Οι διακυμάνσεις της σταθμής του ύδατος με το χρόνο, ερμηνεύονται έπειτα στις παραμέτρους υδροφόρων στρωμάτων. Η διαθεσιμότητα των προηγούμενων φρεάτιων καθιστά τη δοκιμή άντλησης οικονομικά ως ακριβή.

### **Δοκιμές άντλησης (Pumping tests)**

Η άντληση εξετάσε περισσότερα από είκοσι υδροφρεατια που χρησιμοποιήθηκαν σε όλη την περιοχή μελέτης και ένα από αυτά επιλέχτηκε ως αντιπροσωπευτικότερο για την έμμεση εκτίμηση του υδραυλικής αγωγιμότητας μέσω της χρήσης της άντλησης της δοκιμής.

Τα αντλούμενα στοιχεία δοκιμής ερμηνεύθηκαν εξετάζοντας τους όρους στην αξιολόγηση παραμέτρων τομεων υδροφόρων στρωμάτων.

Η χρησιμοποίηση της κατ' εκτίμηση παροχής νερού ( $Q=100 \text{ m}^3 / \text{h}$ ), της διάμετρου (d), καθώς και του πάχους (h) του υδροφόρου στρώματος μας βοήθησε να υπολογίσουμε την υδραυλική αγωγιμότητας χρησιμοποιώντας τον παρακατω τυπο.

$$Q(\text{m}^3 / \text{h})=E(\text{m}^2) * k(\text{m}/\text{h}).$$

Χρησιμοποιώντας την ανωτέρω εξίσωση, η υδραυλική αγωγιμότητα k, είναι κατ' εκτίμηση ίση με  $6.8 * 10^{-4} \text{ m/s}$  (χονδροειδής κοκκιώδης άμμος). Αυτή η έμμεση παρατηρηθείσα τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας, συμφωνεί με την κατ' εκτίμηση παράμετρο υδροφόρων στρωμάτων ( $k=2.67 * 10^{-4} \text{ m/s}$ , μέση κοκκιώδης άμμος) όπως υπολογίστηκε από τις επιφανειακές γεωφυσικές μετρήσεις. Και οι δύο τιμές είναι μεταξύ  $10^{-5} - 10^{-2} \text{ m/s}$  που είναι η χαρακτηριστική ακτίνα της καθαρής άμμου και του υδροφόρου ψαμμίτη (Καλέργης 1999).

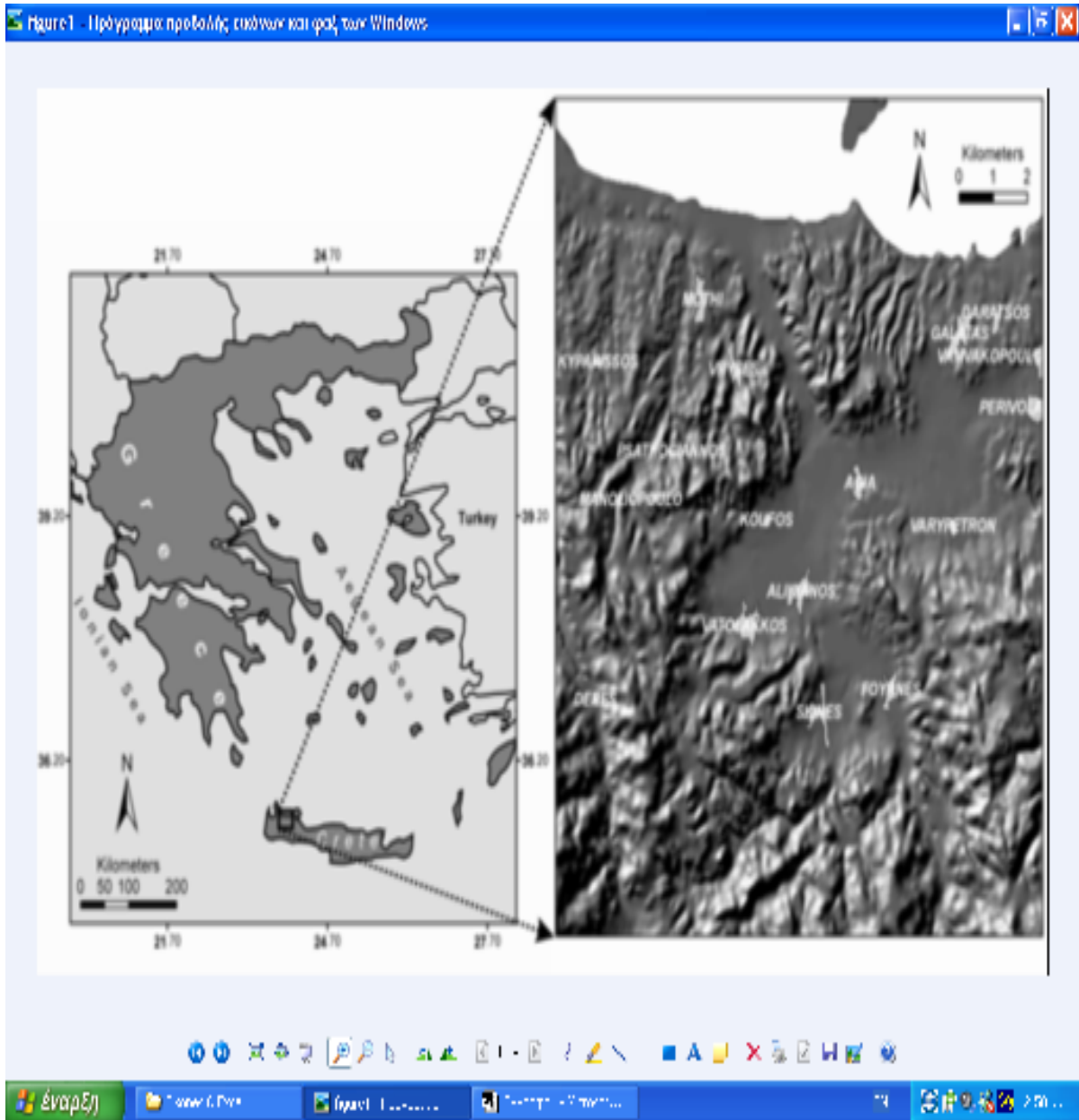
### **Αποτελέσματα**

Οι υπολογισμένες υδραυλικές παράμετροι παρεμβλήθηκαν με γεοστατιστικές και αιτιοκρατικές τεχνικές. Χρησιμοποιήσαμε το αντίστροφο απόσταση- βαρος που ζυγίστηκε με την αιτιοκρατική μέθοδο παρεμβολής για να δημιουργήθει το πάχος του υδροφορου στρωματος, η εγκάρσια αντίσταση (T.R.) και οι θεματικοί χάρτες μεταβιβασιμότητας ( $\text{m}^2 \text{ per day}$ ) παρουσιάζονται στα σχήματα 7,8 και 9, αντίστοιχα, υποθέτοντας ότι οι τιμές παραμέτρων που υπολογίζονται για κάθε τόπο έχουν καποια επιρροη που μικραίνει με την απόσταση.

Οι χωρικοί χάρτες που προήλθαν από την παρεμβολή των υπολογισμένων

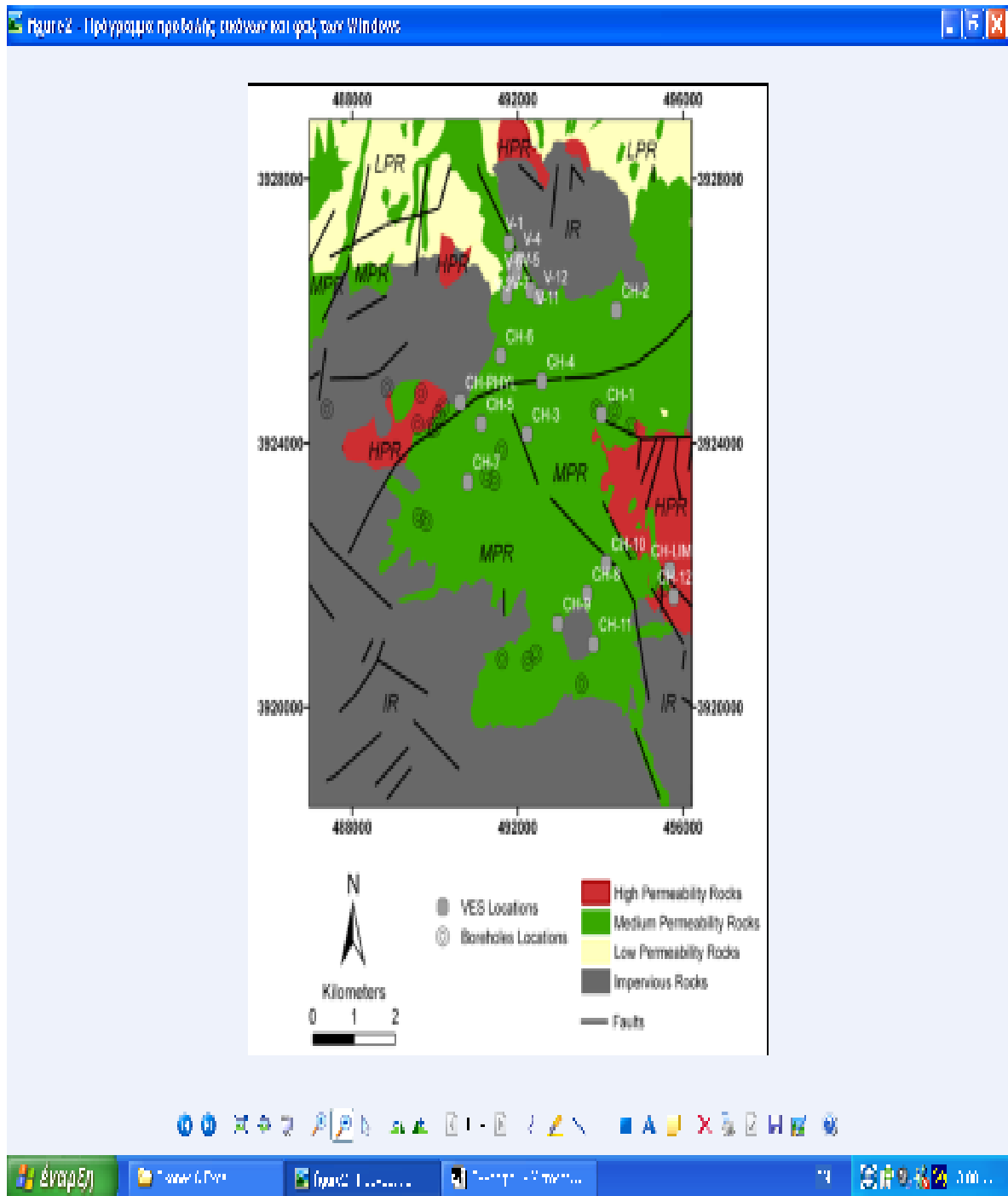
υδραυλικων παράμετρων παρουσιάζουν αυξανόμενο πάχος του υδροφορου στρωματος καθώς κινούμαστε προς την υψηλη διαπερατότητα των βράχων, οι όποιοι αντιπροσωπεύουν τους καρστικούς σχηματισμούς ασβεστόλιθων (σχέδιο 7).

Η εγκάρσια αντίσταση υδροφόρων στρωμάτων (T.R) και η μεταβιβασιμότητα φαίνεται επίσης να συνδεονται αμμεσα στο χώρο με τους υψηλούς σχηματισμούς διαπερατότητας που αναφεραμε παραπανω (σχήμα 8 και 9). Επιπλέον, υπαρχει μια σχέση μεταξύ των υπολογισμένων υδραυλικων παραμετρων και αυτων που παρουσιαζονται στα σχήματα 7.8. και 9. οπου οι τεκτονικές δομές φαίνονται να υπάρχουν με μειονεκτήματα ενεργώντας ως όριο ακόμη και μεταξύ της ιδιας υδρολιθολογικης μονάδας, και καθορίζουν το μερος των ποικιλων υδροφορων παραμετρων.

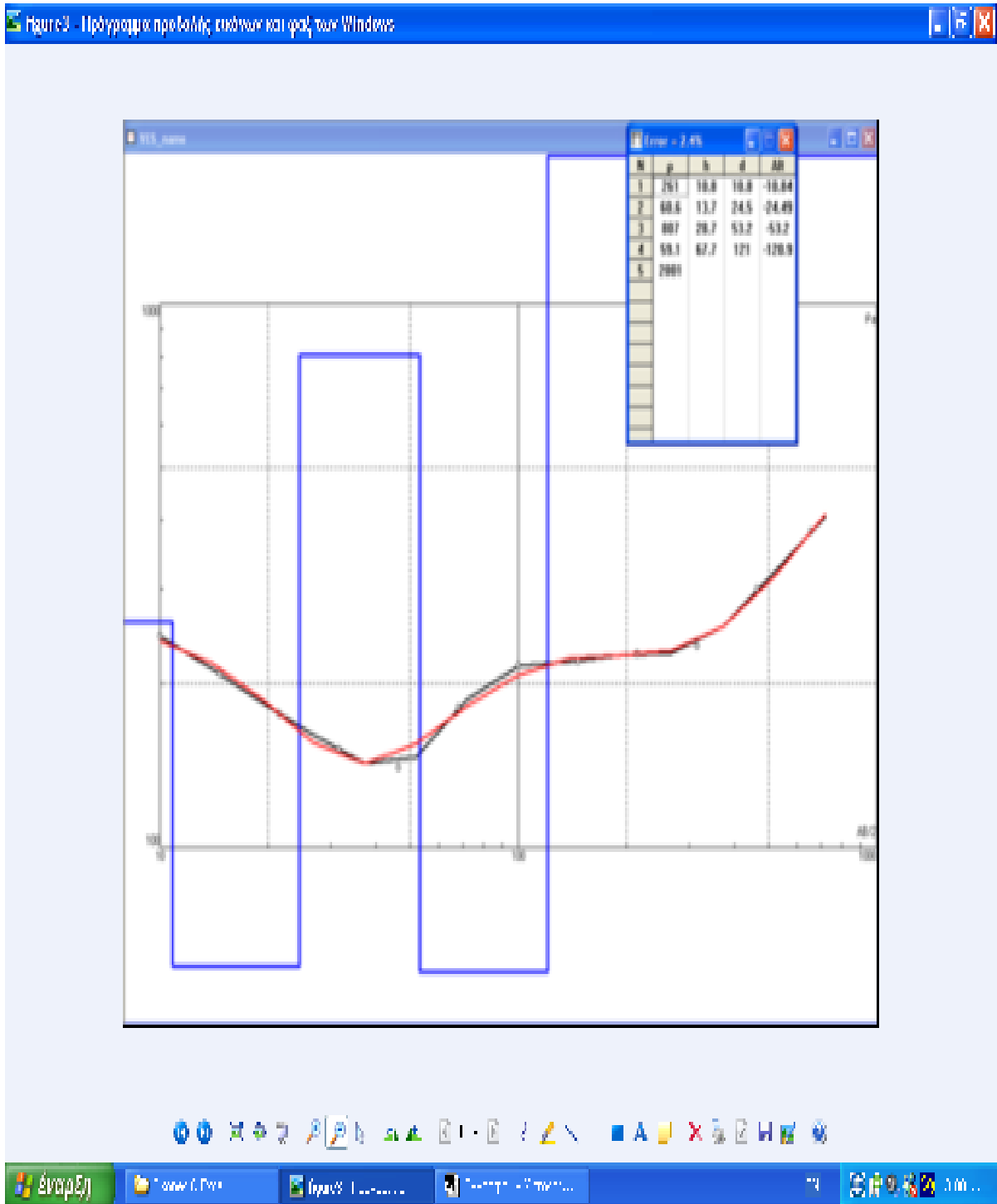


Σχήμα 1: Χάρτης της τοποθεσίας της λεκάνης του Κερίτη.

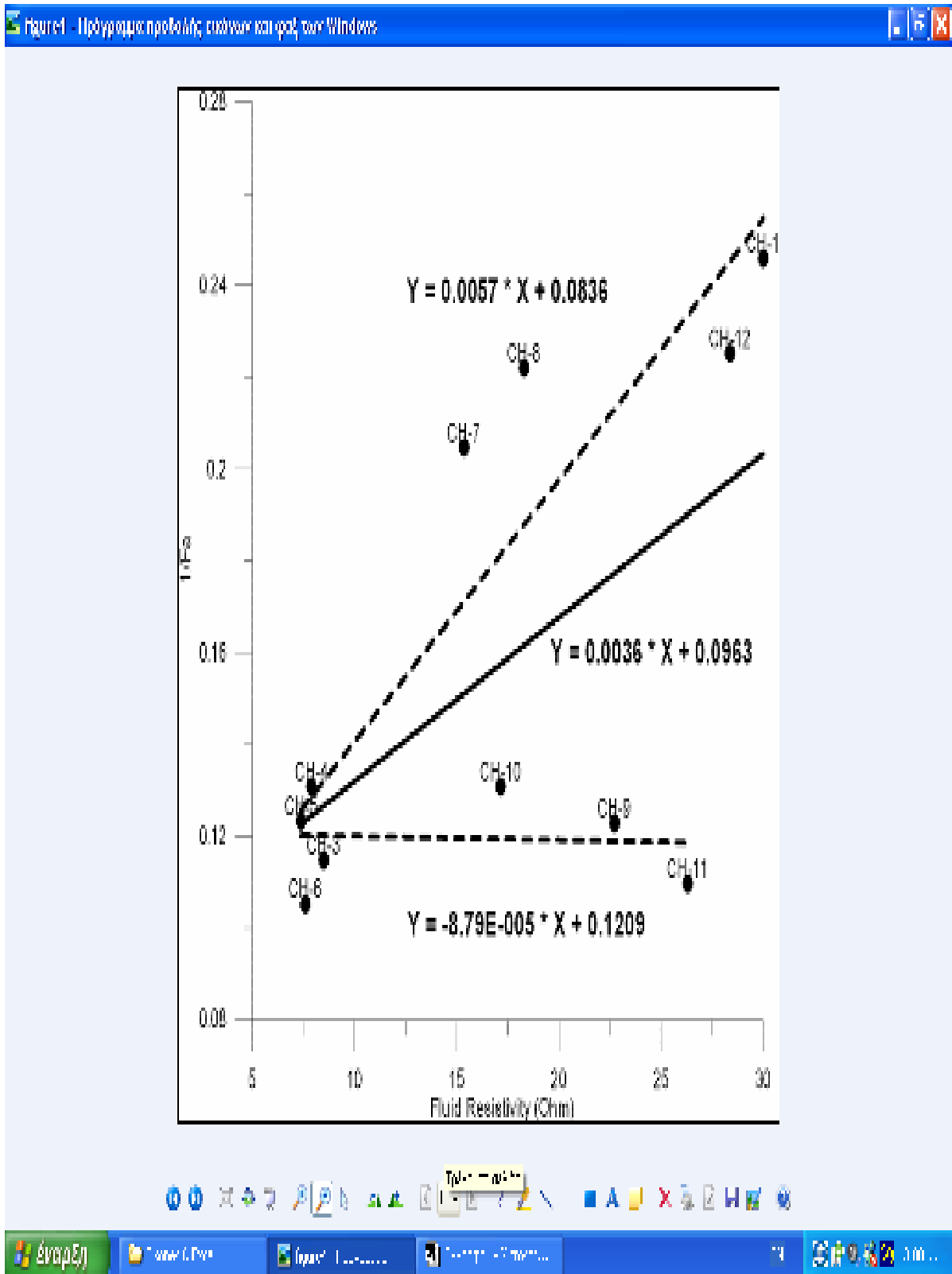




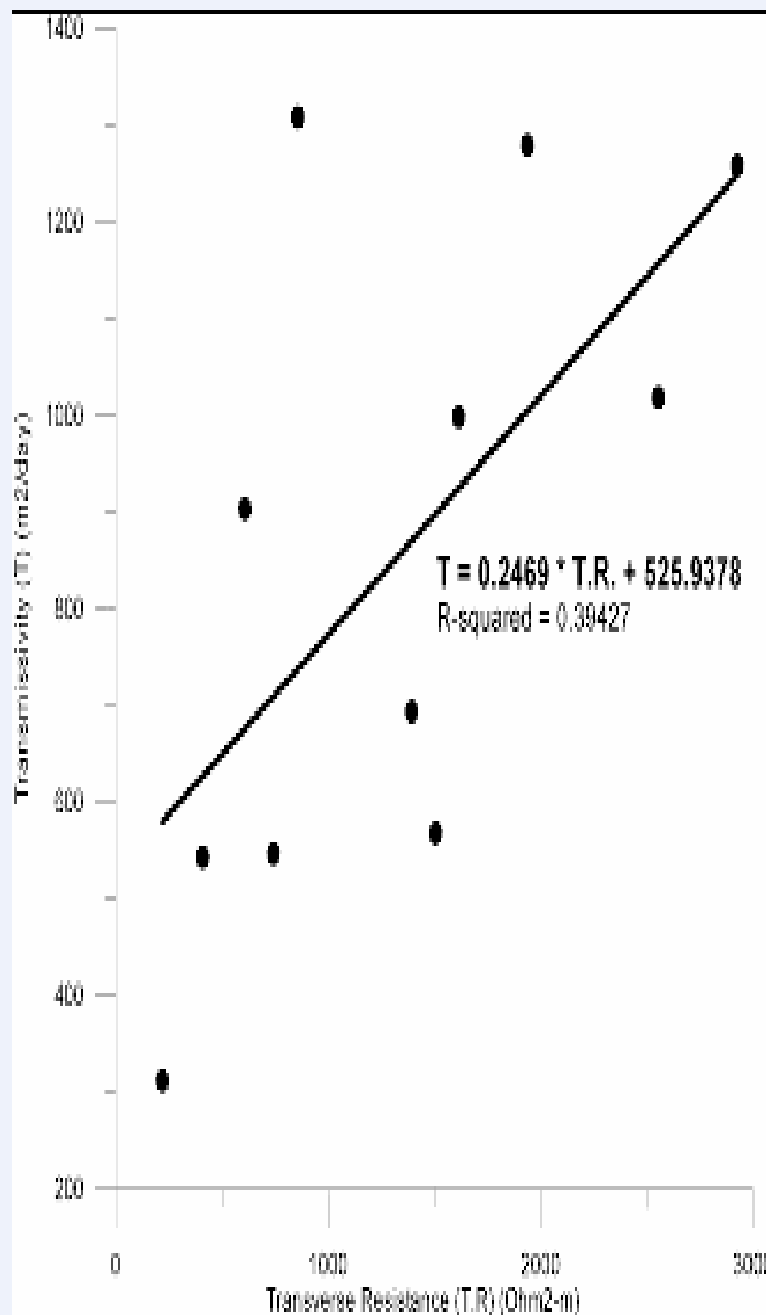
**Σχήμα 2:** Υδρολογικός χάρτης της περιοχής που μελετάμε, με την τεκτονική επικάλυψη των ελαττωμάτων. Παρουσιάζονται επίσης οι θέσεις των γεωτρήσεων καθώς και του κάθετου ηλεκτρικού ήχου [ VES = Vertical electrical Sounding].



**Σχήμα 3:** Παρουσιάζεται το πάχος του υδροφόρου στρώματος κατά μήκος του οριζόντιου AB/2 άξονα χρησιμοποιώντας το μήκος ως βάθη για τα στρώματα παραγόμενα από το πρότυπο. [ Άσπροι κύκλοι: καμπύλη τομέων, που συνδέεται με τη μαύρη παχιά γραμμή. Κόκκινη στερεά γραμμή: θεωρητική πρότυπη καμπύλη. Μπλε στερεά γραμμή: οδηγούμενο πρότυπο στρώμα-ειδικής αντίστασης].



**Σχήμα 4:** Προσδιορισμός του εσωτερικού παράγοντα σχηματισμού, FI, σχεδιάζοντας την 1/Fa και την ρευστή ειδική αντίσταση.

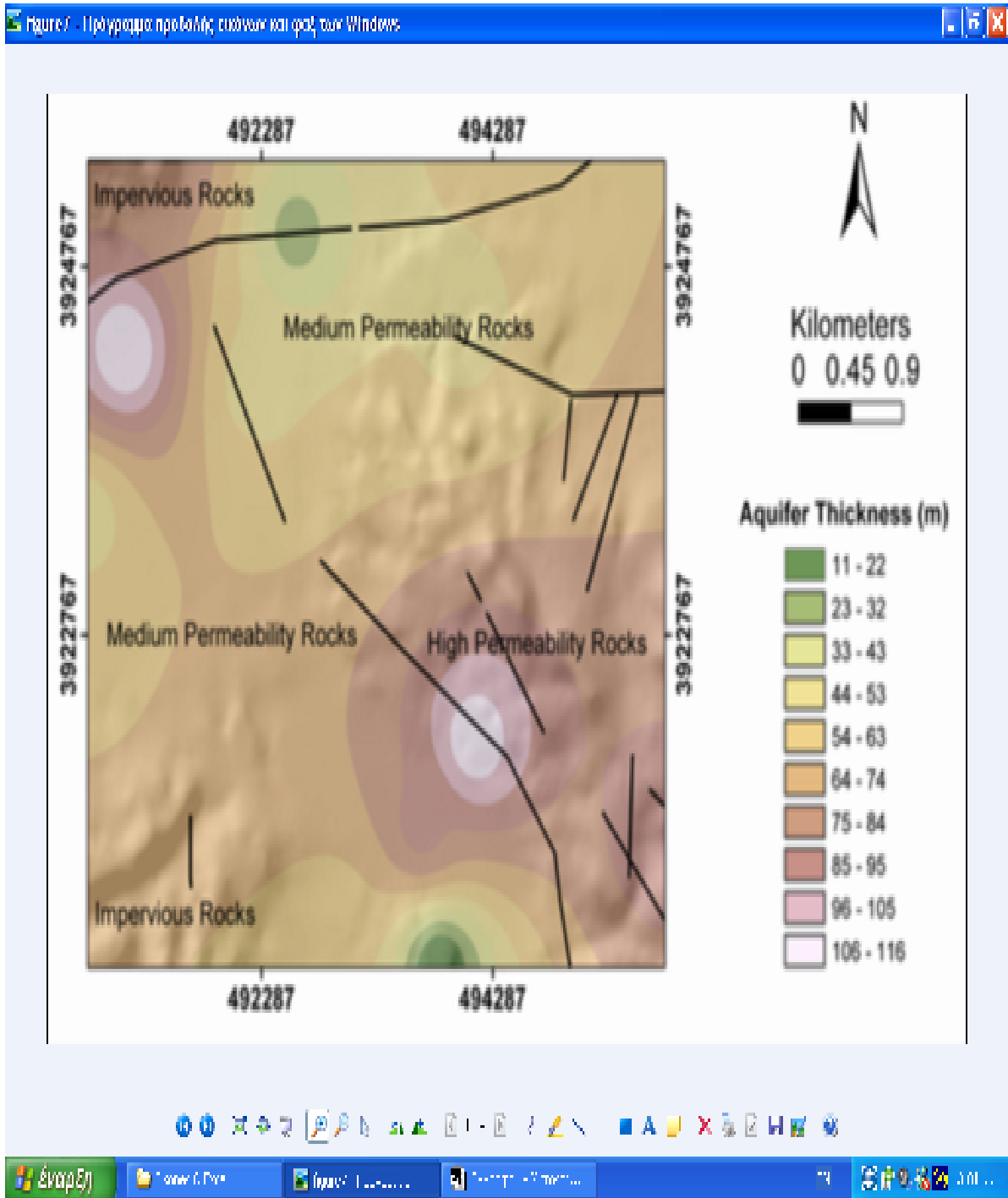


**Σχήμα 5:** Σχέση μεταξύ της εγκάρσιας αντίστασης, T.R ( Ωhm<sup>2</sup> - m) και της μεταβιβασιμότητας, T (m<sup>2</sup>/sec.). Παρουσιάζεται η καταλληλότερη γραμμή παλινδρόμησης [  $T = 0.2469 * T.R + 525.9378$  ].

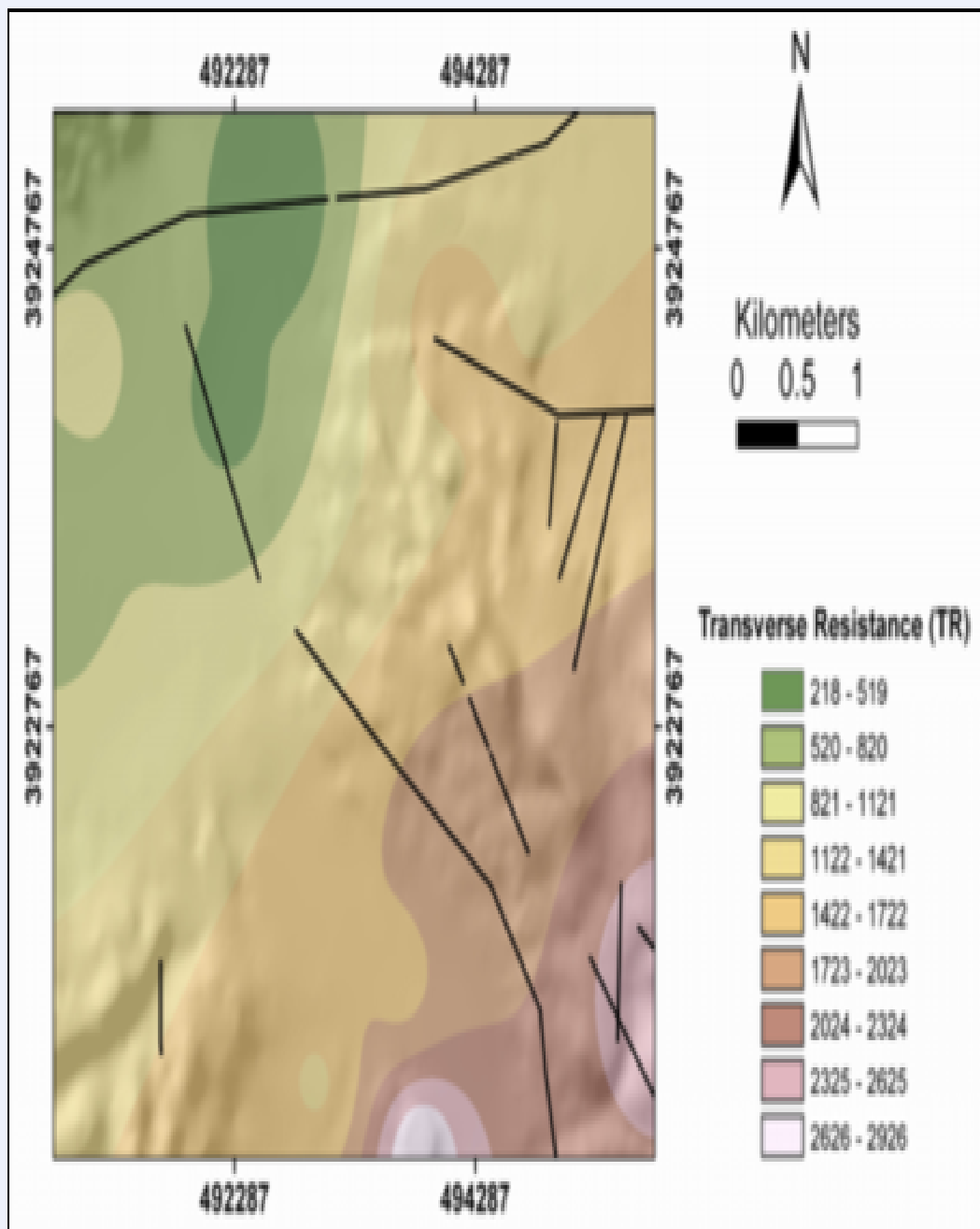
Card Inventory of Representative Hydrowell in the Study Area								
Tubing Infos	Depth (m)	Hydrology				Lithology		
		Aquif. Layers	Supply (m <sup>3</sup> /h)	Water Level	Pumping Level	Depth (m)	Lithol. Column	Lithology
100 1/4 in	5		100	18.60	20.80	5	[Lithol. Column Pattern]	Sand - Pebbles - Gravels
	10							
	15							
	20							
	25					[Lithol. Column Pattern]	Clay - Pebbles	
	30							
	35							
	40					[Lithol. Column Pattern]	Liquidated Sand	
	45							
	50					[Lithol. Column Pattern]	Pebbles with Sand	
	55							
	60							
	65							
	70					[Lithol. Column Pattern]	Fractured Schist	
	75					[Lithol. Column Pattern]	Clays	
	80							
	85							
	90							
95								
100								
105								
110								



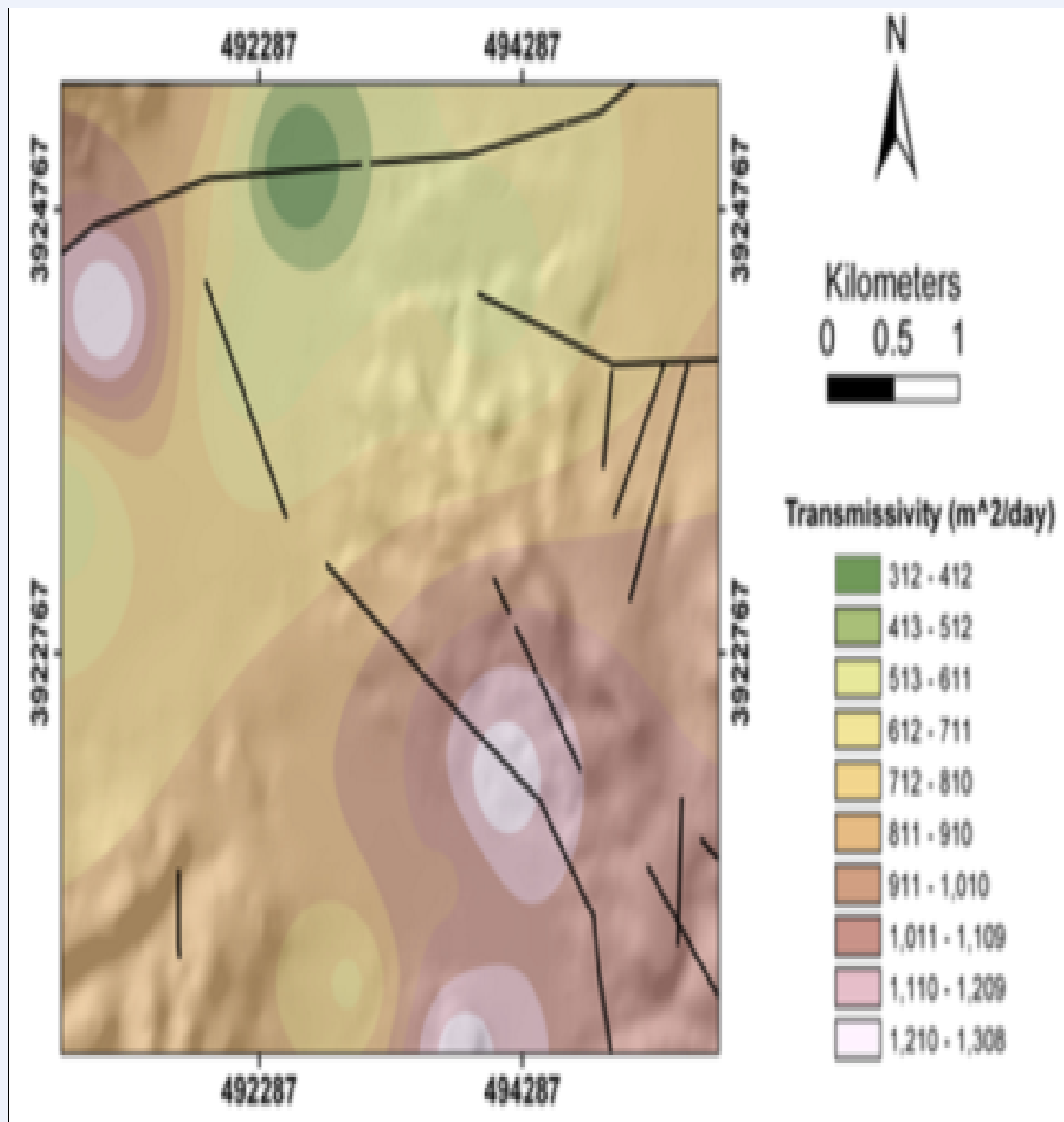
Σχήμα 6: Δίνεται η αίτηση εγγραφής και οι διαθέσιμες υδραυλικές πληροφορίες της αντιπροσωπευτικότερης υδροληψίας στην ευρύτερη περιοχή μελέτης.



**Σχήμα 7:** Χάρτης πάχους υδροφόρων στρωμάτων για την περιοχή της λεκάνης του Κερίτη με τα τεκτονικά ελαττώματα επικαλυμένα. Είναι προφανής μια χωρική αλληλεξάρτηση μεταξύ του πάχους των υδροφόρων στρωμάτων και των υδρολιθολογικών τιμών, δεδομένου ότι το πάχος υδροφόρων στρωμάτων τείνει να μειωθεί με τη μετάβαση από διαπερατούς σε αδιαπέραστους βράχους.



**Σχήμα 8:** Χάρτης εγκάρσιας αντίστασης (TR) για την περιοχή της λεκάνης του Κερίτη με τεκτονική επικάλυψη των ελαττωμάτων. Το TR τείνει να αυξηθεί από το νοτιοδυτικό (αδιαπέραστοι βράχοι) στο νοτιοανατολικό μέρος (βράχοι της υψηλής διαπερατότητας, δηλ. καρστικοί ασβεστόλιθοι) της περιοχής.



**Σχήμα 9:** Χάρτης μεταβιβασιμότητας (m<sup>2</sup>/day) για την περιοχή της λεκάνης του Κερίτη με τεκτονική επικάλυψη των ελαττωμάτων. Η σειρά των τιμών μεταβιβασιμότητας παρουσιάζει ένα σχέδιο παρόμοιο με αυτό του πάχους υδροφόρων στρωμάτων (σχήμα 7).



## Ερμηνεία πίνακα υδραυλικών παραμέτρων

Στον πίνακα 1 παρουσιάζουμε την εκτίμηση του παράγοντα σχηματισμού [Fa] και όλων των γεωφυσικών στοιχείων που προκύπτουν από τις τοποθεσίες [CH-> 1,3,4,5,6,7,8,9,10,11,12].

Παρακάτω αναφέρεται αναλυτικά η ερμηνεία της κάθε στήλης του πίνακα και πως αυτή προκύπτει.

**Location:** είναι η στήλη που περιλαμβάνει τις τοποθεσίες όπου πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις.

**Bulk Resistivity:** ειδική αντίσταση υδροφόρου στρώματος, προκύπτει από τις τιμές των πινάκων του IPI2WIN όπου πήραμε την μικρότερη τιμή και από αυτήν την τιμή και έπειτα βρίσκαμε τον μέσο όρο του πίνακα.

**Aquifer Resistivity:** ειδική αντίσταση υδροφόρου στρώματος, οι τιμές προκύπτουν μετά από την επεξεργασία των δεδομένων στο IPI2WIN.

**Aquifer Thickness:** πάχος υδροφόρου στρώματος, οι τιμές περιλαμβάνονται στα δεδομένα.

**Formation Factor (Fa):** παράγοντας σχηματισμού, προκύπτει από την διαίρεση Bulk Resistivity/ Aquifer Resistivity.

**Longitudinal Unit Conductance (S):** τιμές διαμήκουσ αγωγιμότητας, προκύπτουν από την διαίρεση Aquifer Thickness/ Aquifer Resistivity.

**Transverse Resistance (TR):** εγκάρσια αντίσταση, προκύπτει από τον πολλαπλασιασμό Aquifer Thickness\*Aquifer Resistivity.

**Transmissivity** : μεταβιβασημοτητα,προκυπτει από το γινόμενο Aquifer Thickness\* $2,67*10^{-4}$ . ( $2,67*10^{-4}$ )-> hydraulic conductivity.

**A** : συντελεστής που συνδέεται με το m .

**M** : παράγοντας στερέωσης. Αν και ερμηνεύεται επίσης ως παράγοντας κόκκος-μορφής ή πόρος-μορφής.

**Low bound porosity** : χαμηλά συνδεδεμένο

πορώδες, $[\varphi=e^{(1/m)*\ln\alpha+(1/m)*\ln(1/F_i)}$ ].Όπου  $F_i=0.1209$ .

**Porosity** : Πορώδες, $[\varphi=e^{(1/m)*\ln\alpha+(1/m)*\ln(1/F_i)}$ ].Όπου  $F_i=0.0963$ .

**Upper bound porosity** : υψηλά συνδεδεμένο πορώδες, $[\varphi=e^{(1/m)*\ln\alpha+(1/m)*\ln(1/F_i)}$ ].Όπου  $F_i=0.0836$ .

**Average porosity** : Μέσος όρος πορώδους.[ Low bound porosity : Upper bound porosity].

**Hydraulic conductivity (m/sec)** : Υδραυλική Αγωγιμότητα,  $\{k=(\delta_w * g/\mu)*(d^2/180)*[(\varphi^3)/(1-\varphi^2)]\}$ .Όπου d το μέγεθος των κόκκων,  $\delta_w$  η υγρή πυκνότητα [ $1000 \text{ kgr}/\text{m}^3$ ],  $\mu$  το ιξώδες [ $0,0014 \text{ kgr}/\text{ms}$ ] και g η επιτάχυνση [ $9,81 \text{ m}/\text{sec}^2$ ].

**Hydraulic conductivity (m/day) :** Υδραυλική

Αγωγιμότητα,  $\{k=[(\delta_{\omega} * g / \mu) * (d^2 / 180) * [(\varphi^3) / (1 - \varphi^2)]] * 24h * 60min * 60sec.\}$ .

Location	Bulk Resistivity (Ωhm-m)	Aquifer Resistivity (Ωhm-m)	Aquifer Thickness (m)	Formation Factor (Fa)	1/Fa
CH-1	122	30	50,2	4,0667	0,2459
CH-3	74	8,5	48	8,7059	0,1149
CH-4	60,4	7,9	27,6	7,6456	0,1308
CH-5	60	7,4	115,6	8,1081	0,1233
CH-6	72,2	7,6	79,8	9,5000	0,1053
CH-7	75	15,35	48,3	4,8860	0,2047
CH-8	82,4	18,3	88,2	4,5027	0,2221
CH-9	185	22,72	61,3	8,1426	0,1228
CH-10	131	17,15	113	7,6385	0,1309
CH-11	240	26,31	111,2	9,1220	0,1096
CH-12	126	28,38	90	4,4397	0,2252

Longitudinal Unit Conductance (S)	Transverse Resistance (TR)	Transmissivity (m <sup>2</sup> /s)
1,673	1506	1,34E-02
5,647	408	1,28E-02
3,494	218,04	7,37E-03
15,622	855,44	3,09E-02
10,500	606,48	2,13E-02
3,147	741,405	1,29E-02
4,820	1614,06	2,35E-02
2,698	1392,736	1,64E-02
6,589	1937,95	3,02E-02
4,227	2925,672	2,97E-02
3,171	2554,2	2,40E-02

a	m	low bound porosity	porosity	upper bound porosity	average porosity
1,04	2,3	0,406	0,368	0,346	0,373
0,5	2,31	0,297	0,269	0,253	0,273
1,1	1,61	0,286	0,248	0,227	0,254
1	1,3	0,197	0,165	0,148	0,170
1	1,5	0,245	0,210	0,191	0,215
1	1,7	0,289	0,252	0,232	0,258
1	1,9	0,329	0,292	0,271	0,297
1	2,1	0,366	0,328	0,307	0,333
1	2,3	0,399	0,361	0,340	0,367
1	2,5	0,430	0,392	0,371	0,397
		<b>0,324</b>	<b>0,289</b>	<b>0,269</b>	

**diameter 0,01**

**d2 0,0001**

hydraulic conductivity (m/sec)	hydraulic conductivity (m/day)
5,15E-04	4,45E+01
1,50E-04	1,29E+01
1,14E-04	9,84E+00
2,78E-05	2,40E+00
6,31E-05	5,45E+00
1,21E-04	1,05E+01
2,07E-04	1,79E+01
3,25E-04	2,81E+01
4,79E-04	4,14E+01
6,73E-04	5,81E+01
<b>2,67E-04</b>	<b>2,31E+01</b>

## Συμπεράσματα

Από τότε που οι γεωτρήσεις για τον υπολογισμό των υδραυλικών παραμέτρων είναι δαπανηρές, ο καθορισμός των στρωμάτων των υδροφόρων παραμέτρων από VES είναι οικονομικά αποδοτικότερος. Βασισμένοι στα αποτελέσματα μας, η συμβολή του VES μαζί με τα διαθέσιμα αντλώμενα στοιχεία δοκιμής εκτός από την προφανή χρήση της στην εκμετάλλευση υπόγειων νερών και τη γεωμετρία υδροφόρων στρωμάτων, η σκιαγράφηση αποδείχθηκε μάλλον σημαντική στην ποσοτική εκτίμηση των παραμέτρων των υδροφόρων στρωμάτων.

Η κατ' εκτίμηση μεταβιβασιμότητα των γεωλογικών σχηματισμών που σύνθεσαν την υπό έρευνα περιοχή, παρουσιάζει ευρύ φάσμα λόγω της υψηλής ανομοιογένειας του ιζηματογενούς σχηματισμού και της πολυπλοκότητας των καρστικών σχηματισμών που αποτελούν το στρώμα βράχου της περιοχής που μελετάμε.

Βασισμένοι στους υπολογισμούς των υδραυλικών παραμέτρων του ρηχού υδροφόρου στρώματος στη Λεκάνη του Κεριτη, έχουν γίνει διάφοροι χάρτες που είναι πολύ χρήσιμοι για τις περαιτέρω μελέτες των υπόγειων νερών στη περιοχή. Οι χάρτες θα μπορούσαν επίσης να χρησιμοποιηθούν για να παράγουν τις παραμέτρους εισαγωγής του μολυσματικού μεταναστευτικού προτύπου και για να βελτιώσουν την ποιότητά του. Τέλος, πρέπει να αναφέρουμε ότι οι υπολογισμένες παράμετροι των υδροφόρων στρωμάτων καθορίζονται πολύ καλά μέσα στη ακτινα των παρατηρηθέντων παραμετρων του υδροφόρου στρώματος.

## **Βιβλιογραφία**

Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Amer. Inst. Min. Met. Eng., Tech. Pub. 1422, Petroleum Technology, 8 pp.

Ayers, J.F., 1989. Consumptive use of geophysical and geological data in the study of an alluvial aquifer. Ground Water 27 (5), 625-632.

Croft, M.G., 1971. A method of calculating permeability from electric logs. In: Geological Survey Research. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 750-B, pp. 265-269.

Doveton, J.H., 1986. Log Analysis of Subsurface Geology. Wiley, New York, 273 pp.

Duprat, A., Simier, L., Ungemach, P., 1970. Contribution de la prospection électrique à la recherche des caractéristiques hydrodynamiques d'un milieu aquifère. Terres Eaux 23 (62), 23-31.

Ebert, A., 1943. Grundlagen Zur Auswertung geoelektrischer Tiefenmessungen. Gerlands Beiträge Zur Geophysik, BZ 10 (1), 1-17.

Frohlich, R.K., 1974. Combined geoelectrical and drill-hole investigations for detecting freshwater aquifers in northwestern Missouri. Geophysics 39 (3), 340-352.

Frohlich, R.K. Kelly, W.E. , 1985. The relation between hydraulic transmissivity and transverse resistance in a complicated aquifer of glacial outwash deposits. J. Hydrol. 79, 215-229.

Frohlich., R.K., Fisher , J.J. Summerly, E., 1996. Electric-hydraulic conductivity correlation in fractured crystalline bedrock: Central Landfill, Rhode Island, USA. J. Appl. Geophys. 35, 249-259.

Heigold, P.C., Gilkeson, R.H. Cartwright, K.. Reed P.C. , 1979. Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. Ground water 17 (4), 3338-345.

Herniet , J.P., 1976. Direct application of Dar-Zarrouk parameters in ground water surveys. Geophys. Prospect. 24, 344-353.

Jones , P.H. Buford TB 1951. Electric logging applied to groundwater exploration. Geophysics 16 (1) , 115-139.

Jupp, D.L.B., Vozoff, K., 1975. Stable interactive methods for the inversion of geophysical data, Geophys. J.R. Astron. Soc., 975-976.

Kelly, W.E., 1977. Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Ground Water* 15, 420-424.

Kelly, W.E., 1977a. Electrical resistivity for estimating permeability. *J. Geotech. Eng. Div.* 103, 1165-1168.

Kelly, W.E., 1977b. Geoelectric sounding for estimating hydraulic conductivity. *Ground Water* 15 (6), 420-425.

Kelly, W.E., Reijter, P.F., 1984. Influence of anisotropy on relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. *J. Hydrol.* 74, 311-321.

Kosinski, W.K., Kelly, W.E., 1981. Geoelectric soundings for predicting aquifer properties. *Ground Water* 19 (2), 163-171.

Krishnan, M.S., 1960. *Geology of India and Burma*, 4<sup>th</sup> edn. Higginbothams, Madras, 210 pp.

Masac, O., Landa, I., 1979. On determination of hydraulic prospecting. *Geophysics* 12 (4), 529-556.

Mbonu, P.D.C., Ebeniro, J.O., Ofoegbu, C.O., Ekine, A.S., 1990. Geoelectric sounding for the determination of aquifer characteristics in parts of the Umuahia area of Nigeria. *Geophysics* 56(2), 284-291.

Niwas, S., Singhal, D.C., 1981. Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *J. Hydrol.* 5, 393-399.

Niwas, S., Singhal, D.C., 1985. Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. *J. Hydrol.* 82, 143-153.

Onuoha, K.M., Mbazi, F.C.C., 1988. Aquifer transmissivity from electrical sounding data: The case of Ajali Sandstone aquifers South West of Enugu, Nigeria, in Ofoeglu, C.O., E.D. *Ground water and mineral resources of Nigeria*. Vieweg-Verlag, pp. 17-30.

Parkhomenko, E.I., 1967. *Electrical Properties of Rocks*. (trans. By G.V. Keller), Plenum, New York.

Pfannkuch, H.O., 1969. On the correlation of electrical conductivity properties of porous system with viscous flow transport coefficients. *Proceedings IAHR First International Symposium Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media*, Haifa, pp. 42-54.

Ponzini, G., Ostroman, A., Mollinari, M., 1984. Empirical relation Between electrical tranverse

resistance and hydraulic transmissivity. *Geoexploration* 22, 1-15.

Rijkswaterstaat, 1969. Standard graphs for resistivity prospecting, EAEG, The Netherlands.

Schimschal, U., 1981. The relationship of geophysical measurements to hydraulic conductivity at the Brantley Dam Site, New Mexico. *Geoexploration* 19, 115-126.

Ungemach, P., Mos1aghimi, F., Duprat, A., 1969. Essais de determination du coefficient demmagasinement en nappe libre application a la nappe alluvial du Rhin. *Bull. Int. Assoc. of Scientific Hydrol.* XIV (3), 169-190.

Urish, D.W., 1981. Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial aquifers. *Water Resour. Res.* 17, 1401-1407.

Verma, S.K., Pantulu, K.P., 1990. Software for the interpretation of resistivity sounding data for groundwater exploration. Report submitted to National Drinking Water Mission, Department of Rural Development, New Delhi, India.

Vozoff, K., Jupp, D.L.B., 1975. Joint inversion of geophysical data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 42, 977-991.

Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., 1953. Formation factors of unconsolidated porous media: Influence of Particle shape and effect of cementation. *J. Petrol. Technol.* 198, 103.

Yadav, G.S., Kumar, R., Singh, P.N., Singh, S.C., 1993. Geoelectrical soundings for aquifer characterization around Jayant Colony-Singrauli, Sidhi District, M.P. *J. Assoc. Expl. Geophys.* XIY, 123-131.

Yadav, G.S., 1995. Relating hydraulic and geoelectric parameters of the Jayant aquifer, India. *J. Hydrol.* 167, 23-38.

Asquith, G., 1990. Log evaluation of shaly sandstones: a practical guide. *Am. Assoc. Petr. Geol., Course Notes* No. 31.

Bodmer, R., Ward, S.H., Morrison, H.F., 1968. On induced electrical polarization and groundwater. *Geophysics* 33, 805-821.

Borner, F., Gruhne, M., Schon, J., 1993. Contamination indications derived from electrical properties in the low frequency range. *Geophys. Prosp.* 41, 83-89.

Borner, F.D., Schopper, J.R., Weller, A., 1996. Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarization measurements. *Geophys. Prosp.* 44, 583-601.

Brace, W.F., 1977. Permeability from resistivity and pore shape. *J. Geophys. Res.* 82, 3343-3349.

Carman, P.C., 1956. *Flow of Gases Through Porous Media*, Butterworth, London.

Clennell, B., 1997. Tortuosity: a guide through the maze Special Publication 1997. In: Lovell, M.A., Harvey, P.K. (Eds.). *Developments in Petrophysics*, Geological Society, London, p. 122.

Cremers, A.E., Laudelout, H., 1966. Surface mobilities of cations in clays. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 30, 570-576.

Croft, M.G., 1971. Method of calculating permeability from electric logs. *US Geol. Surv., Prof. Paper* 750, 265-269.

Clavier, C., Coates, G., Dumanoir, J., 1997. The theoretical and experimental bases for the "dual water" model for the interpretation of shaly sands. 52nd Ann. Fall Tech. Conf., Soc. Petr. Engr., Paper SPE. 2961.

de Lima, O.A.L., Sharma, M.M., 1990. A grain conductivity approach to shaly sands. *Geophysics* 50, 1347-1356.

de Lima, O.A.L., Sharma, M.M., 1992. A generalized Maxwell Wagner theory for membrane polarization in shaly sands. *Geophysics* 57, 431-440.

de Lima, O.A.L., 1993. Geophysical evaluation of sandstone aquifers in the Reconcavo-Tucano Basin, Bahia-Brazil. *Geophysics* 58, 1689-1702.

de Lima, O.A.L., 1995. Water saturation and permeability from resistivity, dielectric and porosity logs. *Geophysics* 60, 1756-1764.

Dias, C.A., 1972. Analytical model for a polarizable medium at radio and lower frequencies. *J. Geophys. Res.* 77, 4945-4956.

Fricke, H., 1924. mathematical treatment of the electrical conductivity and capacity of disperse system. *Phys. Rev.* 24, 575-587.

Haring, R.E., Greenkorn, R.A., 1970. statistical model of a porous medium with nonuniform pores. *Am. Inst. Chem. Eng. J.* 16, 477-483.



Heigold, P.C., Gilkeson, R.H., Castwright, K., Reed, P.C., 1980. Aquifer transmissivity from surficial electrical measurements. *Groundwater* 17, 330-345.

Hubbert, M.K., 1940. The theory of groundwater motions. *J. Geology* 48, 785-944.

Jorden, J.R., Campbell, F.L., 1986. *Well Logging II-Electric and Acoustic Logging*. Soc. Petr. Eng., Mono. 10 H. L. Doherty Series.

Katz, A.J., Thompson, A.H., 1985. Fractal sandstone pores: implications for conductivity and pore formation. *Phys. Rev. Lett.* 54, 1325-1328.

Kelly, W.E., 1977. Geoelectric sounding for estimating hydraulic conductivity. *Ground Water* 15, 420-425.

Klein, J.D., Sill, W.R., 1982. Electrical properties of artificial clay-bearing sandstone. *Geophysics* 47, 1593-1605.

Koefoed, O., 1979. *Geosounding Principles 1-Resistivity Sounding Measurements*, Elsevier, Amsterdam.

Korvin, G; 1992. *Fractal Models in Earth Sciences*, Elsevier, Amsterdam.

Kosinski, W.K., Kelly, W.E., 1981. Geoelectric soundings for predicting aquifer properties. *Ground Water* 19, 163-171.

Marshall, D.J., Madden, T.R., 1959. Induced polarization, a study of its causes. *Geophysics* 24, 790-816.

Mualem, Y., Friedman, S.P., 1991. Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil. *Water Resour. Res.* 27, 2771-2777.

Ogilvy, A.A., Kuzmina, E.N., 1972. Hydrogeologic and engineering-geologic possibilities for employing the method of induced potentials. *Geophysics* 37, 839-861.

Patell, D., 1973. new parameter for the interpretation of induced polarization field prospecting (time-domain). *Geophys. Prosp.* 21, 315-329.

Scheidegger, A.E., 1974. *The physics of flow through porous Media*. 3rd ed. University of Toronto Press.

Shuey, R.T., Johnson, M., 1973. On the phenomenology of electrical relaxation in rocks. *Geophysics* 38, 37-48.

Scott, T.D., C. Purdy, C., 1988. Log derived permeability and flushed zone saturation utilizing high frequency electromagnetic wave attenuation and propagation time. 29th Ann. Log. Symp. Trans., Soc. Prof. Well Log Analysts, Paper I.

Sen, P.N., Straley, C., Kenion, W.E., Whittingham, M.S., 1990. Surface-to-volume ratio, charge density, nuclear magnetic relaxation, and permeability in clay-bearing sandstones. *Geophysics* 55, 61-69.

Singhal, D.C., Sri Niwas, Shaked, M., Adam, E.M., 1998. Estimation of hydraulic characteristics of alluvial aquifers from electrical resistivity data. *J. Geol. Soc. India* 51, 165-183.

Sri Niwas, Singhal, D.C., 1981. Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Hydrol. J.* 50, 393-399.

Sri Niwas, Singhal, D.C., 1985. Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. *Hydro. J.* 82, 143-153.

Terzaghi, K.V., 1955. Influence of geological factors on the engineering properties of sediments. *Econ. Geol.* 15, 557-618.

Turcotte, D.L., 1992. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*, Cambridge University Press, New York.

Vacquier, V., Holmes, C.R., Kintzinger, P.R., Lavergne, M., 1957. Prospecting for ground water by induced electrical polarization. *Geophysics* 22, 660-687.

Vinegar, H.J., Waxman, M.H., 1984. Induced polarization of shaly sands. *Geophysics* 49, 1267-1287.

Yadav, G.S., Abofazi, H., 1998. Geoelectrical soundings and their relationship to hydraulic parameters in semiarid regions of Jalore, Northwestern India. *J. Appl. Geophys.* 39, 35-51.

Zonge, K.L., Sauck, W.A., Sumner, J.S., 1972. Comparison of time, frequency, and phase measurements in induced polarization. *Geophys. Prosp.* 20, 626-648.

Weerts, A.H., Bouten, W., Verstraten, J.M., 1999. Simultaneous measurement of water retention in soil: testing the Mualem-Friedman tortuosity model. *Water Resour. Res.* 35, 1781-1787.

Weller, A., Borner, F.D., 1996. Measurements of spectral induced polarization for environmental purposes. *Environ. Geol.* 27, 329-334.

Winsauer, W.O., Shearin, H.M., Masson, P.H., Williams, M., 1952. Resistivity of brine-saturated sands in relation to pore geometry. *Bull. Am. Ass. Pet. Geol.* 36, 253-277.

Wong, P., Koplik, J., Tomanic, J.P., 1984. Conductivity and permeability of rocks. *Phys. Rev. B* 30, 6604-6614.

Worthington, P.F., Col1ar, F.A., 1984. The relevance of induced polarization to quantitative formation evaluation. *Marine and Petr. Geol.* 1, 14-26.

Wyl1ie, M.R.J., Rose, W.D., 1950. Some theoretical considerations related to quantitative evaluation of the physical characteristics of reservoir rock from electric log data. *Trans. Am. Inst. Mech. Engng* 189, 105-118.

Wyl1ie, M.R.J., Spangler, M.B., 1952. Application of electrical resistivity measurements to problems of fluid flow in porous media. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.* 36, 359-403.

Apostolopoulos, O., Lionis, M. and Perleros, B. (2001) Hydrogeological study of Chania basin - Geophysical study, Technical report, Prefecture of Chania, Chania, Crete-Greece (in greek).

Archie, G.E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Amer. Inst. Min. Met. Eng., Tech. Pub.* 1422, *Petroleum Technology*, 8-13.

Bobachev, C. (2002) IPI2Win: A windows software for an automatic interpretation of resistivity sounding data, Ph.D, Moscow State University.

Boerner, F.D., Schopper, J.R. and Wlller, A. (1996) Evaluation of transport and storage properties in the soil and groundwater zone from induced polarisation measurements, *Geophysics* 44, 583-601.

Chartzoulakis, K.S., Paranychianakis, N.V. and Angelakis, A.N. (2001) Water resources management in the island of Crete, Greece, with emphasis on the agricultural use, *WaterPolicy*, Vol 3, 193-205.

Christensen, N.B. and Sorensen, Kl. (1998) Surface and borehole electric and electromagnetic methods for hydrogeological investigations, *European Journal of Environmental and Engineering*

Geophysics, Vol. 31, 75-90.

Dhakate, R. and Singh, V.S. (2005) Estimation of Hydraulic Parameters from Surface Geophysical Methods, Kaliapani Ultramafic Complex, Orissa, India, Journal of Environmental Hydrology, Vol. 13, paper 12.

De Lima, O.A.I. and S. Niwas (2000) Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geological measurements, Journal of Hydrology, Vol. 235, 12-26.

De Lima, O.A.I. and Sharma, M.M. (1990) A grain conductivity approach to shaly sand. Geophysics, Vol. 50, 1347-1356.

Domenico, P.A. and Schwartz, F.W. (1990) Physical and Chemical Hydrogeology, 324 pp., Wiley Press.

Fetter, C.W. (1994), *Applied Hydrogeology*, 3rd ed., 600 pp., Prentice-Hall, Inc., New Jersey.

Frohlich, R., and W.E. Kelly (1985) The relation between transmissivity and transverse resistance in a complicated aquifer of glacial outwash deposits, Journal of Hydrology, Vol. 79, 215-219.

Frohlich, R.K., Fisher, J.J. and Summerly, E. (1996) Electric-hydraulic conductivity correlation in fractured crystalline bedrock: Centrallandfill, Rhode Island, USA, Journal of Applied Geophysics, Vol. 35, 249-259.

Heigold, P.C., R.H. Gilkson, K. Cartwright, and P.C. Reed (1979) Aquifer transmissivity from surficial electrical methods, Groundwater, Vol. 17, 338-345.

Hubbard, .SH., and Y. Rubin (2002) Hydrogeological parameter estimation using geophysical data: A review of selected techniques, Journal of Contaminant Hydrology, Vol. 45, 3-34.

Huntley, D. (1986) Relations between permeability and electrical resistivity in granular aquifers, Groundwater, Vol. 24 (4), 466-474.

HydroGaia (1972) Detailed study of the groundwater resources in West Crete - Geological and Hydrological study of Agyia springs, Technical report, Municipality of Chania (in greek).

Jackson, P.D., Taylor-Smith, D. and Stanford, P.N. (1978) Resistivity-porosity-particles shape relationships for marine sands, Geophysics, Vol. 43, 1250-1268.

Kallergis, G. (1999) Applied-Environmental Hydrogeology, Technical Chamber of Greece, 330 pp., Athens.

Kelly, W. (1977) Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity, *Groundwater*, Vol. 15 (6), 420-425.

Kosinski, W. K., and W.E. Kelly (1981) Geoelectric soundings for predicting aquifer properties, *Groundwater*, Vol. 19, 163-171.

Krahl J., Kauffmann G., Kozur H., Richter D., Forster O. and Heinritzi F. (1983) Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland), *Geol Rundsch.*, Vol. 72, 1147-1166.

Mazac, O., Cislérova, M. and Vogel, T. (1988) Application of geophysical methods in describing spatial variability of saturated hydraulic conductivity in the zone of aeration, *Journal of Hydrology*, Vol. 103, 117-126.

Mazac, O., Kelly, W.E. and Landa, I. (1985) A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers, *Journal of Hydrology*, Vol. 79, 1-19.

Mendoza, F.G., Steenhuis, S.T., Todd Walter, M. and Parlange, J.-Y. (2003) Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis, *Journal of Hydrology*, Vol. 279, 57-69.

Niwas, S., and D.C. Singhal (1981) Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media, *Journal of Hydrology*, Vol. 50, 393-399.

Niwas, S., and D.C. Singhal (1985) Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data, *Journal of Hydrology*, Vol. 82, 143-153.

Rubin, Y. and Hubbard, S.S. (2005) *Hydrogeophysics*, Water Science and Technology Library, Vol. 50, 521 pp., Springer.

Shakeel, A., G. De Marsily, and T. Alain (1988) Combined use of hydraulic and electrical properties of an aquifer in a geo statistical estimation of transmissivity, *Groundwater*, Vol. 26 (1), 78-86.

Tsagarakis, P.K., Dialynas, E.G. and Angelakis N.A. (2004) Water resources management in Crete (Greece) including water recycling and reuse and proposed quality criteria, *Agricultural Water Management*, Vol. 66(1), 35-47.

Ungemach, P., F. Moslaghini, and A. Duprat (1969) Emphasis in determination of transmissivity coefficient and application in nappe alluvial aquifer Rhine, Bult. Instt. Assoc. Sci., Hydro1. XIV (3),169-190.

Vafidis, A., Monopolis, A., Ammoxitis, C., Steiakakis, M. (1991) Geophysical study of Keritis Basin using resistivity measurements, Technical Report, Technical University of Crete, Chania, Crete-Greece (in greek).

Vinegar, H.J., Waxman, M.H. (1984) Induced polarisation of shaly sands, Geophysics, Vol. 49 (8), 1267-1287.

Ward, S. H. (1990) Geotechnical and Environmental Geophysics, Series: Investigations in Geophysics No. 5, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, U.S.A.

Worthington, P.F. (1993) The uses and abuses of the Archie equations: 1. The formation factor-porosity relationship, Journal of Applied Geophysics, Vol.. 30, 215-228.

Yadav, G.S., Abolfazli, H. (1998) Geoelectrical soundings and their relationship to hydraulic parameters in semiarid regions of Jalore, Northwestern India, Journal of Applied Geophysics, Vol. 39, 35-51.

Zecharias, Y.B., Brutsaert, W. (1988) Recession characteristics of groundwater out flow and baseflow from mountainous watersheds, Water Resources Research, Vol. 24 (10), 1651 1658.

Robinson. S. & Coruh, C., (1998), "Basic Exploration Geophysics", New York: Johnny Willy.

Sharma P. V., (1986),"Geophysical and Environmental methods in Geology", University of Copenhagen Denmark, Elsevier Science Publishing.

Ward, S., (1980), Geoelectrical and Environmental geophysics ", Volume 1: Review and Tutorial, New York.

Αποστολοπουλος , Γ., (1993) "Γεωφυσική έρευνα στο πλαίσιο γεωλογικής υδρογεωλογικής μελέτης στον νομό Χανίων",Διδακτορική Διατριβη,Γεωλογικό Τμήμα ,Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Βαφειδης , Α., Μονοπωλης , Δ., Αμολοχιτης, Γ., Στειακακης Μ., (1991), "Γεωφυσική έρευνα με γεωηλεκτρικές διασκοπησεις στην κοιλάδα του κεριτη ποταμου,εκθεση , Ανάπτυξη μεθόδων αξιοποίησης των υπόγειων νερών δυτικής Κρητης,Πολυτεχνείο Κρήτης ,Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πορών,Χανια.

Πατσά, Σ.,(1997), “Γεωηλεκτρική διασκόπηση στην περιοχή Μέσης Νόμου Ρεθύμνου “,Διπλωματική εργασία ,Πολυτεχνείο Κρήτης ,Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πορων,Χανιά.

Ριγλής, Σ., (1996), “Το υδατικό δυναμικό του νομού Χανίων ,Νομαρχιακή Αυτοδιοίκηση Χανίων ,Χανιά.

**ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ:**

<http://www.tedkchania.gr/fusiog.htm>

<http://www.natura2000.gr>

<http://www.oadyk.gr/content/view/78/27/>

<http://www.tedkchania.gr/natura.htm>

<http://www.mesogios.gr/arxeio/1998/03/04afieroma.htm>

## **ABSTRACT**

In the frames of this work, were realised 27 soundings, 11 from which they became on behalf of the Technical University of Crete in the region of north Agia and between Kyrtomadou and Patelariou, with the growth of electrodes Schlumberger. Other 4, they became on behalf of French company C. G. G. and the remainder 12 soundings became in the frame of Geological and Hydrogeological of Study in the County of Chania, in the regions Agia-Alikianou-Batolakkou-Fourne (Keritis River). In all the measurements that were taken became process and new interpretation with program IPI2win. Then became in situ soundings and their interpretation became with IPI2win, with result the approximate depiction of each sounding in form of curve. Aiming at the more complete depiction of geological structures in the region of interest, we made 2-D and 3-D depiction of space, specified 7 cross-sections with accidental direction that includes 2 or more soundings and with the help of IPI2win, represented the underground water level. That is to say via this program, we created for the each cross-section, pseudo section of the distribution of electric resistance with the depth. Continuing, in the 2-D models, became digitization of on surface of water level aiming at the depiction via Surfer 8.0. The results of digitalisation were imported in the surfer and with application of algorithm Kriging, created the final depiction of groundwater level n in 3-D form.