

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ
& ΖΩΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ
Αριθ. Πρωτοκ. 171
Ημερομηνία 10-10-2001

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ & ΖΩΙΚΗΣ
ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ
«ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ»

ΤΟΥ ΦΟΙΤΗΤΗ
ΣΤΕΦΑΝΟΥ ΛΙΒΕΡΗ

ΕΠΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ
Μ. ΣΑΚΕΛΑΡΙΟΥ- ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ

ΒΟΛΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ 2001



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗΣ & ΠΛΗΡΟΦΟΡΗΣΗΣ
ΕΙΔΙΚΗ ΣΥΛΛΟΓΗ «ΓΚΡΙΖΑ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ»

Αριθ. Εισ.: 1968/1

Ημερ. Εισ.: 09-10-2003

Δωρεά:

Ταξιδετικός Κωδικός: ΠΤ ΓΦΖΠ

2001

ΛΙΒ

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000070333

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα εργασία ασχολείται με τον προσδιορισμό παραμέτρων της γεωργικής υδραυλικής. Συγκεκριμένα παρουσιάζει μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν σε ελαφρά, μέσα και βαρέα εδάφη για τον προσδιορισμό της υδραυλικής τους αγωγιμότητας. Στην συνέχεια συνδέει τα αποτελέσματα με άλλες παραμέτρους όπως η κοκκομετρική σύσταση, το πορώδες, η περατότητα και η αλληλεπίδραση νερού- εδάφους.

Ακόμη, γίνεται σύγκριση των μετρήσεων της υδραυλικής αγωγιμότητας του εργαστηρίου με μετρήσεις που ελήφθησαν στον αγρό με την συσκευή Guelph, όπου γίνεται προφανής η σχέση της παραμέτρου αυτής με την συμπίεση του εδάφους.

Για την πραγματοποίηση αυτής της εργασίας οφείλω να εκφράσω τις θερμές ευχαριστίες μου στην καθηγήτρια κα Μ. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, για την ανάθεσή της, την υποστήριξη θεωρητική και υλικοτεχνική και γενικά κάθε βοήθεια που μου παρείχε.

Επίσης θερμές ευχαριστίες στους καθηγητές κ. Κ.Κίττα και κ. Στ. Θεοδωρίκα για το χρόνο που μου αφιέρωσαν και τις συμβουλές που μου παρείχαν.

Τέλος ιδιαίτερες ευχαριστίες στον υποψήφιο διδάκτορα κ. Δ. Καλφούτζο και στον Ε.Δ.Τ.Π. κ. Ν. Παπανίκο για την πολύτιμη βοήθεια στον τεχνικό τομέα και στη συλλογή δειγμάτων, καθώς και στο υπόλοιπο προσωπικό του εργαστηρίου υδραυλικής, για το κλίμα συνεργασίας και εγκαρδιότητας μέσα στο οποίο διεξήχθησαν οι εργασίες των μετρήσεων.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ:

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 : ΕΙΣΑΓΩΓΗ	σελίδα
1.1. ΤΟ ΕΔΑΦΟΣ.....	1
1.2. ΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΝΕΡΟ.....	2
1.3. ΝΟΜΟΣ DARCY.....	5
1.4. ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ	
1.4.1.ΓΕΝΙΚΑ.....	6
1.4.2.ΚΟΡΕΣΜΕΝΗ ΡΟΗ.....	7
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 : ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΟΡΕΣΜΕΝΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ	
2.1. ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ.....	8
2.1.1.ΣΥΣΚΕΥΗ ΜΕ ΣΤΑΘΕΡΟ ΦΟΡΤΙΟ.....	8
2.1.2.ΣΥΣΚΕΥΗ ΜΕ ΜΕΤΑΒΛΗΤΟ.....	9
2.2.ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ ΚΟΡΕΣΜΟΥ ΣΤΟ ΥΠΛΑΙΘΡΟ.....	10
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 : ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ ΣΤΟ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ	
3.1. ΓΕΝΙΚΑ.....	13
3.2. Η ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ.....	13
3.3. Η ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ.....	14
3.4. Η ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΤΑΞΗ.....	20
3.5. ΟΙ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ.....	21
3.6. ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ ΚΑΙ ΔΟΓΚΩΣΗΣ ΤΗΣ ΑΡΓΙΛΟΥ ΣΤΗΝ ΠΕΡΑΤΟΤΗΤΑ ΑΠΟ ΤΟ ΝΕΡΟ.....	22
3.7. ΕΠΙΠΡΟΣΘΕΤΑ ΣΧΟΛΙΑ ΣΤΙΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ.....	26
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 : ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	
4.1. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΑΛΛΕΣ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ.....	28
4.2. ΟΙ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΣΤΟ ΥΠΛΑΙΘΡΟ.....	30
4.3. ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ.....	32
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	36
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	37
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. ΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

Το έδαφος, με τη γεωργική του έννοια, μπορεί να θεωρηθεί σαν ένα σύνθετο σύστημα που ταυτόχρονα είναι μια αποθήκη θρεπτικών στοιχείων, ένα περιβάλλον στο οποίο αναπτύσσεται και δρα πλήθος μικροοργανισμών, ένα μέσο στερέωσης των φυτών, ένα μέσο διακίνησης του νερού προς όλες τις κατευθύνσεις και μια αποθήκη νερού από την οποία τα φυτά αντλούν την απαραίτητη για την ανάπτυξη τους υγρασία.

Βασικά φυσικά χαρακτηριστικά ενός εδάφους είναι η υφή και η δομή. Εδαφική υφή είναι η ποσοστιαία αναλογία των διαφόρου μεγέθους ορυκτών σωματιδίων που απαρτίζουν το έδαφος. Εδαφική δομή είναι ο τρόπος διατάξεως των σωματιδίων αυτών για το σχηματισμό ομάδων ή συσσωματωμάτων. Εδαφική υφή και δομή, σε συνδυασμό, ρυθμίζουν σε μεγάλο βαθμό τον τρόπο εφοδιασμού και διακίνησης του νερού στο έδαφος (Παπαζαφειρίου, 1984).

Εδαφικά σωματίδια χαρακτηρίζονται τα στερεά που έχουν διάμετρο $\leq 2\text{mm}$. Στον πίνακα 1.1 δίνονται αναλυτικά οι κατηγορίες των σωματιδίων αυτών και τα φυσικά χαρακτηριστικά τους σύμφωνα με το USDA Handbook 18 (1951). Η ταξινόμηση τους γίνεται με μηχανική ανάλυση. Τα εδάφη ανάλογα με την περιεκτικότητά τους σε άμμο, ιλύ και άργιλο, διακρίνονται σε δώδεκα τύπους υφής.

Χαρακτηρισμός σωματιδίων	Διάμετρος κόκκων mm	Αριθμός κόκκων ανά gr	Επιφάνεια κόκκων cm^2/gr
Άμμος	2,00-0,05		
Πολύ χονδρή	2,00-1,00	90	11
Χονδρή	1,00-0,50	720	23
Ενδιάμεση	0,50-0,25	5700	45
Λεπτή	0,25-0,10	46000	91
Πολύ λεπτή	0,10-0,05	722000	227
Ιλύς	0,05-0,002	5776000	454
Άργιλος	<0,002	90261000	8000000

Πίνακας 1.1 Κατηγορίες των σωματιδίων και τα φυσικά χαρακτηριστικά τους

Η δομή ενός εδάφους μπορεί να είναι ομοιόμορφη σε όλο το βάθος του ή να διαφέρει από ορίζοντα σε ορίζοντα, με συνηθέστερη τη δεύτερη περίπτωση. Σε σχέση με τη δομή, κατά το USDA Agricultural

Information Handbook (1959), τα εδάφη ταξινομούνται σε έξι βασικούς τύπους ήτοι:

1. Ελαφρά μονόκοκκα
2. Βαριά μονόκοκκα
3. Κυβικής μορφής
4. Πλακώδη
5. Κοκκώδη
6. Πρισματικά

Τα ελαφρά μονόκοκκα εδάφη απαρτίζονται από σωματίδια με ομοιόμορφους κόκκους της τάξεως της άμμου, στερούνται δομής και επιτρέπουν την εύκολη διείσδυση και διακίνηση του νερού. Τα βαριά μονόκοκκα απαρτίζονται από κόκκους της τάξεως της αργίλου, δεν έχουν δομή και μοιάζουν με συμπαγή άμορφη μάζα. Το νερό κινείται μπέσα στα εδάφη αυτά πολύ δύσκολα. Ανάμεσα στους δύο ακραίους αυτούς τύπους δομής βρίσκονται οι άλλοι τέσσερις. Στα κυβικής μορφής εδάφη οι κόκκοι σχηματίζουν συσσωματώματα που έχουν μορφή κύβων και επιτρέπουν καλή διακίνηση του νερού. Τα πλακώδη αποτελούνται από πλατιά και λεπτά συσσωματώματα στα οποία η πλευρική κίνηση του νερού γίνεται εύκολα σε αντίθεση με την κατακόρυφη που γίνεται με δυσκολία. Στα πρισματικά εδάφη τα συσσωματώματα έχουν τη μορφή πρισμάτων με μακρύ τον κατακόρυφο άξονά τους και παρουσιάζουν εύκολη διείσδυση και κατακόρυφη κίνηση του νερού. Τέλος, τα κοκκώδη απαρτίζονται από σφαιρικά συσσωματώματα και επιτρέπουν καλή κίνηση του νερού προς όλες τις κατευθύνσεις.

Αντίθετα από την υφή, που πρακτικά είναι αδύνατο να μεταβληθεί, η δομή του εδάφους, στην επιφανειακή του κυρίως στρώση, μπορεί να αλλάζει με διάφορες επεμβάσεις (Παπαζαφειρίου 1984).

1.2 ΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΝΕΡΟ

Εξαιτίας της βαρύτητας το νερό, όπως κάθε άλλο σώμα στην επιφάνεια της γης έλκεται προς τα κάτω. Στο εδαφικό νερό πέρα από τη βαρύτητα ενεργούν και άλλες δυνάμεις. Υπό την επίδρασή τους το νερό μπορεί να κινηθεί προς διάφορες κατευθύνσεις. Το εδαφικό νερό κινείται επίσης σαν αποτέλεσμα διαφορών στη θερμοκρασία, στη συγκέντρωση αλάτων και στη δράση των ριζών των φυτών. Κάτω από τη συνδυασμένη επίδραση όλων των παραπάνω παραγόντων, το εδαφικό νερό βρίσκεται σε συνεχή κίνηση της οποίας τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά διαμορφώνονται κατά περίπτωση από τη μορφή και τη διάταξη των εδαφικών πόρων (Παπαζαφειρίου, 1984).

Το εδαφικό νερό δέχεται και ασκεί πιέσεις. Η πίεση που ασκούν γενικά τα υγρά είναι ανάλογη με το ύψος της υγρής στήλης και εκφράζεται από τη σχέση

$$p = \rho g h \quad (1.1)$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του υγρού, h το ύψος της υγρής στήλης και g η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Όταν ένα υγρό βρίσκεται σε επαφή με μία στερεή επιφάνεια, το υγρό μπορεί να διαβρέχει ή όχι την επιφάνεια. Η ικανότητα διαβροχής εξαρτάται από τη γωνία επαφής που σχηματίζεται ανάμεσα στο υγρό και στην επιφάνεια. Αν η γωνία αυτή είναι μικρότερη από 90° , το υγρό διαβρέχει την επιφάνεια και αν είναι μεγαλύτερη από 90° , δεν την διαβρέχει. Η γωνία επαφής νερού – επιφάνειας εδαφομορίων εξαρτάται από τη φύση της επιφάνειας αυτής, γενικά όμως είναι στην περιοχή του μηδενός, που σημαίνει ότι υπάρχει πλήρης διαβροχή των εδαφικών επιφανειών από το νερό.

Μια άλλη δύναμη που αναπτύσσεται όταν νερό και εδαφομόρια βρίσκονται σε επαφή είναι η επιφανειακή τάση.

Συνέπεια της επιφανειακής τάσης και της γωνίας επαφής είναι το τριχοειδές φαινόμενο. Στο τριχοειδές φαινόμενο οφείλεται η προς τα πάνω κίνηση του νερού που υγραίνει την περιοχή πάνω από την υπόγεια στάθμη.

Χαρακτηριστικό όλων των ρευστών είναι το ιξώδες. Το ιξώδες μπορεί να θεωρηθεί σαν η εσωτερική τριβή των ρευστών. Εξαιτίας του για να κινηθεί ένα ρευστό χρειάζεται να επενεργήσει πάνω του μια δύναμη. Το ιξώδες των ρευστών επηρεάζεται από τη θερμοκρασία. Τον κανόνα αυτό ακολουθεί και το νερό. Μερικές χαρακτηριστικές τιμές του συντελεστή ιξώδους ν για διάφορες θερμοκρασίες είναι:

θερμοκρασία	Ιξώδες νερού
0°C	1,79 centipoise
20°C	1,01 >>
40°C	0,66 >>

Το εδαφικό νερό, όπως και κάθε άλλο σώμα στη γη έχει τη δική του ενέργεια που διακινείται σε κινητική και δυναμική. Η κινητική ενέργεια εκφράζεται από τη σχέση:

$$E_v = mV^2 / 2 \quad (1.2)$$

Όπου m η μάζα του σώματος και V η ταχύτητα με την οποία κινείται. Η κινητική ενέργεια του κινούμενου μέσα στο έδαφος νερού ανά μονάδα βάρους βρίσκεται αν διαιρέσουμε την παραπάνω σχέση με το βάρος του νερού (mg), οπότε

$$E_v = V^2 / 2g \quad (1.3)$$

Η ποσότητα αυτή έχει διαστάσεις μήκους και επικράτησε να αναφέρεται σαν ύψος ταχύτητας. Επειδή η ταχύτητα με την οποία κινείται το νερό στο έδαφος είναι πολύ μικρή το μέγεθος είναι ασήμαντο και συνήθως παραλείπεται.

Η δυναμική ενέργεια του εδαφικού νερού διαμορφώνεται από τη σχετική θέση του και τις δυνάμεις που ενεργούν σ' αυτό που συνολικά μπορεί να θεωρηθούν σαν πιέσεις. Η ενέργεια που έχει το νερό λόγω της θέσεως του οφείλεται στην βαρύτητα, είναι ανάλογη προς την απόσταση από κάποιο αυθαίρετο επίπεδο αναφοράς και σε μέγεθος είναι ίση και αντίθετη με αυτή που χρειάζεται για να ανυψωθεί από το επίπεδο αναφοράς μέχρι τη θέση που βρίσκεται. εκφράζεται δε από τη σχέση:

$$E_g = m g z \quad (1.4)$$

Όπου z είναι η απόσταση από το επίπεδο αναφοράς. Ανά μονάδα βάρους η ενέργεια αυτή είναι ίση με το z και η σχέση 1.4 απλοποιείται σε:

$$E_g = z \quad (1.5)$$

έχει διαστάσεις μήκους και λέγεται ύψος θέσεως.

Η δεύτερη μορφή δυναμικής ενέργειας οφείλεται στις πιέσεις p

$$E_p = P = F/A = B/A \quad (1.6)$$

όπου F = δύναμη, A = επιφάνεια

Ανά μονάδα βάρους η ενέργεια αυτή είναι:

$$E_p = P/B = 1/A \Rightarrow E_p = P/\gamma = h$$

όπου h είναι το ύψος στήλης νερού σε cm. το οποίο λέγεται ύψος πίεσεως. Η συνολική δυναμική ενέργεια, σύμφωνα με τα παραπάνω. είναι:

$$H = E_g + E_p = z + P/\gamma \quad (1.7)$$

και λέγεται υδραυλικό ύψος.

Στην κίνηση του εδαφικού νερού βρίσκει εφαρμογή και το θεώρημα του Bernoulli, σύμφωνα με το οποίο το άθροισμα της κινητικής και της δυναμικής ενέργειας είναι σταθερό, μπορεί δε να εκφρασθεί ως:

$$V^2/2g + z + P/\gamma = \text{σταθερό} \quad (1.8)$$

Η διαφορά του υδραυλικού ύψους μεταξύ δύο θέσεων 1 και 2 που η μεταξύ τους απόσταση είναι ΔL είναι $\Delta H = H_1 - H_2$ όπου ΔH είναι οι απώλειες ροής. Δηλαδή οι απώλειες ροής είναι ίσες με τη διαφορά των υδραυλικών υψών ανάμεσα στις θέσεις 1 και 2. Ο λόγος $i = H_1 - H_2 / \Delta L$ ή $i = -dH / dL$ λέγεται υδραυλική κλίση και εκφράζει τις απώλειες ροής ανά μονάδα μήκους διαδρομής.

1.3. ΝΟΜΟΣ DARCY

Η ποσοτική περιγραφή της κίνησης του νερού μέσα σ' ένα πορώδες μέσο γίνεται από τον θεμελιώδη νόμο του Darcy, η ακριβής διατύπωση του οποίου είναι:

«Η παροχή όγκου νερού που κινείται μέσα σε ορισμένης σύστασης άμμο είναι ανάλογη του πιεζομετρικού ή υδραυλικού ύψους και αντίστροφα ανάλογη του πάχους της διαπερωμένης στρώσης». Η μαθηματική έκφραση του νόμου δίνεται από την εξίσωση 1.9:

$$V = Q/A = K dh / dl = K (h_1 - h_2) / dl = -K (h_2 - h_1) / dl \quad (1.9)$$

όπου Q η παροχή του νερού [$L^3 T^{-1}$]

A η διατομή [L^2]

K ο συντελεστής αναλογίας που ονομάζεται υδραυλική αγωγιμότητα [$L T^{-1}$]

dl το πάχος της άμμου [L]

h_1 το πιεζομετρικό ύψος ανάντη και

h_2 το πιεζομετρικό ύψος κατόντη του διαπερώμενου πάχους Δl της άμμου [L]

Το αρνητικό πρόσημο δείχνει, ότι η ροή γίνεται κατά την έννοια των ελαττωμένων πιεζομετρικών φορτίων.

Ο νόμος του Darcy αποδείχθηκε πειραματικά ότι είναι αμετάβλητος ως προς την κατεύθυνση ροής στο πεδίο βαρύτητας της γης και ότι για ένα δεδομένο Δh η παροχή θα παραμένει σταθερή ανεξάρτητα από το αν η ροή είναι προς τη φορά της βαρύτητας ή αντίθετα προς αυτή ή προς οποιαδήποτε άλλη διεύθυνση στον τρισδιάστατο χώρο.

Έτσι, ο νόμος του Darcy μπορεί να γενικευθεί για ομοιογενή και ισότροπα πορώδη υλικά και να εκφρασθεί από την διανυσματική εξίσωση:

$$V = -K i \quad (1.10)$$

όπου V η μακροσκοπική ταχύτητα

K ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας

i η κλίση του πιεζομετρικού ύψους

το πρόσημο (-) υποδηλώνει την κίνηση από τα μεγάλα στα μικρά υδατικά φορτία..

Από τα πειραματικά δεδομένα προκύπτει ότι ο νόμος του Darcy ισχύει για $Re < 3- 10$, όπου Re ο αριθμός Reynolds, που χαρακτηρίζει την ροή των ρευστών μέσα σε πορώδη υλικά και δίνεται από την εξίσωση:

$$Re = V d / \nu \quad (1.11)$$

όπου V η ταχύτητα

d μια χαρακτηριστική μέση διάμετρος των κόκκων του πορώδους υλικού

ν το κινηματικό ιξώδες του ρευστού

Αν και δεν έχει προσδιοριστεί ακριβώς, εν τούτοις πρέπει να υπάρχει και ένα κατώτερο όριο ισχύος του νόμου Darcy για πάρα πολύ βραδεία ροή, όταν οι μοριακές δυνάμεις είναι σημαντικές.

Στην πράξη πρέπει να είμαστε επιφυλακτικοί ως προς την ισχύ του νόμου του Darcy σε υδροφόρα στρώματα από χαλίκια, σχιστογενή και καρστικά πετρώματα κλπ, λόγω ύπαρξης μεγάλων αγωγών πορώδους, καθώς και σε κανονικά υδροφόρα στρώματα στις περιοχές κοντά στα τοιχώματα των φρεατίων ή των στραγγιστικών τάφρων, όπου οι ταχύτητες είναι σχετικά μεγάλες λόγω της μεγάλης κλίσης του πιεζομετρικού φορτίου.

Όσον αφορά τη μεταβολή της ροής με το χρόνο, παραδεχόμαστε ότι ο νόμος του Darcy ισχύει για την ασταθή ή μη μόνιμη ροή, όπως και για τη μόνιμη ροή, με μόνο περιορισμό ότι η ροή πρέπει να είναι βραδεία, δηλαδή οι δυνάμεις αδρανείας να μπορούν να θεωρηθούν αμελητέες σε σύγκριση με τις δυνάμεις τριβής.

Στην περίπτωση της μη κορεσμένης ροής, ο νόμος του Darcy ισχύει, αλλά ο αριθμός $Re < 1$ και ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας δεν είναι σταθερός, αλλά μονοτονική συνάρτηση της περιεχόμενης υγρασίας ή της πίεσης του εδαφικού νερού (Τερζίδης και Καραμούζης, 1986).

1.4.ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ

1.4.1 Γενικά

Ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας είναι μια σταθερά αναλογίας στο νόμο του Darcy. Αν η ροή είναι κορεσμένη ο συντελεστής αυτός έχει σταθερή τιμή που εξαρτάται μόνο από τα χαρακτηριστικά του πορώδους μέσου και ονομάζεται υδραυλική αγωγιμότητα ή κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (saturated hydraulic conductivity). Αν η ροή είναι ακόρεστη τότε ο συντελεστής

αναλογίας παίρνει διάφορες τιμές που εξαρτώνται από τα χαρακτηριστικά του πορώδους μέσου και από την περιεχόμενη σ' αυτό υγρασία. Στην περίπτωση αυτή ονομάζεται τριχοειδής αγωγιμότητα ή και ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα (unsaturated hydraulic conductivity).

1.4.2. Κορεσμένη ροή

Οι εδαφικοί πόροι, δηλαδή τα διαστήματα που μένουν ανάμεσα στα στερεά τεμαχίδια του εδάφους σχηματίζουν ένα πολύπλοκο δίκτυο αγωγών, μέσα στους οποίους κινείται το εδαφικό νερό. Αν όλοι οι πόροι του εδάφους γεμίσουν με νερό, το έδαφος λέγεται κορεσμένο και η ροή του νερού μέσα σ' αυτό κορεσμένη. Ο κορεσμός αντιστοιχεί στη μέγιστη ποσότητα νερού, που μπορεί να αποθηκευτεί σε ένα έδαφος.

Σε ένα κορεσμένο έδαφος η υδραυλική αγωγιμότητα έχει σταθερή τιμή για το ίδιο δείγμα πορώδους υλικού και εφόσον το ρευστό παραμένει αμετάβλητο. Αν όμως μεταβληθούν ορισμένα χαρακτηριστικά του πορώδους μέσου ή του ρευστού, οι τιμές μεταβάλλονται, ενώ ο νόμος του Darcy συνεχίζει να ισχύει. Από μετρήσεις που έχουν γίνει έχει αποδειχθεί ότι η υδραυλική αγωγιμότητα εξαρτάται από:

α) την τιμή του ειδικού βάρους γ του ρευστού

β) την τιμή του ιξώδους μ και

γ) το τετράγωνο της μέσης διαμέτρου d των κόκκων του πορώδους υλικού.

Τα παραπάνω εκφράζονται με την εξίσωση:

$$K = c d^2 \gamma / \mu \quad (1.12)$$

όπου c : είναι ένας «παράγοντας του σχήματος» (shape factor), αδιάστατος, που περιλαμβάνει τις επιδράσεις του σχήματος, της διάστρωσης και τις αποκλίσεις του μεγέθους των κόκκων από τη μέση διάμετρο καθώς και από τις επιδράσεις του πορώδους.

Σε ακριβείς μετρήσεις πρέπει να σημειώνεται το είδος του χρησιμοποιημένου ρευστού και η θερμοκρασία κατά τη διάρκεια των μετρήσεων. Αν το ρευστό είναι νερό μπορούμε να πάρουμε την πυκνότητα του ίση με τη μονάδα, αλλά το ιξώδες του νερού μεταβάλλεται με τη θερμοκρασία.

Επειδή το ιξώδες του νερού είναι περίπου 1 centipoise για 20°C, μπορούμε να μετασχηματίσουμε τις τιμές του K_x^0 για οποιαδήποτε θερμοκρασία σε τιμές K_{20} με τη σχέση:

$$K_{20} = K_x [\mu_x / \mu_{20}] \quad (1.13)$$

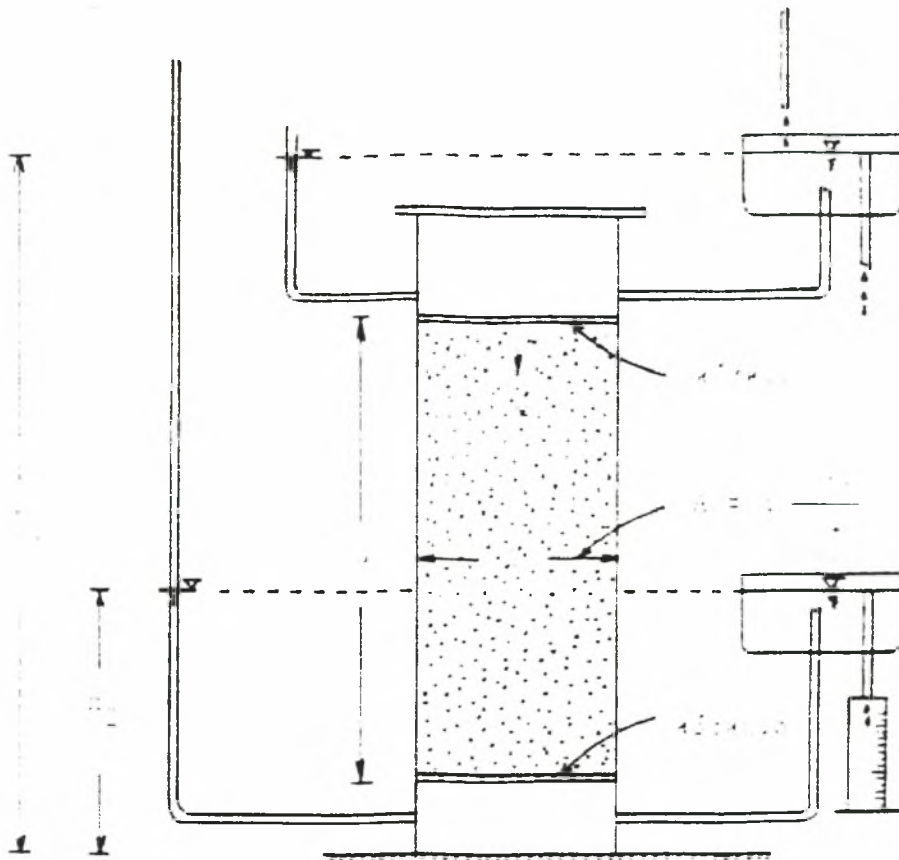
όπου μ_x και μ_{20} το ιξώδες του νερού στις θερμοκρασίες $x^{\circ}\text{C}$ και 20°C αντίστοιχα (Τερζίδης και Καραμούζης, 1986).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΚΟΡΕΣΜΕΝΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ

2.1. Εργαστηριακές μετρήσεις

Οι μέθοδοι προσδιορισμού της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας στηρίχθηκαν πάνω πειραματική συσκευή του Darcy, βάση της οποίας πραγματοποίησε τα πειράματά του και δημοσίευσε την εργασία του το 1856 (σχήμα 2.1).



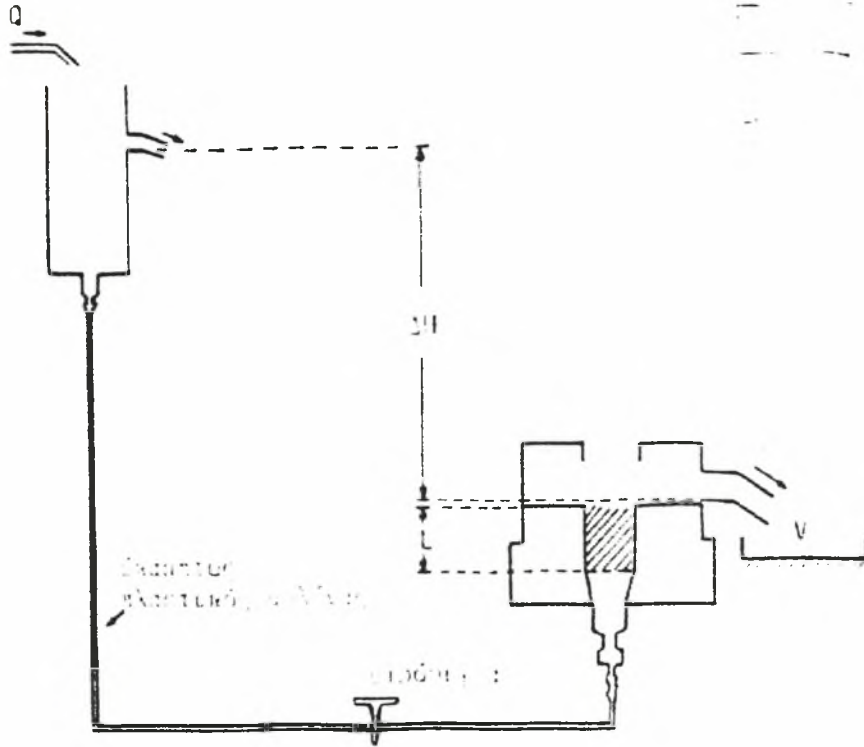
Σχ 5. Πειραματική συσκευή του Darcy

σχήμα 2.1. Πειραματική συσκευή του Darcy (Τζιμόπουλος 1994)

2.1.1. Συσκευή με σταθερό φορτίο

Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.2 μετράμε τον όγκο του νερού V που έχει συλλεγεί στο ογκομετρικό δοχείο σε χρόνο t με σταθερό φορτίο ΔH . Η διατομή του κυλίνδρου που φέρει το δείγμα είναι $A = (\pi d^2 / 4)$ και η διαδρομή του νερού μεταξύ των σημείων 1 και 2 που μετριέται η διαφορά ΔH είναι L . Σύμφωνα με τον νόμο του Darcy έχουμε:

$$Q = V/t = K A \Delta H / L \Rightarrow K = V L / A t \Delta H \quad (2.1)$$



Σχήμα 2.2. Συσκευή σταθερού φορτίου.

2.1.2. Συσκευή με μεταβλητό φορτίο

Στο σχήμα 2.3 ο σωλήνας είναι βαθμολογημένος (ογκομετρικός σωλήνας) και στην αρχή των μετρήσεων το φορτίο είναι H_1 (χρόνος t_1). Όταν το φορτίο σε χρόνο $t = t_1 + dt$ γίνει H , τότε ο όγκος του νερού V είναι ίσος προς :

$$V = a (H_1 - H) \quad (2.2)$$

όπου a η διατομή του σωλήνα και $dV = -a dH$. Η παροχή Q που διέρχεται από τη διατομή A του μεγάλου είναι $Q = (dV / dt)$ και εφαρμόζοντας το νόμο του Darcy έχουμε :

$$dV / dt = -a dH / dt = K A H / L$$

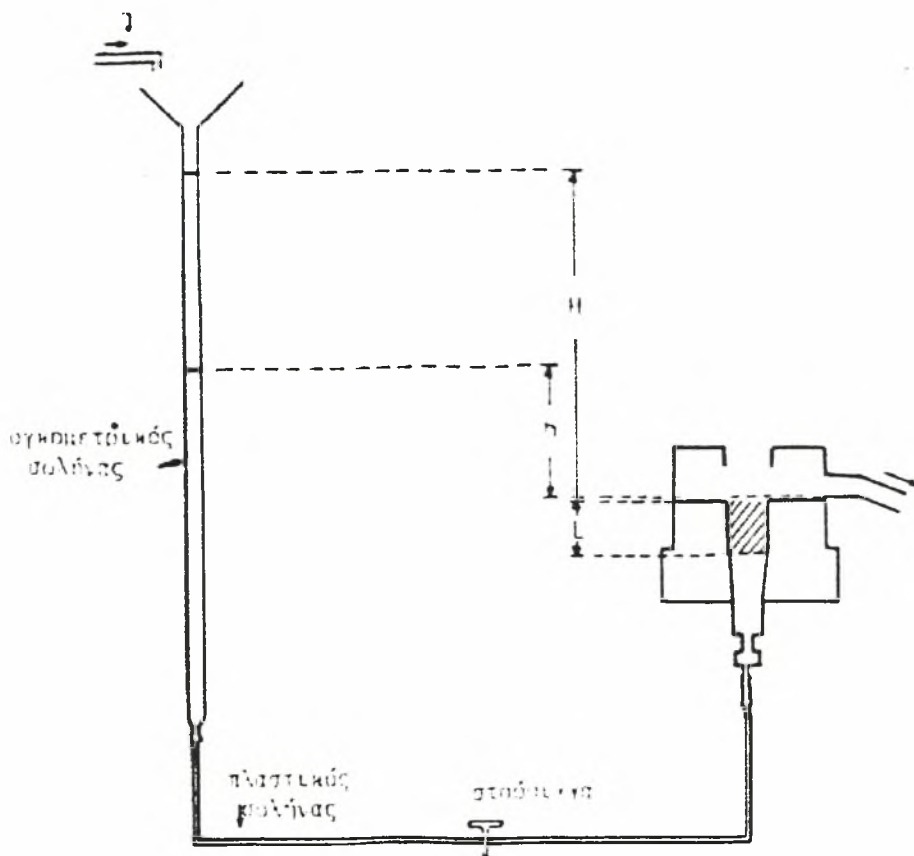
ή

$$\ln H_1 / H = K A (t - t_1) / a L \quad (2.3)$$

Από την εξίσωση αυτή παίρνουμε:

$$K = [a L \ln(H_1 / H)] / A (t - t_1) \quad (2.4)$$

Οι δύο παραπάνω μέθοδοι μπορούν να εφαρμοστούν τόσο για διαταραγμένα όσο και για αδιατάρακτα δείγματα εδάφους.



Σχήμα 2.3. Συσκευή μεταβλητού φορτίου.

2.2. Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού στην ύπαιθρο

Για τον προσδιορισμό της K_s στον αγρό χρησιμοποιούμε ένα ειδικό όργανο το περατόμετρο Guelph. Η συσκευή αυτή μετράει την σταθερή παροχή Q μόνιμης κατάστασης που απαιτείται για να διατηρήσει ένα σταθερό βάθος νερού σε ένα ορισμένο κυλινδρικό φρεάτιο του οποίου ο πυθμένας βρίσκεται πάνω από την υπόγεια στάθμη. Ο σωλήνας εισόδου του αέρα διατηρεί κενό επάνω από το νερό εντός του διαπερατόμετρου, έτσι ώστε το νερό να ρέει εκτός του οργάνου με την παροχή που απαιτείται για να διατηρείται το νερό μέσα στο πηγάδι στο ίδιο επίπεδο με το κάτω άκρο του σωλήνα εισόδου του αέρα.

Με αυτό το σύστημα, η παροχή που εισέρχεται στο πηγάδι δίδεται μετρώντας το ύψος του νερού που βγαίνει από το όργανο και συνεπώς από το πηγάδι προς το έδαφος, γενικά συγκλίνει σε μια σταθερή τιμή Q εντός μικρού χρονικού διαστήματος 5 έως 60 min.

Την πτώση στάθμης του νερού την μετράμε σε cm ανά 5 min, με αυτές τις τιμές συμπληρώνεται ο πίνακας. Παράδειγμα ενός τέτοιου πίνακα είναι ο πίνακας 2.1:

A/A	ΩΡΑ(min)	ΜΕΣΟ ΔΙΑΣΤΗΜΑ ΧΡΟΝΟΥ (min)	ΣΤΑΘΜΗ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΣΩΛΗΝΑ	ΔΙΑΦΟΡΑ ΣΤΑΘΜΗΣ ΝΕΡΟΥ (cm/min)	ΡΥΘΜΟΣ ΑΛΛΑΓΗΣ ΕΠΙΠΕΔΟΥ ΝΕΡΟΥ (cm/min)
1	5	5	8	0	0
2	10	5	8.5	0.5	0.1
3	15	5	8.9	0.4	0.08
4	20	5	9.3	0.4	0.08
5	25	5	9.6	0.3	0.06
6	30	5	10	0.4	0.08
7	35	5	10.5	0.5	0.1
8	40	5	10.9	0.4	0.08
9	45	5	11.3	0.4	0.08
10	50	5	11.7	0.4	0.08

Πίνακας 2.1

Ο ρυθμός αλλαγής στάθμης νερού είναι το $R = 0.08 \text{ cm / min}$.

Το περατόμετρο Guelfh αποτελείται από δυο διαφανείς σωλήνες τοποθετημένους τον ένα εντός του άλλου. Όταν πρόκειται να μετρηθεί η αγωγιμότητα σε βαριά εδάφη τότε γεμίζει ο εσωτερικός σωλήνας μόνο, ενώ όταν γίνονται μετρήσεις σε ελαφρά εδάφη γεμίζονται με νερό και οι δύο σωλήνες.

Για να προσδιορισθεί η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού K_s , μετράμε στο ίδιο φρεάτιο την παροχή για σταθερό ύψος στάθμης νερού 5cm και στη συνέχεια για σταθερό ύψος στάθμης νερού 10 cm και χρησιμοποιούνται οι κάτωθι εξισώσεις:

α) Όταν χρησιμοποιούνται και οι δύο σωλήνες:

$$K_s = (0.0041) (X) (R_2) - (0.0054) (X) (R_1)$$

$$\phi_m = (0.0572) (X) (R_1) - (0.0237) (X) (R_2)$$

X = Σταθερά οργάνου, όταν χρησιμοποιούνται και οι δύο σωλήνες (δίδεται από τον κατασκευαστή $X = 35.27 \text{ cm}^2$)

R_2 = Η πτώση του νερού μέσα στο διαπερατόμετρο σε cm/sec για σταθερό ύψος στάθμης νερού στο φρεάτιο ίσο με 10 cm.

R_1 = Η πτώση του νερού μέσα στο διαπερατόμετρο σε cm/sec για σταθερό ύψος στάθμης νερού στο φρεάτιο ίσο με 5 cm.

β) Όταν χρησιμοποιείται ο εσωτερικός σωλήνας:

$$K_s = (0.0041) (Y) (R_4) - (0.0054) (Y) (R_2)$$

$$\varphi_m = (0.0572) (Y) (R_1) - (0.0237) (Y) (R_2)$$

Y = Σταθερά του οργάνου όταν χρησιμοποιείται μόνο ο εσωτερικός σωλήνας (δίδεται από τον κατασκευαστή $Y = 2.22 \text{ cm}^2$).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ ΣΤΟ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ

3.1. Γενικά

Για το πειραματικό μέρος της παρούσης εργασίας χρησιμοποιήθηκαν 14 δείγματα εκ των οποίων 4 ελήφθησαν από παραποτάμιες περιοχές, 2 κατασκευάστηκαν στο εργαστήριο από ανάμειξη συγκεκριμένων κλασμάτων και 7 ελήφθησαν από την περιοχή του πανεπιστημιακού αγροκτήματος στο Βελεστίνο.

Τα δείγματα αριθμήθηκαν με λατινικούς χαρακτήρες και έχουν ως εξής:

ΔΕΙΓΜΑΤΑ II, III, IV, V παραποτάμια προέλευση

ΔΕΙΓΜΑΤΑ XVIII, IXX κατασκευασμένα στο εργαστήριο

ΔΕΙΓΜΑΤΑ XIII, X, XII, XI, IX, XVII, XX, XVI από το αγρόκτημα του Βελεστίνου.

Τα δείγματα επεξεργασθήκανε, αναλυθήκανε και στη συνέχεια μετρήθηκαν με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου για τον προσδιορισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού. Οι διαδικασίες που ακολουθήθηκαν και τα αποτελέσματα των αναλύσεων παρουσιάζονται στις παραγράφους αυτού του κεφαλαίου.

3.2. Η μηχανική ανάλυση των δειγμάτων

Η μηχανική ανάλυση των δειγμάτων έγινε στο Ινστιτούτο Χαρτογράφησης και Ταξινόμησης Εδαφών Λάρισας. Για την κατάταξή τους χρησιμοποιήθηκε το τρίγωνο μηχανικής ανάλυσης που φαίνεται στο σχήμα 3.1. Η κατάταξη των εδαφικών δειγμάτων έχει ως εξής:

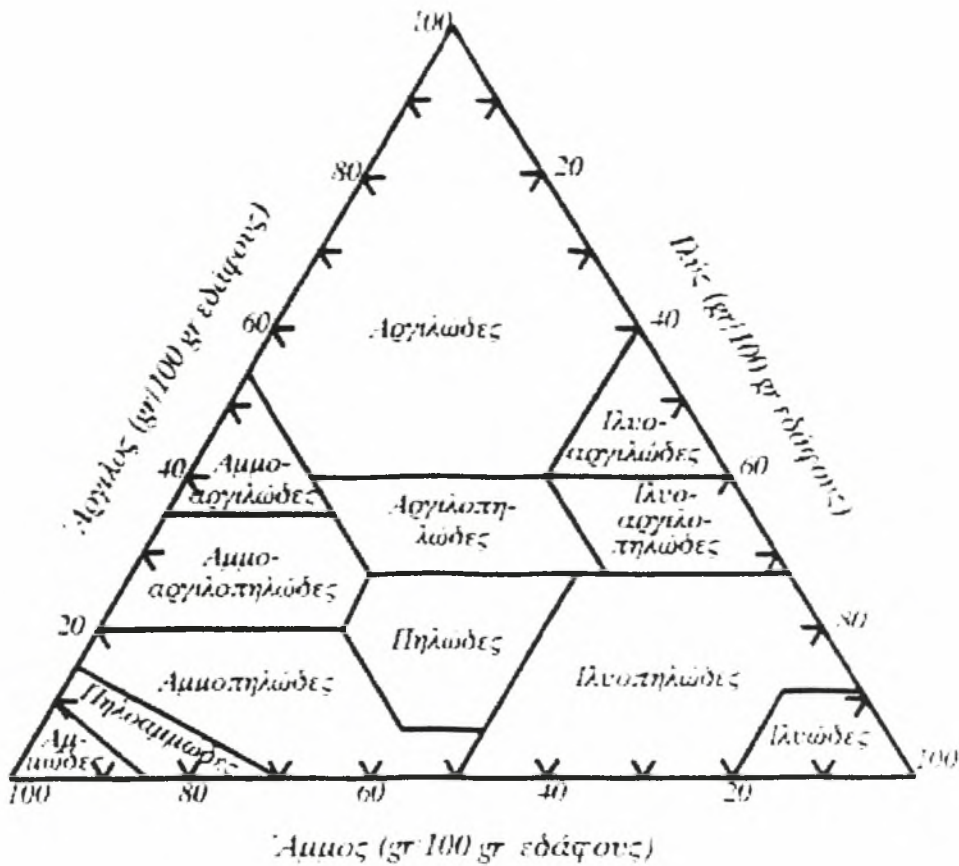
ΔΕΙΓΜΑ II πηλοαμμώδες LS

ΔΕΙΓΜΑΤΑ III, XVIII αμμοπηλώδη SL

ΔΕΙΓΜΑΤΑ IV, IXX, V αμμώδη S

ΔΕΙΓΜΑΤΑ XIII, X, XII, XI, IX, XVII, XX, XVI αργιλοπηλώδη και αργιλώδη.

Στην συγκεκριμένη μελέτη βασικό ρόλο παίζει ο καθορισμός του αν ένα δείγμα είναι ελαφριάς, μέσης ή βαρέας συστάσεως όπως ο αναγνώστης θα διαπιστώσει στην συνέχεια του κειμένου. Για τον λόγο αυτό δεν γίνεται διαχωρισμός του ποια δείγματα είναι αργιλοπηλώδη ή ποια είναι αργιλώδη μια και τόσο οι κοκκομετρικές τους καμπύλες όσο και οι τιμές του K_s τους δεν παρουσιάζουν διαφορές.



Σχήμα 3.1. Τρίγωνο μηχανικής ανάλυσης

3.3. Η κοκκομετρική σύσταση των δειγμάτων

Όλα τα δείγματα αφού ξηράθηκαν σε πυριαντήριο, λιοτριβήθησαν και τοποθετήθηκαν σε σύστημα από κόσκινα, για τον διαχωρισμό των κλασμάτων τους. Τα διαμετρήματα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν:

2 mm, 1mm, 0.5mm, 0.25mm, 0.106mm και 0.053mm.

Το υλικό το οποίο συγκρατούσε το κόσκινο των 2 mm, αποτελούταν κυρίως από χαλίκια και πέτρες, τα οποία χαρακτηρίζονται ως χονδρόκοκκα συστατικά του εδάφους και απομακρύνονται. Τα υπόλοιπα κλάσματα ζυγίζονται, καταγράφονται και στη συνέχεια ογκομετρούνται για να εκτιμηθεί η πυκνότητά τους. Με αυτά τα δεδομένα σχηματίστηκε ο παρακάτω πίνακας 3.1:

Πίνακας 3.1. Κοκκομετρική σύσταση των δειγμάτων

ΔΕΙΓΜΑ ΙΙ, ΜΑΖΑ 601.48 gr, ΟΓΚΟΣ 440 cm ³ , ρ= 1.37 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	3.35	589.13	99.44
0.5	28.93	569.2	94.63
0.25	185.22	383.98	63.83
0.106	312.70	71.28	11.85
0.053	53.57	17.71	2.94
< 0.053	17.71		

ΔΕΙΓΜΑ ΙΙΙ, ΜΑΖΑ 603.54 gr, ΟΓΚΟΣ 480 cm ³ , ρ= 1.26 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	24.92	578.62	95.87
0.5	67.54	511.08	84.68
0.25	207.64	303.44	50.27
0.106	278.62	24.82	4.11
0.053	22.50	2.32	0.38
< 0.053	2.32		

ΔΕΙΓΜΑ ΧVΙΙΙ, ΜΑΖΑ 722.5 gr, ΟΓΚΟΣ 508.8 cm ³ , ρ= 1.42 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	0.00	722.50	100
0.5	96.90	625.60	86.59
0.25	437.93	185.67	25.97
0.106	167.64	20.03	2.77
0.053	17.75	2.28	0.31
< 0.053	2.28		

ΔΕΙΓΜΑ ΙV, ΜΑΖΑ 605.19 gr, ΟΓΚΟΣ 360 cm ³ , ρ= 1.68 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	26.37	578.82	95.64
0.5	107.83	470.99	77.82
0.25	217.71	253.28	41.85
0.106	210.19	43.09	7.12
0.053	35.35	7.74	1.27
< 0.053	7.74		

Πίνακας 3.1. Συνέχεια

ΔΕΙΓΜΑ V, ΜΑΖΑ 600.44 gr, ΟΓΚΟΣ 370 cm ³ , ρ= 1.63 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	6.21	594.23	98.96
0.5	570.71	23.52	3.91
0.25	16.11	7.41	1.23
0.106	2.85	4.56	0.75
0.053	2.05	2.51	0.41
< 0.053	2.51		

ΔΕΙΓΜΑ ΙΧ, ΜΑΖΑ 603.5 gr, ΟΓΚΟΣ 460 cm ³ , ρ= 1.31 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	182.00	421.50	69.84
0.5	168.96	252.54	41.84
0.25	115.44	137.10	22.72
0.106	95.85	41.25	6.84
0.053	40.04	1.21	0,20
< 0.053	1.21		

ΔΕΙΓΜΑ Χ, ΜΑΖΑ 580.63 gr, ΟΓΚΟΣ 400 cm ³ , ρ= 1.45 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	170.58	410.05	70.62
0.5	157.72	252.33	43.45
0.25	103.68	148.65	25.60
0.106	73.61	75.04	12.92
0.053	51.69	23.35	4.02
< 0.053	23.35		

ΔΕΙΓΜΑ ΧΙ, ΜΑΖΑ 773.92 gr, ΟΓΚΟΣ 570 cm ³ , ρ= 1.36 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	148.69	625.23	80.79
0.5	230.69	394.54	50.98
0.25	153.01	241.53	31.20
0.106	104.49	137.04	17.70
0.053	79.60	57.44	7.42
< 0.053	57.44		

Πίνακας 3.3. Συνέχεια

ΔΕΙΓΜΑ XII, ΜΑΖΑ 586.28 gr, ΟΓΚΟΣ 450 cm ³ , ρ= 1.3 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	156.83	429.45	73.25
0.5	154.73	274.72	46.86
0.25	93.93	180.79	30.84
0.106	72.78	108.01	18.42
0.053	51.30	56.71	9.67
< 0.053	56.71		

ΔΕΙΓΜΑ XIII, ΜΑΖΑ 648.07 gr, ΟΓΚΟΣ 460 cm ³ , ρ= 1.4 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	138.08	509.99	78.69
0.5	162.04	347.95	53.70
0.25	108.99	338.96	36.87
0.106	85.03	153.93	23.75
0.053	47.83	106.10	16.37
< 0.053	106.10		

ΔΕΙΓΜΑ XVI, ΜΑΖΑ 1179.68 gr, ΟΓΚΟΣ 890 cm ³ , ρ= 1.33 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	344.4	835.28	70.80
0.5	297.89	537.39	45.55
0.25	177.51	359.88	30.51
0.106	157.08	202.80	17.19
0.053	68.62	134.18	11.37
< 0.053	134.18		

ΔΕΙΓΜΑ XVII, ΜΑΖΑ 1102.07 gr, ΟΓΚΟΣ 865 cm ³ , ρ= 1.27 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	365.96	736.11	66.79
0.5	296.92	439.19	39.85
0.25	172.70	266.49	24.18
0.106	128.85	137.64	12.49
0.053	72.84	64.80	5.88
< 0.053	64.80		

Πίνακας 3.1. Συνέχεια

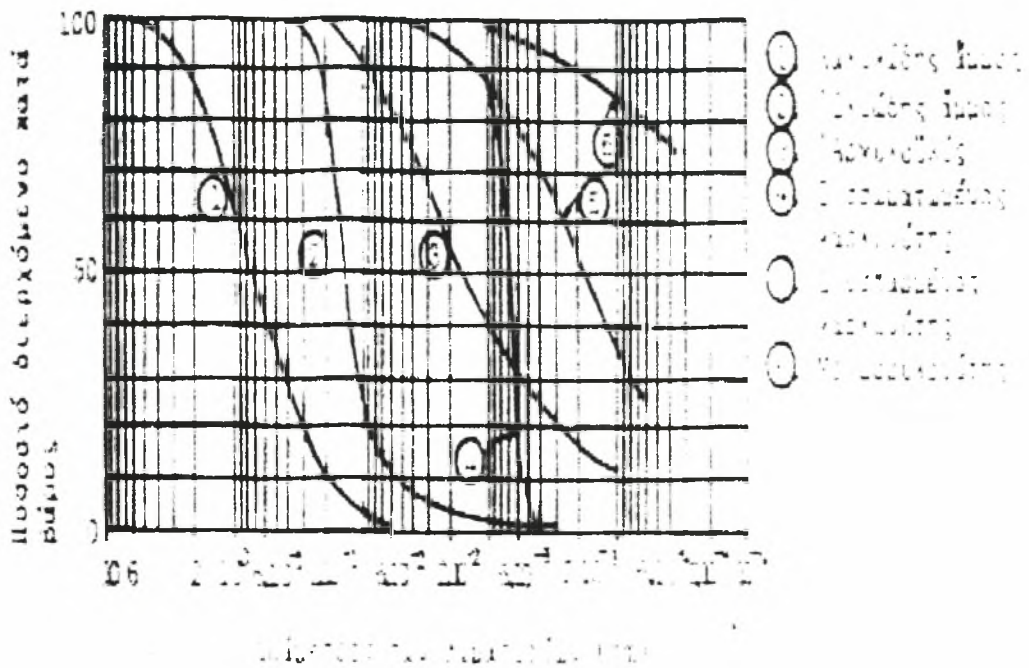
ΔΕΙΓΜΑ ΙΧΧ, ΜΑΖΑ 569.68 gr, ΟΓΚΟΣ 343.18 cm ³ , ρ= 1.66 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	0.00	565.68	100.00
0.5	463.32	106.36	18.67
0.25	97.6	8.76	1.54
0.106	8.76	0.00	
0.053	0.00	0.00	
< 0.053	0.00		

ΔΕΙΓΜΑ ΧΧ, ΜΑΖΑ 99.64 gr, ΟΓΚΟΣ 80 cm ³ , ρ= 1.25 gr/cm ³			
ΔΙΑΜΕΤΡΗΜΑ mm	ΣΥΓΚΡΑΤΟΥΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ gr	ΔΙΕΡΧΟΜΕΝΟ %
1	24.28	75.36	75.63
0.5	25.74	49.62	49.79
0.25	15.48	34.14	34.26
0.106	18.42	15.72	15.78
0.053	11.67	4.05	4.06
< 0.053	4.05		

Όπως ελέχθη στο πρώτο κεφάλαιο το μέγεθος των σωματιδίων ενός εδάφους μεταβάλλεται αισθητά από ορισμένα χονδρόκοκκα, που είναι ορατά με γυμνό μάτι μέχρι άλλα λεπτόκοκκα, που είναι αδύνατο να τα δούμε. Βασικά χωρίζουμε όλα τα σωματίδια που περιέχονται μέσα στο έδαφος σε τρεις κατηγορίες:

- Άμμος
- Ιλύς
- Άργιλος.

Ένα έδαφος που αποτελείται εξ' ολοκλήρου ή σχεδόν εξ' ολοκλήρου από μια ορισμένη κατηγορία εδαφών καλείται ομοιόμορφο, ενώ εάν οι κόκκοι είναι διαφορετικών μεγεθών καλείται καλώς διαβαθμισμένο. Για τον προσδιορισμό αυτών των χαρακτηριστικών του εδάφους σχηματίζουμε τις κοκκομετρικές καμπύλες, που τις παίρνουμε σε ημιλογαριθμική κλίμακα με άξονα των χ το μέγεθος των κόκκων και άξονα των ψ το ποσοστό του βάρους που περνά από κάθε κόσκινο σε κάθε ανάλυση. Στο σχήμα 3.2 φαίνονται ορισμένες τυπικές κοκκομετρικές καμπύλες της κατανομής μεγέθους των κόκκων.



Σχ. 3 Τυπικές κοκκομετρικές καμπύλες

Σχήμα 3.2. Τυπικές κοκκομετρικές καμπύλες

Με τον ίδιο τρόπο έχουνε σχηματισθεί οι κοκκομετρικές καμπύλες που παρουσιάζονται στο παράρτημα της εργασίας, με βάση τα δεδομένα του πίνακα 3.1.

Οι κοκκομετρικές καμπύλες χρησιμεύουν επίσης για να ορίζουμε διάφορα μέσα μεγέθη κόκκων. Έτσι συχνά χρησιμοποιούμε τη διάμετρο d_{10} που σημαίνει τη διάμετρο εκείνη των κόσκινων που περνά από μέσα μικρότερο ποσοστό κόκκων από το 10% σε βάρος. Η διάμετρος αυτή καλείται ενεργή διάμετρος των κόκκων.

Μεταχειριζόμενοι τις διαμέτρους d_{10} και d_{60} προσδιορίζουμε τον συντελεστή ομοιομορφίας του Hazen, C_u

$$C_u = d_{60} / d_{10} \quad (3.1)$$

Επίσης πολλές φορές μεταχειριζόμαστε τον συντελεστή διαβαθμίσεως C_g

$$C_g = (d_{30})^2 / (d_{60} d_{10}) \quad (3.2)$$

Ένα καλώς διαβαθμισμένο έδαφος έχει υψηλό συντελεστή ομοιομορφίας, ενώ ένα έδαφος που παρουσιάζει συντελεστή

διαβαθμίσεως μικρότερο από 2, θεωρείται ομοιόμορφο. Στον πίνακα 3.2 δίδονται οι συντελεστές ομοιομορφίας και διαβαθμίσεως των δειγμάτων:

Πίνακας 3.2.

ΔΕΙΓΜΑ	C_u	C_g
II	2	2
III	2,36	0,42
IV	2,36	0,42
V	1	1
IX	4,72	1,18
X	9,43	2,36
XI	9,43	0,42
XII	9,43	0,42
XIII	9,43	0,42
XVI	9,43	0,42
XVII	9,43	2,36
XVIII	2,36	0,125
IXX	2	2
XX	9,43	0,42

3.4. Η πειραματική διάταξη

Η πειραματική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τις μετρήσεις αποτελούταν από μια συσκευή παρόμοια με αυτή που παρουσιάζεται στο σχήμα 2.2. Το νερό εισέρχονταν στο πρώτο δοχείο (Α) του οποίου η στάθμη διατηρούταν σταθερή χάρις σε μια δίοδο υπερχειλίσης. Στη συνέχεια μέσω αγωγού, έφθανε στο δεύτερο δοχείο (Β) όπου βρίσκονταν τοποθετημένο το εδαφικό δείγμα. Το νερό διέρρεε το δείγμα και εξέρχονταν από την υπερχειλίση του δοχείου (Β). Το νερό συλλέγονταν σε δοχείο τοποθετημένο σε ζυγό ακριβείας, του οποίου οι μετρήσεις καταγράφονταν σε τακτά χρονικά διαστήματα από συνδεδεμένο εκτυπωτή.

Στον αγωγό υπάρχει μια βαλβίδα η οποία ρυθμίζει την ροή του νερού. Ένα πλέγμα τοποθετημένο στο κάτω μέρος του δοχείου Β εμποδίζει την διαφυγή του χώματος.

Οι μετρήσεις λαμβάνονται μέχρι την στιγμή της «σταθεροποίησης» των τιμών τους, δηλαδή όταν θα έχουμε τουλάχιστον τρεις συνεχόμενες τιμές ίδιες. Στην συνέχεια η τελευταία μέτρηση καταγράφεται και ανάγεται σε όγκο, δεδομένου ότι θεωρούμε πυκνότητα νερού $\rho = 1 \text{ gr/cm}^3$.

Ο υπολογισμός του K_s προκύπτει από το νόμο του Darcy :

$$Q = V/T = K A \Delta H/L \Rightarrow K = V L / A t \Delta H \quad (3.3)$$

Όπου V είναι ο όγκος του νερού που συλλέγεται σε χρόνο t με σταθερό φορτίο ΔH . Η διατομή του κυλινδρικού δοχείου που φέρει το δείγμα είναι $A = \pi d^2 / 4$ και το μήκος του δείγματος είναι L .

3.5. Οι μετρήσεις

Στον πίνακα 3.3 παρουσιάζονται οι μετρήσεις που ελήφθησαν για κάθε δείγμα και η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού που υπολογίστηκε σύμφωνα με την σχέση 3.3.

Πίνακας 3.3. Εργαστηριακές μετρήσεις

ΔΕΙΓΜΑ	ΔH (cm)	L (cm)	$Q=V/t$ (cm ³ /min)	K (cm/min)
II	8,3	11	4,8	0,23
III	8,3	10	6	0,26
XVIII	8,3	11	18,66	0,875
IV	8,3	11	13	0,61
IXX	8,3	12	70,38	3,6
V	8,3	10	79,2	3,38
IX	8,3	11	0,158	$7,41 \cdot 10^{-3}$
X	8,3	10,5	0,124	$5,55 \cdot 10^{-3}$
XI	8,3	10	0,13	$5,54 \cdot 10^{-3}$
XII	8,3	10	0,177	$7,55 \cdot 10^{-3}$
XIII	8,3	10	0,16	$6,82 \cdot 10^{-3}$
XVI	8,3	10	/	/
XVII	8,3	10	0,98	$4,18 \cdot 10^{-3}$
XX	8,3	10	0,336	$4,78 \cdot 10^{-3}$

Στα βαριάς εδαφικής σύστασης δείγματα IX, X, XI, XII, XIII, XVII, XX, λόγω της πολύ μικρής ροής οι μετρήσεις λαμβάνονταν ανά 10 min και έγινε αναγωγή σε cm³/min.

Με μια πρώτη ματιά μπορούμε να εκτιμήσουμε την διαφορά της τάξεως μεγέθους μεταξύ των δειγμάτων των ελαφρών εδαφών από τα βαρέα. Έτσι οι τιμές της αγωγιμότητας των C και CL εδαφών, είναι τουλάχιστον εκατό φορές μικρότερη από αυτή των S, SL. Είναι δηλαδή προφανές ότι η αγωγιμότητα επηρεάζεται τόσο από την σύσταση όσο και από την δομή. Ακόμη πρέπει να τονισθεί ότι η υδραυλική αγωγιμότητα δεν εξαρτάται μόνο από το συνολικό πορώδες αλλά επίσης και σε μεγαλύτερο βαθμό από το μέγεθος των πόρων. Έτσι ενώ τα αμμώδη εδάφη έχουν συνολικό πορώδες μικρότερο από τα αργιλώδη, οι τιμές της αγωγιμότητας είναι πολύ μεγαλύτερες λόγω του εύρους των διαστάσεων των πόρων.

Διαπιστώθηκε ότι η τάξη μεγέθους των δειγμάτων C και CL είναι ίδια, πράγμα που συνηγορεί υπέρ της σωστής διεξαγωγής των μετρήσεων. Ομοίως και για τα ελαφριά συστάσεως.

Η μορφή της κοκκομετρικής καμπύλης φαίνεται να έχει άμεση σχέση με την τιμή του K_s . Έτσι τα δείγματα II, III, XVIII και VI παρουσιάζουν σιγμοειδή καμπύλη και έχουν τιμές 0,23cm/min, 0,26cm/min, 0,88cm/min και 0,61cm/min. Τα δείγματα IXX και V με 3,6cm/min και 3,38cm/min παρουσιάζουν καμπύλες σε μορφή υπερβολής, ενώ τέλος όλα τα βαρέα εδάφη μεταξύ τους έχουν καμπύλες ίδιας μορφής και K_s ίδιας τάξης μεγέθους.

Μοναδική εξαίρεση το δείγμα XVI το οποίο κατέστη αδιαπέρατο λόγω ισχυρής αλληλεπίδρασης της αργίλου με το νερό του πειράματος. Το ίδιο φαινόμενο παρουσιάζεται και στα άλλα δείγματα των εδαφών C και CL κάνοντας την τιμή του K_s τόσο μικρή. Όμως στην περίπτωση του XVI έχουμε την πιο ακραία εμφάνιση του φαινομένου όπου η τιμή της K_s είναι ίση με το μηδέν. Πράγματι στην συγκεκριμένη περίπτωση κατόπιν παραμονής του δείγματος στην συσκευή για ένα εικοσιτετράωρο μόνο 31,6gr νερού μπόρεσαν να διέλθουν πριν οι πόροι φράξουν λόγω διόγκωσης της αργίλου.

3.6. Επιπτώσεις της διασποράς και διόγκωσης της αργίλου στην περατότητα από το νερό.

Η περατότητα ενός εδάφους γενικά μειώνεται με το χρόνο όταν προστίθεται συνεχώς νερό από άρδευση ή βροχόπτωση. Αυτό μπορεί να οφείλεται σε διόγκωση ή διασπορά από την μείωση της συγκέντρωσης του εδαφικού διαλύματος. Η διασπορά δεν μπορεί να προκύψει παρά μόνο όταν η συγκέντρωση του εδαφικού διαλύματος είναι μικρότερη από την τιμή της θρόμβωσης. Ως θρόμβωση ορίζεται η κατάσταση κατά την οποία φράσσουν οι συγκοινωνούντες πόροι λόγω της διόγκωσης ή της μεταφοράς διασπαρθέντων σωματιδίων της αργίλου. Το φαινόμενο αυτό προξενεί σημαντικές μεταβολές στην εδαφική υδραυλική αγωγιμότητα (Iwata, Tabuchi, Warkentin, 1995).

Τα κατιόντα του εδάφους επίσης επηρεάζουν την υδραυλική αγωγιμότητα. Όταν υπάρχουν μεγάλες ποσότητες Na^+ στο έδαφος η διόγκωση φτάνει στο σημείο να διασπείρει τα εδαφικά σωματίδια με αποτέλεσμα η τιμή της να μειωθεί σε μεγάλο βαθμό. Η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας δεν είναι το ίδιο μεγάλη όταν υπάρχει ασβέστιο ή μαγνήσιο, μια και τα περισσότερα πλακίδια της αργίλου παραμένουν ως έχουν κατά τα αρχικά στάδια της διόγκωσης. Το PH του εδαφικού διαλύματος επίσης καθορίζει την εδαφική περατότητα μέσω αλλαγών στην ποσότητα και το πρόσημο διαφόρων φορτίων στις ακραίες επιφάνειες των σωματιδίων της αργίλου από όπου προκαλείται η θρόμβωση.

A. Επιπτώσεις της συγκέντρωσης του ηλεκτρολύτη

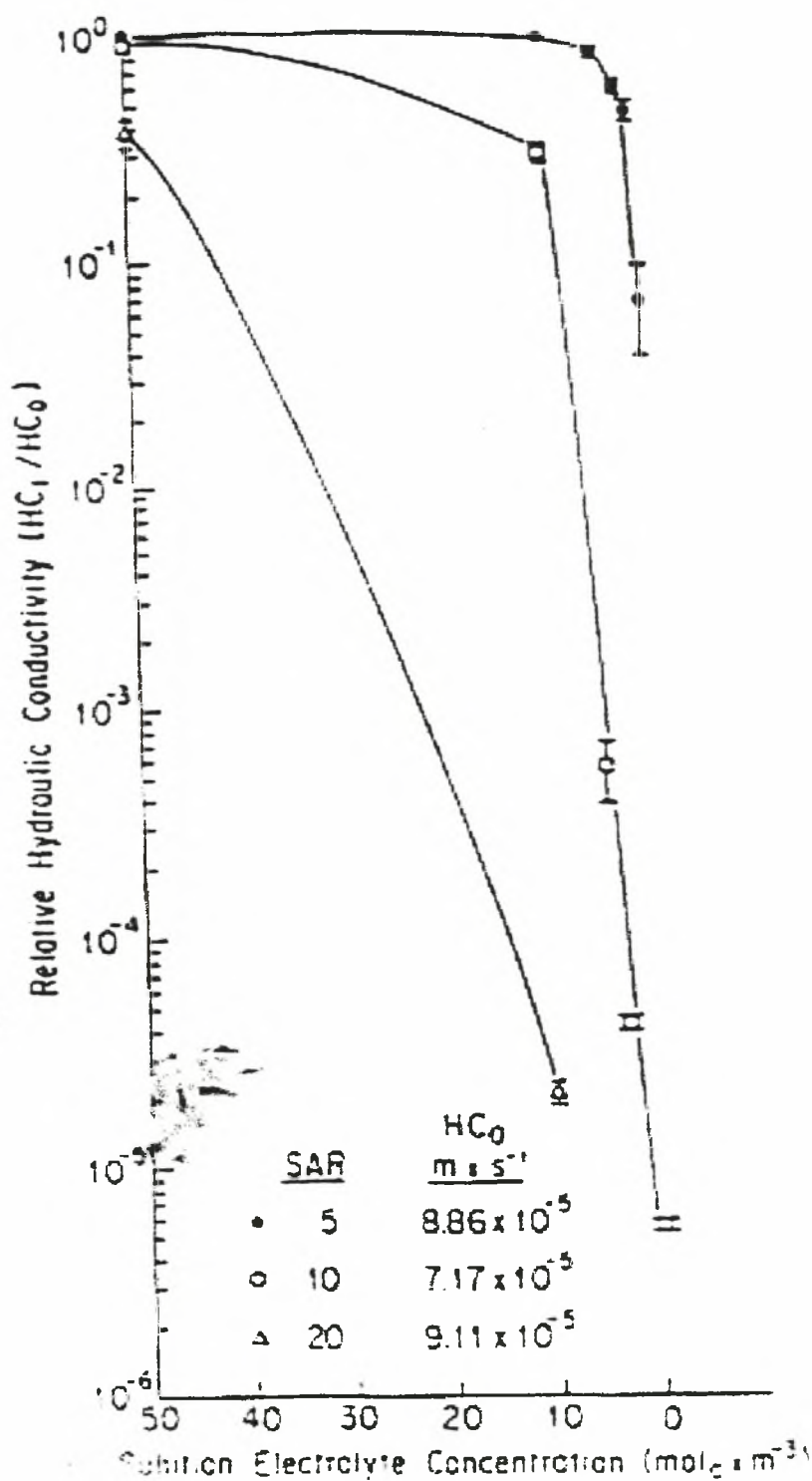
Η υδραυλική αγωγιμότητα ενός εδάφους μειώνεται με την αύξηση του ποσοστού του εναλλακτικού νατρίου και την μείωση της συγκέντρωσης του ηλεκτρολύτη (Querk & Schofield 1955, McNeal et al. 1966, Rolf & Aylmore 1977, Dane & Klute 1977, Pup;isky & Shainberg 1979, Keren & O'Connor 1982, Kern & Singer 1988, Baudracco & Tardy 1988). Ως ηλεκτρολύτη ονομάζουμε την χημική ένωση η οποία κατά την διάλυσή της στο νερό υφίσταται διάσπαση σε ιόντα (ηλεκτρολυτική διάσπαση). Στην συγκεκριμένη παράγραφο με τον όρο ηλεκτρολύτης αναφερόμαστε στα ιόντα που βρίσκονται διαλυμένα στο νερό το οποίο διέρχεται από συγκεκριμένα εδάφη.

Οι Querk και Schofield (1955) βρήκανε ότι:

- 1) Ένα διηθημένο διάλυμα NaCl 0,5N σε έδαφος, δεν μειώνει την υδραυλική αγωγιμότητα αλλά αυτή γίνεται σχεδόν μηδέν σε διάλυμα 0,01N.
- 2) Για το CaCl₂ ακόμα και στα 0,001N η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι πολύ μικρή και το επί τοις εκατό ποσοστό της μείωσης είναι μόλις 30%, ακόμα και για το καθαρό νερό.

Οι Pupisky και Shainberg (1979) υπέδειξαν ότι σε συγκεντρώσεις αλάτων μεγαλύτερες των 10 mol_c/m³, η διόγκωση της αργίλου είναι ο κύριος υπεύθυνος μηχανισμός για την μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας, επειδή σε συγκεντρώσεις αλάτων κάτω από την τιμή θρόμβωσης προκύπτει η διασπορά και μεταφορά της αργίλου στους πόρους. Οι Keren και Singer (1988) μελέτησαν τις επιπτώσεις πάνω στην υδραυλική αγωγιμότητα της συγκέντρωσης του ηλεκτρολύτη για διηθημένα διαλύματα Na- Ca, σε μίγματα μοντμοριλλονίτη και άμμου με ESP 5, 10 και 20 όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3. Οι HC_i και HC_o υποδηλώνουν την υδραυλική αγωγιμότητα (HC) του μίγματος διηθημένου με διάλυμα σε δεδομένη συγκέντρωση του ηλεκτρολύτη και σε αυτή που αντιστοιχεί σε μίγμα διηθημένο με διάλυμα 500 mol_c/m³ που έχει τον ίδιο λόγο απορρόφησης νατρίου (SAR). Η καμπύλη για SAR 10 επιτεύχθηκε με συνεχόμενες διηθήσεις με 0,5 L των 500, 50 και 10 mol_c/m³ και ακολούθως με απεσταγμένο νερό. Η καμπύλη δείχνει ότι : 1) Το SAR 10 δεν επαρκεί για να μειώσει την υδραυλική αγωγιμότητα σε αντιπαράθεση με το διάλυμα των 50 mol_c/m³. 2) Η υδραυλική αγωγιμότητα μειώνεται κατά 60% όταν το διάλυμα των 50 mol_c/m³ αντικατασταθεί από αυτό των 10 mol_c/m³. Εφόσον η τιμή της θρόμβωσης του Na/Ca- μοντμοριλλονίτη σε ESP 10 είναι 5mol_c/m³ (Oster et al 1980), η μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας για την συγκέντρωση των 10 mol_c/m³ πιθανώς να οφείλεται στην διόγκωση των σωματιδίων της αργίλου. 3) Όταν το διάλυμα των 10 mol_c/m³ αντικαθίσταται από απεσταγμένο νερό η υδραυλική αγωγιμότητα του μίγματος πέφτει απότομα σε πολύ χαμηλή τιμή, ακολουθούμενη από μια

απότομη αύξηση. Η παρουσία της αργίλου στο απορρέον νερό υποδηλώνει ότι η άργιλος έχει διασπαρθεί.



Σχήμα 3.3. Η επίδραση της συγκέντρωσης του ηλεκτρολύτη και του SAR σε διηθημένο διάλυμα, πάνω στην υδραυλική αγωγιμότητα μίγματος Na/Ca- μοντμοριλλονίτη- άμμου. (από Keren και Singer, 1988)

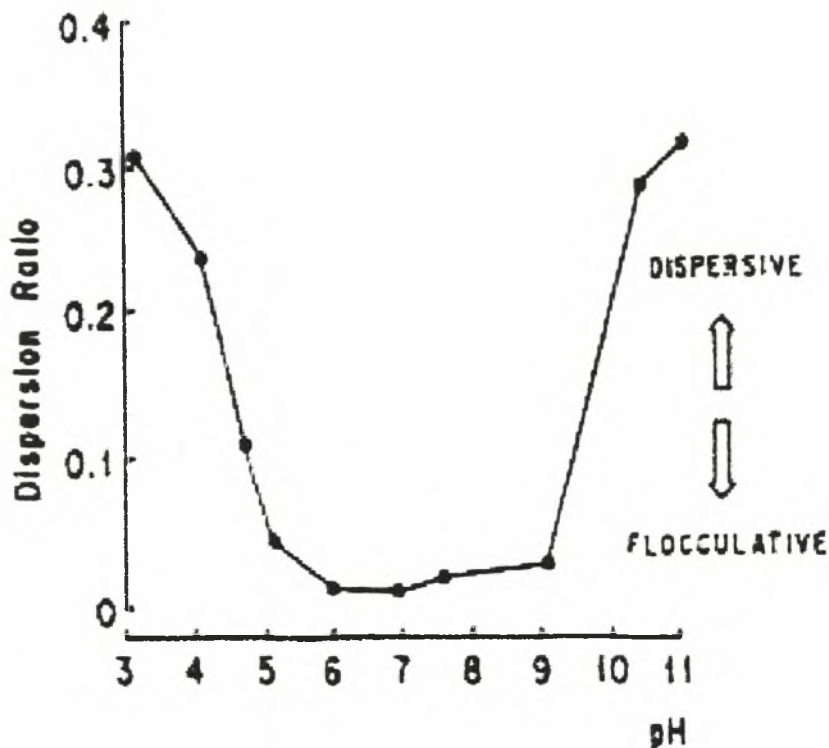
B) Η επίδραση του PH (Iwata, Tabuchi, Warkentin, 1995)

Οι τιμές θρόμβωσης για τον μοντμοριλλονίτη και τον καολινίτη αυξάνουν με την άνοδο του PH στα εξωτερικά διαλύματα. Οι Hesterberg και Page (1990) έδειξαν ότι πάνω σε τιμές του PH κυμαινόμενες από 6 έως 10 οι τιμές της θρόμβωσης αυξάνονται από τα 6 στα 58 mol Na/m³ για νατριωμένο ιλλίτη και από 3 στα 14 mol K/m³ για καλιούχο ιλλίτη. Αυτές οι εξαρτήσεις από την τιμή του PH οφείλονται στα ποικίλα φορτία στα άκρα αυτών των ορυκτών. Εφόσον η αύξηση της τιμής θρόμβωσης με το PH σημαίνει αύξηση της διασποράς της ακτίνας συγκέντρωσης, η υδραυλική αγωγιμότητα μπορεί να μειώνεται σε υψηλότερο PH, εξαρτώμενη από την συγκέντρωση του διαλύματος διήθησης. Οι Suarez et al (1984) έδειξαν ότι οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για PH= 9 είναι μικρότερες από ότι για PH= 6 σε μοντμοριλλονιτικά και καολινιτικά εδάφη.

Η επίδραση του PH στην υδραυλική αγωγιμότητα ενός εδάφους που περιέχει άμορφα υλικά, με εξαρτώμενο φορτίο από τις τιμές του PH, μπορεί να είναι πολύ μεγαλύτερη από ότι για κρυσταλλικά αργιλικά ορυκτά. Οι Nakagawa και Ishiguro (1994) μελετήσανε την επίδραση του PH στην υδραυλική αγωγιμότητα για ένα αλλοφανικό Andisol με 45% αλλοφανή και άμορφα υλικά. Η παρακάτω σχέση δείχνει τον λόγο (ρυθμό) διασποράς ορισμένο ως:

$$\text{λόγος διασποράς} = \frac{\text{απορρόφηση ύστερα από 12ωρη ηρεμία}}{\text{απορρόφηση αμέσως μετά την ανατάραξη}}$$

Όσο μεγαλύτερος είναι ο λόγος της διασποράς τόσο περισσότερο διασπείρεται το έδαφος. Η σχετική υδραυλική αγωγιμότητα ορισμένη ως ο λόγος της υδραυλικής αγωγιμότητας σε δεδομένο όγκο πορώδους, προς την αρχική (υδρ. αγωγιμότητα) μετρήθηκε με σταθερό φορτίο σε κλειστές εδαφικές στήλες. Οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας μειώνονται σημαντικά όταν τα επιδρόντα διαλύματα έχουν PH= 3 ή PH= 11. Παρατηρήσεις πάνω στην εδαφική δομή για PH= 3 και PH= 11 έδειξαν ότι τα συσσωματώματα μόλις κάτω από την επιφάνεια (περίπου 1mm πάχος) είχαν καταρρεύσει εντελώς π.χ. είχε σχηματιστεί μια κρούστα, ενώ αυτά στα χαμηλότερα εδάφη παρέμειναν ανέπαφα. Οι συγγραφείς κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η μείωση στις τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας προξενήθηκαν κυρίως από το φράξιμο των εδαφικών πόρων στην περιοχή της κρούστας, λόγω των διασπαρθέντων σωματιδίων της αργίλου. (σχήμα 3.4.)



Εικόνα 1 Σχήμα 3.4. Η επίδραση του PH στην διασπορά ενός αλλοφανικού εδάφους (από Nakagawa και Ishiguro, 1994)

3.7. Επιπρόσθετα σχόλια στις μετρήσεις

Η υδραυλική αγωγιμότητα στην θεωρία και καμιά φορά στην πράξη μπορεί να αναλυθεί σε εσωτερική περατότητα του εδάφους και σε ρευστότητα του υγρού κατά την σχέση:

$$K = k f \quad (3.4)$$

Όπου f η ρευστότητα του υγρού, η οποία είναι αντιστρόφως ανάλογη του ιξώδους από όπου και εξαρτάται όταν αναφερόμαστε σε ασυμπιεστα ρευστά. Η εσωτερική περατότητα συμβολίζεται ως k και σχετίζεται κατά μια αυστηρή ποσοτική έννοια με διαστάσεις επιφάνειας που αντιστοιχούν στο πορώδες του μέσου.

Ενώ η ρευστότητα επηρεάζεται από την σύνθεση του υγρού και την θερμοκρασία του, η περατότητα είναι αποκλειστική ιδιότητα του πορώδους μέσου και της γεωμετρίας των πόρων του, υπό την προϋπόθεση ότι το ρευστό και το μέσο δεν αλληλεπιδρούν μεταξύ τους (Hillel 1980). Έτσι στην περίπτωση των βαρέων εδαφών που επεξεργαστήκαμε η σχέση 3.4 βρίσκει μόνο θεωρητική ανταπόκριση.

Η αλληλεπίδραση του νερού με τα σωματίδια της αργίλου δίνει την τόσο μεγάλη διαφορά στις τιμές του K_s μεταξύ βαρέων και ελαφρών

εδαφών. Επιπλέον καθιστά ελλιπή την εξέταση των πρώτων μόνο κάτω από το πρίσμα της κοκκομετρικής τους καμπύλης. Επιπρόσθετα στοιχεία όπως το ΡΗ, ESP καθώς και η θερμοκρασία και το SAR του νερού που χρησιμοποιείται κρίνονται απαραίτητα.

Έτσι ενώ τα δείγματα XVI και XVII έχουν παρόμοιες κοκκομετρικές καμπύλες και προέρχονται από μια εδαφολογικά ενιαία περιοχή στο ανατολικό τμήμα του πανεπιστημιακού αγροκτήματος, το πρώτο ήταν αδιαπέρατο και το δεύτερο είχε $K_s = 4.18 \cdot 10^{-3} \text{ cm/min}$. Ακόμη η διαφορά στις τιμές των δειγμάτων XVI, XVII και XX από τα υπόλοιπα δείγματα βαρέας σύστασης μπορεί να οφείλεται και στην διαφορά της ποιότητας του νερού. Τα δείγματα αυτά μετρήθηκαν τον Ιούλιο του '99 σε αντίθεση με τα IX, XI, XII, X, XIII τα οποία μετρήθηκαν στο διάστημα Δεκεμβρίου '98- Μαΐου '99. Ο πίνακας 3.4 που ακολουθεί περιέχει στοιχεία της ΔΕΥΑΜΒ για αυτό το διάστημα, μια και στις μετρήσεις χρησιμοποιήθηκε νερό της βρύσης του αστικού δικτύου ύδρευσης.

Πίνακας 3.4. Ποιοτικά χαρακτηριστικά νερού

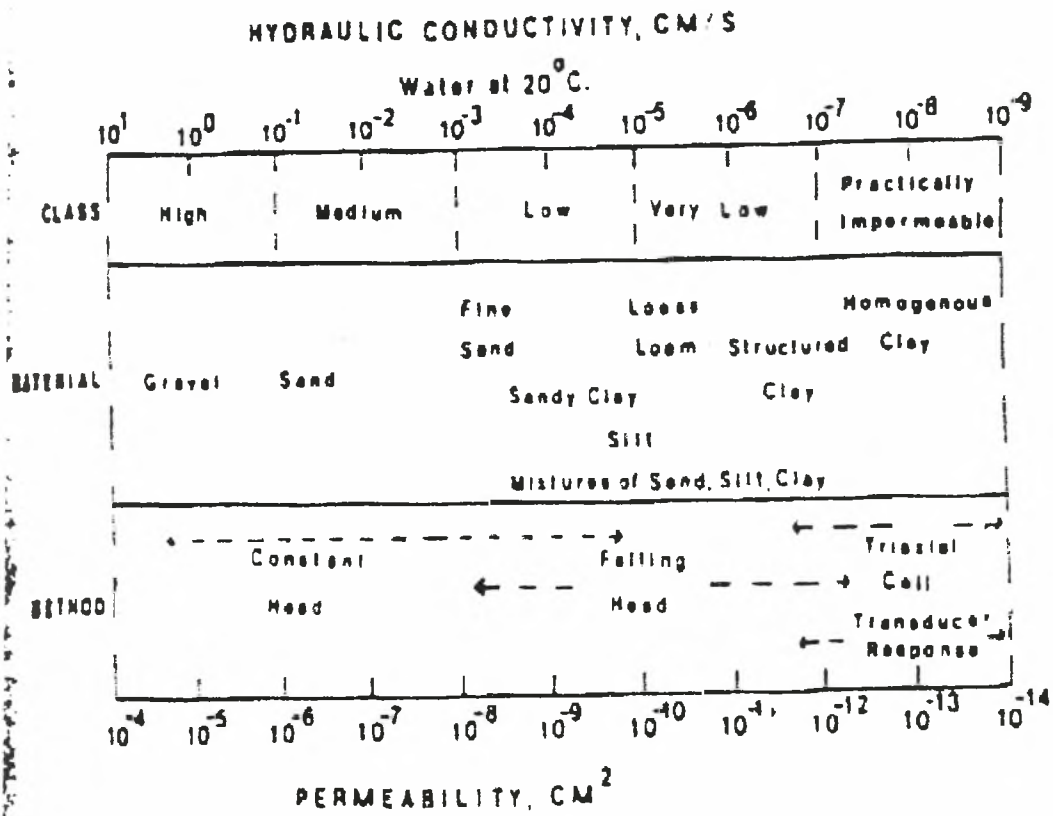
ΜΗΝΑΣ	ΣΚΛΗΡΟΤΗΣ (σε γαλλικούς βαθμούς)	ΧΛΩΡΙΟΝΤΑ (mg/l)	ΡΗ (στους 20°C, στους 25°C για ΙΟΥΝ- ΙΟΥΛ)	ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑ (σε mS)
ΝΟΕ	20- 34	220- 80	7,6	500- 600
ΔΕΚ	10- 20	20- 140	7,9	200- 300
ΙΑΝ	10- 20	20- 60	7,8	200- 250
ΦΕΒ	11- 17	20- 40	7,8	200- 250
ΜΑΡ	11- 17	20- 40	7,8	200- 250
ΑΠΡ	10,5	14	7,9	200- 215
ΜΑΙΟΣ	10	14	7,9	200- 215
ΙΟΥΝ	12	70	7,7	400
ΙΟΥΛ	20- 25	125- 130	7,6	450

Όπως εύκολα μπορεί κανείς να παρατηρήσει, ότι η αύξηση της συγκέντρωσης του ηλεκτρολύτη στο διερχόμενο νερό κατά τον μήνα Ιούλιο (ηλεκτρική αγωγιμότητα 450 mS), σε σχέση με την περίοδο Δεκεμβρίου- Μαΐου (200- 250 mS), μπορεί να θεωρηθεί ως το κύριο αίτιο της διαφοράς των τιμών της K_s . Ακόμη σε αυτή την αύξηση της αλατότητας οφείλεται και η αδιαπερατότητα του δείγματος XVI.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

4.1. Σύγκριση με άλλες εργαστηριακές μετρήσεις

Οι τιμές του K_s που μετρήθηκαν στο εργαστήριο συγκρίθηκαν με τιμές που αναφέρονται στην βιβλιογραφία. Συγκεκριμένα στο σχήμα 4.1 παρουσιάζονται τάξεις μεγέθους τιμών της K_s για διάφορων συστάσεων εδάφη με διάφορες μεθόδους. Η ταύτιση της τάξης μεγέθους μεταξύ των μετρήσεων του εργαστηρίου μας με αυτές των Klute και Dirksen είναι προφανής.



Εικόνα 2 Σχήμα 4.1. Τάξεις μεγέθους της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού δια διάφορα υλικά με διάφορες μεθόδους (από Klute και Dirksen).

Στον πίνακα 4.1 παρουσιάζονται οι μετρήσεις του πειράματος αναγόμενες σε cm/sec και m/sec.

Πίνακας 3.1. Αναγωγή τιμών μετρήσεων σε cm/sec και m/sec.

ΔΕΙΓΜΑ	K_S cm/min	K_S cm/sec	K_S m/sec
II	0,23	$3,83 \cdot 10^{-3}$	$3,38 \cdot 10^{-3}$
III	0,26	$4,33 \cdot 10^{-3}$	$4,33 \cdot 10^{-3}$
IV	0,61	$1,02 \cdot 10^{-2}$	$1,02 \cdot 10^{-4}$
XVIII	0,875	$1,46 \cdot 10^{-2}$	$1,46 \cdot 10^{-4}$
IXX	3,6	$6 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$
V	3,38	$5,63 \cdot 10^{-2}$	$5,63 \cdot 10^{-2}$
IX	$7,41 \cdot 10^{-3}$	$1,24 \cdot 10^{-4}$	$1,24 \cdot 10^{-6}$
X	$5,55 \cdot 10^{-3}$	$9,25 \cdot 10^{-3}$	$0,93 \cdot 10^{-6}$
XI	$5,54 \cdot 10^{-3}$	$9,23 \cdot 10^{-3}$	$0,92 \cdot 10^{-6}$
XII	$7,55 \cdot 10^{-3}$	$1,26 \cdot 10^{-4}$	$1,26 \cdot 10^{-6}$
XIII	$6,82 \cdot 10^{-3}$	$1,14 \cdot 10^{-4}$	$1,14 \cdot 10^{-6}$
XVI	/	/	/
XVII	$4,18 \cdot 10^{-3}$	$6,97 \cdot 10^{-3}$	$0,7 \cdot 10^{-6}$
XX	$4,78 \cdot 10^{-3}$	$7,97 \cdot 10^{-3}$	$0,8 \cdot 10^{-6}$

Ακόμη μία ενδιαφέρουσα σύγκριση μπορούμε να κάνουμε με τον πίνακα 4.2 όπου δίνονται ορισμένες τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για συνηθισμένες κατηγορίες εδαφών (Τζιμόπουλος).

Πίνακας 4.2. Τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας για συνηθισμένες κατηγορίες εδαφών

(Τζιμόπουλος, 1994)

Υλικό	Αριθμός δειγμάτων	K (cm/sec)	Μέση τιμή του K (cm/sec)
Λεπτή άμμος	159	$(0,2 - 189) \cdot 10^{-4}$	$2,88 \cdot 10^{-3}$
Μέση άμμος	255	$(0,9 - 567) \cdot 10^{-4}$	$1,42 \cdot 10^{-2}$
Χονδρή άμμος	158	$(0,9 - 6610) \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$
Χαλίκια	40	$(0,3 - 31,2) \cdot 10^{-1}$	$4,03 \cdot 10^{-1}$
Πλύς	39	$(0,09 - 7090) \cdot 10^{-7}$	$2,83 \cdot 10^{-3}$
Άργιλος	19	$(0,1 - 47) \cdot 10^{-8}$	$9 \cdot 10^{-8}$

Σύμφωνα με τον παραπάνω πίνακα (4.2) και με βάση τις τιμές K_S των δειγμάτων τα II, III αποτελούνται από λεπτή άμμο, τα XVIII, IV από μέση άμμο, τα IXX, V από χονδρή άμμο και τα υπόλοιπα από άργιλο και πηλό. Τα συμπεράσματα αυτά βρίσκονται σε συμφωνία με τις αναλύσεις της μηχανικής σύστασης των δειγμάτων οι οποίες αναφέρονται στην παράγραφο 3.2.

A/A	TIMEΣ	A/A	TIMEΣ	A/A	TIMEΣ
k1	1.79E-04	k31	1.63E-05	k61	2.12E-04
k2	3.26E-05	k32	1.64E-04	k62	2.44E-04
k3	3.26E-05	k33	3.20E-05	k63	3.92E-04
k4	1.74E-05	k34	2.94E-04	k64	2.62E-04
k5	3.26E-05	k35	1.64E-04	k65	6.18E-04
k6	6.54E-05	k36	2.88E-04	k66	1.66E-04
k7	0	k37	1.01E-03	k67	3.42E-04
k8	4.78E-05	k38	3.84E-04	k68	2.78E-04
k9	3.26E-05	k39	2.12E-04	k69	6.96E-04
k10	3.26E-05	k40	1.53E-03	k70	3.10E-04
k11	6.54E-05	k41	4.10E-04	k71	2.88E-04
k12	4.78E-05	k42	4.56E-04	k72	2.78E-04
k13	1.63E-05	k43	3.42E-04	k73	1.76E-03
k14	1.63E-05	k44	2.60E-04	k74	1.59E-03
k15	3.26E-05	k45	4.24E-04	k75	2.78E-04
k16	3.26E-05	k46	1.18E-03	k76	3.10E-04
k17	6.54E-05	k47	4.42E-04	k77	1.97E-04
k18	6.54E-05	k48	4.58E-04	k78	5.08E-04
k19	5.02E-05	k49	1.24E-03	k79	4.06E-04
k20	3.26E-05	k50	4.40E-04	k80	2.78E-04
k21	9.78E-05	k51	1.62E-04	k81	3.10E-04
k22	3.26E-05	k52	3.42E-04	k82	4.10E-04
k23	8.18E-05	k53	4.88E-04	k83	3.78E-04
k24	3.26E-05	k54	1.31E-04	k84	3.92E-04
k25	6.54E-05	k55	1.63E-04	k85	2.78E-04
k26	3.26E-05	k56	1.97E-04	k86	4.40E-04
k27	2.79E-04	k57	2.12E-04		
k28	5.02E-05	k58	1.31E-04		
k29	1.13E-04	k59	1.46E-04		
k30	1.63E-05	k60	1.64E-04		

Πίνακας 4.1. Αποτελέσματα μετρήσεων K_s στο ύπαιθρο (Μιχελιουδάκης)

Πίνακας 4.2. Αποτελέσματα μηχανικής ανάλυσης του εδάφους (Μιχελιουδάκης)

ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ								
Θέση	Βάθος (cm)	CaCO ₃ (%)	Άμμος (%)	Λύς (%)	Άργιλος (%)	Χαρακτη- ρισμός	EC*103 (mmhos /cm)	PH H ₂ O 1:1
T ₁	0-15	7.04	21	46	33	CL	<3	7.8
T ₁	15-30	10.05	29	36	35	CL	<3	7.9
T ₂	0-15	9.24	19	42	39	SiCL	<3	7.8
T ₂	15-30	10.34	24	35	41	C	<3	7.9

4.3. Ανάλυση των μετρήσεων

Οι τιμές της K_s στον αγρό παρουσιάζουν ένα μεγάλο εύρος τιμών με τρεις κύριες τάξεις μεγέθους 10^{-3} , 10^{-4} και 10^{-5} m/sec. Λεπτομερής εξέταση της διάταξης των μετρήσεων στον αγρό δείχνει ότι:

- 1) Οι τιμές της τάξεως 10^{-3} βρίσκονται στην περιφέρεια του αγρού όπου το έδαφος ήταν πιο «αφράτο». Δύο από τις τιμές της τάξεως αυτής βρίσκονται κοντά στην T₁ θέση, όπου είχε πραγματοποιηθεί εδαφοτομή και το έδαφος είχε χαλαρώσει.
- 2) Οι μετρήσεις κατά μήκος του αγρού με αριθμό 18 και 21- 31 είναι όλες της τάξεως του 10^{-5} με εξαίρεση τις 29 και 27 ($1,13 \cdot 10^{-4}$ m/s).
- 3) Οι μετρήσεις της διπλανής σειράς από 77 έως 86 είναι όλες της τάξης μεγέθους 10^{-4} με εξαίρεση τις 16 και 12 ($3,26 \cdot 10^{-5}$ και $4,78 \cdot 10^{-5}$ m/s).
- 4) Ομοίως για την σειρά 3, 62- 68 όπου με εξαίρεση την 3 όλες οι υπόλοιπες είναι της τάξης μεγέθους 10^{-4} m/s.

Από τα παραπάνω γίνεται προφανές ότι κατά μήκος των γραμμών καλλιέργειας υπάρχει συμφωνία των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας, γεγονός το οποίο προϋποθέτει ομοιομορφία στις τιμές της περατότητας (permeability) και του πορώδους (porosity). Έτσι η διαφορά τάξης μεγέθους μεταξύ των σειρών υποδεικνύει μεταβολή στο πορώδες, η μείωση του οποίου συνδέεται στενά με την έννοια της συμπίεστικότητας. Με βάση αυτά, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι το αν στη σειρά θα κυριαρχεί η τάξη μεγέθους 10^{-4} ή 10^{-5} οφείλεται

κατά κύριο λόγο στο αν το έδαφος συμπίεστηκε περισσότερο ή λιγότερο λόγω της διέλευσης μηχανημάτων κατεργασίας.

Η στενή σχέση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας με την συμπίεση λόγω διέλευσης οχημάτων στον αγρό δείχνει και ο πίνακας 4.3 από μετρήσεις του M.D. Ankeny (1990).

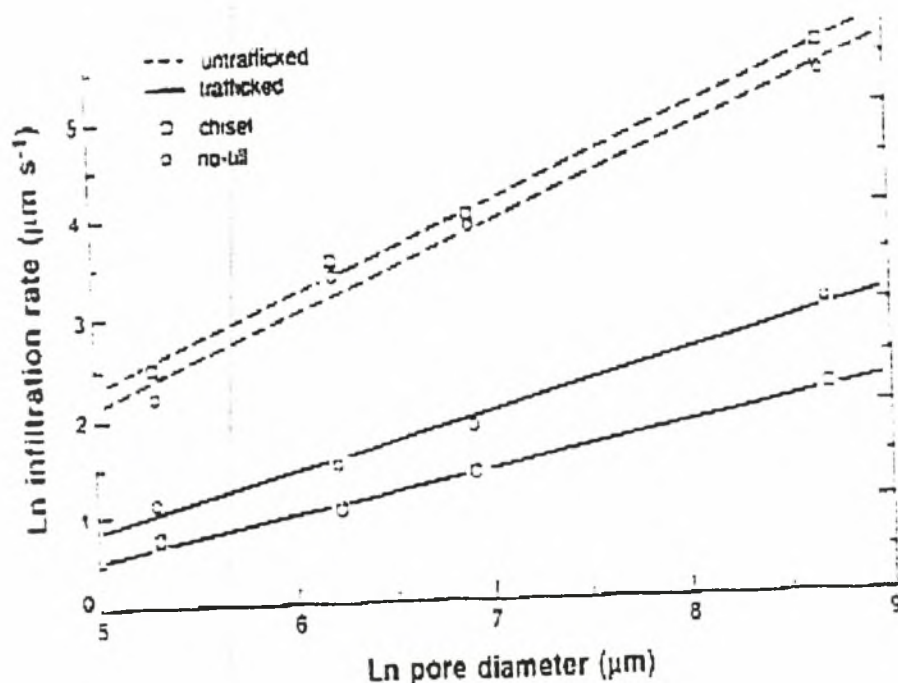
Πίνακας 1 4.3. Μέσοι αριθμητικοί και συντελεστές παραλλακτικότητας αργιλόπηλώδους εδάφους της περιοχής του Webster με διαφορετικές μεταχειρίσεις, από μετρήσεις που έγιναν κοντά στην επιφάνεια (M.D. Ankeny, 1990).

Tillage	Position	Traffic	Matric potential (-kPa)	Hydraulic conductivity ($\mu\text{m s}^{-1}$)	CV ¹ (%)
			0.60	3.0	57
			1.50	1.1	46
		Yes	0.00	26.6	96
			0.30	2.7	116
			0.60	0.9	83
			1.50	0.3	4
	In-row	No	0.00	257.4	70
			0.30	8.8	50
			0.60	3.5	60
			1.50	1.1	44
Chisel	Interrow	No	0.00	219.3	44
			0.30	28.5	42
			0.60	11.6	42
			1.50	2.0	57
		Yes	0.00	33.7	98
			0.30	2.8	116
			0.60	1.1	147
			1.50	0.4	116
	In-row	No	0.00	168.0	88
			0.30	13.2	68
			0.60	5.0	69
			1.50	1.9	67
Plow	In-row	No	0.00	593.2	84
			0.30	12.7	33
			0.60	4.5	27
			1.50	1.2	46

¹n = 16 for trafficked and non-trafficked; n = 8 for in-row measurements.

Προφανώς όταν κυκλοφορούν οχήματα επηρεάζεται σημαντικά αυτή η φυσική ιδιότητα του εδάφους. Το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στην μείωση των μεγάλων πόρων και λιγότερο των μικρών. Από μετρήσεις της διηθητικότητας όταν κυκλοφορούν ή όχι οχήματα και σε περιπτώσεις καλλιέργειας- ακαλλιέργειας, έγινε προφανές ότι η κίνηση του νερού στους μακροπόρους επηρεάστηκε περισσότερο από

ότι στους μικροπόρους (Ankeny et al. 1990). Αυτή η παρατήρηση υποδεικνύει ότι η συμπίεση καταστρέφει περισσότερους μεγάλους από ότι μικρούς πόρους (σχήμα 4.2)



Εικόνα 3 Σχήμα 4.3. Επίδραση της συμπίεσης σε σχέση με τη διηθητικότητα και την διάμετρο των πόρων (Ankeny et al 1990).

Τέλος από μετρήσεις όπου εξετάστηκε η σχέση της υδραυλικής αγωγιμότητας ως προς τη μέθοδο καλλιέργειας αργιλώδους εδάφους (Wang et al. 1985), παρατηρήθηκε μείωση της K_S σε βάθος μεγαλύτερο των 10- 25 cm. Η μείωση αυτή, που ήταν πολύ μεγαλύτερη από τις μεταβολές της φαινόμενης πυκνότητας σε ξηρή κατάσταση και αυτές του συνολικού πορώδους, έδειξε την αποτελεσματικότητα της μέτρησης της K_S για την ανίχνευση εδαφών με συμπαγή συμπιεσμένη δομή χωρίς μακροπόρους. Ακόμη, αν και το K_S των καλλιεργούμενων στρωμάτων μέχρι 30 cm δεν επηρεάζονταν αισθητά, ωστόσο η τιμή του για μεγαλύτερο βάθος επηρεάζεται με συνέπειες για το ανώτερο στρώμα και την καλλιέργεια.

4.4. Σύγκριση εργαστηριακών τιμών με τις τιμές του πεδίου

Κατ' αρχάς πρέπει να τονισθεί ότι μεταξύ των τιμών μόνο μια ελαφρά ποιοτική σύγκριση μπορεί να γίνει. Τούτο διότι παρόλο που η σύσταση των εδαφών ομοιάζει σε μεγάλο βαθμό, εντούτοις μόνο δείγματα από το ίδιο το σημείο της μέτρησης στον αγρό θα μπορούσαν να μας καλύψουν πλήρως στις αναζητήσεις μας. Ακόμη,

η ποιότητα του νερού της γεώτρησης στο Βελεστίνο σαφώς διαφέρει από αυτή του δικτύου ύδρευσης του Βόλου οπότε είναι επόμενο να έχουμε μια κάποια απόκλιση στις τιμές.

Συγκρίνοντας λοιπόν τις τιμές K_S των δειγμάτων με σύσταση C, CL (XIII, X, XII, XI, IX, XVII, XX) όπως αυτές αναγράφονται σε m/sec στον πίνακα 3.1 με αυτές στο ύπαιθρο, εύκολα παρατηρούμε ότι είναι μικρότερες αλλά σχετικά κοντά με αυτές της τάξης του 10^{-5} . τούτο ως αποτέλεσμα της παρουσίας μακροπόρων και λίθων (σώματα με άνω των 2 mm διάμετρο) στον αγρό, τα οποία επηρεάζουν σημαντικά ως φαίνεται.

Ακόμη, στις τιμές της τάξεως του 10^{-5} είναι προφανής η μείωση λόγω συμπίεσης, η οποία καθιστά το μεγαλύτερο μέρος της κίνησης του νερού να διέρχεται από τους μικροπόρους.

Τέλος είναι φανερό ότι η μέθοδος του σταθερού φορτίου στο εργαστήριο μας δίνει πληροφορίες για την τιμή του K_S σε ομοιόμορφα κατανεμημένα δείγματα

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

(1). Η μέτρηση της K_s με την συσκευή του Darcy για δείγματα εδαφών είναι απόλυτα αξιόπιστη και μπορεί να μας παρέχει πληροφορίες για την σύστασή τους.

(2). Στα ελαφράς συστάσεως εδάφη μπορούν να γίνουν προβλέψεις του K_s με βάση την κοκκομετρική τους σύσταση, ενώ στα βαρέας συστάσεως θα πρέπει να συμπεριλαμβάνονται και πληροφορίες σχετικές με την αλληλεπίδραση εδάφους- νερού.

(3). Οι μετρήσεις με την συσκευή του Darcy στο εργαστήριο θα πρέπει να διεξάγονται με δικό τους κύκλωμα νερού, του οποίου τα χαρακτηριστικά θα μπορούν να ελέγχονται πλήρως.

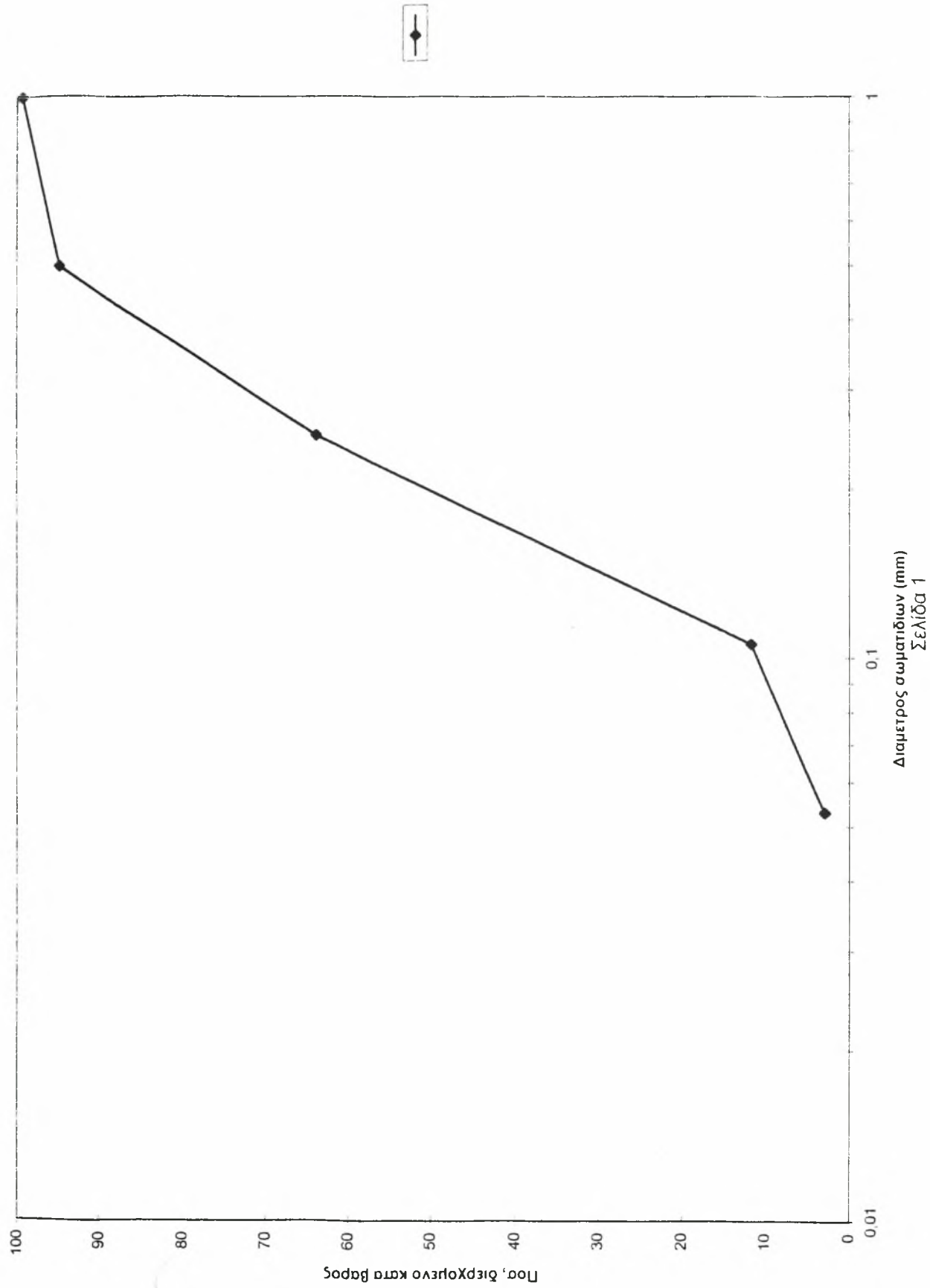
(4). Η υδραυλική αγωγιμότητα μπορεί μετρούμενη απ' ευθείας στον αγρό να μας δώσει πληροφορίες για την καταπόνησή του από την διέλευση μηχανημάτων και τις καλλιεργητικές κατεργασίες.

(5). Η εργαστηριακή μέτρηση της K_s προέρχεται από την κίνηση του νερού μέσα στους μικροπόρους του εδάφους, γι' αυτό προσεγγίζει τιμές K_s στο ύπαιθρο, από έδαφος που έχει συμπιεστεί.

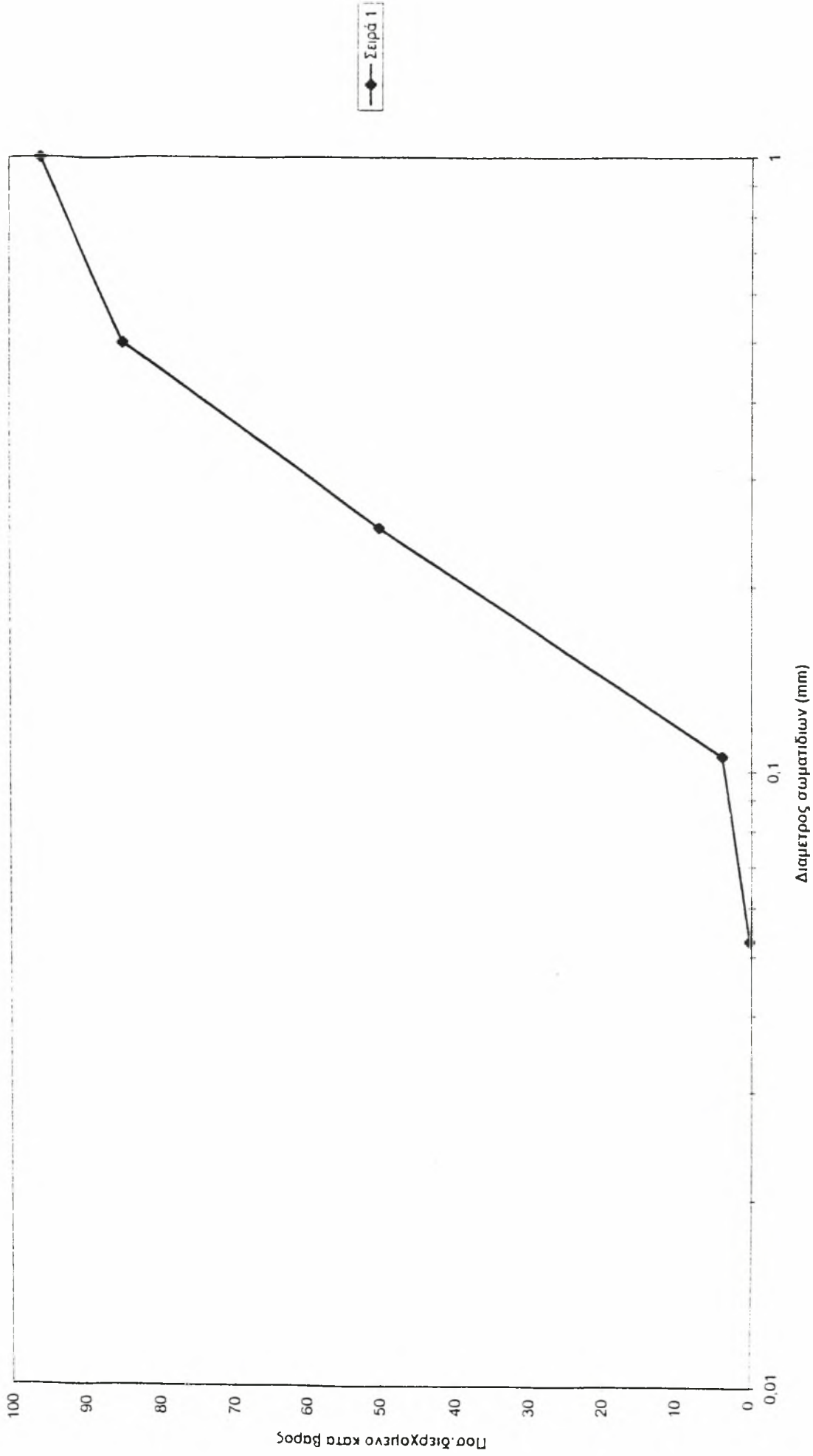
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Κοκκομετρικές καμπύλες εδαφικών δειγμάτων

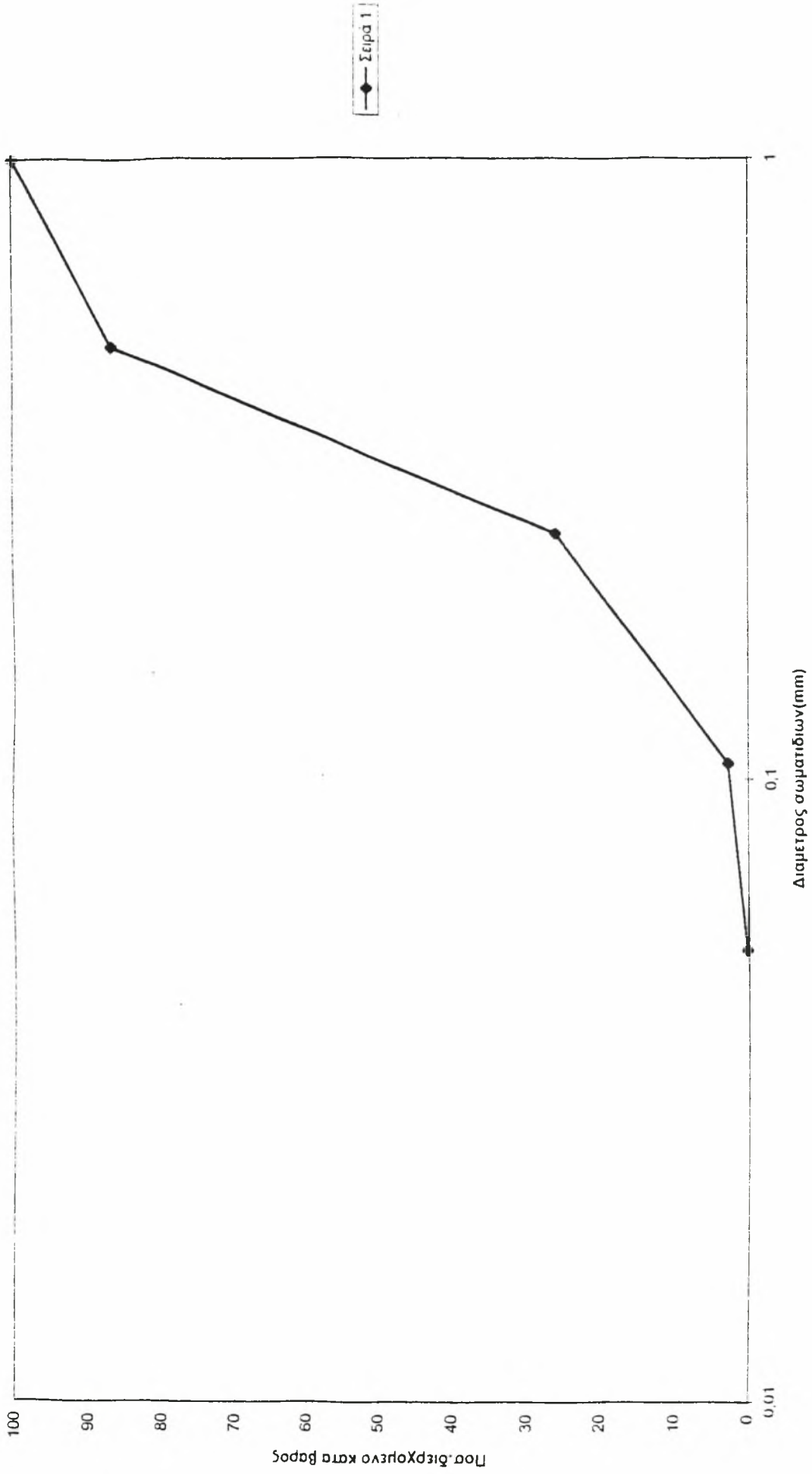
Sheet2 Chart 40
Κοκκομετρική καμπύλη Δεγμάτων II



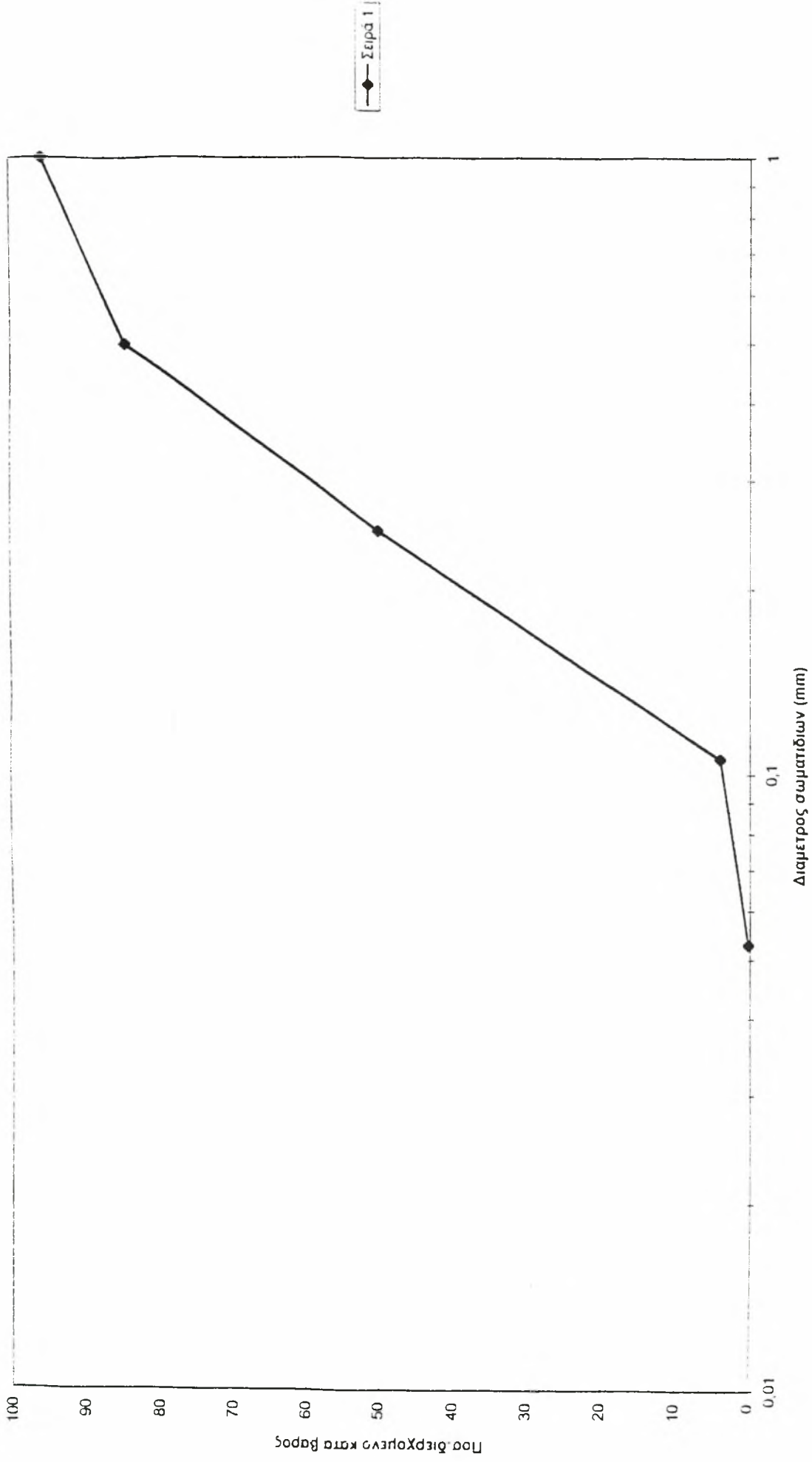
Κοκκομετρική καρπυλη Δειγματος III



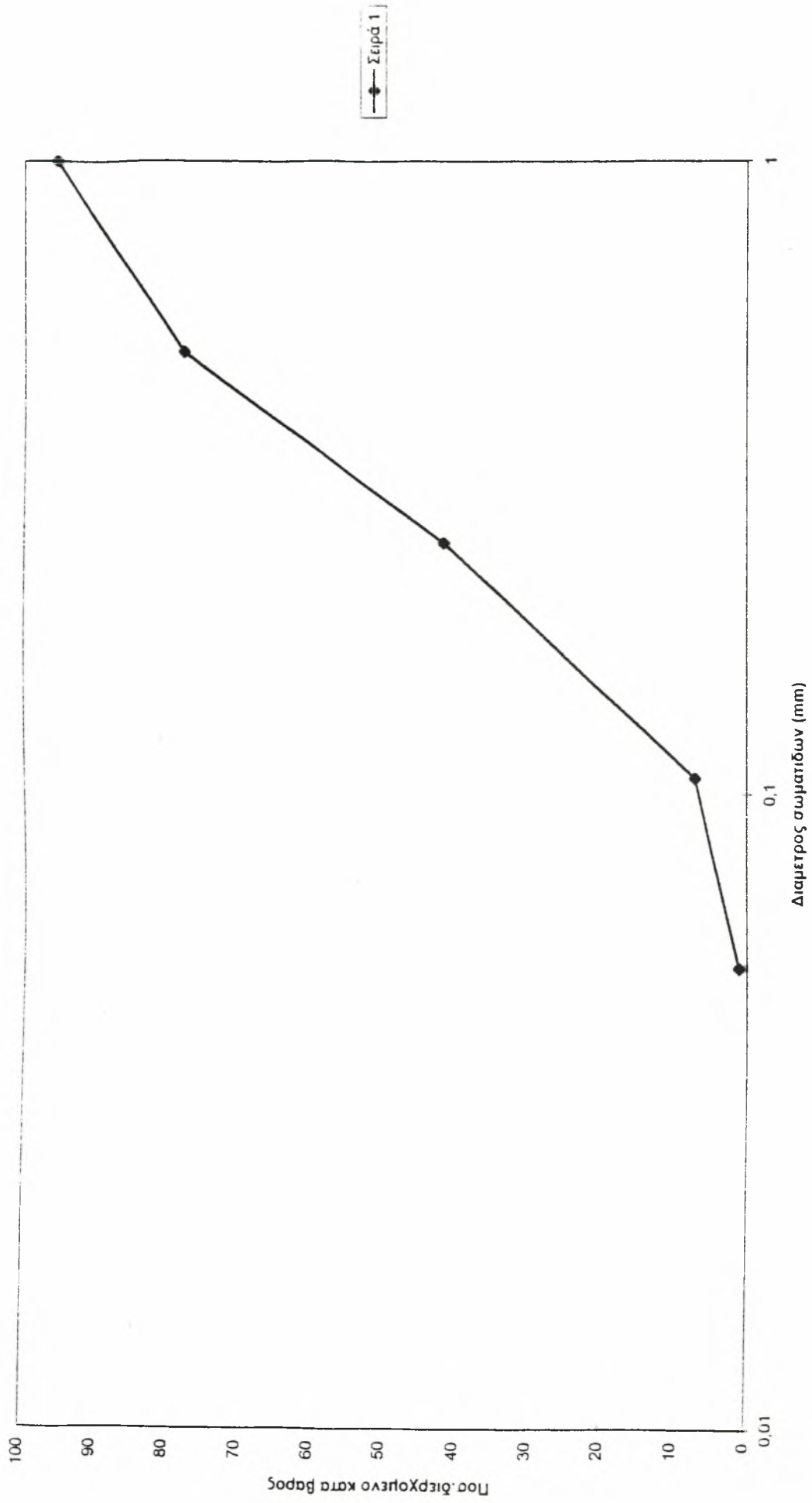
Κοκκομετρική καρπυλη Δειγματος XVIII



Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος III

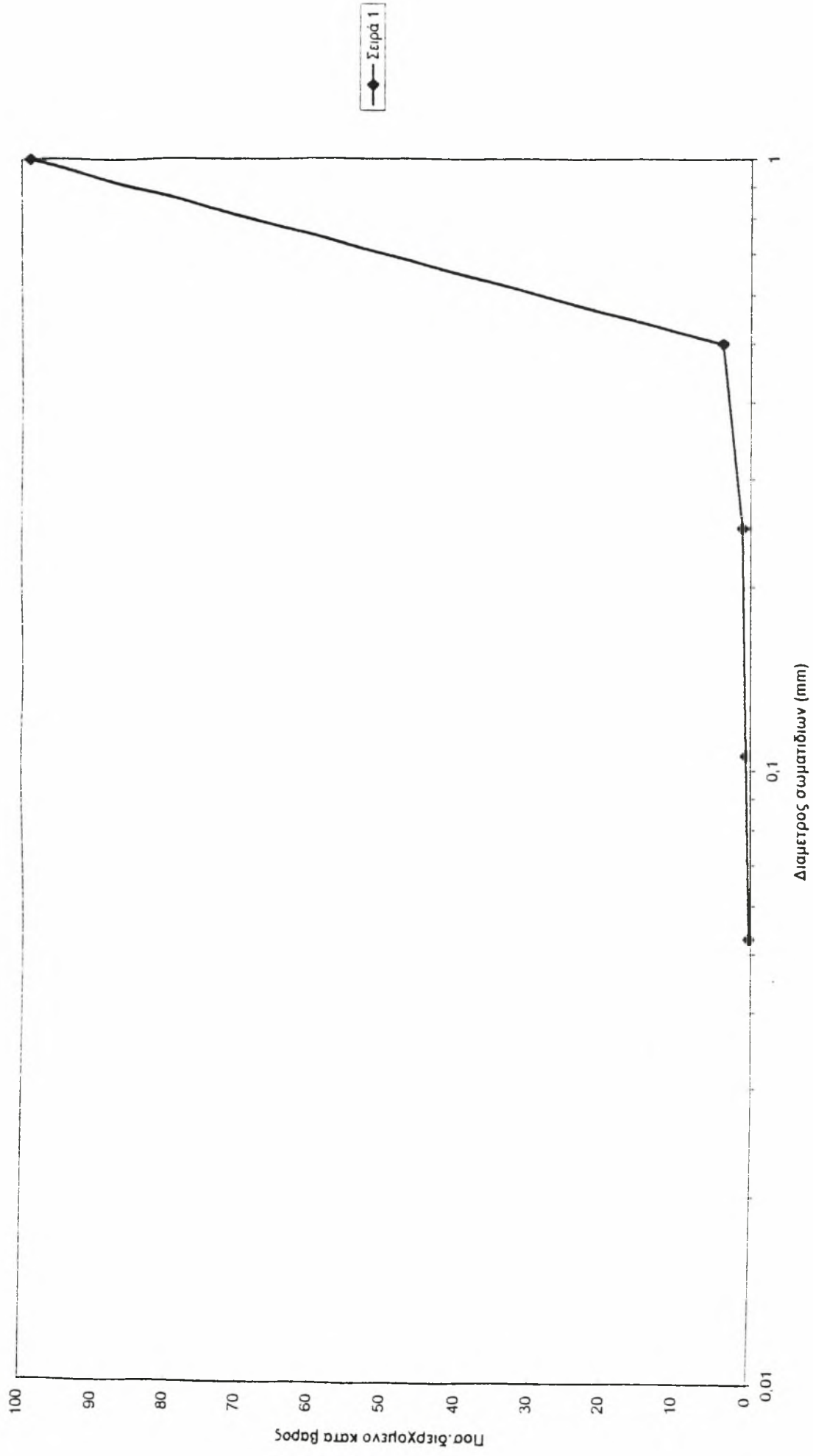


Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος IV

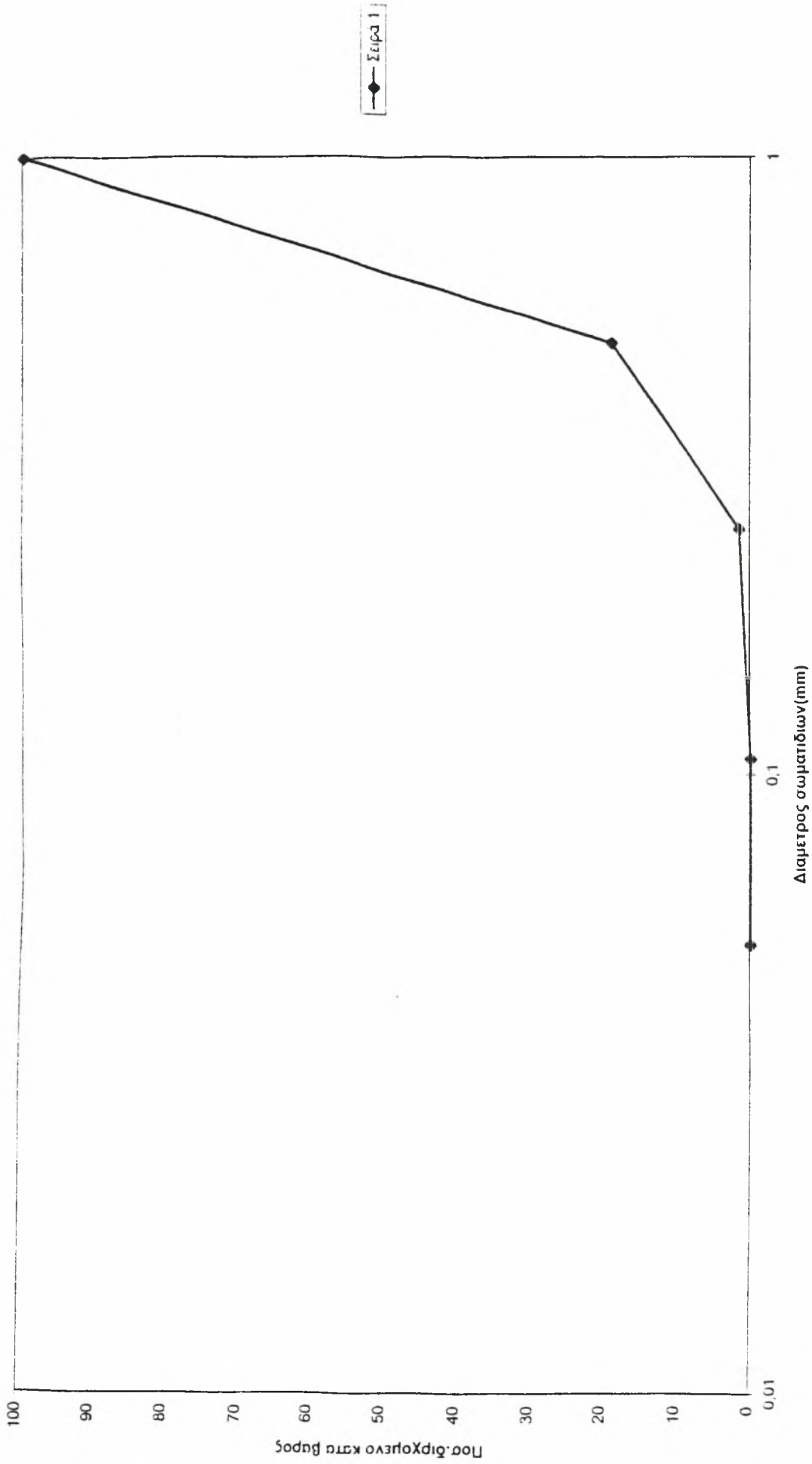


Σειρά 1

Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος V

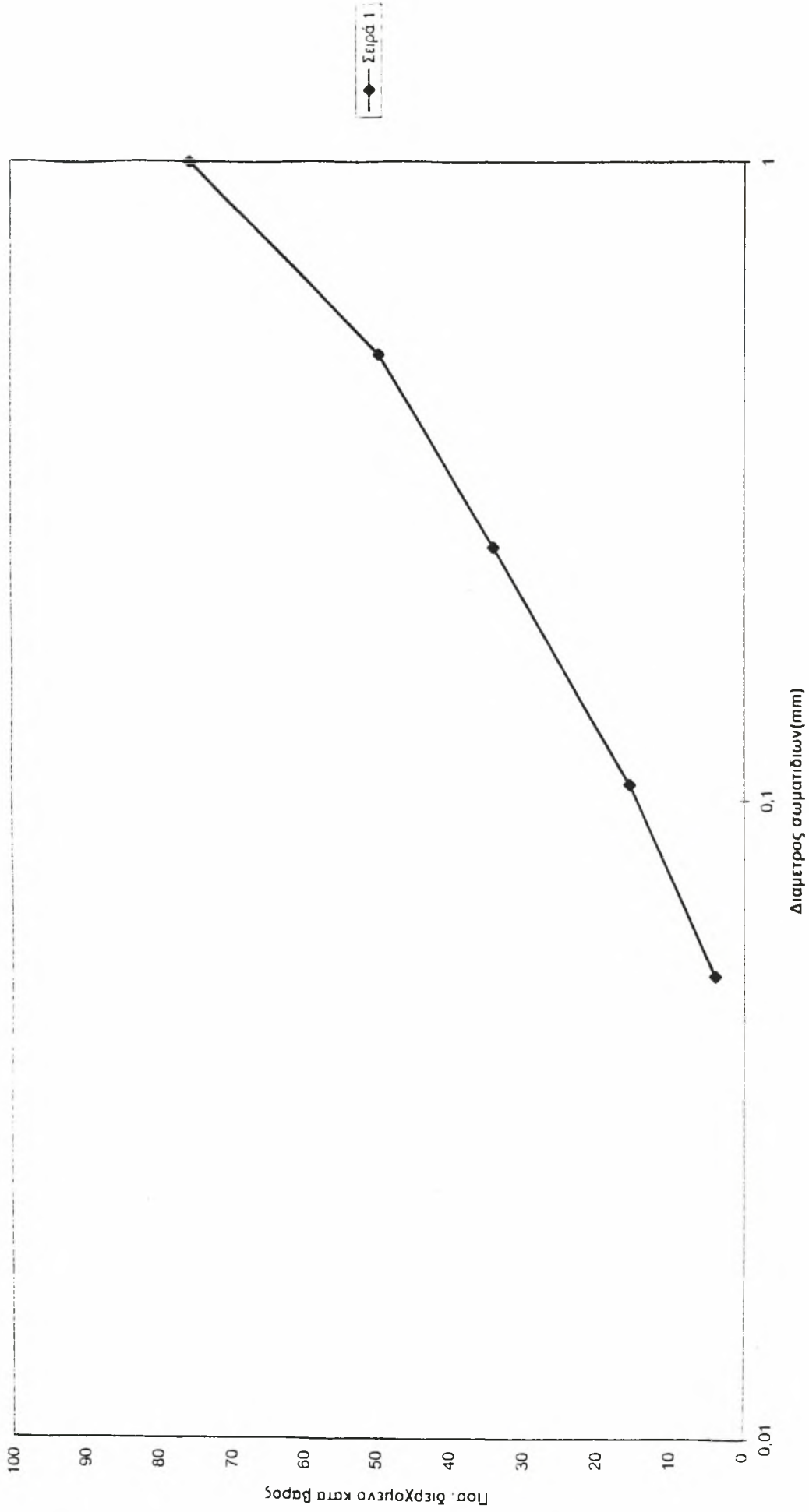


Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος ΙΧΧ



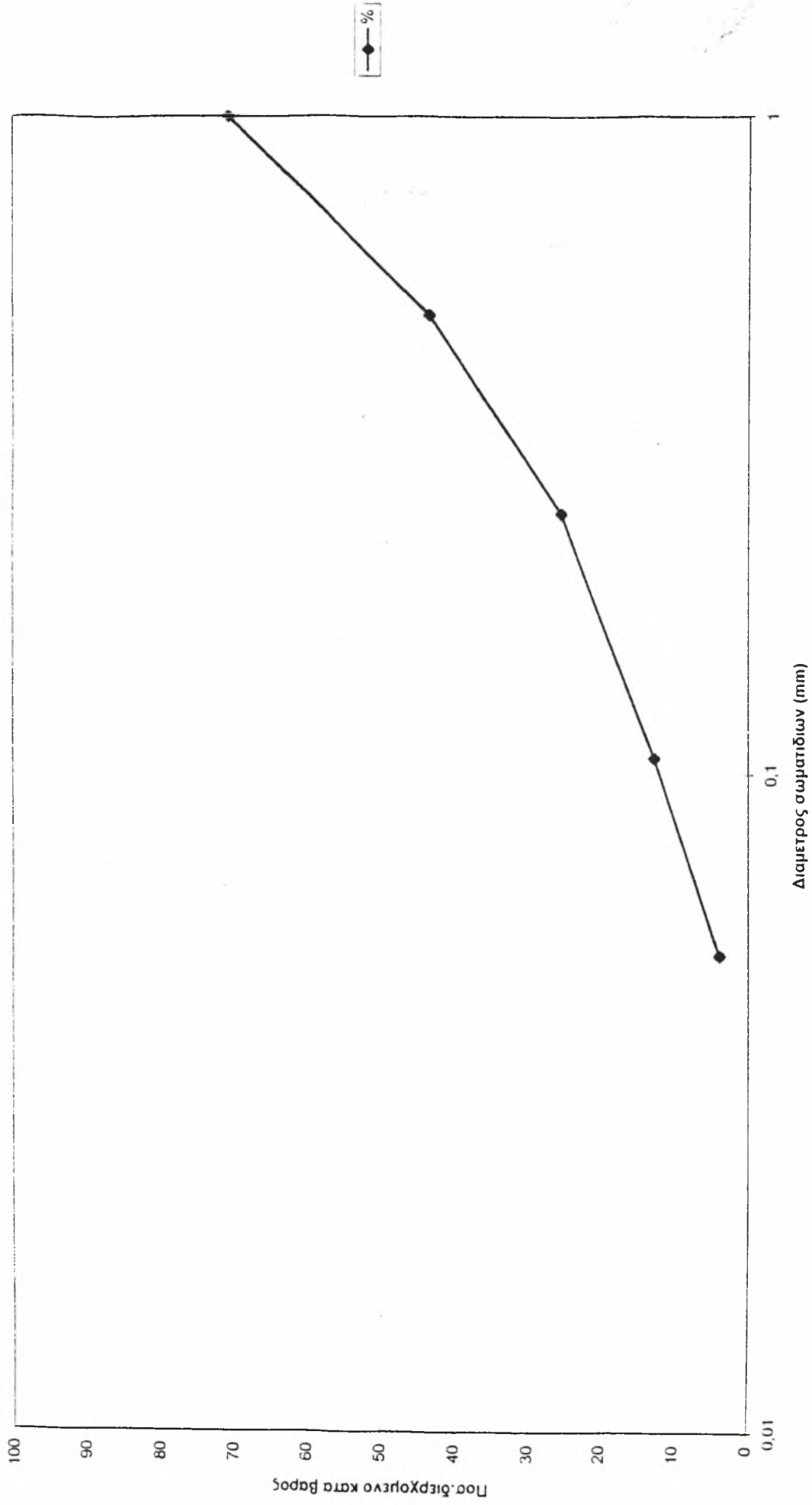
Σειρά 1

Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος XX

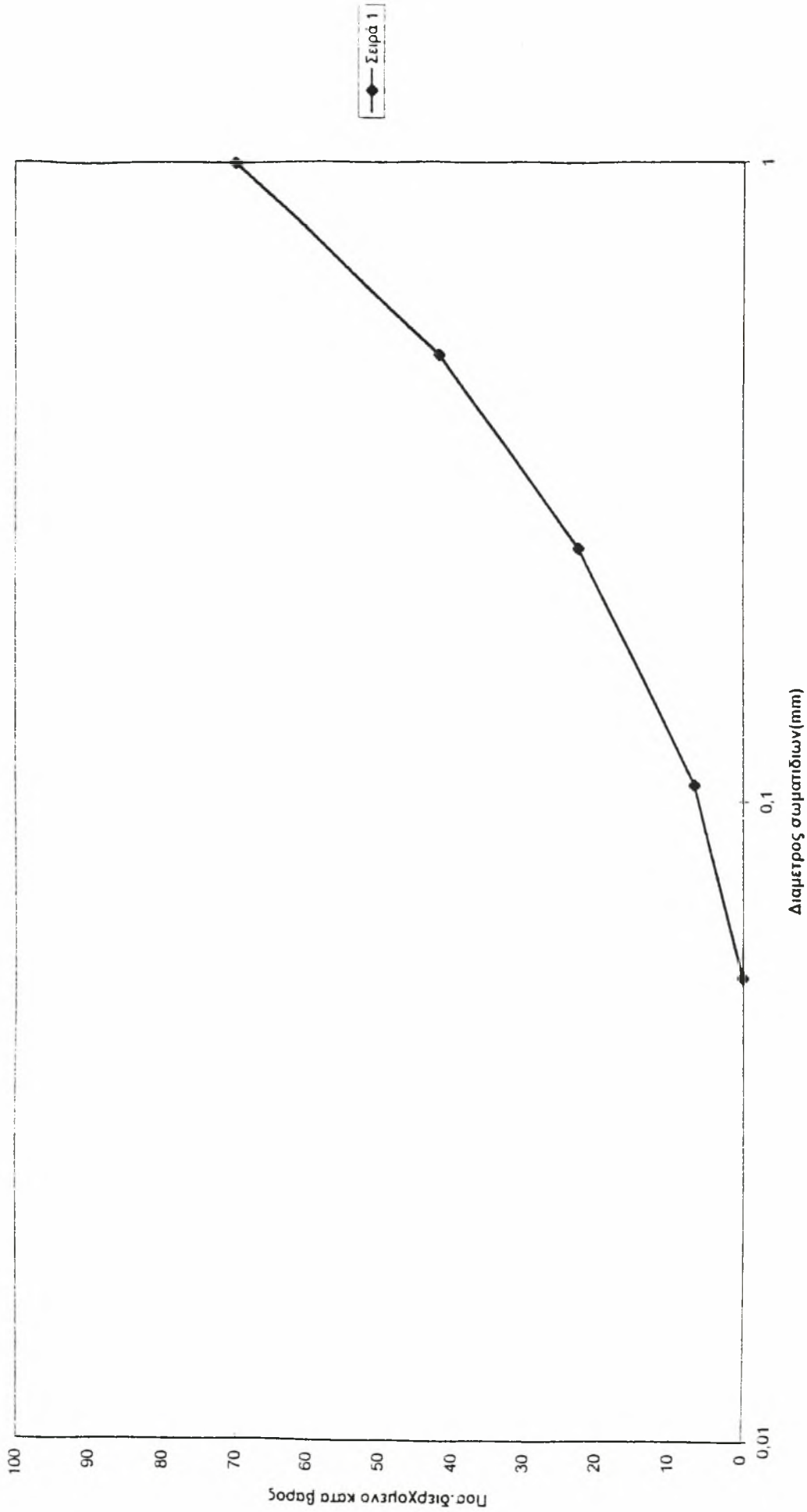


Σειρά 1

Κοκκομετρική καρπυλη Δειγματος X

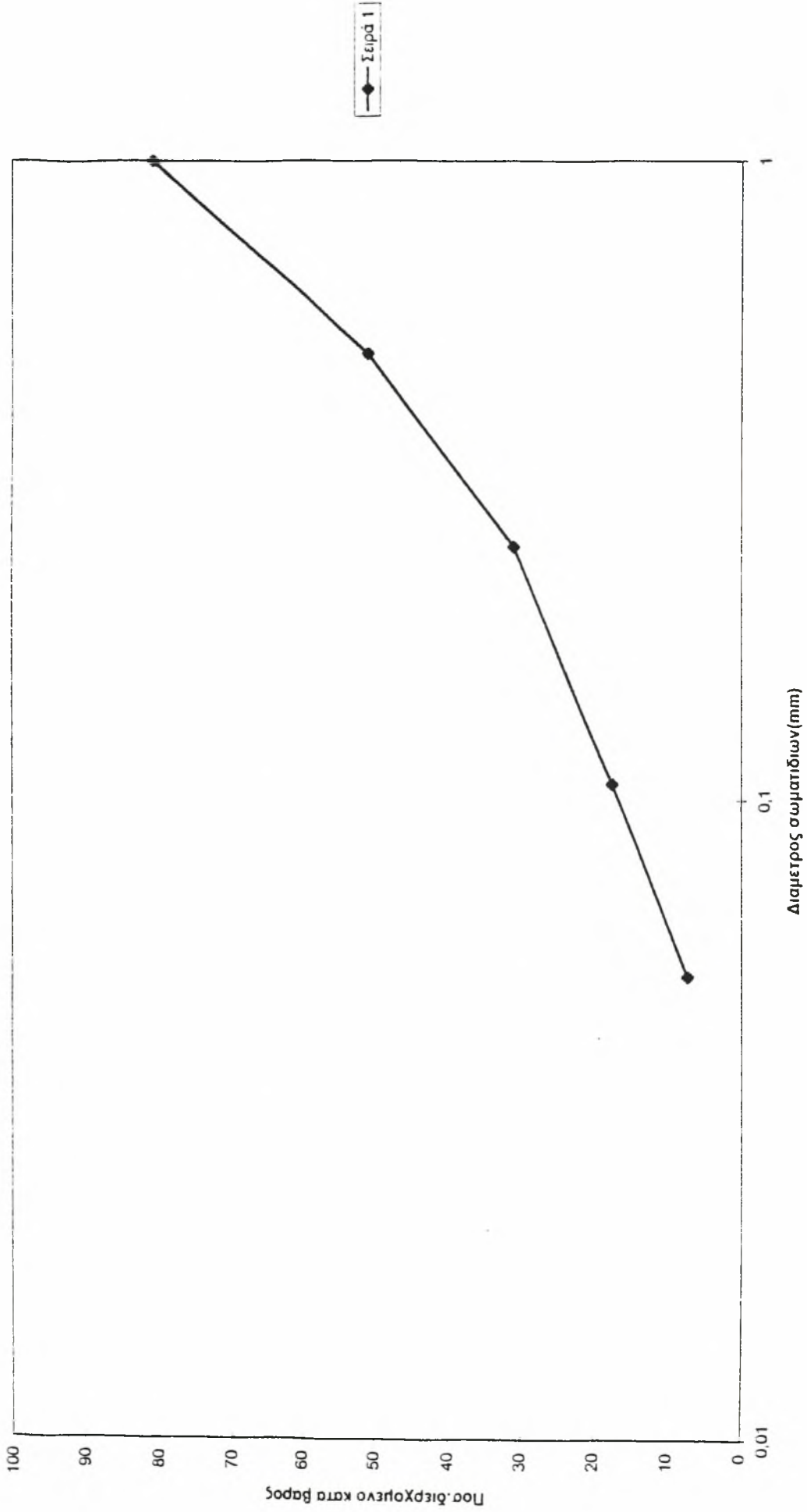


Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος ΙΧ

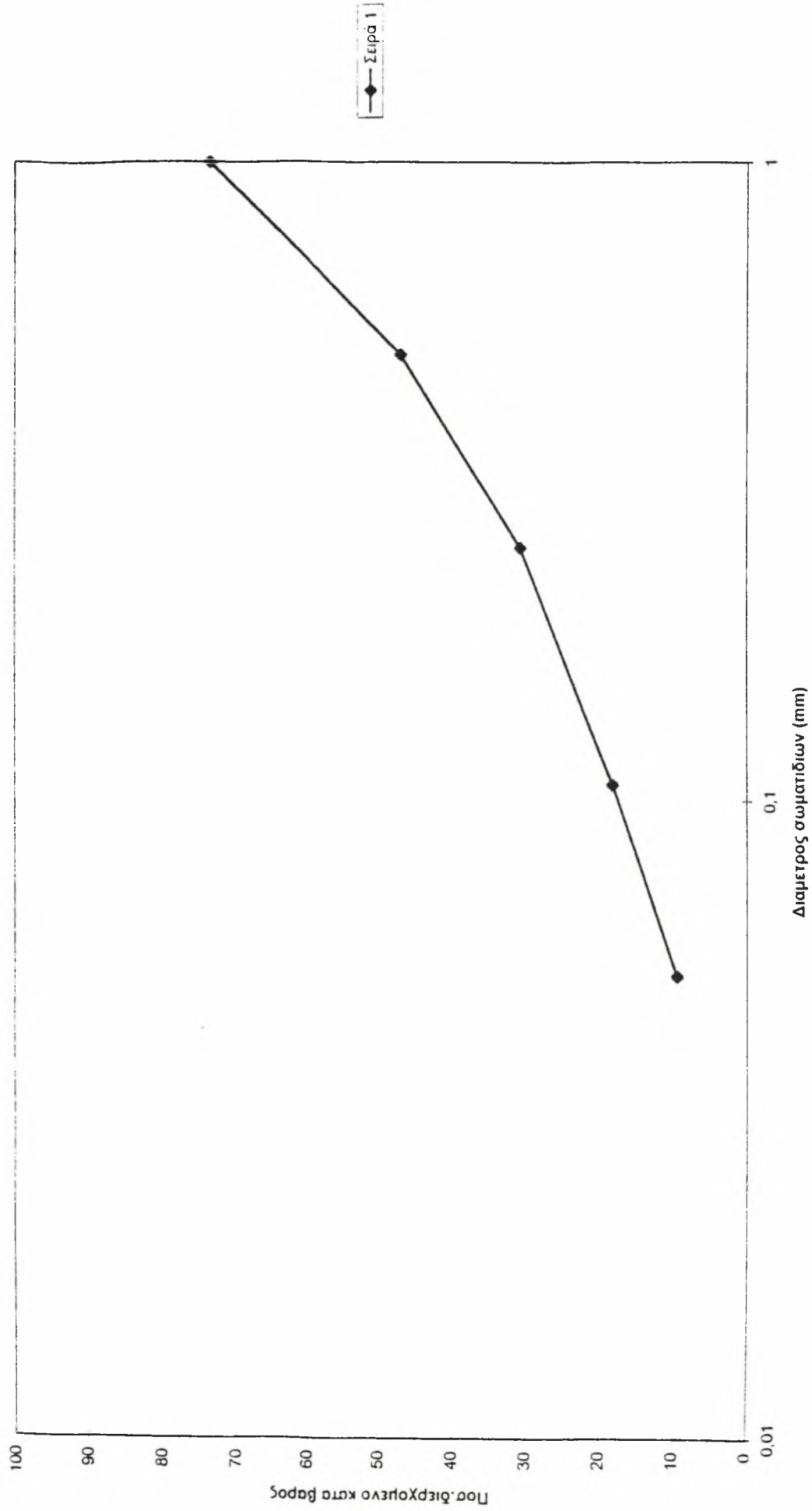


Σειρά 1

Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος Χ1

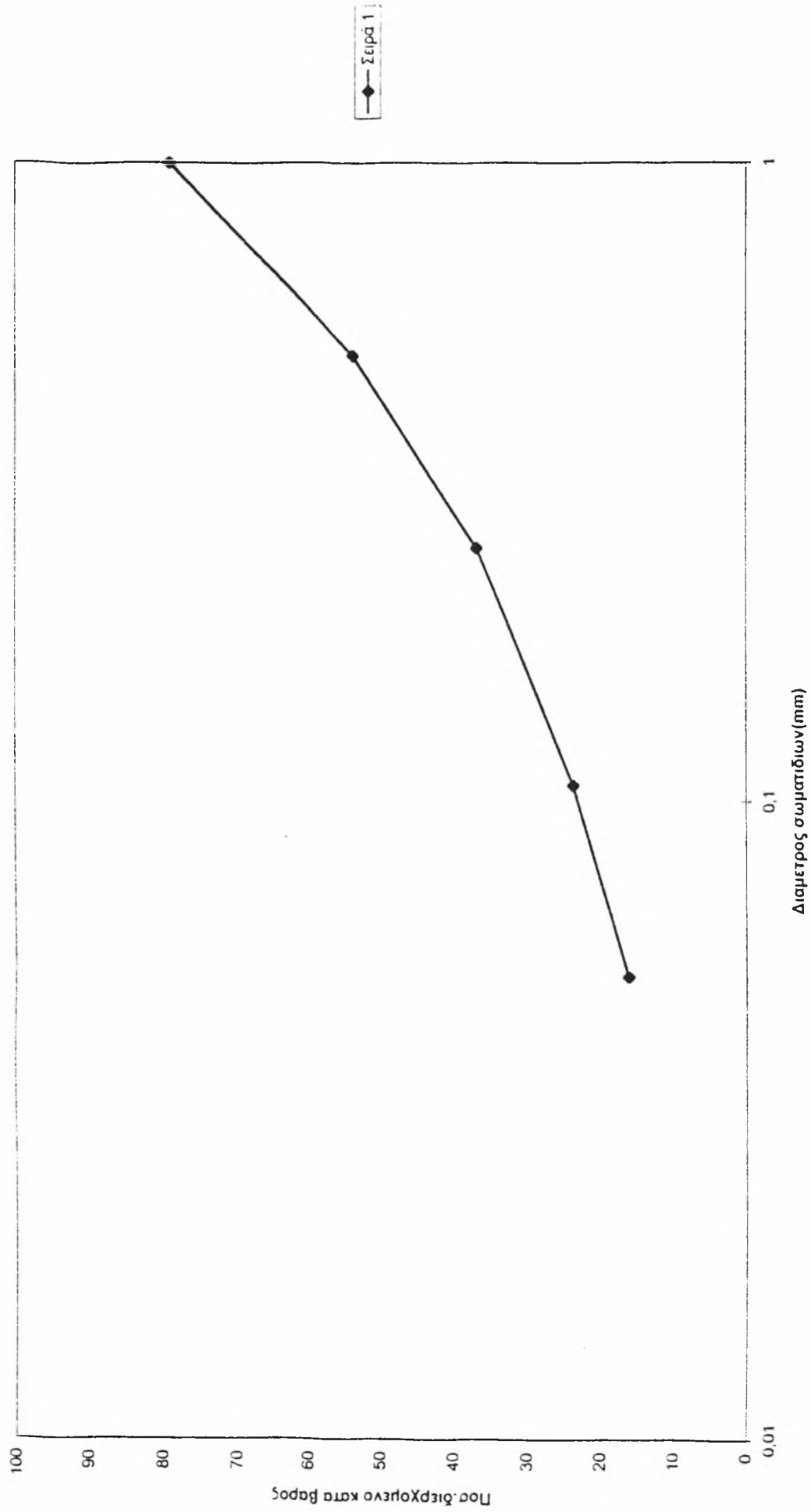


Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος XII

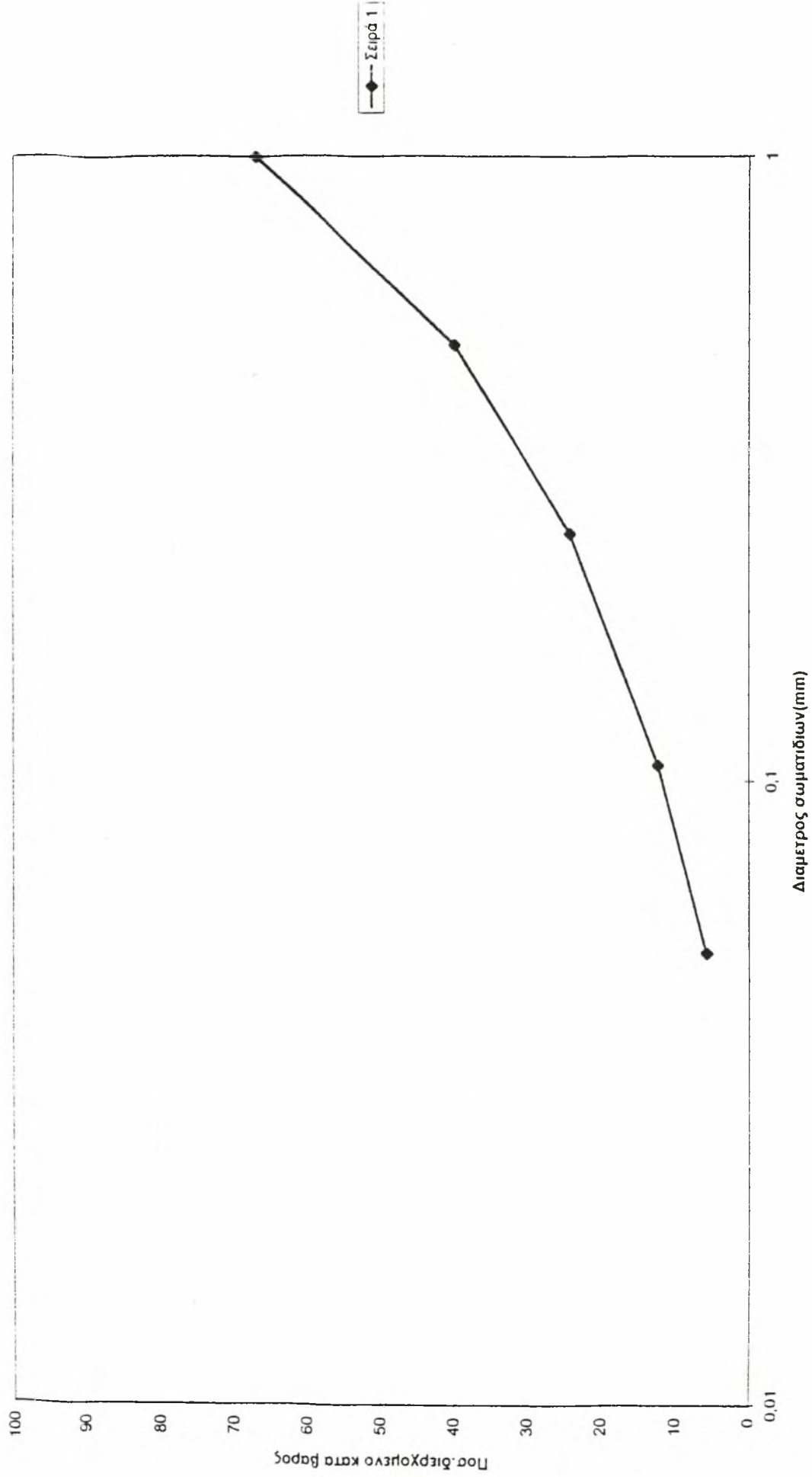


Σειρά 1

Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος XIII



Κοκκομετρική καμπύλη Δειγματος XVII



ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΧΡΗΣΤΟΣ Δ. ΤΖΙΜΟΠΟΥΛΟΣ: «Στραγγίσεις – Υδραυλική φρεάτων» Θεσσαλονίκη 1994.

ΜΑΡΙΑ ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ- ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ, ΧΡΗΣΤΟΣ Δ. ΤΖΙΜΟΠΟΥΛΟΣ: «Πειραματικές μετρήσεις των υδροδυναμικών παραμέτρων» 2^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Θεσσαλονίκη Νοέμβριος 1985.

Μ. ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ- ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ, Γ. ΤΕΡΖΙΔΗΣ, Χ. ΤΖΙΜΟΠΟΥΛΟΣ και Μ. ΔΕΛΛΙΟΣ: «Προσδιορισμός των υδροδυναμικών χαρακτηριστικών πειραματικού αγρού πεδιάδας Θεσσαλονίκης» Υδροτεχνικά 1994, τόμος 4, τεύχος 1, σελ. 16-31.

M. SAKELLARIOU- MAKRANTONAKI: «Water drainage in layered soils. Laboratory experiments and numerical simulation» Water Resources Management 11, p. 437-444, 1997.

DANIEL HILLEL : «Fundamentals of Soil Physics» Copyright 1980 Academic Press, Inc.

R. HORTON, M.D.ANKENY and R.R. ALLMARAS: «Effects of compaction on soil hydraulic properties», from «Soil compaction in crop production» ELSEVIER Amsterdam- London- New York- Tokyo 1994.

KLUTE & DIRKSEN : «Methods of soil analysis» SSSA Book Series 5.

SHINGO IWATA, TOSHIO TABUCHI, BENNO P. WARKENTIN : «Soil- water interactions» Second edition, Marcel Dekker Inc. 1995.

ΜΙΧΑΛΗΣ ΜΙΧΕΛΙΟΥΔΑΚΗΣ : «Προσδιορισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας με το περατόμετρο GUELF» πτυχιακή εργασία, Βόλος 1997.

