



ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ
ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

Π. Μ. Σ. : ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΜΕΛΕΤΗ:

« ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ
ΣΕ ΚΑΛΛΙΕΡΓΗΜΕΝΟ
ΚΑΙ ΑΚΑΛΛΙΕΡΓΗΤΟ ΕΔΑΦΟΣ »

ΦΡΑΓΚΙΣΤΑ ΣΟΦΙΑ

Τριμελής Επιτροπή:

- κ. Αργυροκαστρίτης Ιωάννης, Επίκουρος Καθηγητής Γ. Π. Α.
- κ. Κερκίδης Πέτρος, Καθηγητής Γ. Π. Α.
- κ. Κάργας Γεώργιος, Λέκτορας Γ. Π. Α

ΑΘΗΝΑ 2010



Θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες σε όσους συνέβαλλαν στην διεκπεραίωση της παρούσας εργασίας.

Αρχικά, θα ήθελα εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στους κυρίους Αργυροκαστρίτη Ιωάννη, Επίκουρο Καθηγητή Γ. Π. Α., Κερκίδη Πέτρο, Καθηγητή Γ.Π.Α. και Κάργα Γεώργιο, Λέκτορα Γ.Π.Α. για τη συνεργασία και τις σημαντικές γνώσεις που μου προσέφεραν κατά τη διάρκεια της φοιτητικής μου σταδιοδρομίας και της μετέπειτα πορείας μου σε μεταπτυχιακό επίπεδο.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στον Επίκουρο Καθηγητή του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών, κύριο Ιωάννη Αργυροκαστρίτη, εισηγητή της μεταπτυχιακής μου μελέτης, για την ανάθεση της μελέτης, το ειλικρινές ενδιαφέρον και την πολύτιμη καθοδήγηση του κατά τη διάρκεια εκπόνησής της.

Ως επί το πλείστον, θεωρώ υποχρέωσή μου να ευχαριστήσω το Εργαστήριο Εδαφολογίας του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών για την παροχή των απαραίτητων στοιχείων, καθώς και για την πολύτιμη βοήθεια που μου προσέφεραν.

ΦΡΑΓΚΙΣΤΑ ΣΟΦΙΑ

Αθήνα, Απρίλιος 2010

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ^ο : <i>Εισαγωγή</i>	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ^ο : <i>Προσδιορισμός υδραυλικών ιδιοτήτων – βασικές εξισώσεις</i>	
2.1. Βασικές εξισώσεις ροής.....	5
2.2. Υδραυλικές ιδιότητες.....	6
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ^ο : <i>Μέθοδοι βασιζόμενες στη ροή σταθερής κατάστασης (steady state flow)</i>	
3.1. Η ανάλυση του Wooding (1968).....	12
3.2. Η μέθοδος των White and Sully (1987).....	13
3.3. Μέθοδοι χρήσης δεδομένων από διηθητόμετρα διαφόρων διαμέτρων δίσκου	
3.3.1. Η μέθοδος των Smettem and Clothier (1989).....	14
3.4. Μέθοδοι χρήσης δεδομένων από διηθητόμετρα με την εφαρμογή διαφόρων φορτίων πίεσης	15
3.4.1. Η μέθοδος των Ankeny et al. (1991)	16
3.4.2. Η μέθοδος των Longsdon and Jaynes (1993).....	17
3.4.3. Η προσέγγιση του Weir (1987)	18

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ^ο : Μέθοδοι βασιζόμενες στη ροή μη σταθερής κατάστασης (<i>transient flow</i>).....	20
--	----

4.1. Η μέθοδος του Warrick (1992).....	22
4.2. Η μέθοδος των Haverkamp et al.(1994).....	23
4.3. Η μέθοδος του Zhang (1997).....	25
4.3.1. Χαρακτηριστικά του μοντέλου διήθησης του Zhang.....	26
4.4. Η μέθοδος των Vandervaere et al. (1997, 2000a, b).....	27

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 ^ο : Προσδιορισμός του αντίστροφου προβλήματος (<i>inverse problem</i>)	
---	--

5.1. Περιορισμοί της αντίστροφης μεθόδου.....	31
5.2. Σχεδιασμός του αντίστροφου προβλήματος.....	33
5.3. Άλλες χρήσεις της αντίστροφης μεθόδου.....	33

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 ^ο : Σημασία του Μεσοπορώδους – Μακροπορώδους.....	35
--	----

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 ^ο : Επίδραση της χρήσης άμμου για επαφή του δίσκου με την επιφάνεια του εδάφους.....	38
---	----

7.1. Επιθυμητά χαρακτηριστικά της στρώσης άμμου.....	40
--	----

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8^ο : *Εφαρμογές διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης*

8.1. Εκτίμηση της διήθησης και της αδιάβροχης στρώσης του εδάφους έπειτα από εκδήλωση φωτιάς.....	42
8.2. Εκτίμηση της διήθησης σε μητρικό πέτρωμα.....	43
8.3. Διασπορά διαλυτών ουσιών στο έδαφος.....	44
8.4. Προσδιορισμός υδραυλικών ιδιοτήτων με τη χρήση διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης – TDR	45

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9^ο : *Πλεονεκτήματα – Μειονεκτήματα διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης.....*

46

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 10^ο : *Υλικά και Μέθοδοι*

10.1. Έναρξη πειραματικής διαδικασίας.....	49
10.1.1. Χρονοδιάγραμμα εργασιών στον πειραματικό αγρό.....	50
10.2. Περιγραφή διηθητομέτρου μικρού δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης (mini disk infiltrometer).....	52
10.3. Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων.....	55
10.4. Λογισμικό DISC	
10.4.1. Μεθοδολογία ανάλυσης των δεδομένων διηθητομέτρου – θεωρία	
10.4.1.1. Βασικές εξισώσεις ροής.....	60
10.4.1.2. Υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους.....	61

10.4.3. Προσδιορισμός του αντίστροφου προβλήματος σύμφωνα με το λογισμικό DISC.....	62
10.5. Περιγραφή λογισμικού DISC	
10.5.1. Καρτέλες εφαρμογής.....	63
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 11 ^ο : <i>Αποτελέσματα και συζήτηση</i>	74
11.1. Προσδιορισμός υδραυλικών ιδιοτήτων σε καλλιεργημένο και ακαλλιέργητο έδαφος.....	75
11.2. Συγκρίσεις τιμών της Ks που προκύπτουν από διάφορες αναλύσεις των δεδομένων του μικρού διηθητομέτρου δίσκου.....	86
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 12 ^ο : <i>Συμπεράσματα</i>	89
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	91
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι	
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ	
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙΙ	

1^ο

Εισαγωγή

Η κατανόηση των μηχανισμών κίνησης του νερού στα ανώτερα στρώματα του εδάφους έχει αποτελέσει αντικείμενο σημαντικών ερευνών διαφόρων επιστημονικών πεδίων: γεωπονία, εφαρμοσμένη εδαφομηχανική, υδρολογία, καθώς και άλλων περιβαλλοντολογικών επιστημών. Οι υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους του ριζοστρώματος αποτελούν απαραίτητα εργαλεία για τη μελέτη της παραγωγικότητας των καλλιεργειών, την κίνηση των θρεπτικών στοιχείων των φυτών, την «τύχη» των ρυπαντών και των φυτοφαρμάκων στο εδαφικό σύστημα, ενώ ο προσδιορισμός τους διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στον προγραμματισμό της άρδευσης και στην εφαρμογή αποτελεσματικών μεθόδων της (Bouwer, 1978, Hillel, 1980).

Διάφορα μαθηματικά μοντέλα έχουν χρησιμοποιηθεί προκειμένου να προσομοιωθεί η κίνηση του νερού και διαφόρων ρυπαντών στην εδαφική μάζα. Η προσομοίωση βασίζεται κυρίως στην αριθμητική επίλυση της εξίσωσης του Richards, όπου απαραίτητο στοιχείο εισόδου αποτελεί η περιγραφή των σχέσεων των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, (περιεκτικότητα σε νερό, υδραυλική αγωγιμότητα, φορτίο πίεσης) (Ramos et al., 2006). Το έδαφος, όμως είναι δυνατό να παρουσιάζει παραλλακτικότητα, τόσο κατά βάθος, όσο και στην επιφάνειά του για διάφορους λόγους που έχουν σχέση με τη δομή του, τη χρήση του, την υπάρχουσα βιολογική δραστηριότητα μέσα στη μάζα του κ.λπ. (Van Genuchten M.T., and Šimůnek J., 1996). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα ο προσδιορισμός των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους σε συνθήκες αγρού να καθίσταται ιδιαίτερα επίπονος, λόγω του μεγάλου αριθμού δειγμάτων που απαιτούνται να ληφθούν και να εξεταστούν προκειμένου να ξεπεραστούν τέτοιου είδους προβλήματα.

Τόσο σε συνθήκες εργαστηρίου, όσο και σε συνθήκες αγρού, έχει παρουσιαστεί μέχρι τώρα πλήθος μεθόδων, οι οποίες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την άμεση μέτρηση των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους (Klute and Dirksen, 1986, Klute, 1986, Dirksen, 1991, Green et al., 1986). Οι περισσότερες εργαστηριακές μέθοδοι που εφαρμόζονται για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας στην ακόρεστη ζώνη, αφορούν συνθήκες σταθερής κατάστασης βασισμένες στην αντίστροφη επίλυση του νόμου του Darcy, όπως η μέθοδος του Corey (2002), (*the long-column method*) και η μέθοδος των Bouma et al. (1983), (*the crust method*). Υπάρχουν, όμως και μέθοδοι που αφορούν συνθήκες μη σταθερής κατάστασης και βασίζονται στην προσεγγιστική λύση ή στην απλοποίηση της εξίσωσης του Richards (Šimůnek J., Van Genuchten M.T., 1996). Οι πιο γνωστές από αυτές, περιλαμβάνουν τη περίπτωση

μονοδιάστατης οριζόντιας διήθησης (Bruce and Klute, 1956), καθώς και παραλλαγές αυτής, όπως η μέθοδος *hot-air* των Arya et al.(1975), η μέθοδος που βασίζεται στην απορροφητικότητα, S , και η μέθοδος που βασίζεται στην εξάτμιση (Wind, 1968, Wendroth and Šimůnek, 1999).

Από την άλλη πλευρά, οι μέθοδοι προσδιορισμού των υδραυλικών ιδιοτήτων σε συνθήκες αγρού έχουν πιο ρεαλιστικό χαρακτήρα: λόγω του μεγαλύτερου δείγματος εδάφους που έχουμε στη διάθεσή μας και λόγω της δυνατότητάς μας να εξετάσουμε τις υδραυλικές ιδιότητες σε όλο το βάθος της κατατομής. Συνήθεις τεχνικές που εφαρμόζονται σε αυτές τις περιπτώσεις περιλαμβάνουν μεθόδους προσδιορισμού του στιγμιαίου προφίλ της εδαφικής υγρασίας (Vachaud and Dane, 2002), ή τη χρήση της έννοιας ύπαρξης επιπέδου μηδενικής ροής (Vachaud et al., 1978; Arya, 2002), αλλά και τεχνικές περισσότερο άμεσης μέτρησης υδραυλικών ιδιοτήτων, όπως για παράδειγμα: η απορροφητικότητα, S , και η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό, K_s , με τεχνητή κατάκλυση του εδάφους. Ενώ, εκ πρώτης όψεως, η λύση τους είναι σχετικά απλή, παρουσιάζουν, όμως, αρκετούς περιορισμούς που εμποδίζουν την εφαρμογή τους στην πράξη. Για παράδειγμα, πολλές από αυτές είναι χρονοβόρες, διότι απαιτούν την αυστηρή διευθέτηση των αρχικών και οριακών συνθηκών για το πείραμα.

Από τους πρώτους που πρότειναν την χρήση προγραμμάτων ηλεκτρονικών υπολογιστών για την εκτίμηση των υδραυλικών παραμέτρων του εδάφους ήταν οι Whisler and Watson (1968), οι οποίοι εκτίμησαν την υδραυλική αγωγιμότητα λαμβάνοντας μετρήσεις που ελήφθησαν στον πειραματικό αγρό και στο εργαστήριο. Επίσης, έχουν αναπτυχθεί μέθοδοι εκτίμησης των υδραυλικών ιδιοτήτων που βασίζονται στην εφαρμογή μεθόδων βελτιστοποίησης παραμέτρων (Zachmann et al, 1981, Dane and Hruska, 1983). Χρήση μοντέλων σχεδιασμένων σε ηλεκτρονικούς υπολογιστές, κατάλληλων για μετρήσεις σε πειραματικές στήλες στο εργαστήριο έχουν εφαρμόσει οι Kool et al. (1985a, b). Οι Parker et al.(1985) εφάρμοσαν τη μέθοδο εκροής ενός βήματος πίεσης για προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων, ενώ οι van Dam et al. (1992, 1994), Eching and Hopmans (1993 a, b) και Eching et al. (1994) εφάρμοσαν τη μέθοδο εκροής πολλαπλών βημάτων πίεσης. Ιδιαίτερη προσοχή δόθηκε, επίσης, στην εκτίμηση των υδραυλικών ιδιοτήτων από πειράματα διήθησης με τη μέθοδο της κατάκλυσης (Russo et al., 1991, Bohne et al., 1992).

Οι πρώτοι που διερεύνησαν την αντίστροφη αριθμητική επίλυση της εξίσωσης του Richards, σε συνθήκες μη μόνιμης ροής, με σκοπό τον προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων ήταν οι Kool et. (1985a). Ο Russo (1988) διερεύνησε τα μοντέλα των Mualem-van Genuchten (Van Genuchten, 1980), Brooks and Corey (1966), και των Gardner – Russo (Russo, 1988), κάνοντας χρήση των δεδομένων που προέκυψαν από τα πειράματα των Kool et al. (1985a) και των Parker et al. (1985), ενώ οι Russo et

al.(1991) παρατήρησαν ότι ενδεχόμενα η λύση της εξίσωσης του Richards να είναι μη μοναδική ή ακόμα και ασταθής. Άλλες μέθοδοι χρησιμοποιούν εργαστηριακά πειράματα εξάτμισης (Feddes et al., 1988, Ciollaro and Romano, 1995, Santini et al., 1995, Šimůnek et al., 1999b). Παρόλο, όμως, που τα πειράματα στο εργαστήριο έχουν το πλεονέκτημα ότι είναι μικρής διάρκειας και ακριβή, συχνά οδηγούν σε τιμές υδραυλικών ιδιοτήτων, οι οποίες δεν είναι πάντοτε χαρακτηριστικές των συνθηκών που επικρατούν στον αγρό. Η πρώτη εφαρμογή της αντίστροφης μεθόδου σε συνθήκες αγρού πραγματοποιήθηκε από τους Dane and Hruska (1983), οι οποίοι βελτιστοποίησαν τις παραμέτρους του Van Genuchten (1980). Η αντίστροφη μέθοδος εκτίμησης των ιδιοτήτων εφαρμόστηκε και από τους Kool et al. (1987) και Kool and Parker (1988), σε πειράματα αγρού που συνδυάστηκαν με πειράματα εργαστηρίου.

Τα διηθητόμετρα με δίσκο εφαρμογής αρνητικής πίεσης (disk tension infiltrometers) αποτελούν πολύτιμα εργαλεία για την εκτίμηση υδραυλικών ιδιοτήτων των εδαφών σε συνθήκες αγρού (Clothier and White, 1981, White and Sully, 1987, Perroux and White, 1988, Wilson and Luxmoore, 1988, Smettem and Clothier, 1989, Clothier and Smettem, 1990, Ankeny et al, 1991, Reynolds and Elrick, 1991, Smettem and Ross, 1992, Warrick, 1992, Logsdon and Jaynes, 1993, Logsdon et al., 1993, Haverkamp et al., 1994, Smettem et al. 1994, Zhang, 1997a, Moreno et al., 1997, Walker et al., 2006, Vogeler et al., 1996). Με τη χρήση του διηθητομέτρου μας δίνεται η δυνατότητα γρήγορης και άμεσης μέτρησης της αθροιστικής διήθησης με την εφαρμογή σταθερού και μικρού (0,5 - 6,0 cm) αρνητικού φορτίου πίεσης h_0 στην επιφάνεια του εδάφους (επιφάνεια διήθησης), με αποτέλεσμα η ροή του νερού κατά την εξέλιξη της διήθησης στο χρόνο, να μη γίνεται μέσα από το μακροπορώδες, το οποίο ως γνωστό αποτελεί παράγοντα που σχετίζεται με την παραλλακτικότητα των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους. Μάλιστα, η εφαρμοζόμενη αρνητική πίεση μπορεί να ποικίλλει σε μέγεθος, με αποτέλεσμα να υπάρχει η δυνατότητα διαχωρισμού κατά κάποιο τρόπο των μακροπόρων σε διάφορες κλάσεις αρνητικής πίεσης αδειάσματός τους (Mohanty et al., 1996). Έτσι, τα διηθητόμετρα δίσκου είναι χρήσιμα για την εκτίμηση των επιπτώσεων του μακροπορώδους και της επιλεκτικής ροής του νερού κατά την εξέλιξη της διήθησης στο χρόνο (Messing and Jarvis, 1993, Logsdon et al., 1993, Bodhinayake et al., 1994, Lin and McInnes, 1995, Malone et al., 2003, Šimůnek et al, 2003). Επίσης, διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στον χαρακτηρισμό και στην αξιολόγηση των διαφόρων γεωργικών πρακτικών (Ankeny et al., 1990, Sauer et al., 1990), της δομής του εδάφους (White and Perroux, 1989, Jarvis et al., 1987, Wilson and Luxmoore, 1988), καθώς και στον προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους (Mohanty et al., 1997, Šimůnek et al, 1999a, National Research Council, 2001, Young et al., 2004). Συνάμα, διάφορες μέθοδοι με χρήση του διηθητομέτρου δίσκου έχουν παρουσιαστεί για την εκτίμηση της υδραυλικής

αγωγιμότητας κοντά στον κορεσμό K_s (White and Perroux, 1989, Ankeny et al., 1991, Smettem and Clothier, 1989, Elrick et al., 1987, Shani et al., 1987, Lin et al., 1998), ενώ τα δεδομένα διηθητομέτρου δίσκου έχουν χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό τόσο της υδραυλικής αγωγιμότητας, όσο και της παραμέτρου α^* στο εκθετικό μοντέλο του Gardner (Gardner, 1958), με βάση την προσεγγιστική λύση σταθερής κατάστασης της εξίσωσης του Wooding (Wooding, 1968). Μία τέτοιου είδους ανάλυση απαιτεί, είτε δύο μετρήσεις διήθησης χρησιμοποιώντας δύο διαφορετικές διαμέτρους δίσκου (Smettem and Clothier, 1989) είτε μετρήσεις με μία διάμετρο δίσκου, αλλά με περισσότερα του ενός φορτία πίεσης (Ankeny et al., 1991, Šimůnek and Van Genuchten 1996, 1997, Šimůnek et al., 1998a).

Η συγκεκριμένη μελέτη έχει ως στόχο τον προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους σε καλλιεργημένο και ακαλλιέργητο έδαφος, από δεδομένα που προέκυψαν με τη χρήση διηθητομέτρου μικρού δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης. Ειδικότερα, χρησιμοποιούμε το λογισμικό DISC, για την ανάλυση των αποτελεσμάτων διηθητομέτρου δίσκου, με βάση τη μεθοδολογία που προτάθηκε από τους Šimůnek and van Genuchten (1997). Η μέθοδος απαιτεί τη γνώση της καμπύλης αθροιστικής διήθησης και των αρχικών και τελικών τιμών περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό, προκειμένου να βελτιστοποιηθούν οι υδραυλικές παράμετροι με παράλληλη προσαρμογή των δεδομένων διηθητομέτρου. Ουσιαστικά, η διαδικασία αυτή εκτίμησης των παραμέτρων συνδυάζει τον αλγόριθμο βελτιστοποίησης παραμέτρων του Levenberg – Marquardt (μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων) και το απλοποιημένο μοντέλο HYDRUS – 2D, προκειμένου για την αριθμητική επίλυση της εξίσωσης του Richards στην περίπτωση της τρισδιάστατης και με αξονική συμμετρία διήθησης. Όλη η διαδικασία επίλυσης του «αντίστροφου προβλήματος» περιγράφεται στην εργασία των Šimůnek and van Genuchten (1997) και εμπεριέχεται στο λογισμικό DISC. Η συγκεκριμένη διαδικασία επίλυσης δεν απετέλεσε αντικείμενο της παρούσας μελέτης.

Συγχρόνως, εφαρμόζεται μία μέθοδος προσδιορισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας στον κορεσμό, K_s , που χρησιμοποιεί δεδομένα πειραμάτων με το διηθητόμετρο δίσκου για διάφορες τιμές αρνητικής πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους και μία μέθοδος που συνδυάζει τις τιμές των α , n της εξίσωσης του van Genuchten, που προκύπτουν από τη χρήση λογισμικού DISC, με τη μέθοδο του Zhang (1997). Οι προκύπτουσες τιμές της K_s , με βάση τις μεθόδους αυτές, παρουσιάζονται συγκριτικά με τις αντίστοιχες τιμές της K_s που προκύπτουν από την εφαρμογή του λογισμικού DISC για τα ίδια πειράματα και εξάγονται χρήσιμα συμπεράσματα.

2^ο

Προσδιορισμός υδραυλικών ιδιοτήτων – βασικές εξισώσεις

2.1. Βασικές εξισώσεις ροής

Η λειτουργία του διηθητομέτρου βασίζεται στην εξίσωση του Richards διαμορφωμένη έτσι ώστε να περιγράφει την ακτινικά συμμετρική ισοθερμική ροή του νερού σε ένα πορώδες μέσο, που σε κυλινδρικές συντεταγμένες (r, z), γράφεται (Warrick, 1992) (*Εξίσωση 1*):

όπου,

θ : η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, [L^3L^{-3}]

h : το φορτίο πίεσης, [L]

K : η υδραυλική αγωγιμότητα, [LT^{-1}]

r : η ακτινική συντεταγμένη, [L]

z : η κάθετη συντεταγμένη, [L]

t : ο χρόνος, [T]

Η *Εξίσωση (1)* μπορεί να επιλυθεί αριθμητικά για τις αρχικές και τελικές συνθήκες (2), (3), (4) και (5):

$$\theta(r, z, t) = \theta_i(z) \quad t = 0 \quad (2)$$

$$h(r, z, t) = h_i(z) \quad t = 0$$

$$h(r, z, t) = h_0(t) \quad 0 < r < r_0, \quad z = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} = 1 \quad r > r_0, \quad z = 0 \quad (4)$$

$$h(r, z, t) = h_i \quad r^2 + z^2 \rightarrow \infty \quad (5)$$

όπου,

θ_i : η αρχική περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, [L^3L^{-3}]

h_i : το αρχικό φορτίο πίεσης, [L]

h_0 : το μη σταθερό στο χρόνο φορτίο πίεσης, που θέτουμε με βάση το διηθητόμετρο δίσκου αρνητικής πίεσης, [L]

r_0 : η ακτίνα του δίσκου, [L]

Η **Εξίσωση (2)** ορίζει την οριακή αρχική συνθήκη της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό και του φορτίου πίεσης. Η οριακή συνθήκη της **Εξίσωσης (3)**, περιγράφει τη μεταβολή του φορτίου πίεσης στο χρόνο στην περιοχή ροής κάτω από το διηθητόμετρο δίσκου, ενώ η **Εξίσωση (4)** υποθέτει την ύπαρξη επιπέδου μηδενικής ροής στην επιφάνεια του εδάφους που έχει διαβραχεί από το διηθητόμετρο κατά το διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ των διαδοχικών εφαρμογών αρνητικού φορτίου πίεσης (η εξάτμιση θεωρείται αμελητέα κατά τη διάρκεια των μικρής διάρκειας πειραμάτων διήθησης). Η **Εξίσωση (5)** καθορίζει ότι τα όρια απέχουν από την πηγή του νερού έτσι ώστε να μην επηρεάζουν τη διαδικασία ροής. Η οριακή συνθήκη στον άξονα συμμετρίας ($r = 0$), αποτελεί συνθήκη μη ροής.

2.2. Υδραυλικές ιδιότητες

Αξιόπιστες εκτιμήσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας σε μη κορεσμένο έδαφος είναι δύσκολο να επιτευχθούν, κατά βάση λόγω της παραλλακτικότητας του εδάφους και επίσης, λόγω του ότι είναι ιδιαίτερα χρονοβόρες και ακριβές. Η σχέση μεταξύ της περιεκτικότητας του εδάφους σε υγρασία και του φορτίου πίεσης αποτελεί τη θεμελιώδη υδραυλική ιδιότητα του εδάφους (Wang et al.1998). Αρκετοί ερευνητές χρησιμοποίησαν για αυτούς ακριβώς τους λόγους, διάφορα μοντέλα για την εκτίμηση της υδραυλικής αγωγιμότητας K , από την χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας. Από αυτά, ιδιαίτερα γνωστό θεωρήθηκε το μοντέλο των Millington and Quirk (Millington and Quirk, 1961), παραλλαγές του οποίου βρήκαν εφαρμογή σε μία πληθώρα μελετών (Jackson et al., 1965, Jackson, 1972, Green and Corey, 1971, Bruce, 1972).

Ο Mualem (1976a) ανέπτυξε ένα καινούργιο μοντέλο για την εκτίμηση της υδραυλικής αγωγιμότητας, με βάση τη χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας του εδάφους και την υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό. Συγκεκριμένα, όρισε τη σχετική υδραυλική αγωγιμότητα, K_r , ως εξής, (**Εξίσωση 6**):

$$K_r = \theta^{\frac{1}{2}} \left[\frac{\int_0^{\theta} \frac{1}{h(x)} dx}{\int_0^1 \frac{1}{h(x)} dx} \right]^2 \quad (6)$$

όπου,

K_r : σχετική υδραυλική αγωγιμότητα, [LT^{-1}]

h : το φορτίο πίεσης, [L]

θ : η αδιάστατη περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό αποδίδεται ως:

$$\theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (7)$$

όπου,

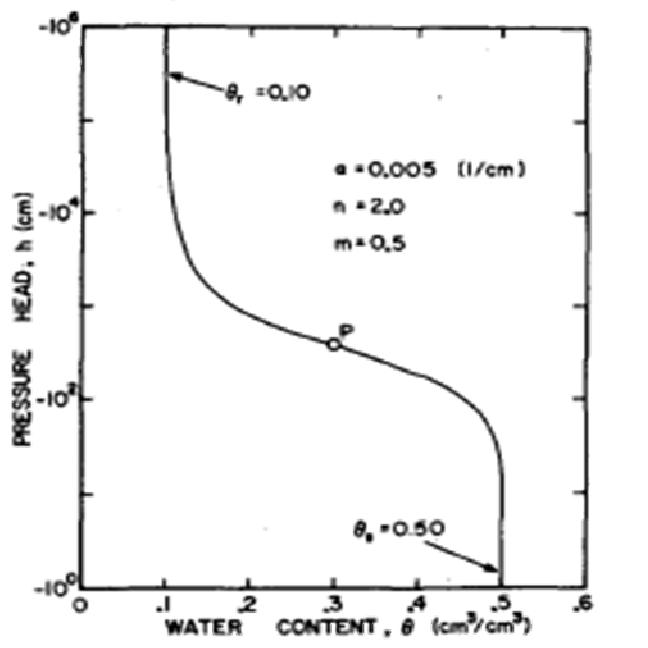
θ_r, θ_s : είναι αντίστοιχα η περιεκτικότητα σε νερό παραμένουσα στο έδαφος και η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό στον κορεσμό [L^3L^{-3}]

Η έκφραση της θ λαμβάνει τη γενική μορφή, **Εξίσωση (8)**:

$$\theta = \left[\frac{1}{1 + (ah)^n} \right]^m \quad (8)$$

όπου για $a, n, m(=1-1/n)$: αριθμητικές εμπειρικές παράμετροι

Η εξίσωση (8) για $m=1$, έχει χρησιμοποιηθεί σε πολλές μελέτες προκειμένου να περιγράψει τα χαρακτηριστικά της καμπύλης υγρασίας (Ahuja and Swartzendruber, 1972, Endelman et al., 1974, Haverkamp et al., 1977). Μία τυπική χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας, βασισμένη στις **Εξισώσεις (7), (8)**, παρουσιάζεται στο **Σχήμα (1)**. Σημειωτέο, ότι η συμμετρική σιγμοειδής καμπύλη προσδιορίζεται, καθώς και η κλίση ($d\theta/dh$) τείνει στο μηδέν, όταν θ προσεγγίζει τις τιμές των θ_r, θ_s .



Σχήμα 1: Τυπική χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας με βάση τις **Εξισώσεις (7) ,(8)** όπου $d\theta/dh \rightarrow 0$, για $\theta_r=0,10$ και $\theta_s=0,50$

Ο van Genuchten σε συνδυασμό με, λοιπόν, τις εξισώσεις του Mualem (1976a), όρισε την περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, ως εξής (**Εξίσωση 9**):

$$\Theta(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |ah|^n)^m}$$

$$\Rightarrow \theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + ah^n)^m} \quad (9)$$

όπου,

Θ : η αδιάστατη περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό

h : το φορτίο πίεσης [L]

θ_r, θ_s : η περιεκτικότητα της παραμένουσας υγρασίας στο έδαφος και η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό στον κορεσμό [L^3L^{-3}]

$a [L^{-1}], n, m(=1-1/n)$: αριθμητικές εμπειρικές παράμετροι

Επίσης, η εφαρμογή της *Εξίσωσης (9)* στο μοντέλο του Mualem (1976a), μας δίνει την *Εξίσωση (10)* :

$$K(\theta) = K_s \theta^l \left[1 - \left(1 - \theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (10)$$

όπου,

$K(\theta)$: η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό θ , [LT⁻¹]

K_s : η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους στον κορεσμό, [LT⁻¹]

$m(=1-1/n)$: εμπειρική παράμετρος

l : παράμετρος συνεκτικότητας κατά μέσο όρο 0,5 για τα περισσότερα εδάφη

Καθώς και τη σχέση $K(h)$, *Εξίσωση (11)* :

$$K(h) = K_s \frac{\left\{ 1 - (ah)^{n-1} \left[1 + (ah)^n \right]^{\left(\frac{1}{n}\right)-1} \right\}^2}{\left[\left[1 + (ah)^n \right]^{\frac{n-1}{2n}} \right]} \quad (11)$$

όπου,

$K(h)$: η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους συναρτήσει του φορτίου πίεσης h , [LT⁻¹]

K_s : η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό, [LT⁻¹]

a [L⁻¹], n : αριθμητικές εμπειρικές παράμετροι

Επομένως, για $l = 0,5$, οι παραπάνω εξισώσεις υδραυλικών ιδιοτήτων περιέχουν 5 άγνωστες παραμέτρους : θ_r , θ_s , a , n και K_s . Οι *Εξισώσεις (10), (11)* αντιπροσωπεύουν το μοντέλο του *Mualem*, όταν η χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας του εδάφους αποδίδεται από την εμπειρική *Εξίσωση (9)* του *van Genuchten – Mualem*.

Επίσης, με βάση τις εξισώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας, K , καθώς, επίσης, και της περιεκτικότητας του εδάφους σε υγρασία, θ , προκύπτει μία έκφραση της εξίσωσης της διαχυτικότητας, $D(\theta)$, *Εξίσωση (12)*, (Childs and Collins - George, 1950):

$$D(\theta) = K(\theta) \left| \frac{dh}{d\theta} \right| \quad (12)$$

όπου,

$D(\theta)$: η διαχυτικότητα του εδάφους συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό θ , [L^2T]

$dh/d\theta$: η αντίστροφη κλίση της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας

$K(\theta)$: η υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό θ , [LT^{-1}]

Η εξίσωση αυτή οδηγεί στην έκφραση της διαχυτικότητας του εδάφους, $D(\theta)$, **Εξίσωση (13)**:

$$D(\theta) = \frac{(1-m)K_s}{\alpha m(\theta_s - \theta_r)} \theta^{\frac{1}{2}-\frac{1}{m}} \left[\left(1 - \theta^{\frac{1}{m}}\right)^{-m} + \left(1 - \theta^{\frac{1}{m}}\right)^m - 2 \right] \quad (13)$$

όπου,

K_s : η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό, [LT^{-1}]

θ : η αδιάστατη περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό

Τέλος, με βάση την **Εξίσωση (9)**, (van Genuchten, 1980), προκύπτει η κλίση της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας ως εξής (**Εξίσωση 10**):

$$\frac{d\theta}{dh} = \frac{-\alpha m(\theta_s - \theta_r)}{1-m} \theta^{\frac{1}{m}} \left(1 - \theta^{\frac{1}{m}}\right)^m \quad (14)$$

όπου,

$d\theta/dh$: η κλίση της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας

θ : η αδιάστατη περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό

α [L^{-1}], $m(=1-1/n)$, n : αριθμητικές εμπειρικές παράμετροι

θ_r , θ_s : η περιεκτικότητα σε νερό παραμένουσα στο έδαφος και η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό στον κορεσμό [L^3L^{-3}]

Εάν ένα διηθητόμετρο δίσκου τοποθετηθεί στην επιφάνεια του εδάφους με σκοπό την παρακολούθηση της διήθησης και η ροή κάτω από αυτό δεν είναι περιορισμένη, η ροή πραγματοποιείται κατά τις τρεις διαστάσεις του χώρου και μάλιστα χαρακτηρίζεται από αξονική συμμετρία. Η ροή αυτή συγκρινόμενη με τη

μονοδιάστατη ροή που συμβαίνει στην περίπτωση της κατάκλυσης, χαρακτηρίζεται από τη σημαντική συμβολή των διαφορών πίεσης, οι οποίες είναι μεγαλύτερες από τη συμβολή της βαρύτητας και οι οποίες εξαρτώνται από τη γεωμετρία της πηγής του νερού (δίσκος διηθητομέτρου). Ο χρόνος που απαιτείται για την επίτευξη σταθερού ρυθμού διήθησης μειώνεται σημαντικά, ενώ η σταθερή ταχύτητα διήθησης που τελικά επιτυγχάνεται είναι μεγαλύτερη.

Το διηθητόμετρο μπορεί να χρησιμοποιηθεί κατά δύο γενικά τρόπους. Ο πρώτος αφορά λήψη μετρήσεων για ροή σταθερής κατάστασης και χρησιμοποιεί την ταχύτητα διήθησης σε αρκετά μεγάλους χρόνους. Ο δεύτερος αφορά λήψη μετρήσεων για τη ροή μη σταθερής κατάστασης που επικρατεί κατά τα αρχικά στάδια της διήθησης.

3^ο

Μέθοδοι ροής βασισμένες στη ροή σταθερής κατάστασης (*steady – state flow*)

3.1. Η ανάλυση του Wooding

Η προσεγγιστική λύση σταθερής κατάστασης του Wooding (1968) αποτελεί τη βάση για την εκτίμηση της υδραυλικής αγωγιμότητας σε μη κορεσμένο έδαφος με βάση τα αποτελέσματα μετρήσεων με το διηθητόμετρο δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης. Η κλασική ανάλυση του Wooding αφορά τον προσδιορισμό δύο αγνώστων παραμέτρων, της υδραυλικής αγωγιμότητας K_s [LT^{-1}] στο κορεσμένο έδαφος και του συντελεστή διήθησης α^* (L^{-1}), στο εκθετικό μοντέλο του Gardner (1958) της υδραυλικής αγωγιμότητας στο ακόρεστο έδαφος, (*Εξίσωση 15*):

$$K(h) = K_s \exp(\alpha^* h) \quad (15)$$

Οι παράμετροι K_s και α^* μπορούν να εκτιμηθούν με βάση την εξίσωση του Wooding (1968), για διήθηση σταθερής κατάστασης κάτω από πηγή νερού προερχόμενη από δίσκο (*Εξίσωση 16*):

$$Q(h_0) = \pi r_0^2 K(h_0) + 4r_0 \varphi(h_0) \quad (16)$$

όπου,

Q : ο ρυθμός διήθησης σε συνθήκες σταθερής κατάστασης, [L^3T^{-1}]

r_0 : η ακτίνα του δίσκου [L]

h_0 : το φορτίο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους, [L]

$K(h_0)$: η υδραυλική αγωγιμότητα που αντιστοιχεί στο φορτίο πίεσης h_0 [LT^{-1}]

$\varphi(h_0)$: το μητρικό δυναμικό, [L]

όπου, ο πρώτος όρος αναφέρεται στην επίδραση της βαρύτητας και ο δεύτερος όρος αναφέρεται στην επίδραση των δυνάμεων λόγω του τριχοειδούς φαινομένου.

Με βάση το μετασχηματισμό του Kirchhoff (Gardner, 1958), ισχύει, (*Εξίσωση, 17*):

$$\varphi(h_0, h_i) = \int_{h_i}^{h_0} K(h)dh \quad (17)$$

όπου,

h_i : το αρχικό φορτίο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους, [L]

Στο σημείο, αυτό, αξίζει να αναφερθεί ότι η αρχική επεξεργασία των πειραματικών δεδομένων διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης έγινε με βάση την ανάλυση του Wooding (1968), η οποία προϋποθέτει την προσέγγιση του ρυθμού διήθησης, σε συνθήκες σταθερής κατάστασης, σε διάφορα διαθέσιμα αρχικά φορτία πίεσης. Προηγούμενες μελέτες έχουν αποδείξει, ότι η προσεγγιστική λύση του Wooding, υπερεκτιμά την υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους, εφόσον η σταθερή κατάσταση δεν είναι εύκολο να επιτευχθεί. Παρόλα αυτά, ο ρυθμός διήθησης που επιτυγχάνεται εντός μίας ώρας, θεωρείται ότι αφορά στις συνθήκες ροής σταθερής κατάστασης στην πλειοψηφία των ερευνών που χρησιμοποιούν τη μέθοδο του Wooding. Το τυπικό σφάλμα, συνήθως αγνοείται, λόγω της βαρύτητας που δίδεται στην παραλλακτικότητα του εδάφους (Šimůnek et al., 1999a).

3.2. Η μέθοδος των White and Sully (1987)

Σύμφωνα με τη μέθοδο των White and Sully (1987) το μητρικό δυναμικό του εδαφικού νερού εκφράζεται ως εξής (Εξίσωση 18):

$$\varphi(h) = \frac{bS^2}{\Delta\theta} \quad (18)$$

όπου,

b : εμπειρική παράμετρος, που λαμβάνει τιμές από $1/2$ έως $\pi/4$

$\Delta\theta$: η μεταβολή της περιεκτικότητας του εδάφους σε υγρασία κατά τη διάρκεια της διήθησης

S : η απορροφητικότητα, η οποία μπορεί να προσδιοριστεί από τη σχέση αθροιστικής διήθησης – τετραγωνικής ρίζας του χρόνου στα αρχικά στάδια της διήθησης, ($L T^{-1/2}$) (Εξίσωση 19):

$$S = \frac{2qt^{0.5}}{\pi R^2} \quad (19)$$

όπου,

q : ρυθμός διήθησης σε μικρό χρόνο, [L^3T^{-1}]

t : ο χρόνος, [T]

Δεχόμενοι, ότι η παράμετρος b λαμβάνει την τιμή 0,55 (Smettem and Clothier, 1989), ενσωματώνοντας την *Εξίσωση (16)* στην *Εξίσωση (18)* έχουμε την *Εξίσωση (20)* :

$$q_x = \pi R^2 K + \frac{2 \cdot 2RS^2}{\Delta\theta} \quad (20)$$

η οποία περιλαμβάνει την άγνωστη παράμετρο K , υδραυλική αγωγιμότητα [LT^{-1}], από τη στιγμή που η παράμετρος S μπορεί να προσδιοριστεί από την *Εξίσωση (19)* και με βάση την συμπεριφορά του εδάφους στα αρχικά στάδια της διήθησης.

Η *Εξίσωση (20)* μπορεί κάλλιστα να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας K με βάση τα δεδομένα διηθητομέτρου δίσκου, αλλά ο ακριβής προσδιορισμός της απορροφητικότητας S , απαιτεί ξηρό έδαφος πριν τη διαδικασία διήθησης, καθώς και ακριβή δεδομένα του ρυθμού διήθησης, κατά τη διάρκεια των πρώτων σταδίων. Συνάμα, εάν ο προσδιορισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας K πραγματοποιείται σε περισσότερα του ενός στάδια, τότε είτε απαιτείται η ξήρανση του εδάφους μεταξύ των μετρήσεων (White and Perroux, 1987, 1989), είτε οι μετρήσεις πρέπει να ληφθούν σε διαφορετικές θέσεις, με αποτέλεσμα την μεταβολή της K , η οποία οφείλεται στην παραλλακτικότητα των υδραυλικών ιδιοτήτων, καθώς και στην παραμένουσα υγρασία στο έδαφος.

3.3. Μέθοδοι χρήσης δεδομένων από διηθητόμετρα διαφόρων διαμέτρων δίσκου

3.3.1. Η μέθοδος των Smettem and Clothier (1989)

Οι Smettem and Clothier (1989) πρότειναν τη χρήση των διηθητομέτρων δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης με δύο ή περισσότερες διαμέτρους δίσκου. Η εφαρμογή της *Εξίσωσης (20)* καταλήγει σε δύο εξισώσεις με δύο αγνώστους, K και S , οι οποίες μπορούν να επιλυθούν πιο εύκολα. Προκειμένου να αποφευχθεί η μέτρηση της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό, η παράμετρος $2 \cdot 2S^2 / (\Delta\theta)$ θεωρείται σταθερή, με αποτέλεσμα οι S και $\Delta\theta$ να μην χρειάζεται να προσδιοριστούν. Οι Smettem and

Clothier (1989) υπέθεσαν ότι $R_2 > 2R_1$, με στόχο να επιτευχθούν λογικές τιμές στην ενδεχόμενη ανάλυση ευαισθησίας. Ενώ, καθίσταται περιττή η ανάγκη για συλλογή δεδομένων στα αρχικά στάδια της διήθησης, η μέθοδος ακόμα απαιτεί μετρήσεις σε διαφορετικές θέσεις, καθώς είναι ιδιαίτερα ευαίσθητη στη χωρική μεταβλητότητα των υδραυλικών ιδιοτήτων.

3.4. Μέθοδοι χρήσης δεδομένων από διηθητόμετρα με την εφαρμογή διαφόρων θετικών φορτίων πίεσης

Μέθοδοι για τον προσδιορισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας στο διάστημα εφαρμογής δύο διαδοχικών φορτίων πίεσης έχουν περιγραφεί από τους Ankeny et al. (1991), Reynolds and Elrick (1991), καθώς και από τους Jarvis and Messing (1995). Η προσέγγιση αυτή υποθέτει ότι ο συντελεστής διήθησης α^* (L^{-1}), στο εκθετικό μοντέλο του Gardner (1958) είναι σταθερός στο διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ δύο διαδοχικών φορτίων πίεσης (Εξίσωση 21):

$$\alpha^*_{i+\frac{1}{2}} = \frac{\ln \frac{Q_i}{Q_{i+1}}}{h_i - h_{i+1}} \quad i = 1, \dots, n-1 \quad (21)$$

όπου,

n : ο αριθμός των φορτίων πίεσης που χρησιμοποιήθηκαν στη διήθηση

Ο ρυθμός διήθησης, $Q_{i+1/2}$, στο μεσοδιάστημα δύο διαδοχικών φορτίων πίεσης

$h_{i+\frac{1}{2}} = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$ μπορεί να υπολογιστεί ως ο γεωμετρικός μέσος των πραγματικών ρυθμών διήθησης Q_i και Q_{i+1} , (Εξίσωση 22) :

$$Q_{i+\frac{1}{2}} = \exp \frac{\ln Q_i + \ln Q_{i+1}}{2} \quad (22)$$

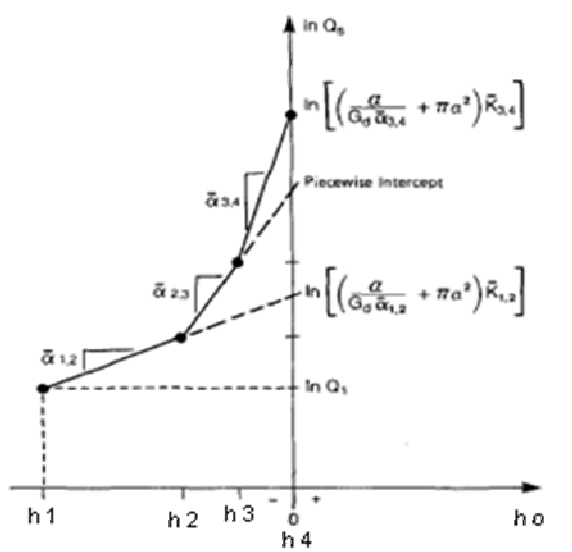
Με βάση αυτή την πληροφορία, η υδραυλική αγωγιμότητα σε μη κορεσμένο έδαφος στο φορτίο πίεσης $h_{i+\frac{1}{2}}$ μπορεί να υπολογιστεί ως εξής, (Εξίσωση 23):

$$K_{i+\frac{1}{2}} = \frac{Q_{i+\frac{1}{2}}}{\pi r^2 + \frac{4r}{\alpha^*_{i+\frac{1}{2}}}} \tag{23}$$

Εν συνεχεία, το K_s υπολογίζεται, με βάση την εξίσωση του Gardner (1958) γνωρίζοντας τις τιμές των $h_{i+1/2}$, $K_{i+1/2}$ και $\alpha^*_{i+1/2}$, ως εξής, (Εξίσωση 24):

$$K_s = K_{i+1/2} / \exp(\alpha^*_{i+1/2} h_{i+1/2}) \tag{24}$$

Το Σχήμα (2) περιγράφει το φυσικό λογάριθμο του ρυθμού διήθησης σταθερής κατάστασης ($\ln Q_{ho}$) έναντι του φορτίου πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους, με βάση την εκθετική σχέση της υδραυλικής αγωγιμότητας (Reynolds and Elrick, 1991).



Σχήμα 2: Φυσικός λογάριθμος του ρυθμού διήθησης σταθερής κατάστασης ($\ln Q_{ho}$) έναντι του φορτίου πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους, με βάση την εκθετική σχέση της υδραυλικής αγωγιμότητας

3.4.1. Η μέθοδος των Ankeny et al. (1991)

Οι Ankeny et al. (1991) βασίστηκαν στην εξίσωση του Wooding (1968), **Εξίσωση (16)**, και προσδιόρισαν τους ρυθμούς διήθησης με την εφαρμογή δύο φορτίων πίεσης μετά από διαβροχή του εδάφους, καταλήγοντας σε δύο **Εξισώσεις (25,26)**, με τέσσερις αγνώστους:

$$q(h_1) = \pi r_o^2 K(h_1) + 4r_o \varphi(h_1) \quad (25)$$

$$q(h_2) = \pi r_o^2 K(h_2) + 4r_o \varphi(h_2) \quad (26)$$

όπου,

$q(h_1), q(h_2)$: ο ρυθμός διήθησης σε συνθήκες σταθερής κατάστασης, [L³T⁻¹]

r_o : η ακτίνα του δίσκου [L]

h_1, h_2 : τα φορτία πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους μετά από διαβροχή, [L]

$K(h_1), K(h_2)$: η υδραυλική αγωγιμότητα που αντιστοιχεί στα φορτία πίεσης h_1, h_2 [LT⁻¹]

$\varphi(h_1), \varphi(h_2)$: το μητρικό δυναμικό, [L]

Υποθέτοντας την ύπαρξη σταθερής αναλογίας μεταξύ της K και φ και αποδίδοντας μία προσεγγιστική λύση για τη διαφορά $\varphi(h_1) - \varphi(h_2)$, οι Ankeny et al.(1991) εισήγαγαν τρεις εξισώσεις με τρεις αγνώστους, οι οποίες μπορούν να λυθούν ταυτόχρονα για δύο υδραυλικές αγωγιμότητες, $K(h_1)$ και $K(h_2)$. Ουσιαστικά οι Ankeny et al. (1991) μέτρησαν τη διήθηση σε τέσσερα φορτία πίεσης κατόπιν διαβροχής, περιλαμβάνοντας την $h=0.0$ και υπολόγισαν την $K(h)$ για διαδοχικά ζεύγη μετρήσεων. Το πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ότι οι μετρήσεις με διάφορα φορτία πίεσης μπορούν να γίνουν στο ίδιο σημείο, αποφεύγοντας έτσι την επίδραση της χωρικής παραλλακτικότητας του εδάφους.

3.4.2. Η μέθοδος των Logsdon and Jaynes (1993)

Οι Logsdon and Jaynes, (1993) ανέπτυξαν μία μη γραμμική μέθοδο παλινδρόμησης με στόχο την ταυτόχρονη προσαρμογή όλων των δεδομένων από μετρήσεις με διάφορα φορτία πίεσης. Με βάση την **Εξίσωση (16)** και αντικαθιστώντας την έκφραση για την εκθετική σχέση της $K(h)$ και του h (Gardner, 1958) που χρησιμοποιήθηκε από το Wooding (1968), **Εξίσωση 15**, προκύπτει :

$$K(h) = K_s \exp(ah) \tag{27}$$

όπου, το a είναι σταθερό και το K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους στον κορεσμό, δίνοντας την **Εξίσωση(28)**:

$$Qh = K \exp h + \frac{K_s a \exp h}{a} = K \exp h \times \left[1 + \frac{K_s a}{K} \right]$$

η οποία περιέχει δύο αγνώστους [a , K_s].

Βάσει των μετρήσεων διήθησης για δύο ή περισσότερα φορτία πίεσης μπορεί να χρησιμοποιηθεί εύκολα μια μη γραμμική μέθοδος παλινδρόμησης για την εκτίμηση των αγνώστων παραμέτρων, a , K_s . Τιμές της $K(h)$ μπορούν να εκτιμηθούν αντικαθιστώντας τα αποτελέσματα των a , K_s στην **Εξίσωση 27**. Βεβαίως εάν οι μετρήσεις πραγματοποιούνται μόνο σε δύο φορτία πίεσης, η διαδικασία παλινδρόμησης καταλήγει σε ταυτόχρονη επίλυση των εξισώσεων που προτείνουν οι Reynolds and Elrick (1991).

3.4.3. Η προσέγγιση του Weir (1987)

Ο Weir (1987) βρήκε ότι για την περιγραφή της ροής του νερού από μία μικρή πηγή στην επιφάνεια του εδάφους, όπως είναι ένα διηθητόμετρο εφαρμογής αρνητικής πίεσης με μικρό δίσκο, η προσεγγιστική λύση του Wooding δεν είναι ακριβής. Εάν ο ρυθμός διήθησης $Q(h_o)$ και η ακτίνα r διηθητομέτρου εφαρμογής αρνητικής πίεσης με μικρό δίσκο δοθούν με βάση τις ακόλουθες αδιάστατες εκφράσεις, **Εξισώσεις (29)**, **(30)**:

$$Q^* = \frac{\alpha}{r \cdot K_s \exp(ah_o)} Q h_o \tag{29}$$

$$r^* = \frac{ar}{2} \tag{30}$$

όπου,

Q : ο ρυθμός διήθησης σε συνθήκες σταθερής κατάστασης, [L^3T^{-1}]

r : η ακτίνα του δίσκου [L]

Q^* : η αδιάστατη έκφραση του ρυθμού διήθησης σε συνθήκες σταθερής κατάστασης

r^* : η αδιάστατη έκφραση της ακτίνας του δίσκου

h_o : το φορτίο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους, [L]

α [L^{-1}]: αριθμητική εμπειρική παράμετρος,

η σχέση του Wooding απλοποιείται, και παίρνει τη μορφή της **Εξίσωσης (31)** :

$$Q^* = 4 + 2\pi r^* \tag{31}$$

Για $r^* < 0,4$, ο Weir βρήκε ότι η **Εξίσωση (31)** δεν εθεωρείτο πλέον ακριβής και κατέληξε στην εξής προσέγγιση για το Q^* , **Εξίσωση (32)**:

$$Q^* = \frac{4\pi \sin^2(r^*)}{r^* \pi \sin(r^*) \cos(r^*) + 2r^* \sin^2(r^*) \ln(r^*) - 1,073(r^*)^3} \tag{32}$$

Η εμπειρική παράμετρος α θα πρέπει να είναι κοινή και για τις δύο λύσεις, του Wooding και του Weir, καθώς μπορεί να προσδιοριστεί μετρώντας το ρυθμό διήθησης σε συνθήκες σταθερής κατάστασης σε δύο διαφορετικά φορτία πίεσης h_1 και h_2 και για τις ίδιες ακτίνες δίσκου. Επιλύοντας, λοιπόν, είτε την **Εξίσωση 16** (Wooding) είτε την **Εξίσωση 29** (Weir) να προκύπτει, **Εξίσωση (33)**:

$$\alpha = \frac{\ln \left[\frac{Q(h_2)}{Q(h_1)} \right]}{h_2 - h_1} \tag{33}$$

Όμως, η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό αποκτά διαφορετικές τιμές όταν το α αντικαθίσταται είτε στην **Εξίσωση 16** του Wooding, **Εξίσωση (34)**:

$$K_s = \frac{Q(h_o)}{\pi r^2 \exp(\alpha h_1) \left(1 + \frac{4}{\pi \alpha}\right)} \tag{34}$$

είτε του Weir (29), (32), και προκύπτει η **Εξίσωση (35)**:

$$K_s = \frac{\alpha}{r} \exp(-\alpha h_1) \frac{Q(h_1)}{Q^*} \tag{35}$$

Αρκετές μελέτες βασίστηκαν στην απλοποιημένη μέθοδο του Weir, σε συνδυασμό με τη μέθοδο του Wooding για την εκτίμηση της υδραυλικής αγωγιμότητας στον κορεσμό K_s και της παραμέτρου α^* που χρησιμοποιείται στο εκθετικό μοντέλο του Gardner (Wang et al., 1997).

4^ο

Μέθοδοι βασιζόμενες στη ροή μη σταθερής κατάστασης (*transient flow*)

Οι μέθοδοι επεξεργασίας των δεδομένων διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης, οι οποίες βασίζονται στην ανάλυση του Wooding (1968) έχουν μελετηθεί ευρέως και έχουν συγκριθεί μεταξύ τους (Hussen and Warrick, 1993, Logsdon and Jaynes, 1993, Cook and Broeren, 1994). Αρκετοί, όμως, ερευνητές προσανατολίστηκαν στην εξεύρεση αναλυτικών λύσεων που αφορούν στη μεταβατική ροή, κατά τη λήψη μετρήσεων με διηθητόμετρα δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης. Έτσι, οι Turner and Parlange (1974), Warrick and Lomen (1976), Warrick (1992), Haverkamp et al. (1994), Smettem et al. (1994), καθώς και ο Zhang (1997b) πρότειναν διαφορετικές προσεγγίσεις ανάλυσης της γεωμετρίας ροής, κάτω από ένα διηθητόμετρο δίσκου σε λειτουργία, εν συγκρίσει με τη μονοδιάστατη διήθηση. Οι περιορισμοί που μπαίνουν για τη χρήση της εξίσωσης του Wooding και οι αμφιβολίες για το χρόνο που επιτυγχάνεται η ροή σταθερής κατάστασης, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι οι περισσότερες χρήσιμες πληροφορίες χάνονται αν αγνοήσει κανείς το μεταβατικό στάδιο της διήθησης, έχουν ενδυναμώσει την ανάγκη εύρεσης μιας εξίσωσης που να περιγράφει την τρισδιάστατη διήθηση με αξονική συμμετρία με τη χρήση διηθητομέτρου με πορώδη πλάκα εφαρμογής αρνητικής πίεσης (Angulo – Jaramillo et al., 2000). Η ανάλυση της ροής αυτού του είδους αφορά μικρής διάρκειας πειράματα και μικρότερα δείγματα εδάφους, που γενικά ενισχύουν περισσότερο τις υποθέσεις ομοιογένειας του εδάφους και της ομοιομορφίας της αρχικής περιεκτικότητας σε νερό.

Σύμφωνα με τον *Philip* (1957,1969) η εξίσωση μονοδιάστατης οριζόντιας διήθησης με σταθερό φορτίο πίεσης στην επιφάνεια διήθησης ,αγνοώντας τη βαρύτητα, είναι η εξής, *Εξίσωση (37)*:

$$I = S\sqrt{t} \quad (37)$$

όπου,

I : η μονοδιάστατη οριζόντια αθροιστική διήθηση με σταθερό φορτίο πίεσης στην επιφάνεια διήθησης, [L]

S : η απορροφητικότητα, η οποία συσχετίζει το φαινόμενο που οφείλεται σε τριχοειδείς δυνάμεις με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου, [LT^{-1/2}]

t : ο χρόνος [T]

Η **Εξίσωση (37)** δεν επαρκεί για πλήρη περιγραφή της διήθησης, δεδομένου ότι η βαρύτητα αγνοείται. Έτσι χρησιμοποιείται συχνά η **Εξίσωση (38)** που συμβαδίζει απόλυτα με τη φυσική του φαινομένου της μονοδιάστατης κατακόρυφης διήθησης (*Philip, 1969*).

$$I = S\sqrt{t} + At \quad (38)$$

όπου,

A : η σταθερή παράμετρος [LT^{-1}] που αφορά στην επίδραση της βαρύτητας (Youngs, 1968, Talsma and Parlange, 1972, Parlange, 1977, Fuentes et al., 1992). Παρόλα αυτά η εξίσωση αυτή, όπως περιγράφουμε παραπάνω έχει επεκταθεί και για χρήση στην περίπτωση της τρισδιάστατης διήθησης με αξονική συμμετρία. Εξισώσεις παρόμοιου τύπου με την **Εξίσωση (38)**, παρότι έχουν χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν για περιγραφή της μονοδιάστατης κατακόρυφης διήθησης, έχουν χρησιμοποιηθεί και για την περιγραφή της τρισδιάστατης διήθησης με αξονική συμμετρία, όπως αυτή συμβαίνει στην περίπτωση του διηθητομέτρου δίσκου (Αργυροκαστρίτης κ.ά., 2009)

Οι *White and Sully* (1987) θεωρούν την ύπαρξη δύο καθεστώτων ροής και υποθέτουν ότι η απορροφητικότητα μπορεί να προβλεφθεί αγνοώντας τη βαρύτητα και τα φαινόμενα διάχυσης στην αρχή της διαδικασίας διήθησης με αξονική συμμετρία. Συγκεκριμένα, θεώρησαν ότι το φ συνδέεται με το S (Vandervaere et al., 2000α), **Εξίσωση (39)** :

$$\varphi(h_f) = \frac{bS^2(h_i, h_f)}{(\theta_f - \theta_i)} \quad (39)$$

όπου ,

φ : το μητρικό δυναμικό, [L]

S : η απορροφητικότητα, [$LT^{-1/2}$]

θ : η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό [L^3/L^3]

h_i, h_f : το φορτίο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους, [L]

b : παράμετρος που εξαρτάται από τη διαχυτικότητα και λαμβάνει τιμές από

$1/2 \leq b \leq \pi/4$. Για τα περισσότερα εδάφη σε συνθήκες αγρού λαμβάνεται η μέση τιμή 0,55 (Smettem and Clothier, 1989, Warrick and Broadbridge, 1992)

Οι Smettem et al., (1994), βασιζόμενοι στην προσέγγιση των Turner and Parlange (1974), απέδειξαν ότι η διαφορά $I_{3D} - I_{1D}$ είναι γραμμική στο χρόνο, **Εξίσωση (40)** :

$$I_{3D} - I_{1D} = \frac{\gamma S^2}{R(\theta_s - \theta_n)} t \quad (40)$$

όπου,

οι δείκτες $3D$ και $1D$ αναφέρονται στην τρισδιάστατη και μονοδιάστατη διήθηση με αξονική συμμετρία, ενώ το γ είναι θεωρητικά σταθερό ίσο με $\sqrt{0.3}$, όταν η δύναμη της βαρύτητας θεωρείται αμελητέα στην περιφέρεια του δίσκου. Συγκρίνοντας διάφορα πειραματικά αποτελέσματα οι Smettem et al. (1994) απέδειξαν ότι το γ ισούται με $0,75$ (Vandervaere et al., 2000a).

Οι περισσότερες μέθοδοι που αφορούν στη ροή μη σταθερής κατάστασης βασίζονται στην *Εξίσωση (41)* (Warrick, 1992, Haverkamp et al., 1994, Zhang, 1997), η οποία έχει παρόμοια μορφή με την εξίσωση του Philip (1969) για μονοδιάστατη κατακόρυφη διήθηση, *Εξίσωση (38)*:

$$I(t) = C_1 \sqrt{t} + C_2 t \quad (41)$$

όπου,

$C_1 [LT^{-1/2}]$, $C_2 [LT^{-1}]$, είναι παράμετροι που διαφέρουν, όμως, ως προς το τι εκφράζει ο καθένας. Η ακρίβεια της *Εξίσωσης (41)*, μελετήθηκε από τους Vandervaere et al. (2000a).

4.1. Η μέθοδος του Warrick (1992)

Ο Warrick (1992) υπέθεσε ότι η *διαχυτικότητα παραμένει σταθερή*, με τους συντελεστές $C_1 [LT^{-1/2}]$, $C_2 [LT^{-1}]$, να αντιπροσωπεύουν τιμές που αντιστοιχούν σε μικρούς χρόνους. Η προσεγγιστική επίλυση του Warrick, για το διηθητόμετρο δίσκου περιγράφεται με την *Εξίσωση (42)*:

$$I = St^{\frac{1}{2}} + \frac{1.1284S D^2}{r_o} t + \frac{0.0608Sr_o}{D^{0.5}} \left[\exp \left(-\frac{4.01Dt}{r_o^2} \right) - 1 \right] \quad (42)$$

όπου,

D : ο μέσος συντελεστής διάχυσης του εδάφους [L^2T^{-1}] μεταξύ των φορτίων πίεσης h_i και h_o .

Το μοντέλο του Warrick αγνοεί τη βαρύτητα. Όταν η βαρύτητα είναι σημαντική για τη διαδικασία διήθησης, η προσεγγιστική λύση του Warrick υποτιμά τη διαδικασία της διήθησης.

4.2. Η μέθοδος των Haverkamp et al. (1994)

Οι Haverkamp et al.(1994), πρότειναν μια εξίσωση για τρισδιάστατη διήθηση υπό συνθήκες μη σταθερής κατάστασης ροής, προκειμένου να προσδιορίσουν την υδραυλική αγωγιμότητα, K , σε μη κορεσμένο έδαφος, καθώς και την απορροφητικότητα, S , μέσω εφαρμογής της αντίστροφης επίλυσης, ανεξαρτήτως επιλογής εξισώσεων εκτίμησης των υδραυλικών ιδιοτήτων. Με βάση, λοιπόν, τις μελέτες των Turner and Parlange (1974) και των Smettem et al. (1994), οι Haverkamp et al.(1994), παρουσίασαν την **Εξίσωση (43)** που περιγράφει την αθροιστική διήθηση για μικρούς και μέσους χρόνους και ακολουθεί τη φυσική του φαινομένου (Auzet et al., 1997):

$$I_{3D} = S\sqrt{t} + \left[K_o + \frac{\gamma S^2}{r(\theta_f - \theta_o)} + \frac{1}{3(K - K_o)(2 - \beta)} \right] t \quad (43)$$

όπου,

r : η ακτίνα του δίσκου [L]

K_o : η υδραυλική αγωγιμότητα που αντιστοιχεί στην αρχική περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, [LT^{-1}]

K : η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα, [LT^{-1}]

θ_o & θ_f : η αρχική και τελική περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό αντίστοιχα, [L^3L^{-3}]

γ, β : παράμετροι που συσχετίζονται με τις υδραυλικές ιδιότητες και τις οριακές συνθήκες. Η παράμετρος β παραμένει σταθερή, αποκτώντας τιμές $0 < \beta < 1$, καθώς εξαρτάται από τη σχέση της διαχυτικότητας με την υγρασία, ενώ η παράμετρος γ ισούται με 0,75.

Με βάση, λοιπόν, την εξίσωση της αθροιστικής διήθησης $I(t) = C_1 \sqrt{t} + C_2 t$, **Εξίσωση (41)**, προσδιόρισαν τους συντελεστές $C_1 [LT^{-1/2}]$, $C_2 [LT^{-1}]$, **Εξισώσεις (44)**, **(45)** :

$$C_1 = S \tag{44}$$

$$C_2 = K_o + \frac{\gamma S^2}{r(\theta_f - \theta_o)} + \frac{1}{3(K - K_o)(2 - \beta)} \tag{45}$$

Εκτός από σπάνιες περιπτώσεις, όπου το έδαφος έχει εξαρχής υψηλή περιεκτικότητα σε νερό, είναι λογικό να υποθέσουμε ότι $K_o \ll K$ και να δεχθούμε ότι $\beta \approx 0,6$ και $\gamma \approx 0,75$. Τότε, η εξίσωση διήθησης λαμβάνει τη μορφή, **Εξίσωση (46)** :

$$I(t) = S\sqrt{t} + \frac{7}{15}Kt + \frac{0,75}{r(\theta_f - \theta_o)}S^2t \tag{46}$$

Ο πρώτος όρος του δεξιού μέλους της **Εξίσωσης (46)**, αντιπροσωπεύει την κατακόρυφη ροή που οφείλεται σε τριχοειδείς δυνάμεις και χαρακτηρίζει τη διήθηση στα αρχικά στάδια. Ο δεύτερος όρος του δεξιού μέλους αντιπροσωπεύει την κατακόρυφη ροή που οφείλεται στη δύναμη της βαρύτητας και ο τρίτος όρος του δεξιού μέλους αντιπροσωπεύει την πλευρική ροή που οφείλεται σε τριχοειδείς δυνάμεις. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό της **Εξίσωσης (46)** είναι το γεγονός ότι η διαφορά μεταξύ κατακόρυφης μονοδιάστατης διήθησης ($r \rightarrow \infty$) και διήθησης με αξονική συμμετρία, που σημαίνει ότι το νερό κινείται πλευρικά λόγω διαφορών πίεσης, είναι γραμμική με το χρόνο. Η ιδιότητα αυτή, αγνοήθηκε από τον Zhang (1997b), ο οποίος υπέθεσε ότι ο συντελεστής $C_2 [LT^{-1}]$, εξαρτάται μόνο από την υδραυλική αγωγιμότητα, K , και όχι από την απορροφητικότητα, S . Έτσι, η **Εξίσωση (46)** εμφανίζεται ως η επέκταση της γνωστής εξίσωσης του Philip (1957), για την περίπτωση της τρισδιάστατης διήθησης.

Οι συντελεστές βαρύτητας των τριών όρων της **Εξίσωσης 46**, διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην ακρίβεια με την οποία η K και η S μπορούν να προσδιοριστούν

(Vandervaere et al., 2000b). Για παράδειγμα, εάν ο δεύτερος όρος του δεξιού μέλους θεωρείται αμελητέος, εν συγκρίσει με τον τρίτο όρο του δεξιού μέλους, αυτό σημαίνει ότι η διαδικασία διήθησης, εξαρτάται μόνο από το τριχοειδές φαινόμενο, καθώς ο ακριβής προσδιορισμός της K , θεωρείται απίθανος. Σημειωτέο, ότι τέτοιου είδους περιορισμός δεν είναι μόνο επακόλουθο της ανάλυσης της ροής μεταβατικής κατάστασης, αλλά επηρεάζει επίσης και την ακρίβεια των μεθόδων που βασίζονται στην ανάλυση της ροής σταθερής κατάστασης.

4.3. Η μέθοδος του Zhang (1997 a)

Ο Zhang (1997a) προκειμένου να προσδιορίσει τις παραμέτρους $C_1 [LT^{-1/2}]$, $C_2 [LT^{-1}]$, χρησιμοποίησε μία αριθμητική μέθοδο πεπερασμένων στοιχείων (FEM: Finite Element Method). Χρησιμοποίησε μετρήσεις με τη χρήση διηθητομέτρου που έγιναν για διάφορα εδάφη, σε διάφορα φορτία πίεσης και σε διάφορες διαμέτρους δίσκων. Συσχέτισε τις παραμέτρους C_1 , C_2 με την υδραυλική αγωγιμότητα, K , και απορροφητικότητα, S , *Εξισώσεις (47),(48)*:

$$A_1(h_0) = \frac{C_1}{S(h_0)} \tag{47}$$

$$A_2(h_0) = \frac{C_2}{S(h_0)} \tag{48}$$

όπου,

A_1, A_2 : αδιάστατοι συντελεστές

Η υδραυλική αγωγιμότητα, K , και απορροφητικότητα, S θεωρούνται γνωστές για δεδομένο έδαφος. Ο συντελεστής A_1 αυξάνει με τη μείωση του ολικού χρόνου διήθησης, πράγμα που καταδεικνύει τη ροή οφειλόμενη σε τριχοειδείς δυνάμεις σε μικρό χρόνο διήθησης. Ο συντελεστής A_2 αυξάνει με τον ολικό χρόνο διήθησης, πράγμα που καταδεικνύει τη σημαντικότερη επίδραση της βαρύτητας σε μεγάλο χρόνο διήθησης. Προτείνει, λοιπόν, τις *Εξισώσεις (47), (48)*, για τους συντελεστές A_1 και A_2 , αντίστοιχα:

$$A_1 = 0.64 a^{0.2} (1 - 0.053 a^{0.3} \ln T) \tag{49}$$

$$A_2 = (1 + 1.52/ar) [1 - 0.052(ar)^{0.3} (aT)^{0.5}] \tag{50}$$

$$\text{με } T = \frac{t}{t_{grav}} \quad (51)$$

όπου,

t_{grav} είναι ο χαρακτηριστικός χρόνος που χρησιμοποιείται όταν η βαρύτητα κυριαρχεί στη διαδικασία της διήθησης (Philip, 1969), (*Εξίσωση 52*):

$$t_{grav} = (S/K)^2 \quad (52)$$

Οι *Εξισώσεις (41),(47),(48), (49), (50)* περιγράφουν την τρισδιάστατη με αξονική συμμετρία ροή με τη χρήση δεδομένων διηθητομέτρου δίσκου με εφαρμογή αρνητικής πίεσης.

Επίσης, με βάση την παράγωγο της αθροιστικής διήθησης με το χρόνο και το όριο της όταν $t \rightarrow \infty$, έχουμε εξισώσεις για τη διήθηση σε συνθήκες ροής σταθερής κατάστασης, (*Εξίσωση 53*):

$$i_s = K_o \left(1 + \frac{1,52}{ar} \right) \quad (53)$$

4.3.1. Χαρακτηριστικά του μοντέλου διήθησης του Zhang

Το μοντέλο διήθησης του Zhang (1997a) αντιπροσωπεύει τη διαδικασία διήθησης, με τη χρήση διηθητομέτρου δίσκου. Οι επιδράσεις των τριχοειδών δυνάμεων και της βαρύτητας στη διαδικασία διήθησης μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια της διήθησης. Η βαρύτητα μπορεί να αγνοηθεί σε μικρούς χρόνους, ενώ οι τριχοειδείς δυνάμεις μπορεί να αγνοηθούν σε μεγαλύτερους χρόνους διήθησης. Βασιζόμενοι στις *Εξισώσεις (49), (50)*, μπορούμε να υπολογίσουμε το χρόνο, όταν οι τριχοειδείς δυνάμεις ή/και η βαρύτητα συμβάλλουν στη διαδικασία διήθησης.

α) Θέτοντας, $A_1=0$, έχουμε (*Εξίσωση 54*) :

$$T_s = \epsilon \pi p \left(\frac{18,87}{a^{0.3}} \right) \quad (54)$$

Όταν $T \geq T_s$, η επίδραση των τριχοειδών δυνάμεων θεωρείται αμελητέα

β) Θέτοντας, $A_2=0$, έχουμε (*Εξίσωση 55*) :

$$T_g = 2,7 \times 10^{-3} (ar_o)^{0,6} a \quad (55)$$

Όταν $T \leq T_g$, η επίδραση της βαρύτητας θεωρείται αμελητέα

γ) Όταν $T_g \leq T \leq T_s$, τόσο η επίδραση των τριχοειδών δυνάμεων, όσο και η δύναμη της βαρύτητας επηρεάζουν τη διαδικασία διήθησης

Μια παρόμοιου τύπου εξίσωση με την εξίσωση του Philip (1957) που περιγράφει τη σχέση αθροιστικής διήθησης – χρόνου στην περίπτωση της μονοδιάστατης – κατακόρυφης διήθησης, έχει χρησιμοποιηθεί, όπως εκείνη του Zhang (1997a), και έδειξε να περιγράφει αρκετά καλά το φαινόμενο της τρισδιάστατης διήθησης με αξονική συμμετρία στα πρώτα του στάδια (Αργυροκαστρίτης κ.ά., 2009), είναι η εξίσωση διήθησης με μεταβαλλόμενη απορροφητικότητα που πρωτοπαρουσιάστηκε από τους Poulouvasilis et al. (1989) και βελτιώθηκε αργότερα από τους Argyrokastritis and Kerkides (2003). Η εξίσωση αυτή για τη μονοδιάστατη διήθηση, δίνει τη σχέση αθροιστικής διήθησης – χρόνου $i_z(t)$ και έχει τη μορφή, **Εξίσωση (56)**:

$$i_z = S_x e^{-c \cdot t} t^{0,5} + K_o t \quad (56)$$

Όπου, i_z : η αθροιστική διήθηση, t : ο χρόνος [T], S_x : η απορροφητικότητα [$LT^{-1/2}$] c : παράμετρος προσαρμογής [T^{-1}], K_o : η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό [LT^{-1}]. Η συγκεκριμένη εξίσωση, στη μορφή που προτάθηκε για την περιγραφή των πρώτων σταδίων της τρισδιάστατης διήθησης που γίνεται με τη χρήση διηθητομέτρου δίσκου, διατηρεί τις τρεις στον αριθμό παραμέτρους που έχει και στην περίπτωση της μονοδιάστατης διήθησης, μόνο που αυτές πλέον έχουν τιμές που αντιστοιχούν στο αρνητικό φορτίο πίεσης h_o που επικρατεί στην επιφάνεια του εδάφους κατά τη διήθηση. Έτσι έχει τη μορφή της **Εξίσωσης (57)** (Αργυροκαστρίτης κ.ά., 2009):

$$I = A_s (h_o) e^{-A_c (h_o) t} t^{0,5} + A_k (h_o) t \quad (57)$$

όπου,

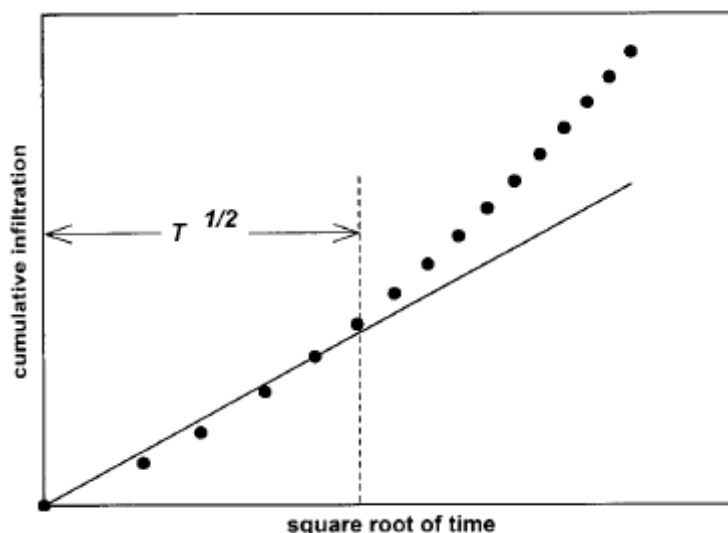
I : αθροιστική διήθηση [L] στην περίπτωση της τρισδιάστατης διήθησης που γίνεται με τη χρήση του διηθητομέτρου με δίσκο, η οποία προσδιορίζεται ως το πηλίκο του όγκου του νερού που διηθείται προς την επιφάνεια του δίσκου του διηθητομέτρου. $A_s(h_o)$, $A_c(h_o)$ και $A_k(h_o)$ είναι τιμές των παραμέτρων της **Εξίσωσης (56)** που αντιστοιχούν στην τιμή του φορτίου πίεσης h_o που επικρατεί στην επιφάνεια διήθησης. Και οι τρεις αυτές παράμετροι μπορούν να προσδιοριστούν με προσαρμογή της **Εξίσωσης (57)** σε πειραματικά δεδομένα διήθησης που προκύπτουν με τη χρήση διηθητομέτρου δίσκου.

4.4. Η μέθοδος των Vandervaere et al. (1997, 2000a,b)

Διάφορες μέθοδοι προσδιορισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας, K , και της απορροφητικότητας, S , με βάση τους συντελεστές C_1 , C_2 , περιγράφηκαν από τους Vandervaere et al. (2000b), με τη χρήση δεδομένων διηθητομέτρου διαφόρων διαμέτρων δίσκων και διαφόρων φορτίων πίεσης.

Η ανάλυση των White and Sully (1987), όπως προαναφέρθηκε, αφορά δύο καθεστώτα ροής. Υποθέτει ότι η απορροφητικότητα S , μπορεί να εκτιμηθεί, αγνοώντας τη βαρύτητα και την επίδραση της διάχυσης στην αρχή του καθεστώτος διήθησης με αξονική συμμετρία. Η αθροιστική διήθηση προσεγγίζεται τότε από την εξίσωση του Philip (1957a) για τη μονοδιάστατη οριζόντια διήθηση, **Εξίσωση (37)**, , όπου η S μπορεί να προσδιοριστεί ως η κλίση της I έναντι \sqrt{t} , (βλ. **Εξίσωση 58**), κατά τη διάρκεια του όσο το δυνατόν μικρότερου χρονικού διαστήματος, T , για το οποίο ισχύει η **Εξίσωση (37)**, **Σχήμα 3**:

$$S = \left(\left[\frac{dI}{d(\sqrt{t})} \right] \right)_T \quad (58)$$

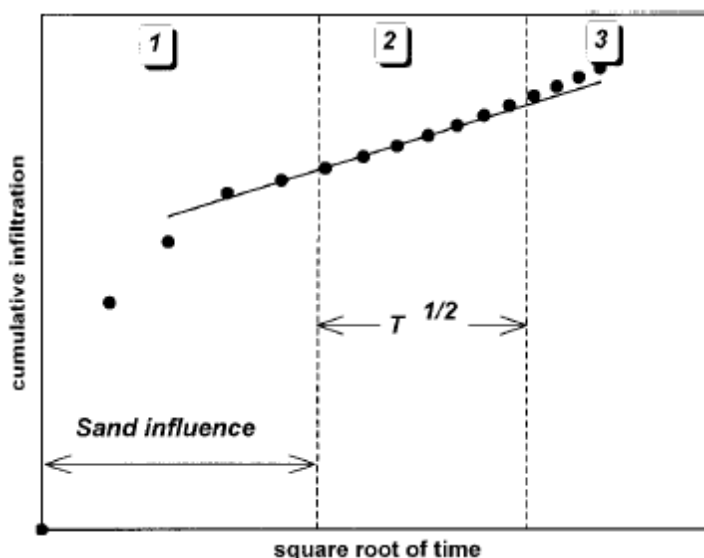


Σχήμα 3: Αρχή του κλασσικού προσδιορισμού της S σε μικρούς χρόνους: περίπτωση χωρίς στρώση άμμου

Παρόλα αυτά, η **Εξίσωση 58** πρέπει να μελετηθεί για τουλάχιστον δύο λόγους:

1. Είναι πολύ δύσκολο, αν όχι ακατόρθωτο, να γνωρίζουμε, κατά πόσο η εξίσωση του **Philip**, μπορεί να θεωρηθεί ως ακριβής για την εκτίμηση της απορροφητικότητας, S . Η τιμή της απορροφητικότητας, S , θα υπερεκτιμηθεί, λόγω της αμελητέας δύναμης της βαρύτητας και της επίδρασης του φαινομένου διάχυσης, (Smettem et al., 1995), καθώς η εκτίμηση της απόκλισης απαιτεί τη γνώση των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους. Συγκεκριμένα, το χρονικό διάστημα που επιλέχθηκε, T , πιθανά να επηρεάσει, την τιμή της S (Bonnell et Williams, 1986).
2. Τα διηθητόμετρα δίσκου τοποθετούνται συνήθως πάνω σε ένα στρώμα άμμου, ώστε να διασφαλιστεί η υδραυλική επαφή μεταξύ του διηθητομέτρου και του εδάφους. Η άμμος επιλέγεται για την υψηλή τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητάς της, έτσι ώστε τα επικείμενα αποτελέσματα να μην τροποποιούν τη ροή σταθερής κατάστασης. Παρά ταύτα η επίδραση που ασκεί το στρώμα της άμμου στα πρώτα στάδια της διήθησης μπορεί να την επηρεάσει (Vandervaere et al., 1997, 2000) και θα πρέπει να μην υπάρχει για τον προσδιορισμό της απορροφητικότητας της επιφάνειας του εδάφους. Γενικά στον αγρό, παρατηρούνται τρία στάδια (**Σχήμα 4**). Κατά τη διάρκεια του πρώτου σταδίου, το οποίο αντιπροσωπεύει τη διήθηση μέσα στην άμμο, η κλίση του γραφήματος $I-\sqrt{t}$ λαμβάνει υψηλές τιμές. Έπειτα μικραίνει όταν η επίδραση της άμμου παύει να υφίσταται (Στάδιο 2), και τελικά αυξάνεται πάλι

όταν οι επιδράσεις της βαρύτητας αποκτήσουν σημαντικό χαρακτήρα για την εξέλιξη του φαινομένου.



Σχήμα 4: Αρχή του κλασικού προσδιορισμού της S σε μικρούς χρόνους: περίπτωση με στρώση άμμου

Στην πραγματικότητα η Εξίσωση 37, δεν χρειάζεται να ισχύει για οποιοδήποτε χρονικό διάστημα, T , εάν:

$$s = \lim_{t \rightarrow 0} \left\{ \frac{dI}{d\sqrt{t}} \right\} \quad (59)$$

Η λύση της Εξίσωσης (56) είναι μοναδική, επειδή η εξίσωση ροής γραμμικοποιείται εύκολα στην Εξίσωση (37), (Vandervaere et al., 1997, 2000a):

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = C_1 + 2C_2\sqrt{t} \quad (60)$$

η οποία επιτρέπει τον προσδιορισμό της C_2 .

Οι Vandervaere et al. (2000b) απέδειξαν ότι η γραμμική μέθοδος παλινδρόμησης, με βάση την Εξίσωση (60), αποτελεί την πιο σίγουρη μέθοδο προσδιορισμού των συντελεστών C_1 , C_2 , ως ο σταθερός όρος και η μισή κλίση της γραμμής παλινδρόμησης αντίστοιχα. Αυτή η μέθοδος προσδιορισμού του συντελεστή C_1 (ίση με την S), δίνει μία αντικειμενική εκτίμηση της απορροφητικότητας, διότι δεν είναι απαραίτητο να ισχύει η Εξίσωση (37). Πράγματι, η τιμή του συντελεστή C_1 προσδιορίζεται με προέκταση της γραμμής παλινδρόμησης στο $t=0$ και η εκτιμώμενη τιμή είναι μοναδική, επειδή η Εξίσωση (60) είναι γραμμική ως προς \sqrt{t} .

Αφού, λοιπόν, έχει προσδιοριστεί η απορροφητικότητα S , η υδραυλική αγωγιμότητα υπολογίζεται με αντικατάσταση χρησιμοποιώντας είτε τη ροή σταθερής κατάστασης με τις εξισώσεις των White and Sully (1987), **Εξίσωση (18)**

, $\varphi(h) = \frac{bS^2}{\Delta\theta}$, και του Wooding, **Εξίσωση (16)**, οπότε προκύπτει η **Εξίσωση (61)**:

$$K = q_{\infty} - \frac{4bS^2}{\pi R(\theta_o - \theta_n)} \quad (61)$$

ή τη μεταβατική ροή, συνδυάζοντας τις **Εξισώσεις (16), (44), (45)**:

$$K = \frac{3}{2 - \beta} \left[C_2 - \frac{\gamma C_1^2}{R(\theta_o - \theta_n)} \right] \quad (62)$$

Οι **Εξισώσεις (61), (62)** παρέχουν ακριβείς μετρήσεις της K , μόνο εάν η K δεν είναι πολύ μικρή συγκριτικά με την q_{∞} και τη C_2 αντίστοιχα. Αυτή η συνθήκη πρέπει να επικυρωθεί εκ των υστέρων.

5^ο

Προσδιορισμός του αντίστροφου προβλήματος (*inverse problem*)

Το αντίστροφο πρόβλημα μπορεί να μελετηθεί με τη βοήθεια άμεσων και έμμεσων μεθόδων (Neuman, 1973). Σε ένα τυπικό αντίστροφο πρόβλημα με οριακές τιμές, οι άμεσες μέθοδοι θεωρούν ότι οι παράμετροι των μοντέλων συμπεριφέρονται ως ανεξάρτητες μεταβλητές. Οι έμμεσες μέθοδοι στόχο έχουν την ελαχιστοποίηση της κατάλληλης αντικειμενικής συνάρτησης η οποία εκφράζει την ασυμφωνία μεταξύ της παρατηρηθείσας και της προβλεπόμενης απόκρισης του συστήματος. Τότε, οι αρχικές εκτιμήσεις των άγνωστων υδραυλικών παραμέτρων και μεταβλητών που είχαν υποθεθεί, προσδιορίζονται και βελτιώνονται κατά τη διάρκεια της διαδικασίας ελαχιστοποίησης, ωσότου επιτευχθεί μία επιθυμητή και αποδεκτή λύση.

Η προς ελαχιστοποίηση αντικειμενική συνάρτηση κατά τη διάρκεια εκτίμησης των παραμέτρων μπορεί να διατυπωθεί με βάση είτε των δεδομένων αθροιστικής διήθησης ή των δεδομένων αθροιστικής διήθησης σε συνδυασμό με επιπρόσθετες πληροφορίες, όπως οι μετρηθείσες περιεκτικότητες του εδάφους σε νερό (με τη μέθοδο του TDR), και/ή οι μετρήσεις του τασιμέτρου (φορτία πίεσης). Ο αλγόριθμος επίλυσης του προβλήματος βελτιστοποίησης αφορά στις αποκλίσεις μεταξύ των αρχικών εκτιμήσεων των υδραυλικών παραμέτρων του εδάφους και των τελικών εκτιμήσεων αυτών.

Η ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτησης πραγματοποιείται με βάση τη μέθοδο μη γραμμικής συσχέτισης του Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963, Bard, 1974). Όλη η διαδικασία επίλυσης του «αντίστροφου προβλήματος» περιγράφεται στην εργασία των Šimůnek and van Genuchten (1997) και εμπεριέχεται στο λογισμικό DISC. Η συγκεκριμένη διαδικασία επίλυσης δεν απετέλεσε αντικείμενο της παρούσας μελέτης.

5.1. Περιορισμοί της αντίστροφης μεθόδου

Παρά τα πλεονεκτήματα που παρουσιάζει η αντίστροφη μέθοδος σε συνδυασμό με τη χρήση δεδομένων διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης παρουσιάζει και πρακτικά προβλήματα, τα οποία πρέπει να ξεπεραστούν ούτως ώστε να μπορεί να

εφαρμοστεί σε δεδομένα αγρού με επιτυχία. Μόνο λίγοι ερευνητές έχουν περιγράψει τις αντίστροφες μεθόδους βελτιστοποίησης με βάση τις μετρήσεις διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης στον αγρό (Šimůnek et al., 1998a, b), κυρίως λόγω της δυσκολίας επεξεργασίας και συγχώνευσης δευτερευόντων δεδομένων ιδιαίτερης σημασίας με τα δεδομένα αθροιστικής διήθησης. Για παράδειγμα, σφάλματα μπορούν να προκύψουν κατά τον προσδιορισμό της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό, με τη λήψη δειγμάτων από την επιφάνεια του εδάφους, μετά την απομάκρυνση του διηθητομέτρου δίσκου, λόγω του μικρού βάθους που απαιτεί η δειγματοληψία, καθώς και λόγω της φαινομενικής πυκνότητας η οποία πρέπει να προσδιοριστεί για αυτή τη λεπτή στρώση εδάφους (Angulo- Jaramillo et al., 2000).

Εξ' ορισμού η επίλυση της αντίστροφης μεθόδου εμπεριέχει τον προσδιορισμό των αγνώστων παραμέτρων βασισμένων στην παρατήρηση των επιδράσεων αυτών. Κατά την εφαρμογή, όμως, των αντίστροφων μεθόδων πρέπει να λάβουμε υπόψη κάποιους περιορισμούς που παρεμποδίζουν την εφαρμογή τους (Hormans and Šimůnek, 1997).

Πιο αναλυτικά:

- i. Προκειμένου ένα αντίστροφο πρόβλημα να επιλυθεί, απαιτείται η «**σωστή τοποθέτηση**» του (Carrera and Neuman, 1986b). Η λανθασμένη τοποθέτηση ενός αντίστροφου προβλήματος χαρακτηρίζεται από τη μη μοναδικότητα της λύσης, το λανθασμένο προσδιορισμό, καθώς και την ανακρίβεια των εκτιμώμενων παραμέτρων (Yeh, 1986). Γενικές πληροφορίες και περαιτέρω ανάλυση της τοποθέτησης και της ανάλυσης των πιθανών σφαλμάτων των βελτιστοποιημένων παραμέτρων έχουν πραγματοποιηθεί από τους Kool and Parker (1988), Yeh (1986), Russo et al. (1991) και Carrera and Neuman (1986a, b), ενώ η εκτίμηση της ύπαρξης μοναδικότητας λύσης στο αντίστροφο πρόβλημα έχει μελετηθεί από τους Toorman et al. (1992) και τους Šimůnek et al. (1997, 1998).
- ii. Απαιτείται προσεκτική επιλογή των κατάλληλων **συντελεστών βαρύτητας**, οι οποίοι εμπεριέχονται στην αντικειμενική συνάρτηση, λόγω του σημαντικού ρόλου που διαδραματίζουν στη βελτιστοποίηση των παραμέτρων.
- iii. Η ύπαρξη **αβεβαιότητας** που προκύπτει από τα σφάλματα των δεδομένων και των μοντέλων, η οποία ως γνωστόν είναι σχετικά βάσιμη για τα μη γραμμικά προβλήματα, δημιουργεί ένα επιπλέον εμπόδιο στην εκτίμηση των τιμών των παραμέτρων. Για το λόγο αυτό, ως μέσο σύγκρισης των διαστημάτων εμπιστοσύνης μεταξύ των παραμέτρων χρησιμοποιείται η ανάλυση αβεβαιότητας.
- iv. Ένα πείραμα, το οποίο πραγματοποιείται για τη βελτιστοποίηση των παραμέτρων, θα πρέπει να περιλαμβάνει μετρήσεις που είναι περισσότερο ευαίσθητες σε τυχόν αλλαγές που θα προκύψουν από στις βελτιστοποιημένες

παραμέτρους. Η *ανάλυση ευαισθησίας* της βελτιστοποίησης του προβλήματος, καθορίζει τον τύπο, την τοποθεσία και τη συχνότητα των μετρήσεων, παρέχοντας παράλληλα πληροφορίες για την υλοποίηση ενός άριστου πειραματικού σχεδίου. Επίσης, η ευαισθησία των παραμέτρων οδηγεί σε πιο γρήγορη σύγκλιση εκτίμησης των.

5.2. Σχεδιασμός του αντίστροφου προβλήματος

Τα αντίστροφα προβλήματα καθορισμένα να εκτιμούν τις παραμέτρους των υδραυλικών ιδιοτήτων παρουσιάζουν κατά κανόνα ελλείψεις στο σχεδιασμό, οι οποίες όμως μπορούν να ξεπεραστούν. Ένα καλοσχεδιασμένο αντίστροφο πρόβλημα απαιτεί εξαρχής τον έλεγχο της μη μοναδικότητας της λύσης με βάση την ευαισθησία των παραμέτρων και το συσχετισμό αυτών. Παραδείγματα συσχέτισης παραμέτρων είναι η παραμένουσα περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό και η περιεκτικότητα του εδάφους σε συνθήκες κορεσμού για ενός ή πολλών σταδίων πειράματα (van Dam et al., 1992) ή η παραμένουσα περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό και η εμπειρική παράμετρος της Χαρακτηριστικής Καμπύλης Υγρασίας, n (Šimůnek et al., 1998b).

Για την επίτευξη μοναδικότητας λύσης ο αριθμός των παραμέτρων πρέπει να ελαχιστοποιηθεί, ενώ τα σφάλματα των μετρήσεων πρέπει επίσης να ελαχιστοποιηθούν, ούτως ώστε να μειωθούν τα αντίστοιχα σφάλματα των μοντέλων.

5.3. Άλλες χρήσεις της αντίστροφης μεθόδου

Η εφαρμογή σε προβλήματα που αφορούν την ακόρεστη ζώνη του εδάφους συνίσταται στον προσδιορισμό των υδραυλικών παραμέτρων. Παρόλα ταύτα, η ίδια μεθοδολογία μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη μελέτη και άλλων εδαφικών διεργασιών. Για παράδειγμα, διάφορα πειράματα μπορούν να πραγματοποιηθούν για τον έμμεσο προσδιορισμό του μητρικού δυναμικού και τη συμβολή του μακροπορώδους στη ροή του νερού (Chen et al., 1993) ή ακόμα για τον προσδιορισμό της πρόσληψης του νερού από τις ρίζες των φυτών (Stol et al., 1992). Άλλες εδαφικές διεργασίες που μπορούν να μελετηθούν έμμεσα, είναι η διασπορά διαλυτών ουσιών, η ροή θερμότητας, καθώς και η διάχυση των αερίων στο έδαφος για τις οποίες, όμως, οι συνθήκες εκτέλεσης των διαφόρων πειραμάτων απαιτούν διάφορες παραδοχές. Για παράδειγμα, οι προσεγγιστικές λύσεις της εξίσωσης διάχυσης – διασποράς απαιτούν την παραδοχή ότι η ροή του νερού είναι σταθερή. Επίσης, για τη μελέτη της σχετικής

ροής του νερού, της ροής θερμότητας και διασποράς διαλυτών ουσιών απαιτείται να θεωρηθούν αμελητέες οι συσχετίσεις των διαφόρων παραμέτρων και των διαδικασιών. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η αντίστροφη μέθοδος όταν εφαρμόζεται σε εδάφη πολλών στρωμάτων, όπου απαιτούνται επιπρόσθετες πληροφορίες και παραδοχές προκειμένου να τεθεί σωστά το πρόβλημα.

Συνοπτικά, θα μπορούσαμε να πούμε, ότι η αντίστροφη μέθοδος, αναμφισβήτητα, διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στο χαρακτηρισμό της ροής στην ακόρεστη ζώνη, ενώ παρουσιάζεται ως ένα καλό εργαλείο στην καλύτερη κατανόηση των μηχανισμών ελέγχου της ροής.

6^ο

Σημασία του Μεσοπορώδους – Μακροπορώδους

Η σημασία των μακροπόρων, μεσοπόρων στη ροή του νερού στο εδαφικό σύστημα, ιδιαίτερα στη διήθηση και στη γρήγορη κίνηση του νερού, των διαλυτών ουσιών και των ρύπων στο έδαφος είναι ιδιαίτερα αναγνωρίσιμη (Beven and Germann, 1992, Luxmoore et al., 1990, Ankeny et al., 1990), καθώς αποτελούν το αντικείμενο πολλών μελετών. Το μακροπορώδες και το μεσοπορώδες (διάμετροι κόκκων $>1 \times 10^{-3}$ m και 1×10^{-5} - 1×10^{-3} m, αντίστοιχα, , Luxmoore, 1981) δειγμάτων εδαφών μπορεί εύκολα να προσδιοριστεί στο εργαστήριο (Flint L.E. and A. L. Flint, 2002). Οι μακροπόροι και οι μεσοπόροι περιλαμβάνουν πόρους που εμποδίζουν τη δίοδο του νερού και μη συνεχείς πόρους, καθώς και συνεχείς πόρους με ασυνήθιστη γεωμετρία. Όμως μόνο οι συνεχείς και οι διασυνδεδεμένοι πόροι συμβάλλουν στη γρήγορη ροή του νερού στο έδαφος. Επιπλέον, η ισοδύναμη διάμετρος των υδατικά αγωγιμων συνεχών πόρων καθορίζεται πρωταρχικά από το σημείο του μήκους του με τη μικρότερη διάμετρο (παράγοντας ανάσχεσης), παρόλο που αυτός ο παράγοντας μπορεί να αφορά ένα μικρό “κλάσμα” του συνολικού μήκους του πόρου (Dunn and Philips, 1991b). Η λειτουργία των πόρων που επιτρέπουν τη διέλευση του νερού επηρεάζεται από το ακανόνιστο σχήμα των πόρων και τη σκληρότητα της επιφάνειάς τους (Skopp, 1981, Bouma, 1982). Επομένως, η ύπαρξη μακροπορώδους και μεσοπορώδους δεν προϋποθέτει την υψηλότερη τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας και γρήγορη διασπορά χημικών ουσιών. Στατικές μετρήσεις των χαρακτηριστικών των πόρων, όπως οι μετρήσεις του ολικού μεσοπορώδους και μακροπορώδους στο εργαστήριο, δεν περιγράφουν επαρκώς την πραγματική συμβολή των πόρων στη ροή του νερού και τη διασπορά των διαλυτών ουσιών στο έδαφος (Messing and Jarvis, 1993). Έπειτα, πειραματικά η μέτρηση στον πειραματικό αγρό της πραγματικής αγωγιμότητας του εδάφους είναι ύψιστης σημασίας για την κατανόηση της κίνησης του νερού και τη διασπορά των διαλυτών ουσιών στο έδαφος. Οι Logsdon et al, (1990) προσπάθησαν να αναπτύξουν μία γρήγορη και απλή μέθοδο, που περιγραφόταν η κατανομή των μακροπόρων με τη χρήση φύλλων πολυαιθυλενίου για την ανίχνευση των μακροπόρων εφαρμόζοντας διάφορες καλλιεργητικές πρακτικές στον αγρό και να συσχετίσουν τους ενεργούς πόρους και τις ρωγμές του εδάφους με την κίνηση του νερού,.

Στο παρελθόν, διάφορες μέθοδοι εφαρμόστηκαν για τον προσδιορισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας του νερού στο μακροπορώδες και μεσοπορώδες του εδάφους (Bouma et al., 1979, Ghodrati and Jury, 1990, Weiler and Naef, 2003, Bouma and Wosten, 1979, Yeh et al., 2000, Bruckler et al., 1989 and Timlin et al., 1994). Οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν είτε απαιτούν αδιατάραχτο δείγμα εδάφους, είτε είναι στον αγρό. από την άλλη πλευρά γρήγορες και απλές απαιτούν λήψη μετρήσεων στον αγρό είτε με τη μέθοδο της κατάκλυσης, είτε με τη χρήση διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης, έχουν γίνει γνωστές για τον χαρακτηρισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας στο μακροπορώδες και μεσοπορώδες του εδάφους. Οι Watson and Luxmoore (1986) και οι Wilson and Luxmoore (1988) προσδιόρισαν την υδραυλική αγωγιμότητα του νερού στο μακροπορώδες και μεσοπορώδες του εδάφους με βάση τις διαφορές στους ρυθμούς διήθησης μεταξύ δύο φορτίων πίεσης με τη χρήση της ελάχιστης ισοδύναμης ακτίνας πόρου. Την ίδια διαδικασία ακολούθησαν οι Azevedo et al., 1998, Buttle and Mc Donald, 2000 and Cameira et al., 2003. Οι Dunn and Phillips (1991a) τροποποίησαν την προσέγγιση των Watson and Luxmoore (1986), αντικαθιστώντας την ελάχιστη ακτίνα του πόρου με τη μέση ακτίνα πόρου στην αλληλουχία των φορτίων πίεσης. Το κοινό σημείο των Watson and Luxmoore (1986) και Dunn and Phillips (1991a) είναι ότι υποθέτουν ένα αρχικό μέγεθος πόρου. Η υπόθεση, αυτή, όμως, είναι μη ρεαλιστική και μπορεί να οδηγήσει σε λανθασμένη εκτίμηση της υδραυλικής αγωγιμότητας στο μακροπορώδες και μεσοπορώδες, σε λανθασμένες εκτιμήσεις των υδραυλικών ιδιοτήτων, καθώς και σε μη αντιπροσωπευτική εφαρμογή των υδρολογικών μοντέλων.

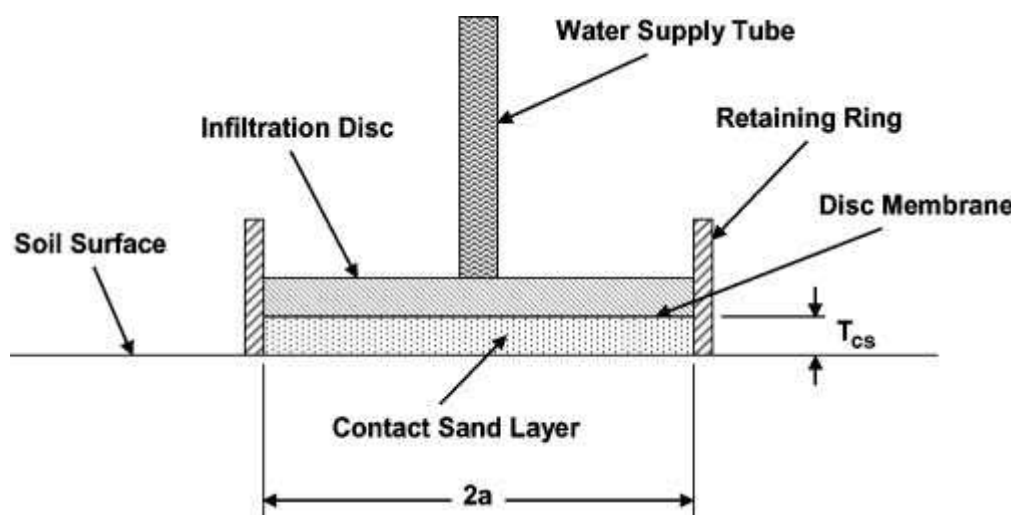
Οι Bodhinayake et al., (2004) παρουσίασαν μία γενική εξίσωση της αγωγιμότητας του νερού στο πορώδες με βάση δεδομένα κατάκλυσης και διηθητομέτρου δίσκου, εφαρμογής αρνητικής πίεσης σε συνδυασμό με τέσσερα βασικά μοντέλα της σχέσης υδραυλικής αγωγιμότητας: i) Το εκθετικό μοντέλο του Gardner (1958), ii) το συμμετρικό μοντέλο του Gardner (1965), iii) το μοντέλο των Brooks and Corey (1966) και iv) το συμμετρικό μοντέλο των Mualem - van Genuchten (1980). Οι αναλυτικές λύσεις που προέκυψαν μελετήθηκαν στον πειραματικό αγρό με τη χρήση διηθητομέτρων δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης και με διηθητόμετρα διπλού δακτυλίου, καθώς συγκρίθηκαν με τις μεθόδους των Watson and Luxmoore (1986) και των Dunn and Phillips (1991a). Τα αποτελέσματα της μεθόδου απέδειξαν ότι η μέθοδος αυτή μπορεί να περιγράψει επαρκώς την υδραυλική αγωγιμότητα στο μακροπορώδες και μεσοπορώδες του εδάφους, μειώνοντας παράλληλα τον αριθμό των μετρήσεων της υδραυλικής αγωγιμότητας, απαραίτητων για την εκτίμηση στο μακροπορώδες και μεσοπορώδες, ανεξαρτήτως της σειράς των φορτίων πίεσης που εφαρμόστηκαν.

Τα διηθητόμετρα δίσκου έχουν αποδειχθεί πολύτιμα εργαλεία για την εκτίμηση των επιπτώσεων του μακροπορώδους και της επιλεκτικής ροής του νερού κατά την εξέλιξη του φαινομένου της διήθησης με το χρόνο (Messing and Jarvis, 1993, Logsdon et al., 1993), ενώ οι Malone et al. (2003) θέλησαν να προσδιορίσουν εάν υπάρχει εμφανής διαφορά στον αριθμό των υδραυλικά ενεργών μακροπόρων με την εφαρμογή διάφορων καλλιεργητικών πρακτικών. Τελικά οι ανωτέρω ερευνητές κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι τα δεδομένα διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης για διάφορους τύπους εδαφών και διάφορες καλλιεργητικές πρακτικές δεν παρέχουν ακριβή αποτελέσματα για τους υδραυλικά ενεργούς μακροπόρους μεταξύ των καλλιεργημένων και των ακαλλιεργητων εδαφών.

7^ο

Επίδραση της χρήσης άμμου για επαφή του δίσκου με την επιφάνεια του εδάφους

Στα περισσότερα πειράματα που διεξάγονται, είτε στο εργαστήριο, είτε στον αγρό, είναι απαραίτητη η τοποθέτηση μίας μικρής στρώσης λεπτής άμμου τοποθετείται κάτω από το δίσκο του διηθητομέτρου, προκειμένου να διασφαλιστεί η καλή υδραυλική επικοινωνία μεταξύ του πορώδους δίσκου ή της μεμβράνης και του πορώδους μέσου (Σχήμα 5). Σύμφωνα με τους Ferroux and White, (1988), Bagarello et al. (2001) και Vandervaere (2002), η στρώση άμμου θα πρέπει να τοποθετείται ανεξάρτητα εάν η επιφάνεια του πορώδους μέσου έχει γίνει πιο λεία ή είναι αδιατάραχτη και ανεξαρτήτως εάν γίνεται σε συνθήκες ροής σταθερής κατάστασης (Reynolds, 2007, Cook, 2007, Ankeny et al., 1991, Reynolds and Elrick, 1991) ή μεταβατικής ροής (Vandervaere et al., 2000a, 2000b). Η υδραυλική επικοινωνία μεταξύ του διηθητομέτρου και του εδάφους μπορεί να είναι ελλιπής ή να μεταβάλλεται με το χρόνο, προκαλώντας εσφαλμένα αναξιόπιστα αποτελέσματα (Reynolds, 2006).



Σχήμα 5: Απεικόνιση του διηθητομέτρου δίσκου το οποίο περιλαμβάνει το σωλήνα παροχής νερού, το δίσκο του διηθητομέτρου, τη στρώση άμμου και τους δακτυλίους αντιστήριξης, όπου T_{cs} και a είναι το πάχος και η ακτίνα του στρώματος άμμου, αντίστοιχα

Σύμφωνα με τους Vandervaere et al. (2000a), εάν η υδραυλική αγωγιμότητα της άμμου είναι μεγαλύτερη συγκρινόμενη με αυτή του υποκείμενου εδάφους, τότε η επίδραση της στρώσης άμμου στη ροή σταθερής κατάστασης μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα. Από την άλλη πλευρά, το νερό που είναι αρχικά αποθηκευμένο στη στρώση άμμου μπορεί να επηρεάσει αισθητά τη μορφή της Χαρακτηριστικής Καμπύλης Υγρασίας (ΧΚΥ), ενώ ο κίνδυνος εκτιμήσεων των παραμέτρων σε περίπτωση που αγνοείται η ύπαρξη της στρώσης άμμου πρέπει να μελετηθεί. Οι Reynolds and Zebchuk (1996) απέδειξαν ότι η στρώση άμμου εισάγει μία “διαφορά” φορτίου πίεσης, $\Delta h = h_s - h_o$ [L], το οποίο αποτελείται από μία σταθερή παράμετρο που προκαλείται από το πεπερασμένο πάχος της στρώσης άμμου, και μία παράμετρο που μεταβάλλεται και προκαλείται από την απώλεια πίεσης λόγω ροής μέσα στην άμμο.

Προκειμένου να ελαχιστοποιηθούν οι απώλειες, οι Reynolds and Zebchuk (1996), κατέληξαν ότι για τον υπολογισμό της “διαφοράς” που προκύπτει από τη στρώση άμμου, θα πρέπει η στρώση αυτή γενικά να καλύπτει τα εξής υδραυλικά κριτήρια:

1. Η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό της άμμου που προκύπτει από επαναδιαβροχή της, K_{cs} [LT^{-1}], θα πρέπει να είναι μεγαλύτερη ή ίση της μέγιστης υδραυλικής αγωγιμότητας του εδάφους που μετρήθηκε, $K(h_o)$
2. Το εφαρμοζόμενο φορτίο πίεσης στην άμμο, h_w [L], θα πρέπει να είναι μικρότερο (περισσότερο αρνητικό) από το ελάχιστο φορτίο πίεσης του δίσκου ή της μεμβράνης του διηθητομέτρου, h_o
3. Οι τιμές K_{cs} και h_w , θα πρέπει να είναι σταθερές στο χρόνο και συνεχώς επαναλαμβανόμενες

Αυτά τα κριτήρια διασφαλίζουν ότι η αντίσταση της ροής από τη στρώση άμμου ελαχιστοποιείται, ότι η υδραυλική αγωγιμότητα είναι σταθερή και ίση με K_{cs} για όλα τα h_o της μεμβράνης του διηθητομέτρου, καθώς και ότι η K_{cs} είναι γνωστή επακριβώς σε όλες τις επαναλαμβανόμενες μετρήσεις. Σε περίπτωση που αυτές οι προϋποθέσεις δεν καλύπτονται, η υδραυλική αγωγιμότητα της στρώσης άμμου μπορεί να γίνει μικρότερη από την υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους, η στρώση άμμου να περιορίσει τη ροή, με αποτέλεσμα τα δεδομένα διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης να μην είναι αντιπροσωπευτικά (Álvarez- Benedí and Muñoz – Caprena, 2005).

Εάν η στρώση άμμου, όμως, καλύπτει τα παραπάνω κριτήρια, καθώς είναι τοποθετημένη μέσα σε δακτύλιο συγκράτησης, τότε η ροή μέσα στη στρώση είναι κορεσμένη και κατακόρυφη. Το γεγονός αυτό επιτρέπει να προσδιοριστεί η διαφορά φορτίου πίεσης, Δh , βάσει του νόμου του Darcy (Reynolds και Zebchuk 1996) :

$$\Delta h = h_s - h_o = \left[1 - \frac{q(h_o)}{K_{cs}} \right] T_{cs} \quad (63)$$

όπου,

$q(h_o)$: η σταθερής κατάστασης πυκνότητα ροής για $h = h_o$, [L^3T^{-1}]

K_{cs} : η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό της άμμου που προκύπτει από επαναδιαβροχή της, [LT^{-1}]

T_{cs} : το πάχος της στρώσης άμμου, [L]

Η στρώση άμμου σύμφωνα με τους Vandervaere et al. (2000a), είναι δυνατόν να επιδρά και στη μεταβατική ροή κατά τη χρήση διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης.

7.1. Επιθυμητά χαρακτηριστικά της στρώσης άμμου

Σε συνδυασμό με τα απαραίτητα χαρακτηριστικά που περιγράφηκαν προηγουμένως, υπάρχουν διάφορες φυσικές ιδιότητες της στρώσης άμμου που πρέπει να ληφθούν υπόψη για την ασφαλή χρήση και την αποτελεσματικότητα της εφαρμογής της:

- i. Θα πρέπει να αποτελείται από λείους, σφαιρικούς κόκκους περιορισμένου εύρους κατανομής μεγέθους. Αυτό όχι μόνο εξασφαλίζει την εξάπλωση, την προσαρμογή και τη σταθερή υδραυλική επικοινωνία μεταξύ του δίσκου ή της μεμβράνης του διηθητομέτρου και της επιφάνειας του εδάφους, αλλά επίσης, παρέχει σταθερές και επαναλαμβανόμενες τιμές K_{cs} και h_w
- ii. Το υλικό θα πρέπει να είναι χημικά αδρανές, ώστε ούτε να στραγγίζει, ούτε να απορροφά διαλυμένα συστατικά προκειμένου να είναι χρήσιμο και για την πιθανή μελέτη της διασποράς διαλυτών ουσιών με χρήση του διηθητομέτρου με δίσκο εφαρμογής αρνητικής πίεσης
- iii. Το υλικό της άμμου θα πρέπει να είναι εύκολο στην απόκτησή του, φτηνό και αν χρειαστεί επαναχρησιμοποιήσιμο

Οι Reynolds and Zebchuk (1996) πρότειναν ένα ομοιόμορφο λεπτό υλικό “γυάλινες μπίλιες” (Spheriglass, no. 2227, Potters Industries LaPrairie, QC), η οποία καλύπτει τα εν λόγω κριτήρια (Bagarello et al., 2001). Οι μπίλιες είναι απαλές, ομοιόμορφες σφαίρες από άμορφο και σχετικά αδρανές γυαλί (με κατά βάρος 72.5% SiO_2 , 13.7%

Na₂O, 9.7% CaO, and 3.3% MgO), και με κατανομή πόρων ανάλογες 99.73% (w/w) λεπτή άμμος (50–250 mm). Αποτέλεσμα των ανωτέρω χαρακτηριστικών είναι το υλικό να παρουσιάζει υψηλές τιμές φαινομενικής πυκνότητας, τιμές K_{cs} και h_w που είναι 1.495 Mg m⁻³ (SD =0.014), 230 cm (SD = 3), και 1.1 x 10⁻² cm s⁻¹ (SD=8.0 x 10⁻⁴), αντίστοιχα. Επίσης, η τιμή h_w θα πρέπει να είναι επαρκής με βάση τη συνήθη σειρά εφαρμογής των φορτίων πίεσης διηθητομέτρων δίσκου (π.χ. -20cm ≤ h_o ≤ 0), ενώ οι τιμές K_{cs} θα πρέπει να είναι μεγάλες αρκετά για τη χρήση της, σε καλλιεργημένα εδάφη. Το υλικό είναι εύκολα προσαρμόσιμο ακόμα και σε αντίξοες συνθήκες, μπορεί να βραχεί, να κοσκινιστεί, να επαναχρησιμοποιηθεί, είναι φτηνό και τέλος είναι διαθέσιμο, αφού χρησιμοποιείται ευρέως στη βιομηχανία πλαστικών.

8^ο

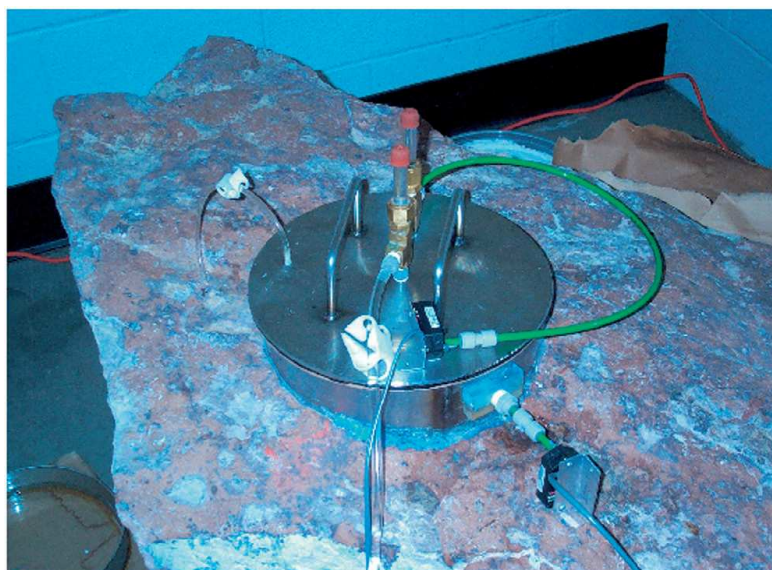
Εφαρμογές διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης

8.1. Εκτίμηση της διήθησης και της αδιάβροχης στρώσης του εδάφους έπειτα από εκδήλωση φωτιάς

Το επακόλουθο από το ξέσπασμα της πύρινης λαίλαπας στα δάση, είναι η δραματική αύξηση φαινομένων πλημμυρών και έντονης διάβρωσης του εδάφους, κυρίως λόγω της μειωμένης ικανότητας διήθησης που χαρακτηρίζει το καμένο έδαφος (Pierson et al., 2001, Robichaud, 2000). Η εκτίμηση της μείωσης της διήθησης μετά από το ξέσπασμα της φωτιάς, είναι απαραίτητο να γίνει, ώστε να είναι εφικτός ο προσδιορισμός και η μελέτη των διάφορων υδρολογικών διαδικασιών, μετά το πέρασμά της. Τα εδάφη, όμως, που χαρακτηρίζονται από αδιάβροχα στρώματα διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στις διαδικασίες διήθησης του εδάφους, καθώς η εκτίμηση του βαθμού και της έκτασης τους, αποτελεί τη βάση για την εκτίμηση της μείωσης της διήθησης μετά τη φωτιά (Robichaud et al., 2000). Παρόλο που η μέθοδος χρόνου διείσδυσης σταγόνας νερού (Water Drop Penetration Time_WDPT) είναι η πιο κοινή μέθοδος που χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της ύπαρξης αδιάβροχου στρώματος, έπειτα από φωτιά, η μέθοδος του διηθητομέτρου μικρού – δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης (Mini – Disk Infiltrimeter_MDI) αποδείχτηκε πιο αποτελεσματική. Δεν είναι χρονοβόρα, είναι αντικειμενική και δίδει πληροφορίες για το σχετικό ρυθμό διήθησης (Robichaud et al., 2008). Πειράματα WDPT με MDI πραγματοποιήθηκαν σε καμένες περιοχές στις δυτικές ΗΠΑ, ενώ τα αποτελέσματα που έδωσαν συσχέτιση ($r = - 0,64$). Έτσι, η μέθοδος διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης φαίνεται να αποτελεί μια πρακτική μέθοδο εκτίμησης των παραμέτρων διήθησης του καμένου εδάφους σε αρκετά μικρό χρονικό διάστημα.

8.2. Εκτίμηση της διήθησης σε μητρικό πέτρωμα

Εκτεταμένες έρευνες, κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών, έχουν γίνει για τον προσδιορισμό και την πρόβλεψη της ροής του νερού σε ένα μητρικό πέτρωμα. Τα διηθητόμετρα δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης έχουν αποδειχθεί ιδιαίτερα χρήσιμα για τη μελέτη της διήθησης σε μητρικά πετρώματα, αλλά είναι δύσκολη η εφαρμογή του εμπορικά διαθέσιμου εξοπλισμού, που χρησιμοποιείται για τα περισσότερα εδάφη. Οι Castiglione et al. (2005) κατασκεύασαν ένα βελτιωμένο διηθητόμετρο δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης (*Εικόνα 1*), κατάλληλο για ακριβείς μετρήσεις της διήθησης για πολύ αργούς ρυθμούς ροής και μεγάλους χρόνους διήθησης. Συγκεκριμένα, το διηθητόμετρο δίσκου αποτελούνταν από: μία μεμβράνη και εξωτερικό περίβλημα κατασκευασμένο από ανοξείδωτο χάλυβα, από ένα ακρυλικό σωλήνα, διάφορους μετατροπείς πίεσης, βαλβίδες με σωληνοειδές πηνίο και μία συσκευή καταγραφής δεδομένων (data logger) για τον αυτόματο έλεγχο



Εικόνα 1: Βελτιωμένο διηθητόμετρο δίσκου που κατασκευάστηκε από τους Castiglione et al. (2005)

και την άντληση δεδομένων. Χρησιμοποιήθηκε επίσης, ένα αυτοματοποιημένο σύστημα επαναπλήρωσης, ώστε να μην χρειάζεται επιτήρηση για μακρές περιόδους που είναι τυπικές στα πειράματα διήθησης σε μητρικό πέτρωμα. Τα αποτελέσματα του

πειράματος, που πραγματοποιήθηκε στο βουνό Yucca, στην ημίξηρη περιοχή της βόρειας Νεβάδας, έδειξαν ότι το βελτιωμένο αυτό διηθητόμετρο δίσκου μειώνει τις επιπτώσεις της θερμοκρασίας στους ρυθμούς διήθησης, επιτρέπει για αρκετά μεγάλα χρονικά διαστήματα την ανεπιτήρητη λειτουργία (αυτόματη επαναπλήρωση), ενώ μειώνει και την εξάτμιση.

8.3. Διασπορά διαλυτών ουσιών στο έδαφος

Τα τελευταία χρόνια τα διηθητόμετρα δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης έχουν χρησιμοποιηθεί και για την περιγραφή της διασποράς διαλυτών ουσιών, κυρίως χημικών, στο έδαφος με τη χρήση ιχνηθετών (Gaudet et al., 1995, Angulo – Jaramillo, 1996, 1997, Angulo- Jaramillo et al., 2000, Casey et al., 1997, 1998, Jaynes and Shao, 1999).

- Οι Clothier et al. (1992) περιέγραψαν μία μέθοδο, όπου το διηθητόμετρο δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης χρησιμοποιήθηκε σε συνδυασμό με μία συντηρητική ουσία, ιχνηθέτη, το βρώμιο. Ενώ, οι Clothier et al. (1995) επέκτειναν τη μεθοδολογία της χρήσης ενός ιχνηθέτη για τον προσδιορισμό της παραμέτρου του Gardner (1958), α^* .
- Οι Jaynes et al. (1995) χρησιμοποίησαν μία σειρά από ιχνηθέτες, ο καθένας εκ των οποίων διηθήθηκε με διαφορετικό διηθητόμετρο δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης σε δεδομένο φορτίο πίεσης και σε διάφορους χρόνους.
- Οι Angulo – Jaramillo et al. (1995) έδειξαν ότι η πλήρωση του διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης με ιχνηθέτη (Cl) παρουσία ιόντος (K^+), είναι κατάλληλη για την εκτίμηση υδραυλικών ιδιοτήτων και της διασποράς διαλυτών ουσιών στο έδαφος.

8.4. Προσδιορισμός υδραυλικών ιδιοτήτων με τη χρήση διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης και TDR

Πολλοί, όμως, μελετητές συνδύασαν με επιτυχία την τεχνολογία TDR και το διηθητόμετρο δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης :

- Οι Hussen et al. (1994) συνδύασαν την τεχνολογία του TDR με ένα διηθητόμετρο δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης, σε συνθήκες ροής σταθερής κατάστασης.
- Οι Vogeler et al. (1996) προσδιόρισαν το ρυθμό διήθησης με τη χρήση διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης, ενώ συγχρόνως εγκατέστησαν όργανα μέτρησης TDR, οριζόντια και κατακόρυφα, για τον χαρακτηρισμό της ροής του νερού και της διασποράς διαλυτών ουσιών στο έδαφος.
- Οι Wang et al. (1998) πραγματοποίησαν μετρήσεις της περιεκτικότητας του εδάφους σε υγρασία, προσδιόρισαν το ρυθμό διήθησης σε συνθήκες μεταβατικής κατάστασης και της επιφανειακής τάσης με τη χρήση διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης, τη χρήση οργάνων TDR και τασιμέτρων.

9^ο

Πλεονεκτήματα – Μειονεκτήματα διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης

Η μέθοδος διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης έχει αρκετά πλεονεκτήματα που σχετίζονται τόσο με ο μηχανισμό τους, όσο και με το θεωρητικό υπόβαθρο, στο οποίο βασίζονται (Álvarez – Benedí and Muñoz-Carpena , 2005). Ειδικότερα, όσον αφορά τη διάταξη και το μηχανισμό τους :

- ✓ Είναι απλά
- ✓ Σχετικά φθηνά
- ✓ Φορητά
- ✓ Παρουσιάζουν ιδιαίτερη ευκολία κατά την εφαρμογή τους τόσο στον πειραματικό αγρό, όσο και στο εργαστήριο
- ✓ Απαιτούν μικρές ποσότητες νερού
- ✓ Μελέτες στο εργαστήριο/θερμοκήπιο, εκτεταμένες έρευνες της χωρικής παραλλακτικότητας, πειράματα στον αγρό, όπου η πρόσβαση είναι δύσκολη, εκτεταμένες μελέτες σε λεκάνες απορροής πραγματοποιούνται πολύ εύκολα με τη μέθοδο διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης
- ✓ Δεν απαιτείται διατάραξη του εδάφους,
- ✓ Παρέχει αληθοφανείς εκτιμήσεις υδραυλικών ιδιοτήτων εύθραυστων αδρανών υλικών και μακροπόρων

Όσον αφορά το θεωρητικό υπόβαθρο της λειτουργίας τους:

- ✓ Προσδιορίζουν για συνθήκες κοντά στον κορεσμό ($-0.2m \leq h_o \leq 0$), ένα αριθμό σημαντικών παραμέτρων ροής [$K(h_o)$, $S(h_o)$, $\alpha^*(h_o)$], όπου συχνά οι τιμές των παραμέτρων αυτών μπορεί να αλλάξουν δραματικά, ακόμα και σε πολύ μικρές αλλαγές του h_o
- ✓ Συσχετίζουν το μακροπορώδες και το μητρικό δυναμικό με τις διαφορετικές συνθήκες που τυχόν θα επικρατήσουν στον πειραματικό αγρό, καθώς και με τις εναλλαγές των διαφορών γεωργικών πρακτικών

- ✓ Προσδιορίζουν την ευμετάβλητη – αμετάβλητη περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία, τα χαρακτηριστικά της διασποράς των διαλυτών ουσιών στο έδαφος
- ✓ Συμβάλλουν στην άντληση αποτελεσμάτων για συνθήκες ροής σταθερής κατάστασης ή για εξισώσεις μεταβατικής ροής, για εφαρμογή αντίστροφης μεθόδου επίλυσης της εξίσωσης του Richards, εφαρμογή σταθερού φορτίου πίεσης/διαφορετικών φορτίων πίεσης, ενός ή διαφορετικών δίσκων
- ✓ Παρέχουν δεδομένα διήθησης που προσομοιάζουν καλύτερα στη γεωμετρία ροής (τρισιδιάστατη ροή), που χαρακτηρίζει τα σύγχρονα συστήματα άρδευσης

Τα μειονεκτήματα των διηθητομέτρων δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης, συνοψίζονται στα εξής:

- ✓ Απαιτείται μία στρώση άμμου για τη εξασφάλιση και διατήρηση καλής υδραυλικής επικοινωνίας μεταξύ των διηθητομέτρων δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης και του εδάφους
- ✓ Τα αποτελέσματα είναι περιορισμένα για το φορτίο πίεσης σε συνθήκες κορεσμού ($-0.2m \leq h_o \leq 0$)
- ✓ Δυσκολία εφαρμογής κάτω από την επιφάνεια του εδάφους
- ✓ Συχνά οι μετρήσεις εμπεριέχουν τα στοιχεία αβεβαιότητας, λόγω πιθανής μη αβεβαιότητας της λύσης

Υ Λ Ι Κ Α

Κ Α Ι

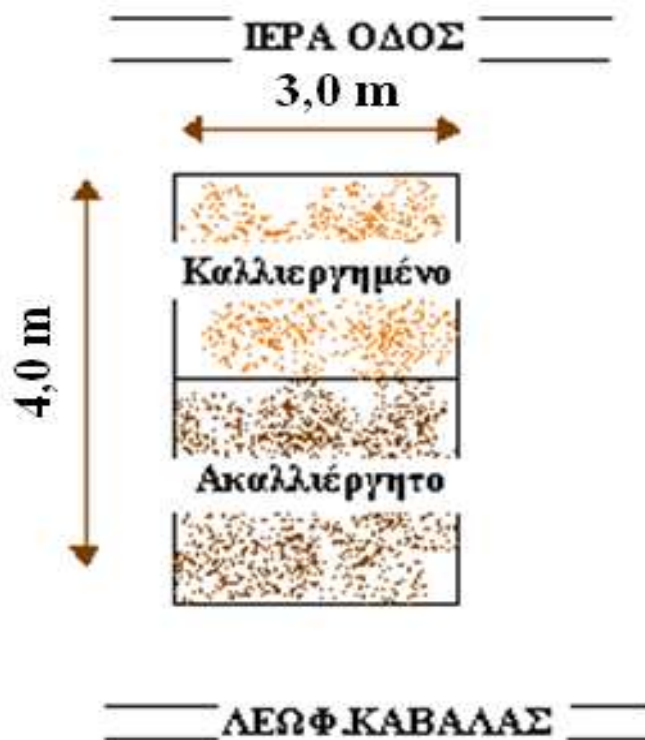
Μ Ε Θ Ο Δ Ο Ι

10^ο

Υλικά και Μέθοδοι

10.1. Έναρξη πειραματικής διαδικασίας

Το πείραμα πραγματοποιήθηκε στον πειραματικό αγρό του εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών, κατά τη διάρκεια του έτους 2009-2010. Στόχος του πειράματος ήταν ο προσδιορισμός των υδραυλικών ιδιοτήτων σε καλλιεργημένο και ακαλλιέργητο έδαφος με τη χρήση διηθητόμετρου μικρού δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης. Οι διαστάσεις του τμήματος του πειραματικού αγρού ήταν 3.0 m X 4.0 m (Σχήμα 6), (Εικόνα 2).



Σχήμα 6 : Πειραματικός αγρός

10.1.1. Χρονοδιάγραμμα εργασιών στον πειραματικό αγρό

Προσδιορισμός της κλάσης της κοκκομετρικής σύστασης του εδάφους

Αρχικά, λοιπόν, προσδιορίστηκε η κλάση της κοκκομετρικής σύστασης του πειραματικού αγρού (μέθοδος Βουγιούκου). Σύμφωνα με τη μέθοδο Βουγιούκου το εδαφικό δείγμα, γνωστού ξηρού βάρους διασπείρεται σε μία στήλη ύδατος και η πυκνότητα του αιωρήματος μετράται σε καθορισμένα χρονικά διαστήματα. Τα χονδρόκοκκα υλικά καθιζάνουν ταχύτερα από τα λεπτόκοκκα εδαφικά διαλύματα βάσει του νόμου του Stokes. Για το λόγο αυτό, επιλέγονται οι χρόνοι μέτρησης της πυκνότητας, έτσι ώστε η άμμος, κατά πρώτον, και κατά δεύτερον η άμμος και η ιλύς να έχουν καθιζάνει (η άργιλος παραμένει σε αιώρηση). Εν συνεχεία, υπολογίζεται η εκατοστιαία αναλογία άμμου, ιλύος και αργίλου στο έδαφος.

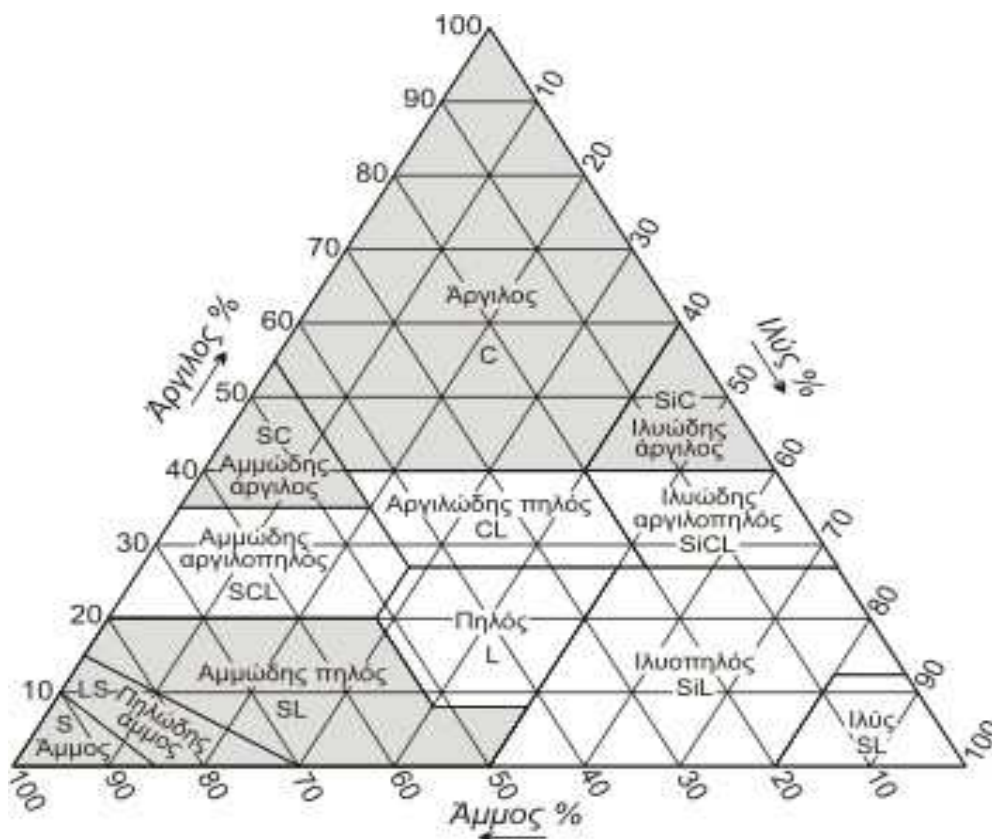
Το εδαφικό δείγμα προέκυψε από δειγματοληψία που πραγματοποιήθηκε σε διαφορετικά σημεία, αντιπροσωπευτικά του εδάφους του αγρού σε βάθος (0 – 15 cm). Έπειτα υπολογίστηκαν η εκατοστιαία αναλογία άμμου, ιλύος και αργίλου στο έδαφος, καθώς και η κοκκομετρική κλάση (*Πίνακας 1*).

Άμμος(%)	Ιλύς(%)	Άργιλος(%)	Χαρακτηρισμός
36,2	40,00	23,80	L
34,2	44,00	21,80	L
34,2	41,00	24,8	L
37,2	39,00	23,8	L

Πίνακας 1: Εκατοστιαία αναλογία άμμου, ιλύος και αργίλου

Δεχόμενοι ότι το έδαφος στον πειραματικό αγρό που πραγματοποιήθηκε το πείραμα είναι ομοιογενές: με βάση τα ποσοστά που υπολογίστηκαν και του τριγώνου των κλάσεων κοκκομετρικής σύστασης (*Σχήμα 7*) παρατηρούμε ότι το έδαφος ανήκει στην κοκκομετρική κλάση των μέσης σύστασης εδαφών, πηλώδες (*Loam*). Τα πηλώδη

εδάφη έχουν μεγαλύτερη αναλογία σε μικρού μεγέθους κόκκους (διάμετρος κόκκων : $<0,002\text{mm}$), καθώς έχουν μεγαλύτερη ικανότητα συγκράτησης του νερού (μετρίως αποστραγγιζόμενα εδάφη).



Σχήμα 7: Τρίγωνο κλάσεων κοκκομετρικής σύστασης

Μέτρηση της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό

Πριν την έναρξη της μέτρησης, με τη χρήση του διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης, καθώς και με το πέρας της κάθε μέτρησης, προσδιορίστηκε η αρχική και η τελική περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό (θ_0 και θ_f), αντίστοιχα, με τη χρήση του οργάνου **ML2**. Οι μετρηθείσες περιεκτικότητες σε νερό του εδάφους για κάθε μέτρηση δίδονται στον **Πίνακα 8, Παράρτημα Ι**.



Εικόνα 3: ML2

Κλιματολογικά δεδομένα – βροχόπτωση

Καταγράψαμε τα δεδομένα βροχόπτωσης για τους μήνες Ιούνιο – Φεβρουάριο (2009- 2010), κατά τους οποίους ελήφθησαν οι μετρήσεις για τη μελλοντική διερεύνηση πιθανής επίδρασης των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους. Τα δεδομένα βροχόπτωσης (<http://penteli.meteo.gr/stations/athens/>) παρατίθενται στο **Παράρτημα I, Πίνακες 1-7**.

10.2. Περιγραφή διηθητομέτρου μικρού δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης (mini disk infiltrometer)

Οι μετρήσεις για τον υπολογισμό της διήθησης, ελήφθησαν με τη χρήση του μικρού διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης (mini disk infiltrometer) (**Εικόνα 4**). Το διηθητόμετρο δίσκου χρησιμοποιείται για τη μελέτη της συμπεριφοράς του εδάφους στη διήθηση του νερού και τον προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων του με τις μεθόδους που προαναφέρθηκαν.

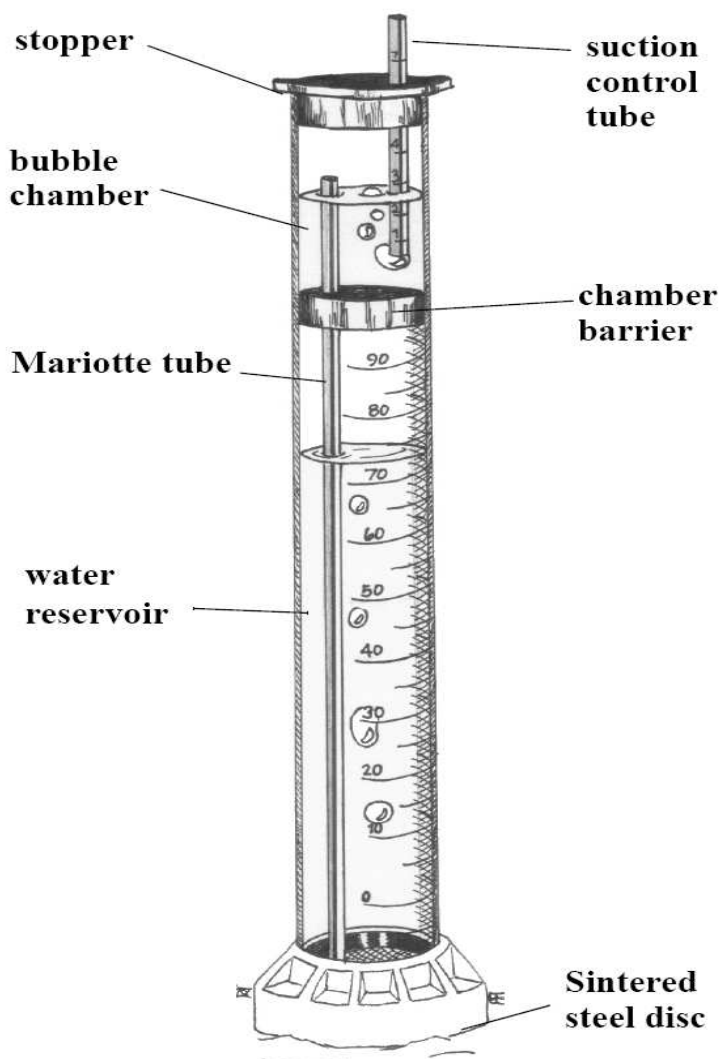


Εικόνα 4: Μικρό διηθητόμετρο δίσκου

Χαρακτηριστικά διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης

Τα χαρακτηριστικά του διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης (Σχήμα 8):

- Μήκος : 32.7 cm
- Διάμετρος σωλήνα : 3.1 cm
- Δίσκος από πυριτωμένο ανοξείδωτο χάλυβα : 4.5 cm διάμετρο / 3cm πάχος
- Μήκος ρυθμιστικού σωλήνα αρνητικής πίεσης: 10.2 cm
- Εύρος αρνητικής πίεσης: 0.5 - 6 cm
- Μήκος του σωλήνα τροφοδοσίας : 21.2 cm
- Μήκος του σωλήνα Marriote : 28cm
- Όγκος νερού που απαιτείται για τη λειτουργία : 135 ml



Σχήμα 8: Διάταξη μικρού διηθητομέτρου δίσκου

Οδηγίες χρήσης του διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης

Γεμίζουμε τους άνω και οι κάτω θαλάμους του διηθητομέτρου με νερό. Ο άνω θάλαμος (θάλαμος με φυσαλίδες – bubble chamber) ελέγχει την αρνητική πίεση. Ο κάτω θάλαμος περιέχει ένα συγκεκριμένο όγκο νερού, ο οποίος διηθείται στο έδαφος σε ρυθμό προκαθορισμένο από την τιμή της αρνητικής πίεσης (suction) που εφαρμόζεται στον άνω θάλαμο. Ο κάτω θάλαμος είναι ένας κύλινδρος μέτρησης όγκου του νερού σε ml. Στο κάτω μέρος του διηθητομέτρου υπάρχει ένας πορώδης δίσκος από ανοξείδωτο χάλυβα, ο οποίος δεν επιτρέπει τη διαρροή του νερού στο έδαφος. Η μικρή διάμετρος δίσκου επιτρέπει τις μετρήσεις, χωρίς προβλήματα, ακόμα και σε επιφάνειες με μεγάλο υψόμετρο.

Όταν τοποθετείται το διηθητόμετρο στον πειραματικό αγρό, το νερό αρχίζει να διηθείται στο έδαφος, αφού απομακρυνθεί από τον κάτω θάλαμο, με ρυθμό ο οποίος καθορίζεται με βάση τις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους. Καθώς, το επίπεδο στάθμης του νερού στον κάτω θάλαμο μειώνεται, καταγράφεται ο όγκος του νερού σε συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα. Εν συνεχεία, τα δεδομένα καταχωρούνται σε ένα υπολογιστικό φύλλο του Excel, για περαιτέρω υπολογισμούς.

10.3. Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων

Η συλλογή των δεδομένων περιελάμβανε τα εξής στάδια:

- Πλήρωση του διηθητομέτρου με νερό
- Εφαρμογή αρνητικής πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους
- Καταγραφή του αρχικού όγκου νερού (ml)
- Στο χρόνο $t=0$, τοποθέτηση του διηθητομέτρου στην επιφάνεια του εδάφους, αφού επιβεβαιωθεί η σταθερή επαφή του με αυτή
- Καταγραφή του όγκου του νερού σε διάφορα χρονικά διαστήματα (10 sec, 15 sec, 20sec, 30 sec, 1min), τα οποία επιλέχθηκαν βάσει της τιμής της αρνητικής πίεσης που επιλέξαμε
- Σε χρόνο 12-15 min, απομάκρυνση του διηθητομέτρου δίσκου από το έδαφος και εφαρμογή διαφορετικής τιμής αρνητικής πίεσης. Πλήρωση του διηθητομέτρου με νερό και επανατοποθέτηση του στην επιφάνεια του εδάφους στο ίδιο σημείο. Ο χρόνος μεταξύ της απομάκρυνσης και της επανατοποθέτησης του διηθητομέτρου δίσκου στην επιφάνεια του εδάφους, ονομάζεται Zero Flux Plane Time (Χρόνος Επιπέδου Μηδενικής Ροής).

Συνολικά με την εν λόγω μεθοδολογία, πραγματοποιήθηκαν 6 πειραματικές μετρήσεις, στο καλλιεργημένο και στο ακαλλιεργητο έδαφος, με εφαρμογή 4-5 διαφορετικών φορτίων πίεσης για την κάθε μέτρηση, **Πίνακας 2**:

- Εν συνεχεία τα δεδομένα καταχωρήθηκαν σε ένα υπολογιστικό φύλλο του Microsoft Excel. Βάσει αυτού του υπολογιστικού φύλλου, υπολογίζουμε την κλίση της καμπύλης της αθροιστικής διήθησης έναντι της τετραγωνικής ρίζας του χρόνου, με βάση τα δεδομένα που συλλέχθηκαν. Τα υπολογιστικά φύλλα για κάθε μέτρηση παρατίθενται στο **Παράρτημα II, Πίνακες 1,3,5,7,9,11** και τα διαγράμματα αθροιστικής διήθησης (CI) – χρόνου (t) παρατίθενται επίσης στο **Παράρτημα II, Διαγράμματα 1,3,5,7,9,11**.

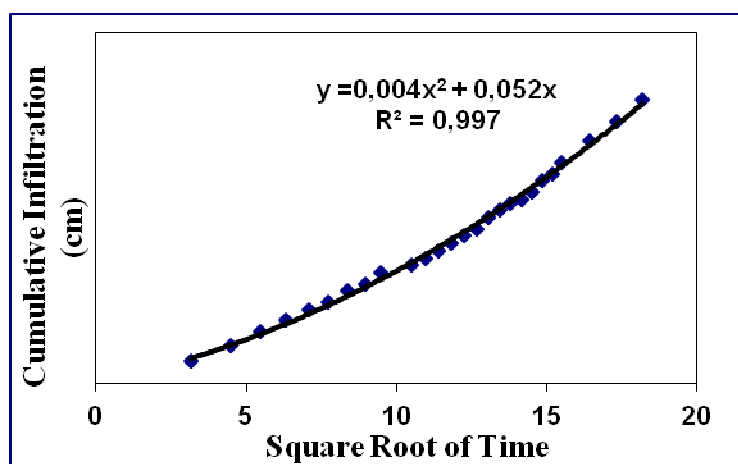
Μετρήσεις	Ημερ/γία	Καλ/νο – Ακαλ/το	Φορτία πίεσης (cm)
1 ^η	29 ^η Ιουνίου 2009	Καλλιεργημένο	-6, -4.5, -3,-2, -1
2 ^η	11 ^η Ιουλίου 2009	Καλλιεργημένο	-6, -4, -2, -1
3 ^η	1 ^η Αυγούστου 2009	Ακαλλιέργητο	-5, -4, -3, -2
4 ^η	14 ^η Σεπτεμβρίου 2009	Καλλιεργημένο	-5, -4, -2, -1
5 ^η	30 ^η Σεπτεμβρίου 2009	Ακαλλιέργητο	-6, -4, -2, -1
6 ^η	26 ^η Νοεμβρίου 2009	Ακαλλιέργητο	-5, -4, -2, -1

Πίνακας 2: Πειραματικές μετρήσεις

Συγκεκριμένα, τα δεδομένα καταχωρήθηκαν σε πίνακες, όπως ο **Πίνακας 3**, για τη 1^η μέτρηση, 29^η Ιουνίου 2009, για το καλλιεργημένο έδαφος. Ειδικότερα: εισήχθησαν τα δεδομένα όγκου του νερού και συσχετίστηκαν με τα δεδομένα του χρόνου. Η στήλη της τετραγωνικής ρίζας του χρόνου και η στήλη της διήθησης τροποποιήθηκαν αυτόματα βάσει των δεδομένων και προκύπτει το **Διάγραμμα 1**, που αντικατοπτρίζει τη σχέση αθροιστικής διήθησης (CI) – τετραγωνική ρίζα του χρόνου (\sqrt{t}).

Μέτρηση 1^η : 29^η Ιουνίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος**ΠΙΝΑΚΑΣ 3: Δείγμα δεδομένων****διηθητομέτρον****Διάγραμμα 1: CI (cm) – Sqrt (s)**

$h_o = - 6 \text{ cm}$



Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	AI (cm)
0		83	0,00
10	3,16	80	0,19
20	4,47	78	0,31
30	5,48	76	0,44
40	6,32	74,5	0,53
50	7,07	73	0,63
60	7,75	72	0,69
70	8,37	70,5	0,79
80	8,94	69,5	0,85
90	9,49	68	0,94
110	10,49	67	1,01
120	10,95	66	1,07
130	11,40	65	1,13
140	11,83	64	1,19
150	12,25	63	1,26
160	12,65	62	1,32
170	13,04	60,5	1,42
180	13,42	59,5	1,48
190	13,78	58,5	1,54
200	14,14	58	1,57
210	14,49	57	1,64
220	14,83	55,5	1,73
230	15,17	54,5	1,79
240	15,49	53	1,89
270	16,43	50	2,08
300	17,32	47,5	2,23
330	18,17	44,5	2,42

Υπολογισμός της διήθησης

Το μικρό διηθητόμετρο δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων από τα δεδομένα των πειραματικών μετρήσεων. Συγκεκριμένα, βασιστήκαμε στη μέθοδο του Zhang (1997b). Η μέθοδος απαιτεί μετρήσεις της αθροιστικής διήθησης (CI) – χρόνου (t), προσαρμόζοντας τα δεδομένα στην εξίσωση αθροιστικής διήθησης, που είδαμε προηγουμένως, **Εξίσωση (41)** :

$$I(t) = C_1\sqrt{t} + C_2t \quad (41)$$

όπου,

C_1 [$LT^{-1/2}$], C_2 [LT^{-1}], είναι παράμετροι. Ο C_2 σχετίζεται με την υδραυλική αγωγιμότητα και ο C_1 με την απορροφητικότητα του εδάφους. Η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους υπολογίζεται ως εξής, **Εξίσωση (64)** :

$$K = \frac{C_2}{A} \quad (64)$$

όπου,

C_2 είναι η κλίση της καμπύλης της αθροιστικής διήθησης – τετραγωνικής ρίζας του χρόνου και A είναι η τιμή που σχετίζεται με τους παραμέτρους του Van Genuchten για ένα δεδομένο τύπο εδάφους σε μία συγκεκριμένη τιμή αρνητική πίεσης και ακτίνα δίσκου του διηθητομέτρου. Το A υπολογίζεται ως εξής, **Εξισώσεις (65), (66)**:

$$A = \frac{11.65 (n^{0.1} - 1) \exp[2.92(n - 1.9)ah_o]}{(ar_o)^{0.91}} \quad n \geq 1.9 \quad (65)$$

$$A = \frac{11.65 (n^{0.1} - 1) \exp[7.5(n - 1.9)ah_o]}{(ar_o)^{0.91}} \quad n < 1.9 \quad (66)$$

όπου, n και a είναι οι παράμετροι του van Genuchten για το έδαφος, r_o είναι η ακτίνα του δίσκου και h_o είναι η τιμή της αρνητικής πίεσης στην επιφάνεια του δίσκου. Το μικρό διηθητόμετρο δίσκου επιβάλλει το νερό να διηθείται με ένα εύρος αρνητικών πιέσεων 0,5 – 6,0 cm και έχει ακτίνα δίσκου 2,25 cm. Οι Carsel and Parrish (1988) προσδιόρισαν τις τιμές του A και τις παραμέτρους του van Genuchten (a , n) για 12 κλάσεις κοκκομετρικής σύστασης του εδάφους και για χρήση του μικρού διηθητομέτρου δίσκου (**Πίνακας 4**):

			h_o						
			-0.5	-1.0	-2.0	-3.0	-4.0	-5.0	-6.0
Texture	α	n	A						
sand	0.145	2.68	2.9	2.5	1.8	1.3	0.9	0.7	0.5
loamy sand	0.124	2.28	3.0	2.8	2.5	2.2	1.9	1.6	1.4
sandy loam	0.075	1.89	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.1	4.1
loam	0.036	1.56	5.6	5.8	6.4	7.0	7.7	8.4	9.2
silt	0.016	1.37	8.1	8.3	8.9	9.5	10.1	10.8	11.5
silt loam	0.020	1.41	7.2	7.5	8.1	8.7	9.4	10.1	10.9
sandy clay loam	0.059	1.48	3.3	3.6	4.3	5.2	6.3	7.6	9.1
clay loam	0.019	1.31	6.0	6.2	6.8	7.4	8.0	8.7	9.5
silty clay loam	0.010	1.23	8.1	8.3	8.7	9.1	9.6	10.1	10.6
sandy clay	0.027	1.23	3.4	3.6	4.2	4.8	5.5	6.3	7.2
silty clay	0.005	1.09	6.2	6.3	6.5	6.7	6.9	7.1	7.3
clay	0.008	1.09	4.1	4.2	4.4	4.6	4.8	5.1	5.3

Πίνακας 4: Παράμετροι του van Genuchten των 12 κλάσεων κοκκομετρικής σύστασης του εδάφους και οι τιμές A σε ένα εύρος αρνητικών πιέσεων 0,5 – 0,6 cm και ακτίνα δίσκου 2,2 cm

Βάσει της δευτεροβάθμιας εξίσωσης στα διαγράμματα αθροιστικής διήθησης (CI - χρόνου (t), μπορούμε να υπολογίσουμε την υδραυλική αγωγιμότητα. Για παράδειγμα στο **Διάγραμμα 1** η εξίσωση που προκύπτει είναι η εξής : $y = 0,004x^2 + 0,052x$. Το A για φορτίο πίεσης -6 cm, βάσει του **Πίνακα 4**, για έδαφος πηλώδες, είναι 9,2. Άρα, η υδραυλική αγωγιμότητα προκύπτει ως εξής: $C_2 = 0,004\text{cm s}^{-1}$, $K = 0,004/9,2 = 0,00048\text{ cm/s}$. Υπολογίσαμε, λοιπόν, την υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους, για όλες τις μετρήσεις, για δεδομένα αρνητικά φορτία πίεσης, **Πίνακας 5:**

Μετρήσεις	K (cm/s)	h_o (cm)
1 ^η , 29 Ιουνίου 2009, Καλλιεργημένο	0,00048	-6
2 ^η , 11 Ιουλίου 2009, Καλλιεργημένο	0,00028	-6
3 ^η , 1 Αυγούστου 2009, Ακαλλιέργητο	0,000119	-5
4 ^η , 14 Σεπτεμβρίου 2009, Καλλιεργημένο	0,000029	-5
5 ^η , 30 Σεπτεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο	0,0002054	-6
6 ^η , 26 Νοεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο	0,0001087	-5

Πίνακας 5: Τιμές υδραυλικών ιδιοτήτων για όλες τις πειραματικές μετρήσεις

10.4. Λογισμικό DISC

Τα δεδομένα διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης αναλύθηκαν βάσει του λογισμικού DISC (Šimůnek and van Genuchten, 2000), συνδυάζοντας τον απλοποιημένο αριθμητικό κώδικα HYDRUS – 2D (Šimůnek et al., 1996) με τον αλγόριθμο βελτιστοποίησης των παραμέτρων του Levenberg – Marquardt (Marquardt, 1963) , με στόχο την εκτίμηση των υδραυλικών ιδιοτήτων σε συνθήκες μεταβατικής ροής. Ο κώδικας DISC ουσιαστικά επιλύει αριθμητικά την εξίσωση του Richards για τη τρισδιάστατη ροή με αξονική συμμετρία στον κατακόρυφο άξονα.

10.4.1. Μεθοδολογία ανάλυσης των δεδομένων διηθητομέτρου – θεωρία

10.4.1. 1. Βασικές εξισώσεις ροής

Η ανάλυση των δεδομένων διηθητομέτρου εφαρμογής αρνητικής πίεσης βασίστηκε στην αριθμητική επίλυση εξίσωσης του Richards σε συνδυασμό με τον αλγόριθμο βελτιστοποίησης των παραμέτρων του Levenberg – Marquardt (Marquardt, 1963), όπως προαναφέρθηκε. Η λειτουργία του διηθητομέτρου βασίζεται στην εξίσωση του Richards διαμορφωμένη έτσι ώστε να περιγράφει την ακτινικά συμμετρική ισοθερμική ροή του νερού σε ένα πορώδες μέσο, που σε κυλινδρικές συντεταγμένες (r , z), γράφεται (Warrick, 1992) (*Εξίσωση 1*):

όπου,

θ : η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, [L^3L^{-3}]

h : το φορτίο πίεσης, [L]

K : η υδραυλική αγωγιμότητα, [LT^{-1}]

r : η ακτινική συντεταγμένη, [L]

z : η κάθετη συντεταγμένη, [L]

t : ο χρόνος, [T]

Η **Εξίσωση (1)** μπορεί να επιλυθεί αριθμητικά για τις αρχικές και τελικές συνθήκες (2), (3), (4) και (5):

$$\begin{aligned} \theta(r, z, t) &= \theta_i(z) & t = 0 \\ h(r, z, t) &= h_i(z) & t = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

$$h(r, z, t) = h_0(t) \quad 0 < r < r_0, \quad z = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} = 1 \quad r > r_0, \quad z = 0 \quad (4)$$

$$h(r, z, t) = h_i \quad r^2 + z^2 \rightarrow \infty \quad (5)$$

όπου,

θ_i : η αρχική περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, [L^3L^{-3}]

h_i : το αρχικό φορτίο πίεσης, [L]

h_0 : το μη σταθερό στο χρόνο φορτίο πίεσης, που θέτουμε με βάση το διηθητόμετρο δίσκου αρνητικής πίεσης, [L]

r_0 : η ακτίνα του δίσκου, [L]

Η **Εξίσωση (2)** ορίζει την οριακή αρχική συνθήκη της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό και του φορτίου πίεσης. Η οριακή συνθήκη της **Εξίσωσης (3)**, περιγράφει τη μεταβολή του φορτίου πίεσης στο χρόνο στην περιοχή ροής κάτω από το διηθητόμετρο δίσκου, ενώ η **Εξίσωση (4)** υποθέτει την ύπαρξη επιπέδου μηδενικής ροής στην επιφάνεια του εδάφους που έχει διαβραχεί από το διηθητόμετρο κατά το διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ των διαδοχικών εφαρμογών αρνητικού φορτίου πίεσης (η εξάτμιση θεωρείται αμελητέα κατά τη διάρκεια των μικρής διάρκειας πειραμάτων διήθησης). Η **Εξίσωση (5)** καθορίζει ότι τα όρια απέχουν από την πηγή του νερού έτσι ώστε να μην επηρεάζουν τη διαδικασία ροής. Η οριακή συνθήκη στον άξονα συμμετρίας ($r = 0$), αποτελεί συνθήκη μη ροής.

10.4.1.2. Υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους

Η προσέγγιση βελτιστοποίησης των παραμέτρων απαιτεί την επιλογή ενός συγκεκριμένου παραμετρικού μοντέλου για τον προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων πριν την εφαρμογή της αριθμητικής επίλυσης της εξίσωσης του Richards.

Στο πείραμά μας, βασιστήκαμε στην εμπειρική **Εξίσωση (9)** του *van Genuchten – Mualem* για την περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό:

$$\theta(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |\alpha h|^m)^m}$$

$$\Rightarrow \theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + |\alpha h|^m)^m} \quad (9)$$

όπου,

θ : η αδιάστατη περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό

h : το φορτίο πίεσης [L]

θ_r, θ_s : η περιεκτικότητα της παραμένουσας υγρασίας στο έδαφος και η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό στον κορεσμό [L^3L^{-3}]

$\alpha [L^{-1}]$, n , $m(=1-1/n)$: αριθμητικές εμπειρικές παράμετροι

Καθώς και στην εξίσωση (10) που αντιπροσωπεύει το μοντέλο του **Mualem**, όταν η χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας του εδάφους αποδίδεται από την εμπειρική **Εξίσωση (9)** του **van Genuchten – Mualem**:

$$K(\theta) = K_s \theta^l \left[1 - \left(1 - \theta^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (10)$$

όπου,

$K(\theta)$: η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό θ , [LT^{-1}]

K_s : η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους στον κορεσμό, [LT^{-1}]

$m(=1-1/n)$: εμπειρική παράμετρος

l : παράμετρος συνεκτικότητας κατά μέσο όρο 0,5 για τα περισσότερα εδάφη

10.4.3. Προσδιορισμός του αντίστροφου προβλήματος σύμφωνα με το λογισμικό DISC

Η προς ελαχιστοποίηση αντικειμενική συνάρτηση Φ κατά τη διάρκεια εκτίμησης των παραμέτρων μπορεί να διατυπωθεί με βάση είτε τα δεδομένα αθροιστικής διήθησης ή τα δεδομένα αθροιστικής διήθησης σε συνδυασμό με επιπρόσθετες πληροφορίες, όπως οι μετρηθείσες περιεκτικότητες του εδάφους σε νερό (με τη μέθοδο TDR), και/ή μετρήσεις με τασίμετρα (φορτία πίεσης). Η αντικειμενική, λοιπόν, συνάρτηση ορίζεται ως εξής, (**Εξίσωση 67**) :

$$\Phi(\boldsymbol{\beta}, \mathbf{q}_m) = v_j \sum_{i=1}^{n_{qj}} w_{ij} \left[\mathbf{q}_j^i \left[(\mathbf{t}_i) - \mathbf{q}_j(\mathbf{t}_i, \mathbf{b}) \right] \right]^2 \quad (67)$$

Σε αυτή την εξίσωση, το m είναι ο αριθμός των διαφορετικών ομάδων μετρήσεων που ελήφθησαν, το n_j είναι ο αριθμός των μετρήσεων σε μία συγκεκριμένη ομάδα, το αντιπροσωπεύει συγκεκριμένες μετρήσεις στο χρόνο \mathbf{t}_i για τη j ομάδα μετρήσεων. Το $\mathbf{q}_j(\mathbf{t}_i, \mathbf{b})$ παριστάνει τις αντίστοιχες προβλέψεις του μοντέλου για το άνυσμα των παραμέτρων βελτιστοποίησης, όπου είναι το $\boldsymbol{\beta}$ (π.χ. $\theta_r, \theta_s, \alpha, n, l, K_s, D_l, k_g$) και v_j, w_{ij} είναι συντελεστές βαρύτητας που σχετίζονται με μία συγκεκριμένη ομάδα μετρήσεων ή ή μία μέτρηση i μέσα στην ομάδα j αντίστοιχα. Υποθέτουμε ότι οι συντελεστές βαρύτητας w_{ij} είναι ίσοι με ένα και ότι οι αποκλίσεις των σφαλμάτων, μέσα σε μία συγκεκριμένη ομάδα μετρήσεων, δεν διαφέρουν. Οι συντελεστές βαρύτητας v_j δίδονται από την *Εξίσωση 68*, (Clausnitzer and Hopmans, 1995) :

$$v_j = 1/n_j \sigma_j^2 \quad (68)$$

όπου, η εν λόγω προσέγγιση αναφέρεται στην αντικειμενική συνάρτηση ως μία σταθμισμένη μέση τετραγωνική απόκλιση ομαλοποιημένη με βάση τις ήδη μετρηθείσες διακυμάνσεις, σ_j^2 . Η ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτησης Φ , πραγματοποιείται με βάση τη μέθοδο μη γραμμικής ελαχιστοποίησης του Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963, Bard, 1974).

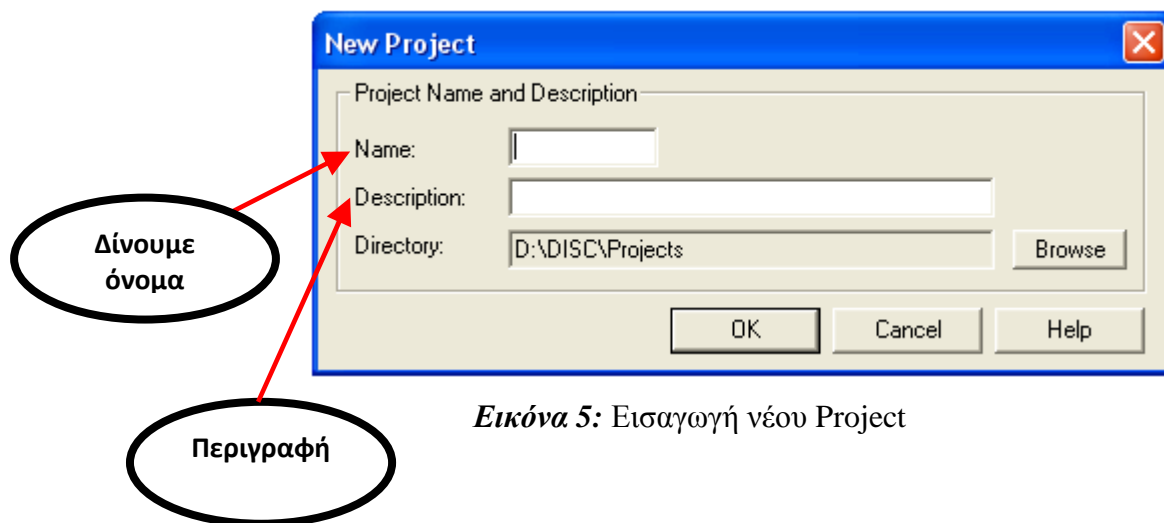
10.5. Περιγραφή λογισμικού DISC

10.5.1. Καρτέλες εφαρμογής

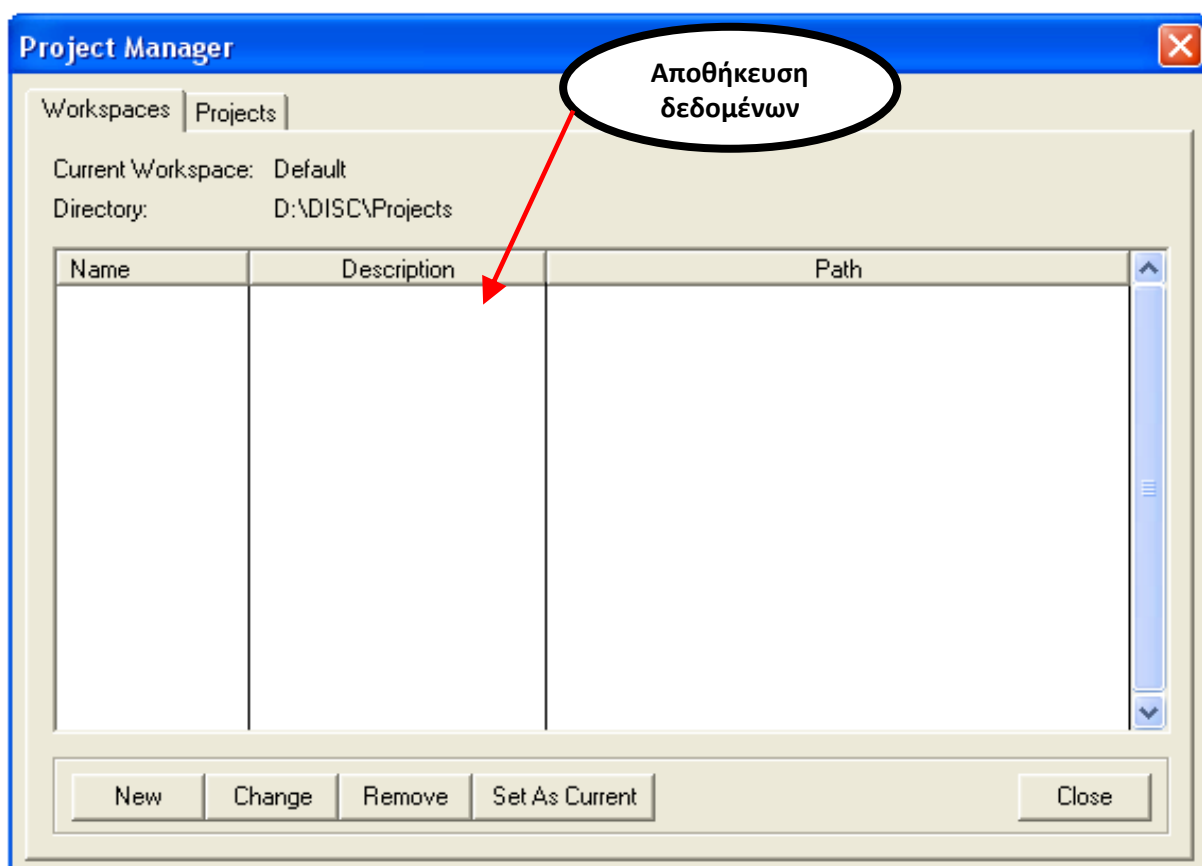
Το λογισμικό DISC είναι γραμμένο σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN, ενώ το γραφικό περιβάλλον (*interactive graphics – based interface*) για τα Windows είναι γραμμένο σε γλώσσα προγραμματισμού C++. Το DISC είναι η κύρια μονάδα εισαγωγής δεδομένων. Αυτή η λογισμική μονάδα ελέγχει την εκτέλεση του προγράμματος και καθορίζει ποιες άλλες μονάδες είναι απαραίτητες για μία συγκεκριμένη εφαρμογή. Συγκεκριμένα, περιέχει τη μονάδα διαχείρισης εργασιών (*Project Manager*) και τις μονάδες προ – επεξεργασίας και μετ – επεξεργασίας. Η πορεία εισαγωγής των δεδομένων έχει ως εξής:

- Ξεκινάμε ανοίγοντας την καρτέλα Διαχείρισης Εργασιών (*Project Manager*), *Εικόνα 6*, δίδοντας ένα όνομα και μία σύντομη περιγραφή της νέας εργασίας (*New Project*),

Εικόνα 5. Το “project” αντιπροσωπεύει οποιοδήποτε πρόβλημα μπορεί να λυθεί βάσει του DISC, περιλαμβάνει (8 γράμματα, το περισσότερο). Ο χρήστης πρέπει να αποφασίσει το χώρο αποθήκευσης των δεδομένων του (*workspace*).



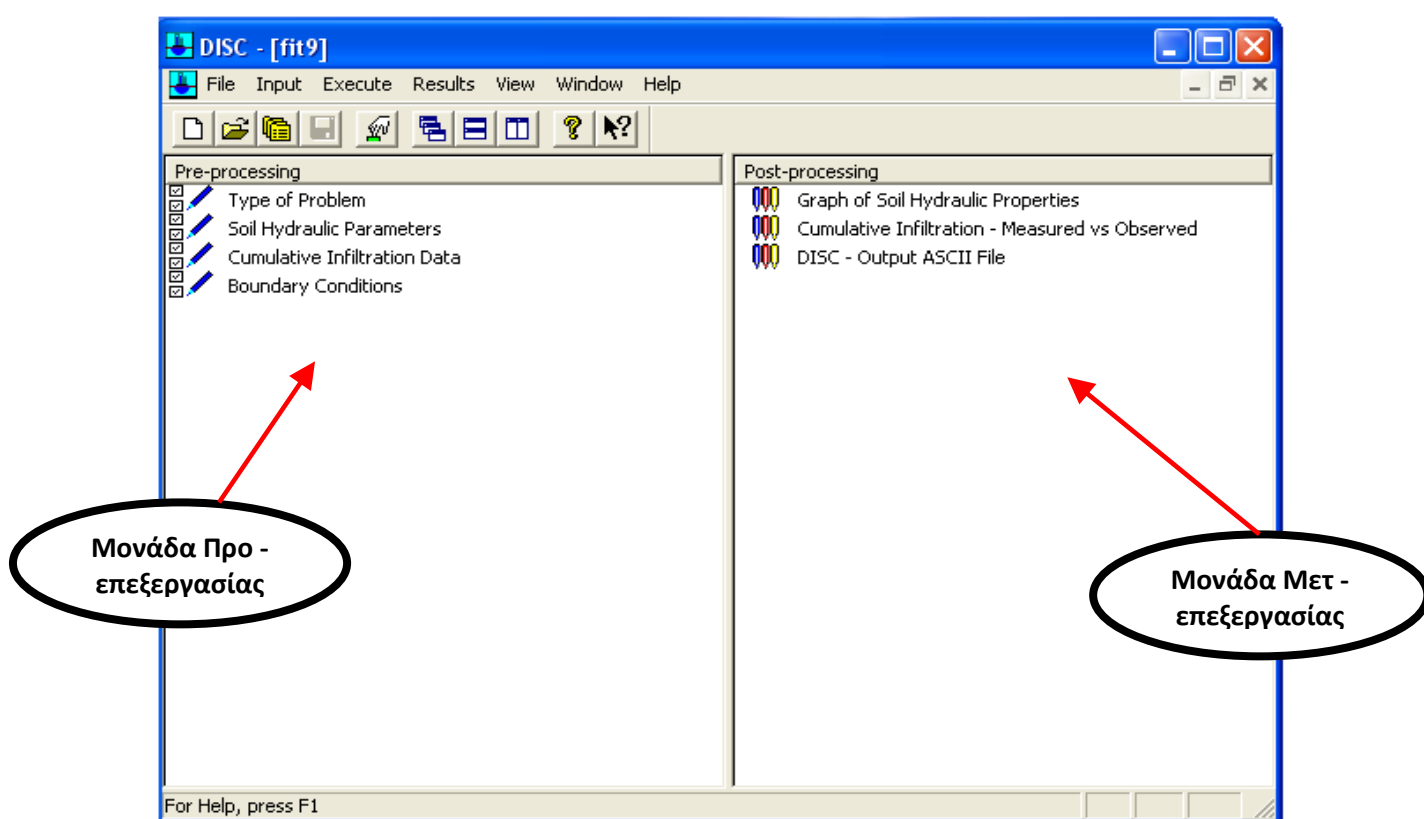
Εικόνα 5: Εισαγωγή νέου Project



Εικόνα 6: Project Manager

Input Menu

- Στη συνέχεια εισάγουμε τα δεδομένα διηθητομέτρου δίσκου στην καρτέλα εισαγωγής δεδομένων (**Input Menu**), **Εικόνα 7**. Αποτελείται από τη μονάδα προ – επεξεργασίας και τη μονάδα μετ - επεξεργασίας. Η μονάδα προ – επεξεργασίας περιλαμβάνει τις προδιαγραφές όλων των απαραίτητων παραμέτρων για την επιτυχή εκτέλεση των κωδικών FORTRAN. Η μονάδα μετ – επεξεργασίας αποτελείται από απλά x – y διαγράμματα για τη γραφική απεικόνιση των αποτελεσμάτων και ένα παράθυρο διαλόγου για την παρουσίαση του αρχείου εξαγωγής δεδομένων.

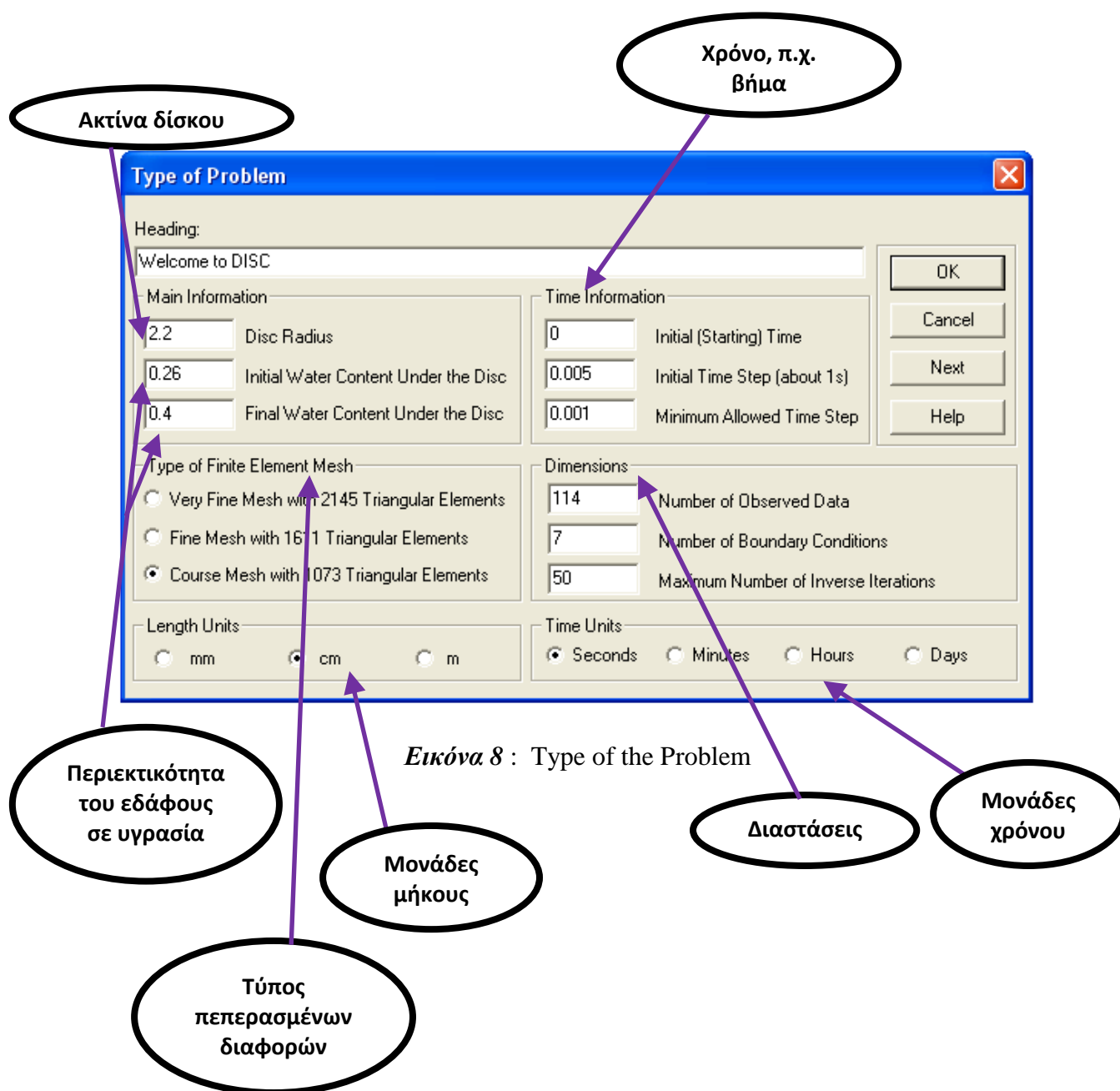


Εικόνα 7: Input Menu

Pre – processing unit

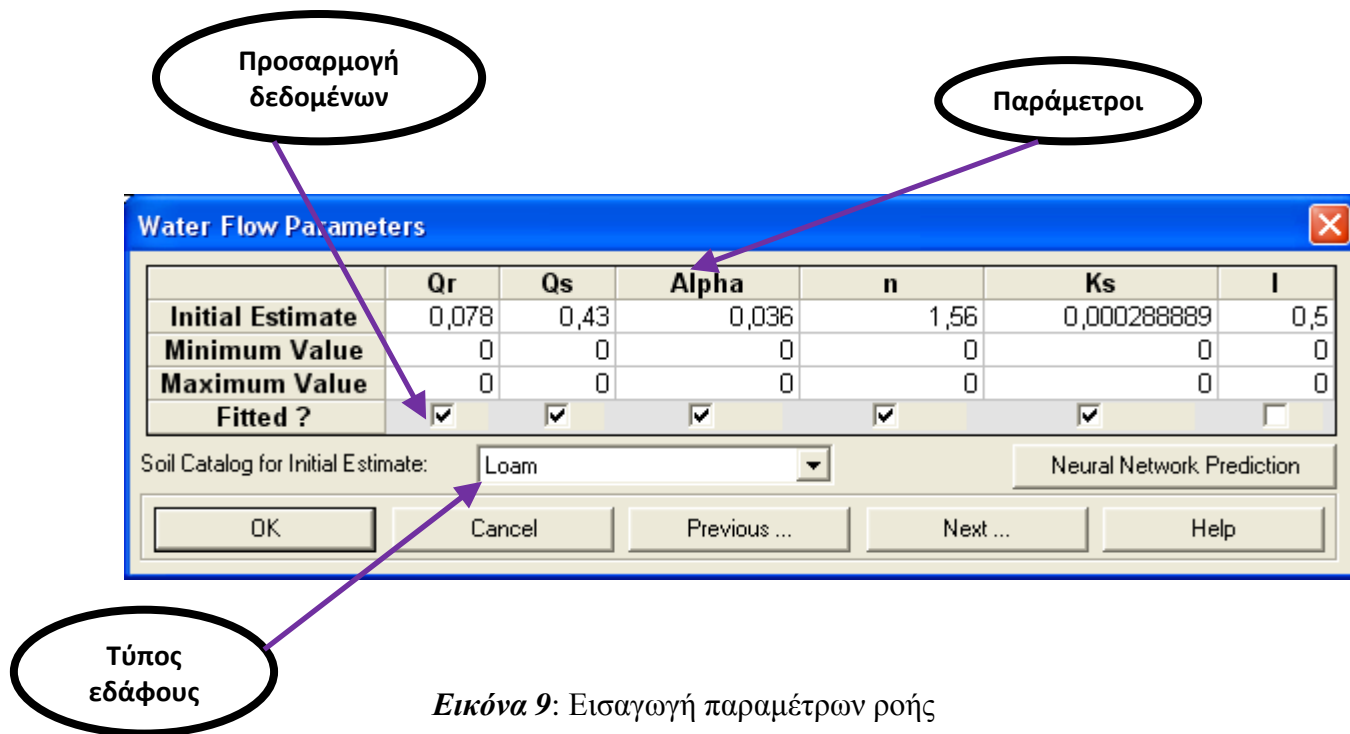
- Επιλέγουμε την εντολή **Type of the Problem** , **Εικόνα 8**. Περιλαμβάνει πληροφορίες για:
 1. Την ακτίνα δίσκου
 2. Την αρχική και τελική περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία

3. Τον τύπο διακριτοποίησης της μεθόδου πεπερασμένων στοιχείων
4. Τη μονάδα μήκους
5. Το χρόνο, όπως το αρχικό βήμα για τις επαναλήψεις
6. Τις διαστάσεις, όπως ο αριθμός των μετρήσεων, οι οριακές συνθήκες και ο αριθμός των επαναλήψεων, και τέλος
7. Τις μονάδες του χρόνου, όπως λεπτά, δευτερόλεπτα, ώρες, μέρες

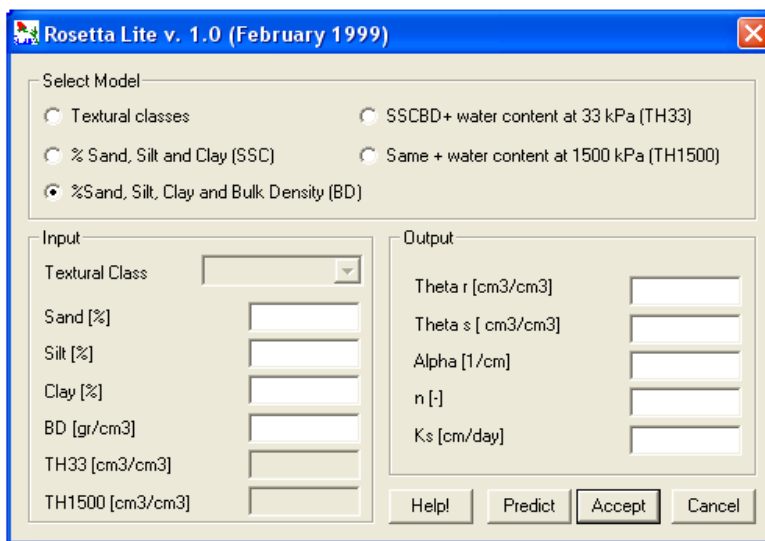


Εικόνα 8 : Type of the Problem

- Η δεύτερη καρτέλα εισαγωγής δεδομένων αφορά τις παραμέτρους ροής **Εικόνα 9**, Q_r , Q_s , α , n , K_s και I . Ουσιαστικά ανάλογα με τον τύπο εδάφους που θα επιλέξουμε, βάσει πάντα του πειράματος που εκτελούμε, και προσαρμόζοντας ή μη τις τιμές των παραμέτρων (μέγιστη / ελάχιστη τιμή) με τις προκαθορισμένες τιμές του συστήματος θα προκύψουν τα αποτελέσματα του πειράματος. Επίσης, υπάρχει η δυνατότητα επεξεργασίας νευρωνικών δικτύων, **Εικόνα 10**, που όμως εμείς δεν ασχοληθήκαμε στο πείραμά μας.



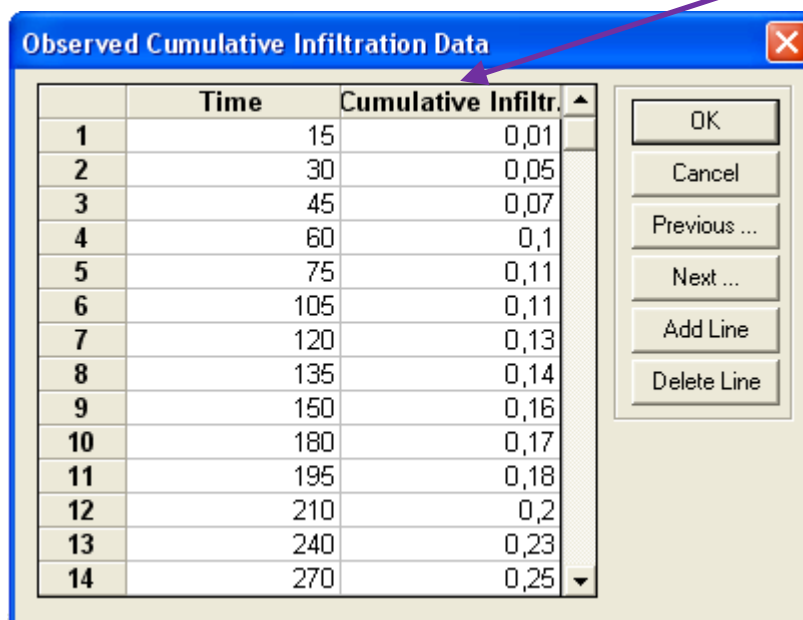
Εικόνα 9: Εισαγωγή παραμέτρων ροής



Εικόνα 10: Εισαγωγή δεδομένων για Νευρωνικά δίκτυα

- Στην επόμενη καρτέλα, **Εικόνα 11**, εισάγουμε τα δεδομένα αθροιστικής διήθησης – χρόνου που προηγουμένως υπολογίσαμε, στα υπολογιστικά φύλλα του Excel, **Πίνακας 3**.

Εισαγωγή
δεδομένων

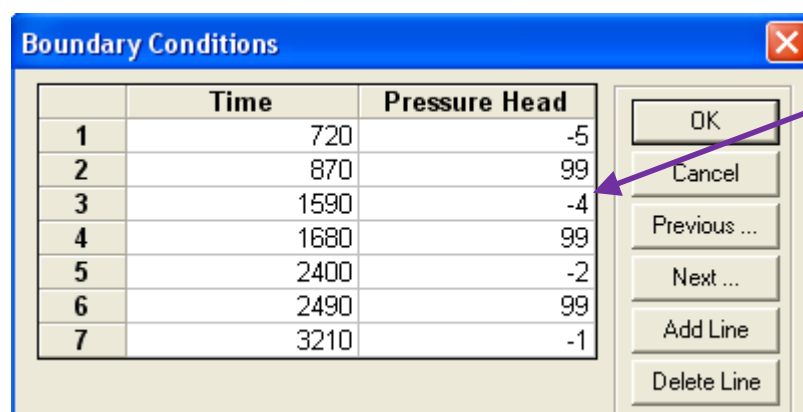


	Time	Cumulative Infiltr.
1	15	0,01
2	30	0,05
3	45	0,07
4	60	0,1
5	75	0,11
6	105	0,11
7	120	0,13
8	135	0,14
9	150	0,16
10	180	0,17
11	195	0,18
12	210	0,2
13	240	0,23
14	270	0,25

Εικόνα 11 : Δεδομένα αθροιστική διήθησης – χρόνου

- Η τελευταία καρτέλα αφορά τις οριακές συνθήκες του εν λόγω “project”, εφαρμογή αρνητικής πίεσης, **Εικόνα 12**

Φορτία
πίεσης



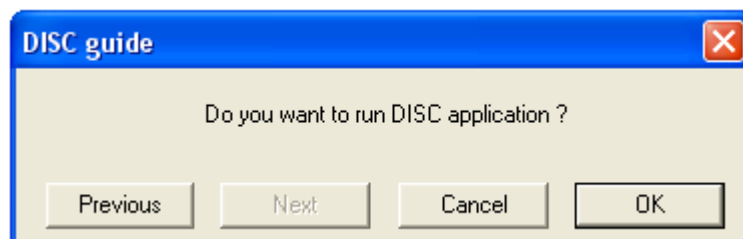
	Time	Pressure Head
1	720	-5
2	870	99
3	1590	-4
4	1680	99
5	2400	-2
6	2490	99
7	3210	-1

Εικόνα 12 : Οριακές συνθήκες

Τα zero flux plane times (Χρόνοι Επιπέδου Μηδενικής Ροής) δηλώνονται με τον αριθμό 99 στη στήλη των φορτίων πίεσης.

- Τέλος, μας ζητείται να εκτελέσουμε το πρόγραμμα,

Εικόνα 13



Εικόνα 13: Εκτέλεση του προγράμματος

Η μορφή των αρχείων εισαγωγής δεδομένων παρουσιάζονται στον **Πίνακα 1, Παράρτημα III**. Επίσης παρουσιάζεται ως παράδειγμα το **Input file** για την 1^η μέτρηση, **Πίνακας 2, Παράρτημα III**.

Post – processing

Η μονάδα μετ - επεξεργασίας περιλαμβάνει το αρχείο εξαγωγής δεδομένων, **Output file**, τα γραφήματα των υδραυλικών ιδιοτήτων, καθώς και το γράφημα αθροιστικής διήθησης – χρόνου.

1. **Output file**

Τα αποτελέσματα της αντίστροφης επίλυσης καταγράφονται απευθείας στο **Output file**. Ως ένα μέρος της αντίστροφης λύσης, το DISC αναφέρεται στο δυναμικό συσχέτισης, το οποίο καθορίζει το βαθμό συσχέτισης μεταξύ των προσαρμοσμένων συντελεστών. Το δυναμικό συσχέτισης προσδιορίζει τις αλλαγές στα μοντέλα πρόβλεψης που οφείλονται σε μικρές αλλαγές της τελικής εκτίμησης μίας συγκεκριμένης παραμέτρου, σχετικές με παρόμοιες αλλαγές που προκύπτουν από άλλες παραμέτρους. Η τιμή 1 αντιπροσωπεύει την τέλεια γραμμική συσχέτιση. Ένα σημαντικό μέτρο της ικανότητας προσαρμογής των δεδομένων είναι η τιμή του r^2 , **Εξίσωση 69**. Η τιμή r^2 είναι το μέτρο της σχετικής διάστασης του ολικού αθροίσματος των τετραγώνων που σχετίζονται με την εξίσωση προσαρμογής. Η τιμή 1

αντιπροσωπεύει την τέλεια γραμμική συσχέτιση μεταξύ των προσαρμοσμένων και των μετρηθέντων τιμών.

$$r^2 = \frac{\left[\sum w_i \hat{y}_i y_i - \frac{\sum \hat{y}_i - \sum y_i}{\sum w_i} \right]}{\left[\sum w_i \hat{y}_i^2 - \frac{(\sum y_i)^2}{\sum w_i} \right] \left[\sum y_i^2 - \frac{(\sum y_i)^2}{\sum w_i} \right]} \quad (69)$$

Το αρχείο DISC παρέχει επιπρόσθετες στατιστικές πληροφορίες για τις προσαρμοσμένες παραμέτρους, όπως ο μέσος, το τυπικό σφάλμα, η τιμή T , καθώς τα άνω και κάτω όρια εμπιστοσύνης. Το τυπικό σφάλμα, $s(\beta_j)$, εκτιμάται με βάση τη γνώση της αντικειμενικής συνάρτησης, τον αριθμό των παρατηρήσεων, τον αριθμό των άγνωστων παραμέτρων που θα προσαρμοστούν και βάσει του αντίστροφου δυναμικού (Daniel and Wood, 1971). Η τιμή T υπολογίζεται από το μέσο και το τυπικό σφάλμα με βάση την *Εξίσωση 70*,

$$T = \frac{\beta_j}{s(\beta_j)} \quad (70)$$

Οι τιμές των T και (β_j) παρέχουν απόλυτες και σχετικές τιμές για τις αποκλίσεις γύρω από το μέσο. Το DISC καθορίζει, επίσης, τα άνω και κάτω όρια του βαθμού εμπιστοσύνης (95%) γύρω από κάθε προσαρμοσμένη παράμετρο, β_j . Είναι επιθυμητό, η πραγματική τιμή του παραμέτρου στόχου να πλησιάζει τον εκτιμώμενο μέσο, ο οποίος προσδιορίστηκε βάσει της βελτιστοποίησης. Τα όρια εμπιστοσύνης είναι ενδεικτικά της μη ευαισθησίας των αποτελεσμάτων στην τιμή της εν λόγω παραμέτρου.

Στο *Παράρτημα III*, παρουσιάζεται ως παράδειγμα το *Output file* για την 1^η μέτρηση, *Πίνακας 3*, όπου:

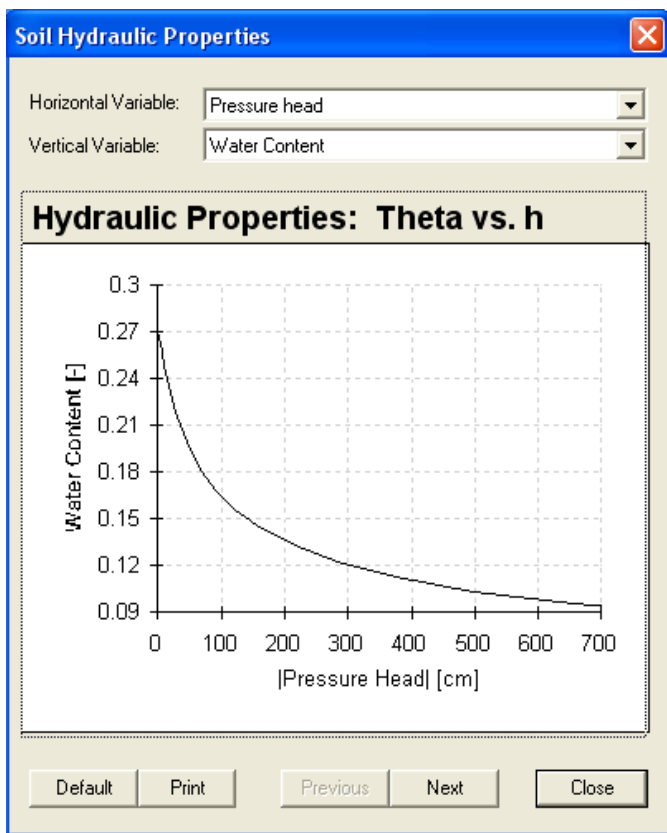
- $SSQ \Rightarrow$ η τιμή της αντικειμενικής συνάρτησης Φ , η

οποία ελαχιστοποιείται κατά τη διάρκεια της βελτιστοποίησης

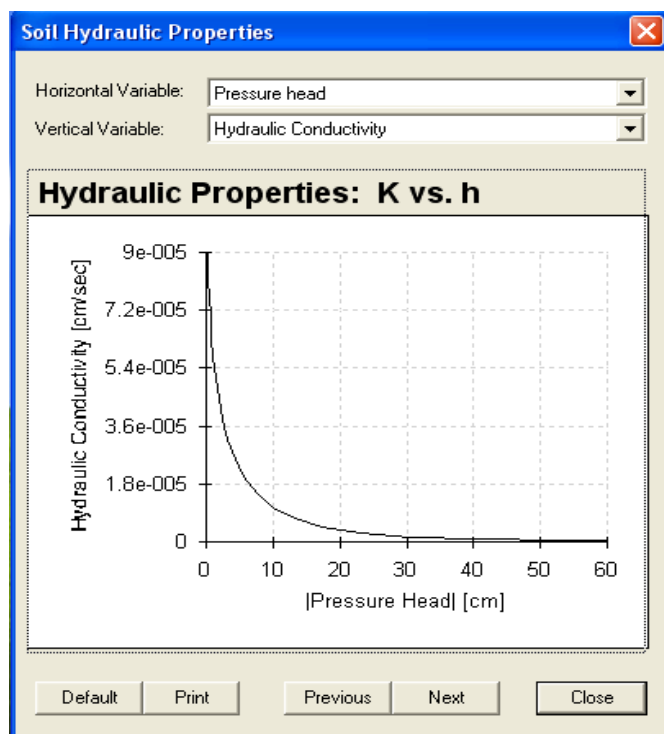
- $S. E. Coeff \Rightarrow$ το τυπικό σφάλμα

- ***RSQUARE*** $\Rightarrow r^2$ για τη συσχέτιση των
προσαρμοσμένων – μετρηθέντων τιμών
 - ***Quantity*** \Rightarrow Δεδομένα που μετρήθηκαν (φορτίο πίεσης,
περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία, αθροιστική ροή)
 - ***Type*** \Rightarrow Τύπος δεδομένων που μετρήθηκαν (αναφέρεται
στο πρόγραμμα HYDRUS-1D)
 - ***Position*** \Rightarrow Τοποθεσία δεδομένων που μετρήθηκαν
(αναφέρεται στο πρόγραμμα HYDRUS-1D)
 - ***Weight*** \Rightarrow Συντελεστής βαρύτητας που σχετίζεται με
ένα συγκεκριμένο δεδομένο
 - ***Residual*** \Rightarrow Διαφορά μεταξύ μετρηθέντων και
προσαρμοσμένων δεδομένων
2. Η μονάδα μετ – επεξεργασίας περιλαμβάνει επίσης
γραφήματα από τα οποία μπορούμε να αντλήσουμε πληροφορίες για τις
υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους, $\Theta - h$, $K - h$, $\log K - h$, $C - h$, $\log D - h$, S

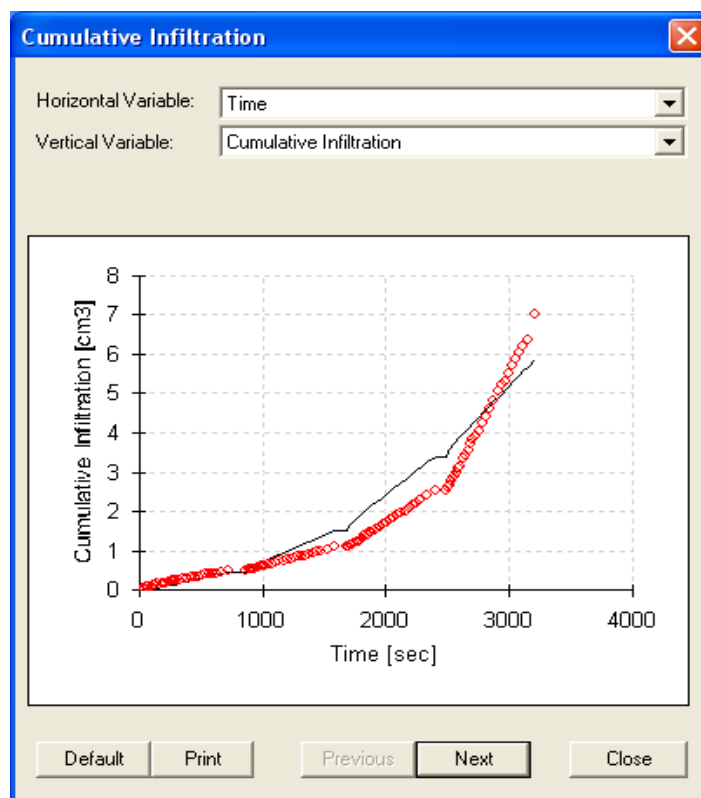
– h , καθώς και το γράφημα αθροιστικής διήθησης – χρόνου. Στις **Εικόνες 14-17** παρουσιάζονται ενδεικτικά τα διαγράμματα $\theta - h$, $K - h$, $CI - t$.



Εικόνα 14: Διάγραμμα περιεκτικότητας του εδάφους σε υγρασία (θ) – φορτίο πίεσης (h)



Εικόνα 15: Διάγραμμα υδραυλικής αγωγιμότητας (K) – φορτίο πίεσης (h)



Εικόνα 16: Διάγραμμα αθροιστικής διήθησης (*CI*) – χρόνου (*t*)

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

ΚΑΙ

ΣΥΖΗΤΗΣΗ

11^ο

Αποτελέσματα και Συζήτηση

Η μέθοδος ανάλυσης των δεδομένων διηθητομέτρου που ακολουθήσαμε βασίστηκε στην αντίστροφη επίλυση της εξίσωσης του Richards για τον προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους με βάση το μοντέλο του van Genuchten – Mualem (*VGM*). Ουσιαστικά, τα δεδομένα διηθητομέτρου δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης αναλύθηκαν με την εκτίμηση των παραμέτρων βάσει του λογισμικού DISC, συνδυάζοντας τον απλοποιημένο αριθμητικό κώδικα HYDRUS – 2D με τον αλγόριθμο βελτιστοποίησης των παραμέτρων του Levenberg – Marquardt.

Προσδιορίστηκαν, λοιπόν, οι έξι παράμετροι θ_r , θ_s , α , n , K_s και m βάσει των οποίων προέκυψαν τα διαγράμματα των υδραυλικών ιδιοτήτων, $\theta - h$, $K - h$, $K - \Theta$, $C - h$, $D - \Theta$ τόσο για το καλλιεργημένο, όσο και για το ακαλλιέργητο έδαφος, καθώς και τα διαγράμματα αθροιστικής διήθησης – χρόνου για κάθε πειραματική μέτρηση. Οι τιμές των παραμέτρων θ_r , θ_s , α , n , K_s και m που προέκυψαν, καθώς και οι συντελεστές συσχέτισης, r^2 , παρουσιάζονται στον *Πίνακα 6* :

Μετρήσεις	θ_r	θ_s	α	n	K_s	$m = 1-1/n$	r^2
29 Ιουνίου 2009, Καλλιεργημένο	0,000003	0,401157	0,03734	1,143698	0,000104	0,1256433	0, 63139
11 Ιουλίου 2009, Καλλιεργημένο	0,000037	0,399011	0,05132	1,257630	0,000116	0,2048536	0, 97792
1 Αυγούστου 2009, Ακαλλιέργητο	0,000056	0,40064	0,06046	1,330396	0,000028	0,2483441	0, 89388
14 Σεπτεμβρίου 2009, Καλλιεργημένο	0,000015	0,398771	0,06472	1,553889	0,000117	0,3564534	0, 79205
30 Σεπτεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο	0,000000	0,410007	0,04903	1,199711	0,000072	0,1664659	0, 99966
26 Νοεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο	0,000000	0,390827	0,05551	1,158690	0,000035	0,1369564	0, 93058

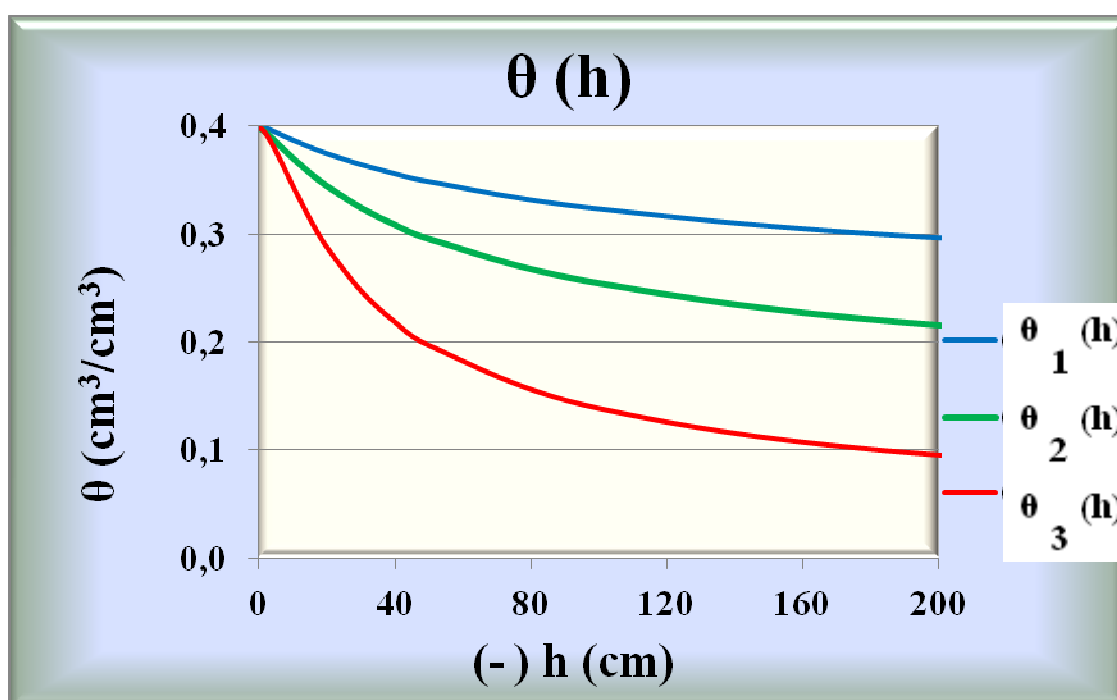
Πίνακας 6 : Τιμές παραμέτρων θ_r , θ_s , α , n , K_s , m και του συντελεστή συσχέτισης, r^2

11.1. Προσδιορισμός υδραυλικών ιδιοτήτων σε καλλιεργημένο και ακαλλιέργητο έδαφος

I. Καλλιεργημένο έδαφος

Χαρακτηριστική Καμπύλη Υγρασίας (Χ.Κ.Υ.), θ (h)

Η σχέση της περιεκτικότητας του εδάφους σε υγρασία (θ) – φορτίο πίεσης (h), που προέκυψε για το καλλιεργημένο έδαφος, απεικονίζεται στο **Διάγραμμα 2** :



Διάγραμμα 2 : Περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία (θ) – φορτίο πίεσης (h), Καλλιεργημένο έδαφος

Παρατηρούμε, ότι:

- 1) Προκύπτουν διαφορές στις περιεκτικότητες του εδάφους σε υγρασία μεταξύ των πειραματικών μετρήσεων που ελήφθησαν:

- a. Το μήνα Ιούνιο (1^η μέτρηση, 29 Ιουνίου 2009) η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό έχει μικρή μεταβολή (από 0,4 cm³/ cm³ που παρουσιάζει στον κορεσμό, μέχρι 0,3 cm³/ cm³ που αντιστοιχεί στα -200cm). Κατά το μήνα Ιούνιο, δεν παρατηρήθηκαν φαινόμενα βροχοπτώσεων, ημέρες βροχής : 1 (> 0.2 mm/day) (**ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ I, Πίνακας 2**).
- b. Το μήνα Ιούλιο (2^η μέτρηση, 11 Ιουλίου 2009) η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό έχει λίγο μεγαλύτερη μεταβολή (από 0,4 cm³/ cm³ που παρουσιάζει στον κορεσμό, μέχρι 0,22 cm³/ cm³ που αντιστοιχεί στα -200cm). Διατηρείται, βέβαια, συνεχώς μικρότερη από εκείνη του Ιουνίου σε όλο το εύρος των αρνητικών πιέσεων. Το μήνα Ιούλιο δεν παρατηρήθηκαν φαινόμενα βροχοπτώσεων, ημέρες βροχής : 3 (> 0.2 mm/day), 1 (> 2 mm/day) (**ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ I, Πίνακας 3**).
- c. Η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό το μήνα Σεπτέμβριο (3^η Μέτρηση, 14 Σεπτεμβρίου 2009) φαίνεται να παρουσιάζει ακόμα μεγαλύτερη μεταβολή από εκείνη των προηγούμενων μηνών (από 0,4 cm³/ cm³ που παρουσιάζει στον κορεσμό, μέχρι 0,09 cm³/ cm³ που αντιστοιχεί στα -200cm). Στο μέσο περίπου του μηνός Σεπτεμβρίου [11 – 12 Σεπτεμβρίου] υπήρξαν γεγονότα βροχής κατά μέσο όρο 20 mm/day, (**ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ I, Πίνακας 5**).

Κλίση Χαρακτηριστικής Καμπύλης Υγρασίας (X.K.Y.) συναρτήσει του φορτίου πίεσης, C (h)

Η ακτίνα των πόρων με τη μεγαλύτερη συχνότητα μπορεί να υπολογιστεί με βάση το διάγραμμα της κλίσης της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας ($d\theta/dh$) συναρτήσει του φορτίου πίεσης (h), **Διάγραμμα 3**, η οποία προσδιορίστηκε με βάση τα δεδομένα διηθητομέτρου. Μπορεί, λοιπόν, να υπολογιστεί το peak των πόρων, εκεί δηλαδή, όπου παρατηρείται η μέγιστη κλίση, με βάση την εξίσωση που δίνει την ακτίνα των πόρων, **Εξίσωση 71**:

$$r = \left| \frac{2\gamma}{pgh} \right| \quad (71)$$

όπου,

r : η ακτίνα του πόρου, cm

p : η πυκνότητα του ύδατος, 1 gr /cm³

g : η επιτάχυνση της βαρύτητας, 9,81 x 10⁻² cm/sec²

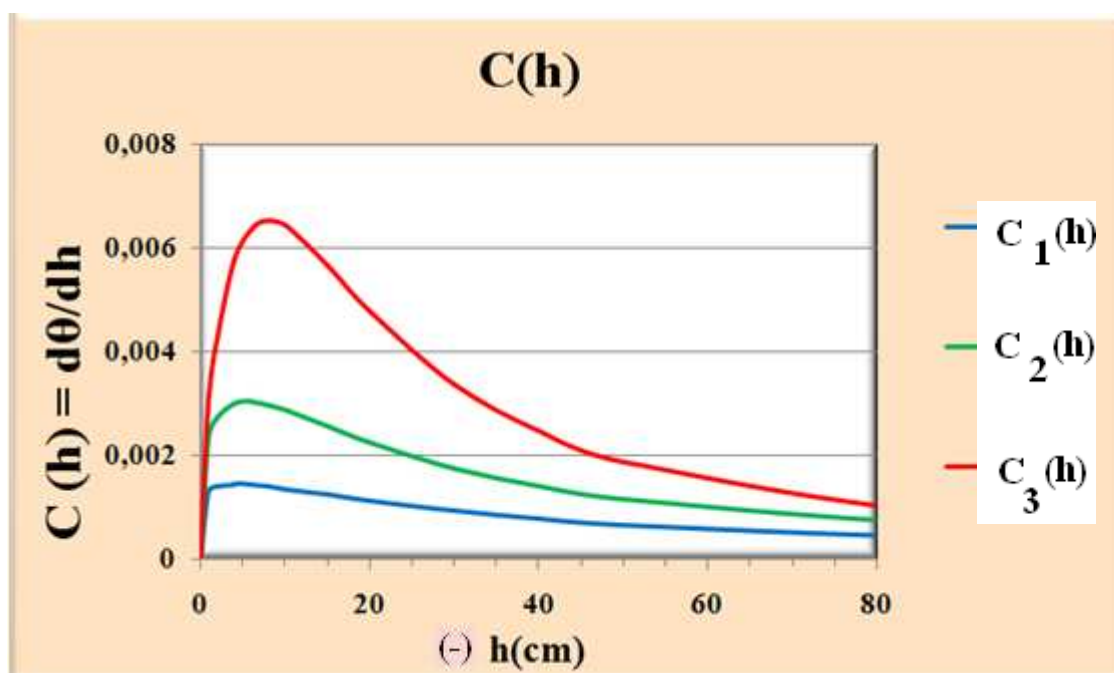
h : το φορτίο πίεσης (cm)

γ : συντ/στής επιφανειακής τάσης του νερού , 72,8 dyn/cm

Επομένως, έχουμε, **Πίνακας 7** :

Μετρήσεις	h (cm)	Ακτίνα των πόρων με τη μεγαλύτερη συχνότητα, r (cm)
1 ^η μέτρηση	-2	0,0728
2 ^η μέτρηση	-4	0,0364
3 ^η μέτρηση	-8	0,0182

Πίνακας 7 : Ακτίνες πόρων που συναντώνται με τη μεγαλύτερη συχνότητα στο έδαφος



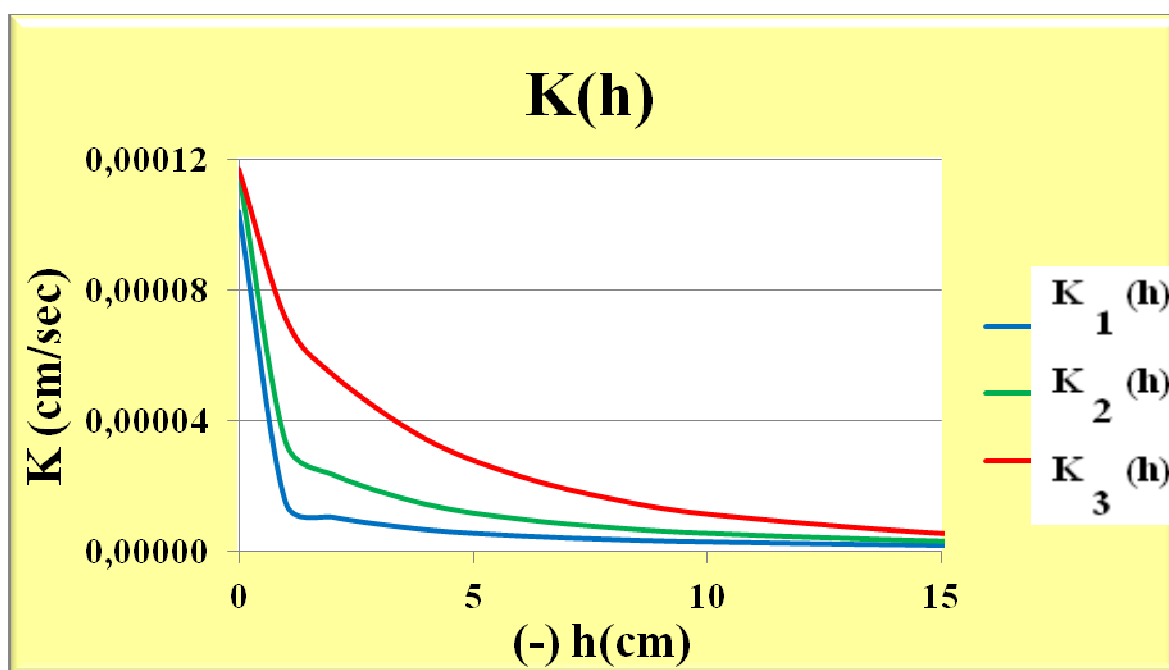
Διάγραμμα 3: Κλίση της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας ($d\theta/dh$) συναρτήσει του φορτίου πίεσης (h)

Το διάγραμμα, λοιπόν, της κλίσης της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας, το οποίο προέκυψε βάσει των δεδομένων διηθητομέτρου, μας δίνει πληροφορίες για την ακτίνα (άρα και τη διάμετρο) των πόρων που συναντώνται με τη μεγαλύτερη συχνότητα στο έδαφος, για κάθε μία από τις πειραματικές μετρήσεις. Φαίνεται, ότι οι

μέγιστες μεταβολές στην περιεκτικότητα σε νερό κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού γίνονται μέσα στα πρώτα 10 cm αρνητικής πίεσης της Χ. Κ.Υ.

Υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους συναρτήσει του φορτίου πίεσης, $K(h)$

Βάσει των δεδομένων διηθητομέτρου μας δίνεται η δυνατότητα προσδιορισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας του εδάφους. Για το καλλιεργημένο έδαφος, η υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει του φορτίου πίεσης, $K(h)$, απεικονίζεται στο **Διάγραμμα 4**:



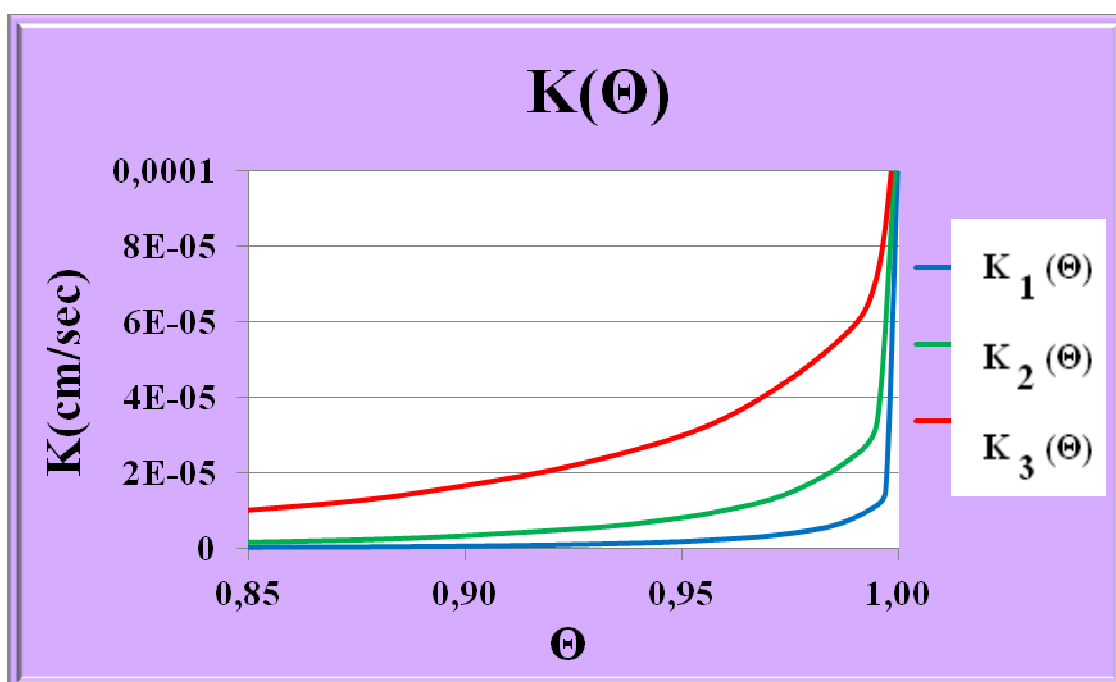
Διάγραμμα 4: Υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει του φορτίου πίεσης, $K(h)$

Παρατηρούμε ότι :

- ✓ Στις πειραματικές μετρήσεις Ιουνίου και Ιουλίου, η υδραυλική αγωγιμότητα μειώνεται ραγδαία μέσα στα πρώτα 10 – 15 cm αρνητικής πίεσης. Στο τέλος δε του καλοκαιριού η σχέση $K(h)$ αποκτά πιο ομαλή κλίση.

Υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $K(\Theta)$

Βάσει, επίσης, των δεδομένων διηθητομέτρου μας δίνεται η δυνατότητα προσδιορισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $K(\Theta)$. Έτσι, για το καλλιεργημένο έδαφος, έχουμε, **Διάγραμμα 5**.



Διάγραμμα 5: Υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $K(\Theta)$

Παρατηρούμε, ότι:

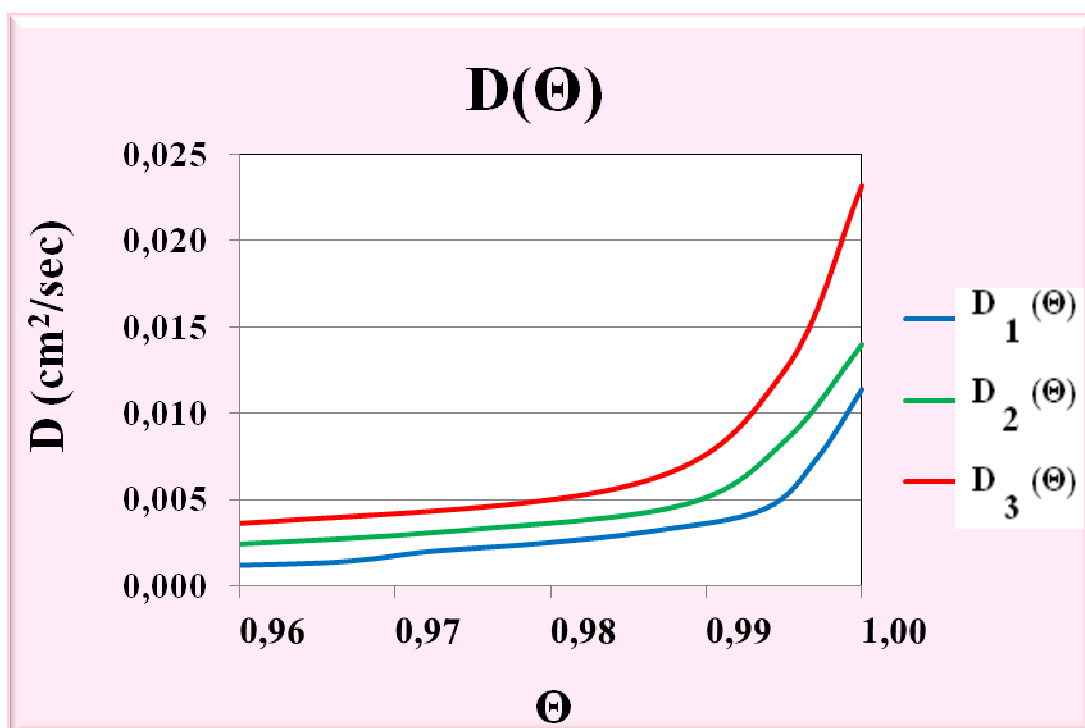
- Σε όλες τις πειραματικές μετρήσεις, η υδραυλική αγωγιμότητα μειώνεται, καθώς μειώνεται και το ποσοστό της εδαφικής υγρασίας, πράγμα που είναι αναμενόμενο. Και σε αυτή την περίπτωση η υδραυλική αγωγιμότητα παρουσιάζει την ίδια συμπεριφορά, όπως και στην περίπτωση της σχέσης $K(h)$. Δηλαδή, στο τέλος του καλοκαιριού διατηρείται μεγαλύτερη από την αντίστοιχη K στις αρχές για όλα τα ποσοστά υγρασίας.

Συντελεστής διάχυσης συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $D(\Theta)$

Μας δίνεται, επίσης, η δυνατότητα προσδιορισμού του συντελεστή διάχυσης συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $D(\Theta)$. Έτσι, για το καλλιεργημένο έδαφος, έχουμε, **Διάγραμμα 6**:

Παρατηρούμε, ότι:

- Σε όλες τις πειραματικές μετρήσεις, ότι ο συντελεστής διάχυσης μειώνεται, καθώς μειώνεται και το ποσοστό της εδαφικής υγρασίας, γεγονός που είναι αναμενόμενο. Και σε αυτό το διάγραμμα, η σχέση $D(\Theta)$ έχει παρόμοια μεταβολή με εκείνη της $K(\Theta)$, αφού η D και η K είναι μεγέθη ανάλογα.



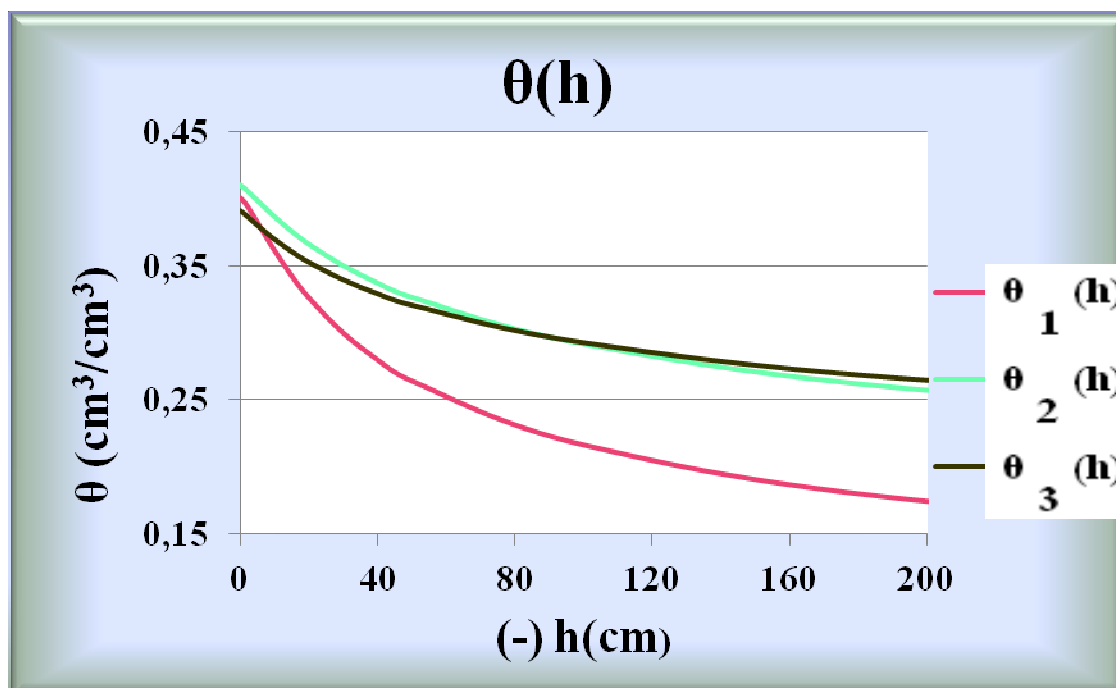
Διάγραμμα 6: Συντελεστής διάχυσης συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $D(\Theta)$

Για τον προσδιορισμό της $D(\Theta)$ δεν λήφθηκε υπόψη η τιμή του D για $h=0$ (μειονέκτημα μεθόδου προσδιορισμού του D).

II. Ακαλλιέργητο έδαφος

Χαρακτηριστική Καμπύλη Υγρασίας (X.K.Y.), $\theta(h)$

Η σχέση της περιεκτικότητας του εδάφους σε υγρασία (θ) – φορτίο πίεσης (h), που προέκυψε για το ακαλλιέργητο έδαφος, απεικονίζεται στο **Διάγραμμα 7** :



Διάγραμμα 7 : Περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία (θ) – φορτίο πίεσης (h), Ακαλλιέργητο έδαφος

Παρατηρούμε, ότι:

- i. Προκύπτουν διαφορές στις περιεκτικότητες του εδάφους σε υγρασία μεταξύ των πειραματικών μετρήσεων που ελήφθησαν:
 - d. Το μήνα Αύγουστο (*1^η μέτρηση, 1^η Αυγούστου 2009*) η περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό παρουσιάζει τη μεγαλύτερη μεταβολή (από 0,4 cm³/ cm³ που παρουσιάζει στον κορεσμό, μέχρι 0,18 cm³/ cm³ που αντιστοιχεί στα -200cm). Κατά το μήνα Ιούλιο, δεν παρατηρήθηκαν φαινόμενα βροχοπτώσεων, ημέρες βροχής : 3 (> .2 mm/day), 1 (> 2 mm/day) (**ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ I, Πίνακας 4**). Ενώ, κατά τους μήνες Σεπτέμβριο και Νοέμβριο, η X. Κ. Υ. δε φαίνεται να αλλάζει.

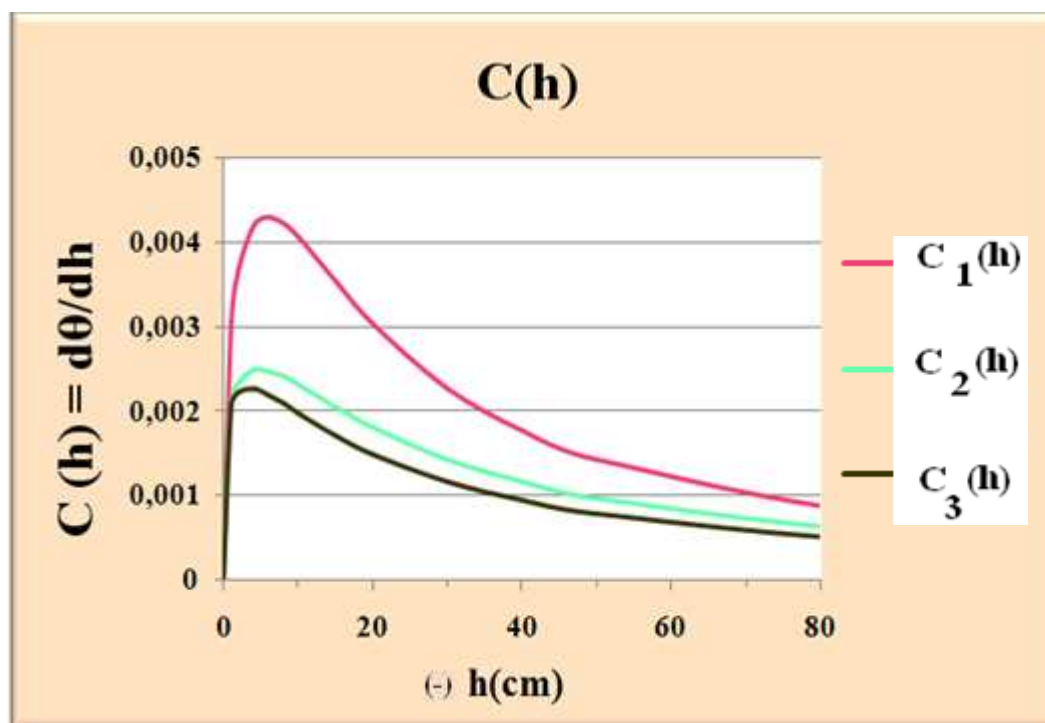
(Δεδομένα βροχόπτωσης για μήνες Σεπτέμβριο – Νοέμβριο,
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι, Πίνακες 5 - 7)

Κλίση Χαρακτηριστικής Καμπύλης Υγρασίας (Χ.Κ.Υ.), $C(h)$

Η ακτίνα (άρα και η διάμετρος) των πόρων με τη μεγαλύτερη συχνότητα μπορεί να υπολογιστεί με βάση το διάγραμμα της κλίσης της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας ($d\theta/dh$) συναρτήσεως του φορτίου πίεσης (h), **Διάγραμμα 8**, η οποία προσδιορίστηκε με βάση τα δεδομένα διηθητομέτρου. Μπορεί, λοιπόν, να υπολογιστεί το $reak$ των πόρων, εκεί δηλαδή, όπου παρατηρείται η μέγιστη κλίση. Επομένως, έχουμε, **Πίνακας 8** :

Μετρήσεις	h (cm)	Ακτίνα των πόρων με τη μεγαλύτερη συχνότητα, r (cm)
1 ^η μέτρηση	- 6	0,0243
2 ^η μέτρηση	- 4	0,0364
3 ^η μέτρηση	- 2	0,0728

Πίνακας 8 : Ακτίνες πόρων που συναντώνται με τη μεγαλύτερη συχνότητα στο έδαφος

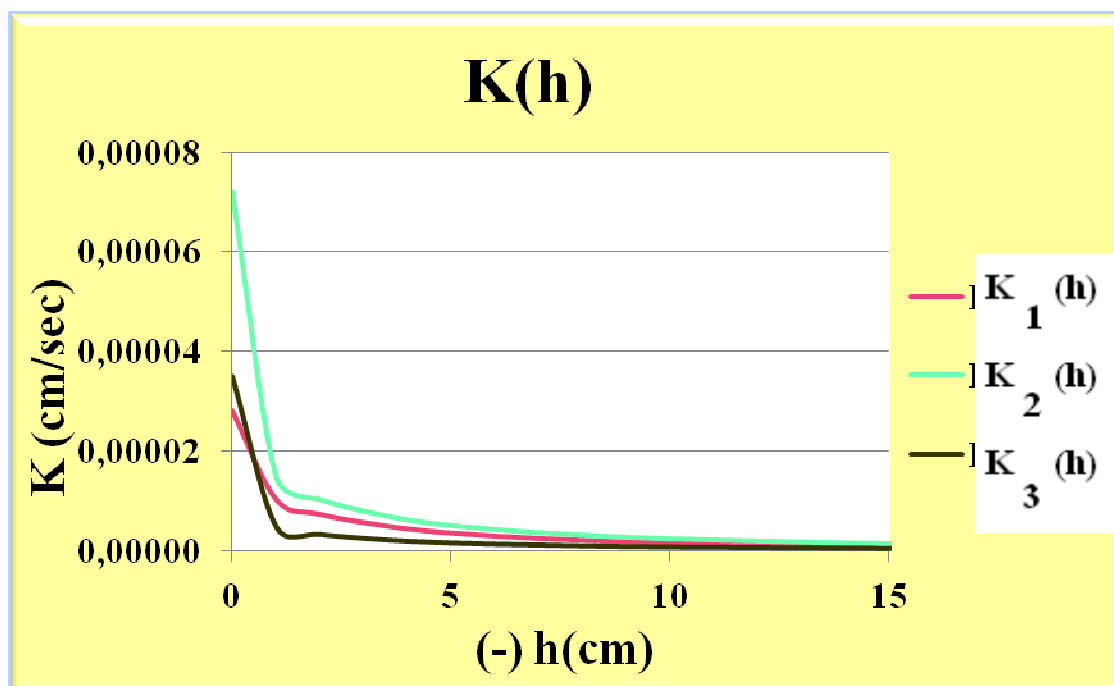


Διάγραμμα 8: Κλίση της χαρακτηριστικής καμπύλης υγρασίας ($d\theta/dh$) συναρτήσεως του φορτίου πίεσης (h)

Και εδώ παρατηρούμε, σε όλες τις περιπτώσεις, ότι οι μεγαλύτερες μεταβολές στην περιεκτικότητα σε νερό είναι μέσα στα πρώτα 10 cm αρνητικής πίεσης της Χ. Κ.Υ.

Υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους συναρτήσει του φορτίου πίεσης, $K(h)$

Για το ακαλλιέργητο έδαφος, το διάγραμμα υδραυλικής αγωγιμότητας συναρτήσει του φορτίου πίεσης, $K(h)$, απεικονίζεται στο *Διάγραμμα 9*:



Διάγραμμα 9: Υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει του φορτίου πίεσης, $K(h)$

Παρατηρούμε ότι :

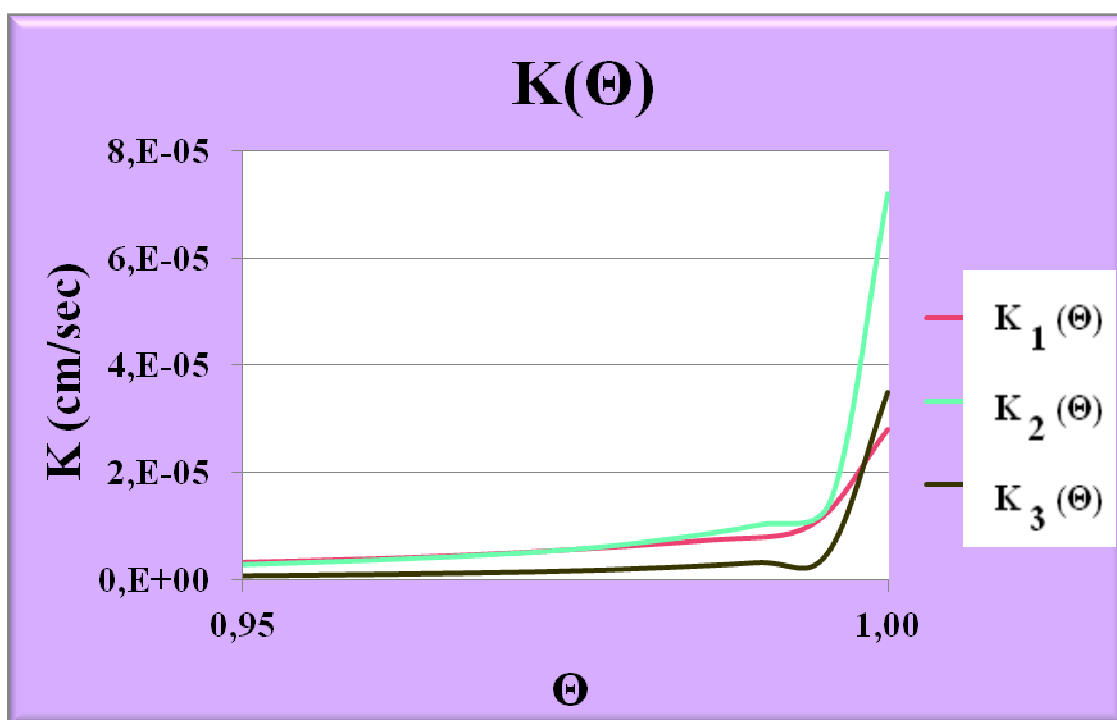
- ✓ Σε όλες τις πειραματικές μετρήσεις, η υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό, που προκύπτει από τη χρήση του DISC, είναι πολύ μικρή και αυτή εκμηδενίζεται μέσα στα πρώτα 15 cm αρνητικής πίεσης της σχέσης $K(h)$. Το γεγονός αυτό μας δίνει τη δυνατότητα να σκεφτούμε τους περιορισμούς και τις αβεβαιότητες που εισάγει η επιλογή επίλυσης του αντιστρόφου προβλήματος (βλ. Κεφάλαιο 5).

Υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $K(\Theta)$

Η υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $K(\Theta)$, (για το ακαλλιέργητο έδαφος) απεικονίζεται στο *Διάγραμμα 10*:

Παρατηρούμε, ότι:

- Και σε αυτό το διάγραμμα, είναι εμφανής η πολύ μικρή τιμή της K_s , που προκύπτει από τη χρήση του DISC. Αυτό έχει ως συνέπεια η υδραυλική αγωγιμότητα να διατηρείται σε σχεδόν μηδενικές τιμές ακόμα και σε τιμές του Θ , που προσεγγίζουν το 0,95, πράγμα που δεν ευσταθεί. Τη συμπεριφορά αυτή την αποδίδουμε και πάλι στην αβεβαιότητα και τα σφάλματα που εισάγει η χρήση του συγκεκριμένου λογισμικού για την επίλυση του «αντιστρόφου προβλήματος».



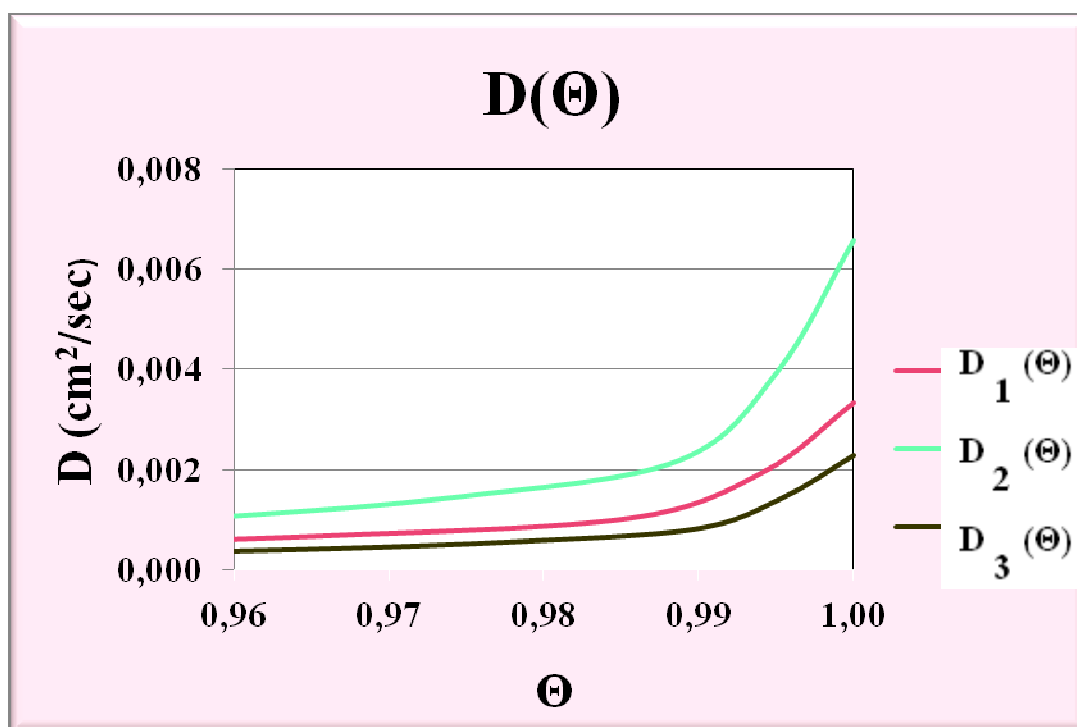
Διάγραμμα 10: Υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $K(\Theta)$

Συντελεστής διάχυσης συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $D(\Theta)$

Η υδραυλική αγωγιμότητα συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $D(\Theta)$, (για το ακαλλιέργητο έδαφος) απεικονίζεται στο *Διάγραμμα 11*:

Παρατηρούμε, ότι:

- Σε όλες τις πειραματικές μετρήσεις, ότι ο συντελεστής διάχυσης μειώνεται, καθώς μειώνεται και το ποσοστό της εδαφικής υγρασίας, γεγονός που είναι αναμενόμενο. Και σε αυτή την περίπτωση, η σχέση $D(\Theta)$ έχει παρόμοια μεταβολή με εκείνη της $K(\Theta)$, αφού η D και η K είναι μεγέθη ανάλογα.



Διάγραμμα 11: Συντελεστής διάχυσης συναρτήσει της αδιάστατης περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, $D(\Theta)$

Για τον προσδιορισμό της $D(\Theta)$ δεν λήφθηκε υπόψη η τιμή του D για $h=0$ (μειονέκτημα μεθόδου προσδιορισμού του D).

11.2. Συγκρίσεις τιμών της K_s που προκύπτουν από διάφορες αναλύσεις των δεδομένων του μικρού διηθητομέτρου δίσκου

Στους παρακάτω πίνακες (**Πίνακες 9, 10**) παρουσιάζεται η σύγκριση των τιμών της K_s που προέκυψαν από τα δεδομένα των πειραμάτων με το μικρό διηθητόμετρο δίσκου σε καλλιεργημένο και ακαλλιέργητο έδαφος, εάν αυτά τα χειριστούμε με τρεις διαφορετικούς τρόπους.

- ✓ **1^{ος} τρόπος:** Αφορά την επίλυση του αντιστρόφου προβλήματος με τη βοήθεια του λογισμικού DISC
- ✓ **2^{ος} τρόπος:** Αφορά τη χρήση της μεθόδου των Logsdon and Jaynes (1993), (βλ. *Εξίσωση 28*)
- ✓ **3^{ος} τρόπος:** Αφορά το συνδυασμό χρήσης των παραμέτρων α , n του van Genuchten που προκύπτουν βάσει του λογισμικού DISC και της μεθόδου του Zhang (1997), (βλ. *Εξισώσεις 41, 64, 65, 66*)

Καλλιεργημένο έδαφος			
	K_s DISC	K_s Logsdon - Jaynes	K_s DISC – Zhang
29 Ιουνίου 2009, Καλλιεργημένο	0,000104	0,000171	0,000667
11 Ιουλίου 2009, Καλλιεργημένο	0,000116	0,001282	0,000519
14 Σεπτεμβρίου 2009, Καλλιεργημένο	0,000117	0,003376	0,000330

Ακαλλιέργητο έδαφος			
	K_s DISC	K_s Logsdon - Jaynes	K_s DISC – Zhang
1 Αυγούστου 2009, Ακαλλιέργητο	0,000028	0,005384	0,000483
30 Σεπτεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο	0,000072	0,000054	0,000628
26 Νοεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο	0,000035	0,000804	0,000871

Πίνακες 9, 10 : Συγκρίσεις της K_s που προκύπτουν από διάφορες αναλύσεις των δεδομένων του μικρού διηθητομέτρου δίσκου, για το καλλιεργημένο και το ακαλλιέργητο έδαφος αντίστοιχα

Από τα στοιχεία των Πινάκων (9, 10), προκύπτει ότι η χρήση του συγκεκριμένου διηθητομέτρου μικρού δίσκου εφαρμογής αρνητικής πίεσης με στόχο τον προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων δεν είναι μία απλή υπόθεση. Είναι εμφανές ότι τα αποτελέσματα για την K_s που παρουσιάζονται στους Πίνακες 9, 10 διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους και δεν είναι δυνατό να βγάλει κανείς συμπεράσματα μόνο τα δεδομένα του διηθητομέτρου. Φαίνεται δε να έχει μεγάλη σημασία ο τρόπος χειρισμού των δεδομένων των πειραματικών μετρήσεων με το διηθητόμετρο. Πιστεύουμε, ότι στο μέλλον θα πρέπει τα αποτελέσματα αυτά να ελεγχθούν περαιτέρω και με πειραματικές μεθόδους άμεσης μέτρησης των υδραυλικών ιδιοτήτων και μάλιστα στο ίδιο σημείο του εδάφους ούτως ώστε να αποφευχθεί η επίδραση της παραλλακτικότητας του.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

12^ο

Συμπεράσματα

Οι υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους αποτελούν το “ κλειδί ” για τη διερεύνηση της ροής του νερού στην ακόρεστη ζώνη του εδάφους. Από την ανασκόπηση της βιβλιογραφίας προκύπτει ότι τα διηθητόμετρα δίσκου είναι πολύτιμα εργαλεία για τη γρήγορη και εύκολη εκτίμηση των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, καθώς και την παρακολούθηση της αθροιστικής διήθησης με το χρόνο.

Ο προσδιορισμός των υδραυλικών ιδιοτήτων με τη χρήση του μικρού διηθητομέτρου δίσκου και του λογισμικού DISC (βελτιστοποίηση των υδραυλικών παραμέτρων της εξίσωσης του van Genuchten) φαίνεται να δίνει κάποια αποτελέσματα, καθώς αποτελεί μία σχετικά εύκολη διαδικασία. Όμως, από την εμπειρία πειραματισμού μας με το διηθητόμετρο αυτό καταλήξαμε ότι πρέπει να δοθεί προσοχή στα εξής:

- Η μέθοδος προσδιορισμού των υδραυλικών ιδιοτήτων με χρήση της αντίστροφης επίλυσης δεν πρέπει να εφαρμόζεται με στόχο τη γρήγορη εκτίμηση τους. Εάν υπάρχει η δυνατότητα προσδιορισμού τους με κάποια άμεση πειραματική μέθοδο, πιστεύουμε ότι θα πρέπει να προτιμηθεί
- Χρειάζεται να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή τόσο στη διαδικασία σχεδιασμού και εφαρμογής του πειράματος, όσο και στην επεξεργασία των μετρήσεων
- Όταν είναι απαραίτητο να συγκριθούν οι βελτιστοποιημένες σχέσεις υδραυλικών ιδιοτήτων με άλλες μεθόδους, θα πρέπει να δίνεται η απαραίτητη προσοχή στην ανάλυση και όχι να απορρίπτεται αμέσως η οποιαδήποτε μέθοδος προσδιορισμού
- Οποσδήποτε υπάρχουν διαφορές στις υποθέσεις που επιβάλλονται από την εφαρμογή διαφόρων μοντέλων και σε αυτές που γίνονται για την πραγματοποίηση ενός πειράματος σε συνθήκες αγρού, καθώς οι υδραυλικές ιδιότητες επηρεάζονται από το καθεστώς ροής κάτω από το οποίο αυτές προσδιορίζονται (π.χ. ροή σταθερής κατάστασης και ροή μεταβατικής κατάστασης)

Από τα αποτελέσματα προέκυψε ότι η χρήση του μικρού διηθητομέτρου δίσκου για διερεύνηση των υδραυλικών ιδιοτήτων σε καλλιεργημένο και ακαλλιεργητο έδαφος δεν παρέχει ακριβή και ασφαλή αποτελέσματα και επιβεβαιώνονται οι Malone et al.

(2003), οι οποίοι κατέληξαν σε παρόμοια συμπεράσματα εξετάζοντας το μακροπορώδες των εδαφών. Τα ανωτέρω συμπεράσματα επιβεβαιώνονται και από τα στοιχεία των **Πινάκων 9, 10**, για την υδραυλική αγωγιμότητα στον κορεσμό, **K_s** .

Απαιτείται, λοιπόν, η περαιτέρω διερεύνηση της χρήσης του διηθητομέτρου για τον προσδιορισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων των εδαφών σε συνδυασμό με διάφορες άμεσες μεθόδους μέτρησης τους στο εργαστήριο και στον αγρό.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ahuja, L.R., and D. Swartzendruber, 1972. *An improved form of soil water diffusivity function*. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36: 9-14.
- Álvarez - Benedí J., and Muñoz – Caprena R., 2005. *Measurement and Characterization of Soil Hydraulic Properties*, Chapter 6, pp: 228-242. In: Soil – Water – Solute Process Characterization, An Integrated approach, CRC Press.
- Angulo-Jaramillo, R., Gaudet, J.P., Thony, J.L., Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Clothier, B.E., 1995. *The mobile water content in an aggregated unsaturated soil*. In: Alonso, E.E., Delage, P., Balkena, A.A. (eds.), *Unsaturated Soils. Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils, UNSAT '95, Vol. 1*. Rotterdam, Paris, September 6-8, pp. 349-354 (ISBN 90 5410 584 4).
- Angulo-Jaramillo, R., Gaudet, J.P., Thony, J.L., Vauclin, M., 1996. *Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil*. Soil Sci. Soc. Am. J. 60, 710-715.
- Angulo - Jaramillo, R., Moreno, F., Clothier, B. E., Thony, J. L., Vachaud, G. , Fernandez-Boy, E., Cayuela, J.A., 1997. *Seasonal variation of hydraulic properties of soils measured using a tension disc infiltrometer*. Soil Sci. Soc. Am. J. 61, 27-32.
- Angulo-Jaramillo R., Vandervaere J.P., Roulier S, Thony J.L., Gaudet J.P., Vauclin M., 2000. *Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring Infiltrometers. A review and recent developments* .Soil Til. Res. 55:1-29.
- Ankeny, M.D., T.C. Kaspar, T.C., and R.Horton , 1990. *Characterization of tillage and traffic effects on unconfined infiltration measurements*. Soil Sci. Soc. Am. J. 54: 837- 840.
- Ankeny, M.D., Ahmed, M., Kaspar, T.C. and Horton, R., 1991. *Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity*, Soil Sci. Soc. Am. J. 55:467-470.
- Argyrokastritis I., and Kerkides P., 2003. *A Note to the Variable Sorptivity Infiltration Equation*. Water Resources Management, 17: 133-145.

- Arya, L.M., D.A. Farrel and G.R. Blake. 1975. *A field study of soil water depletion Patterns in presence of growing soybean roots*. I. Determination of hydraulic properties of the soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:1023–1030.
- Arya, L.M., 2002. Wind and hot – air methods. p.916 – 926. In J.H. Dane and G.C. Topp (eds.) *Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods. Soil Sci. Soc. Am. Book Ser. 5. Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.*
- Auzet A.-V., Jaramillo- A., R., Damiron H., Pluymys M., Ambroise B., and Vauclin M., 1997. *Tension Disk Infiltrometry to Determine the Near - Saturated Hydraulic Conductivity of Organic and Coarse- Textured Soils on Granites*, pp:571-578. In: M. Th. van Genuchten, F. J. Leij and L. Wu (eds.), *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Part 1*, Department of Environmental Sciences University of California, Riverside, CA, U.S. Salinity Laboratory, Agriculture Research Service, U.S. Department of Agriculture, Riverside, C.A.
- Azevedo, A.S., R.S. Kanwar, and R. Horton, 1998. *Effect of cultivation on hydraulic properties of an Iowa soil using tension infiltrometers*. *Soil Sci.* 163:22–29.
- Bagarello, V., M. Iovino, and G. Tusa. 2001. *Effect of contact material on tension infiltrometer measurements*. *Trans. ASAE* 44:911–916.
- Baker, J.M., and R.R. Allmaras, 1990. *System for automating and multiplexing soil moisture measurement by time-domain reflectometry*. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54: 1-6.
- Bard, Y., 1974. *Nonlinear Parameter Estimation*, Academic Press, New York, N.Y., pp: 341
- Beven, K., and P. Germann, 1982. *Macropores and water flow in soils*. *Water Resour. Res.* 18: 1311-1325.
- Bodhinayake, W., B. C. Si and Xiao, C., 2004. *New method for Determining Water – Conducting Macro- and Mesoporosity from Tension Infiltrometer*. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68: 760-769.
- Bohne, K., C. Roth, F.J. Leij, and M.T. Van Genuchten, 1992. *Rapid method for estimating the unsaturated hydraulic conductivity from infiltration measurement*, *Soil Sci.*, 155 (4), 237-244.

- Bonnell, M., and J. Williams, 1986. *The two parameters of the Philip infiltration equation: Their properties and spatial and temporal heterogeneity in a red earth of tropical semi-arid Queensland*. J.Hydrol. 87: 9-31.
- Bouma, J., 1982. *Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores*. Soil Sci. Soc. Am. J.46: 438-441.
- Bouma, J., C. Belmans, L.W. Dekker, and W.J.M. Jeurissen. 1983. *Assessing the suitability of soils with macropores for subsurface liquid waste disposal*. J. Environ. Qual. 12:305–311.
- Bouma, J.A., A. Jongerius, and D. Schoonderbeek. 1979. *Calculation of saturated hydraulic conductivity of some pedal clay soils using micromorphometric data*. Soil Sci. Soc. Am. J. 43:261–264.
- Bouma, J., and J.H.M. Wosten. 1979. *Flow patterns during extended saturated flow in two undisturbed swelling clay soils with different macrostructures*. Soil Sci. Soc. Am. J. 43:16–22.
- Bouwer, H.1978. *Groundwater Hydrology*. McGraw-Hill, Toronto.
- Brooks, R.H., and C.T. Corey, 1966. *Properties of porous media affecting fluid flow*. J. Irrig. Drain. Div. Am. Soc. Civ. Eng. 92: 61-88.
- Bruce, R.R. 1972. *Hydraulic conductivity evaluation of the soil profile from soil water retention relations*. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36: 555-561.
- Bruce, R.R., and A. Klute. 1956. *The measurement of soil moisture diffusivity*. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 20:458–462.
- Bruckler, B., C. Ball, and P. Renault, 1989. *Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soils*. Soil Sci.147:1–10.
- Buttle, J.M., and D. J. McDonald, 2000. *Soil macroporosity and infiltration characteristics of a forest podzol*. Hydrol. Process. 14:831–848.
- Cameira, M.R., R. M. Fernando, and L.S. Pereira, 2003. *Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal*. Soil Tillage Res. 70:131–140.
- Carrera, J., and S.P. Neuman, 1986a. *Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions. 1. Maximum likelihood method incorporating prior information*. Water Resour. Res. 22: 199-210.

- Carrera, J., and S.P. Neuman, 1986b. *Estimation of aquifer parameters under transient and steady state conditions. 2. Uniqueness, stability, and solution algorithms.* Water Resour. Res. 22: 211-227.
- Carsel, R. F. and R. S. Parrish. 1988. "Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics." *Water Resour. Res.* 24: 755-769.
- Castiglione P., Shouse P.J., Mohanty B., Hudson D. and M.Th. Van Genuchten, 2005. *Improved Tension Infiltrometer for Measuring Low Fluid Rates in Unsaturated Fractured Rock*, J. Vadose Zone 4: 885- 890.
- Casey, F.X.M., Logsdon, S.D., Horton, R., Jaynes, D.B., 1997. *Immobile water content and mass exchange coefficient of a field soil.* Soil Sci. Soc. Am. J. 61, 1030-1036.
- Casey, F.X.M., Logsdon, S.D., Horton, R., Jaynes, D.B., 1998. *Measurements of field soil hydraulic and solute transport parameters.* Soil Sci. Soc. Am. J. 62, 1172-1178.
- Chan, K.Y., Heenan, D.P., 1993. *Surface hydraulic properties of a red earth under continuous cropping with different management practices.* Aust. J. Soil Res. 31, 13-24.
- Chen C., D.M. Thomas, R. E. Green, and R.J. Wagenet, 1993. *Two-domain estimation of hydraulic properties in macropore soils.* Soil Sci. Soc. Am. J. 57: 680-686.
- Childs, E.C., 1940. *The use of the soil moisture characteristic in soil studies.* Soil Sci. 50, pp: 239 – 252.
- Childs, E.C. and Collins – George, N. (1950). The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc. : 201, A : 392 – 405.
- Ciollaro, G., and N.Romano. 1995. *Spatial variability of the soil hydraulic properties of a volcanic soil.* Geoderma. 65: 262-282.
- Clausnitzer, V., and J.W. Hopmans, 1995. *Non -linear parameter estimation: LM_OPT. General- purpose optimization code based on the Levenberg - Marquardt algorithm.* Land, Air and Water Resources Paper No. 100032, University of California, Davis, CA.
- Clothier, B. E. and White I., 1981. *Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field.* Soil Sci. Soc. Am. J., 45: 241-245.

- Clothier, B.E., and K. R. J. Smettem, 1990. *Combining laboratory and field measurements to define the hydraulic properties of soil*. Soil Sci. Soc. Am. J. 54: 299 – 304.
- Clothier, B.E., M.B. Kirkham, and J.E. Mclean, 1992. *In situ measurement of the effective transport volume for solute moving through soil*, Soil Sci. Soc. Am. J. 56: 733-736.
- Clothier, B.E., Heng, L., Magesan, G.N., Vogeler, I., 1995. *The measured mobile-water content of an unsaturated soil as a function of hydraulic regime*. Aust. J. Soil Res. 33, 397-414.
- Cook, F.J. and Broeren, A., 1994. *Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disk permeameters*. Soil Sci., 157:2-1 I.
- Cook, F.J. , 2007. *Unsaturated hydraulic properties: Laboratory tension infiltrometer*. Ch. 80. In M.R. Carter and E.G. Gregorich (ed.) Soil sampling and methods of analysis. 2nd ed. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Corey, A.T. 2002. *Long column*. p. 899–903. In J.H. Dane and G.C. Topp (eds.) Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods. Soil Sci. Soc. Am. Book Ser. 5. Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.
- Dalton, F.N., 1992. *Development of time- domain reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity*, pp: 143-167. In: G.C. Topp et al (eds.), Advances in measurement of soil hydraulic properties: Bringing theory into practice. Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ.30. Soil Sci.Soc.Am., Madison, WI.
- Dane, J.H., and S. Hruska, 1983. *In-situ determination of soil hydraulic properties during drainage*, Soil.Sci. Soc.Am.J., 47,619-624.
- Daniel, C., and F. S. Wood. 1971. *Fitting Equations to Data*. Wiley-Interscience, New York.
- Dirksen, C.1991. *Unsaturated hydraulic conductivity*. In: K.A. Smith and C.E. Mullins (eds.), Soil Analysis: Physical Methods. pp. 209-269. Marcel Dekker, Inc.,New York.
- Dunn, G.H., and R.E. Phillips. 1991a. *Macroporosity of a well-drained soil under no-till and conventional tillage*. Soil Sci. Soc. Am. J. 55:817–823.
- Dunn, G.H., and R.E. Philips, 1991b. *Equivalent diameter of simulated macropore systems during saturated flow*. Soil Sci.Soc. Am.J. 55: 817-823.

- Eching, S.O., and J.W.Hopmans, 1993a. *Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil pressure data.* . Soil. Sci. Soc. Am. J. 57(5):1167-1175.
- Eching, S.O., and J.W. Hopmans, 1993b. *Inverse solution of unsaturated soil hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data.* Department Report No. 100021. Dept. Land, Air and Water Resources, University of California, Davis, CA.
- Eching, S. O., J. W. Hopmans and O. Wendroth, 1994. *Unsaturated hydraulic conductivity from transient multi-step outflow and soil water pressure data.* Soil. Sci. Soc.Am. J. 58: 687-695.
- Elrick, D.E., W.D. Reynolds, N.Baumgartner, K.A. Tan, and K.L. Bradshaw, 1987. *In situ measurements of hydraulic properties of soils using the Guelph permeameter and the Guelph permeameter and the Guelph infiltrometer.* Proc. Int. Worksh. Land Drainage 3rd, Colombus, OH. 7-11 Dec. 1987. Dep. Of Agric. Eng., Ohio State Univ., Colombus.
- Endelman, F.J., G.E.P. Box, J. R. Boyle, R.R. Hughes, D. R. Keeney, M.L. Northrup, and P.G. Saffigna, 1974. *The mathematical modeling of soil- water- nitrogen phenomena.* EDFB- IBP- 74-8. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridg, Tenn.
- Feddes, R.A., P. Kabat, P.J.T. van Bakel, J.J.B. Bronswijk, and J. Halbertsma, 1988. *Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone-state of the art.* J.hydrol. 100: 69-111.
- Flint, L.E., and A. L. Flint, 2002. *The soil solution phase.* Porosity pp: 241-254. In: J.H.Dane and G.C.Topp (eds), *Methods of soil analysis. Part 4.* Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.
- Fuentes C., R. Haverkamp, and J.-Y. Parlange, 1992. *Parameter constraints on closed-form soil-water reletionships.* J.Hydrol.134: 117-142.
- Gardner, W.R., 1956. *Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data.* Soil. Sci. Soc. Am.Proc. 20:317-320.
- Gardner, W.R. 1958. *Some steady - state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table.* Soil Sci. Soc. Am. J. 56: 773-736.
- Gardner, W.R. 1958. *Some steady - state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table.* Soil Sci. 85: 228- 232.

- Gardner, W.R. 1965. *Dynamics of soil-water availability to plants*. *Annu. Rev. Plant Physiol.* 16:323–342.
- Gaudet, J.P., Angulo-Jaramillo, R., Thony, J.L., Vauclin, M., Ladouche, B., Bariac, T., Huon, S., Ambroise, B., Auzet, A.V., 1995. *Mesures in situ de la fraction immobile de l'eau du sol avec de l'eau enrichie en ¹⁸O dans un infiltroètre à succion contrôlée*. In: Proceedings of the Conference on Isotopes on Water Resource Management, Vol. 1. AIEA-SM-336/130P, Vienna, March, 20-24, 1995, pp. 28-35.
- Ghodrati, M., and W. A. Jury, 1990. *A field study using dyes to characterize preferential flow of water*. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:1558–1563.
- Green, R.E., L.R. Ahuja, and S.K. Chong, 1986. *Hydraulic conductivity, diffusivity, and sorptivity of unsaturated soils: Field methods*, In: Klute (ed.), *Methods of soil analysis. Part 1*. 2nd ed. Agronomy Monograph 9:771-798, Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.
- Green, R.E., and J. C. Corey, 1971. *Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of some predictive methods*. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 3-8.
- Haverkamp, R., M. Vauclin, J.Touma, P.J. Wierenga, and G. Vachaud, 1977. *A comparison of simulation models for one-dimensional infiltration*. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41: 285-294.
- Haverkamp, R., Parlange, J.-Y., Starr, J.L., Schmitz, G. and Fuentes, C., 1990. *Infiltration under ponded conditions: 3: A predictive equation based on physical parameters*. *Soil Science*, 149:292-300.
- Haverkamp, R., Ross, P.J., Smettem, K.R.J. and Parlange J-Y., 1994. *Three dimensional analysis of infiltration from disc infiltrometer 2. Physically-based infiltration equation*. *Water Resour. Res.*, 29:2779- 2786.
- Hillel, D.1980. *Applications of Soil Physics*. Academic Press, Toronto.
- Hopmans, J.W., and Šimůnek, J., 1997. *Review of Inverse Estimation of Soil Hydraulic Properties*. In: M. Th. Van Genuchten, F. J. Leij and L.Wu (eds.), *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Part 1*, Department of Environmental Sciences University of California, Riverside, CA.
- Hussen, A.A. and Warrick, A.W, 1993. *Alternative analyses of hydraulic data from the disc tension infiltrometers*. *Water Resour. Res.*, 29: 4103-4108.

- Hussen, A.A., A.W. Warrick, and S. A. Musil, 1994. *In situ method to determine hydraulic and transport parameters*, p. 250. In *Agronomy abstracts*. ASA, Madison, WI.
- Jackson, R.D., 1972. *On the calculation of hydraulic conductivity*. Soil Sci. Soc. Am. 36 : 380-382.
- Jackson, R.D., R.J. Reginato, and C.H.M. van Bavel. 1965. *Comparison of measured and calculated hydraulic conductivities of unsaturated soils*. Water Resour. Res. 1: 375-380.
- Jarvis N. J., Messing I., 1995. *Near – saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers*. Soil Sci. Soc. Am. J.59: 27-34.
- Jarvis, N.J., P.B. Leeds- Harrison, and J.M. Dosser, 1987. *The use of tension infiltrometers to assess routes and rates of infiltration in a clay soil*. J. Soil Sci., 38: 633-640.
- Jaynes, D.B., Logsdon, S.D., Horton, R., 1995. *Field method for measuring mobile/immobile water content and solute transfer rate coefficient*. Soil Sci. Soc. Am. J. 59, 352-356.
- Jaynes, D.B., Shao, M., 1999. *Evaluation of a simple technique for estimating two-domain transport parameter*, Soil Sci. 164 (2), 82-91.
- Kachanoski, R.G., E. Pringle, and A. Ward. 1992. *Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry*. Soil Sci. Soc. Am. J. 56:47-52.
- Klute, A. 1986. *Water retention: Laboratory methods*. In: A. Klute (ed.), *Methods of soil analysis. Part 1. 2nd ed . Agronomy Monograph 9:635-662* Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.
- Klute, A., and C. Dirksen, 1986. *Conductivities and diffusivities of unsaturated soils*. In: A.Klute (ed.), *Methods of soil analysis. Part 1. 2nd ed . Agronomy Monograph 9:687- 734* Soil Sci. Soc. Am. , Madison, WI.
- Kool, J.B., J.C. Parker, and M.Th. van Genuchten, 1985a. *Determining soil hydraulic properties for one-step outflow experiments by parameter estimation. I. Theory and numerical studies*. Soil. Sci. Soc. Am. J. 49: 1348- 1354.

- Kool, J.B., J.C. Parker, and M. Th. van Genuchten, 1985b. *ONESTEP: A nonlinear parameter estimation program for evaluating soil hydraulic properties from one-step outflow experiments*. Virginia Agric.Exp.Stat. Bull.85-3, Blacksburg, VA.
- Kool, J.B., J.C. Parker, and M.Th. van Genuchten, 1987. *Parameter estimation for unsaturated flow and transport models- A review* . J.Hydrol.91: 255-293.
- Kool, J.B., and J.C. Parker, 1988. *Analysis of the inverse problem for transient unsaturated flow*. Water Resources Res. 24(6):817-830.
- Lin, H., and K. McInnes, 1995. *Water flow in clay soil beneath a tension infiltrometer*. Soil Sci. 159: 375- 382.
- Lin, H., K. McInnes, L. Wilding, and C. Hallmark, 1998. *Macroporosity and initial moisture effects on infiltration rates in vertisols and vertic intergrades*. Soil Sci. 163: 2-8.
- Logsdon, S.D., R. R. Allmaras, L. Wu, J. B. Swan and G.W. Randall, 1990. *Macroporosity and its Relation to Saturated Hydraulic Conductivity under Different Tillage Practices*. Soil Sci. Soc.Am. J., 54: 1096-1101.
- Logsdon, S.D. and D.B. Jaynes, 1993. *Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers*. Soil Sci. Soc.Am. J., 57: 1426- 1431.
- Logsdon, S.D., and Jaynes, D.B., 1996. *Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times*. Soil Sci. Soc. Am. J. 60, 703-709.
- Logsdon, S.D., J.L. Jordahl, and Karlen, D.L., 1993. *Tillage and crop effects on ponded and tension infiltration rates*. Soil Tillage Res.28: 179-189.
- Logsdon, S.D., E.L. McCoy, R.R. Alimaras and D.R. Linden, 1993. *Macropore characterization by indirect methods*, Soil Sci. 155, 316-324.
- Luxmoore, R.J., 1981. *Micro-, meso- and macroporosity of soil*. Soil Sci. Soc.Am. J. 45: 671-672.
- Luxmoore, R.J., P. M. Jardine, G. V. Wilson, J. R. Jones, and L.W. Zelazny, 1990. *Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope*. Geoderma. 46: 139-154.

- Malone, R.W., Logsdon, S., Shipitalo M.J., Weatherington – Rice J., Ahuja, L., Ma, L., 2003. *Tillage effect on macroporosity and herbicide transport in percolate*, Sci. Dir., Geoderma 116: 191-215.
- Marquardt, D. W., 1963. *An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters*. SIAM J. Appl.Math., 11:431-441.
- Messing, I. and J. Jarvis, 1993. *Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers*. Department of Soil Sciences, Swedish University of Agricultural Sciences, Box 7014, 750 07 Uppsala, Sweden, Soil Sci. J.44: 11-24.
- Millington, R.J., and J.P. Quirk, 1961. *Permeability of porous solids*. Trans. Faraday Soc. 57: 1200- 1206.
- Mohanty, B.P., Horton, R. and Ankeny, M.D., 1996. *Infiltration and macroporosity under row crop agricultural field in a glacial till soil*. Soil Sci., 161: 205-213.
- Mohanty, B.P., R.S. Bowman, J.M.H. Hendrickx, and M.Th. van Genuchten, 1997. *New piecewise-continuous hydraulic functions for modeling preferential flow in an intermittent flood-irrigated field*. Water Resour. Res. 33: 2049-2063.
- Moreno, F., Andreu L., Fernández, J.E., and Pelegrin F., 1997. *Measurement of Soil Hydraulic Properties with a Tension Disk Infiltrometer*, In: M. Th. van Genuchten, F. J. Leij and L. Wu (eds.), *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Part 1*, pp :587-591, Department of Environmental Sciences University of California, Riverside, CA, U.S. Salinity Laboratory, Agriculture Research Service, U.S. Department of Agriculture, Riverside, C.A.
- Mualem, Y. 1976a. *A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media*. Water Resour. Res. 12: 513-522.
- Murphy, B.W., Koen, T.B., Jones, B.A., Huxedurp, L.M., 1993. *Temporal variation of hydraulic properties of some soils with fragile structure*. Aust. J. Soil Res. 31, 179 - 197.
- National Research Council, 2001. *Conceptual models of flow and transport in the fractured vadose zone*. National Acad. Press, Washington, DC.

- Neuman , S.P. 1973. *Calibration of distributed parameter groundwater flow models viewed as a multiple-objective decision process under uncertainty*. Water Resour. Res. 9(4):1006-1021.
- Parker J.C., J.B. Kool, and M. Th. van Genuchten, 1985. *Determining soil hydraulic Properties for one-step outflow experiments by parameter estimation. II. Experimental studies*. Soil. Sci. Soc. Am. J. 49: 1354- 1359.
- Parlange , J-Y.1977. *A note on the use of infiltration equations*. Soil Sci.Soc. Am. J. 41 : 654-655.
- Perroux, K.M., and I.White, 1988. *Design for disc permeameters*, Soil. Sci. Soc. Am. J., 52, 1205- 1215.
- Philip, J.R., 1957b. *The theory of infiltration. Part 4. Sorptivity and algebraic equations*. Soil Sci. 84: 257-264.
- Philip, J.R., 1969. *Theory of infiltration*. Adv. Hydrosci. 5: 215-296.
- Pierson, F. B., Robichaud, P.R., Spaeth, K. E., 2001. *Spatial and temporal effects of wildfire on the hydrology of a steep rangeland watershed*. Hydrological Processes. 15: 2905-2916.
- Poulovassilis, A., Elmaloglou S., Kerkides P. and Argyrokastritis I., 1989. *A Variable Sorptivity Infiltration Equation*. Water Res. Management, 3: 287-298.
- Quadri, M.B., B.E. Clothier , R.Angulo- Jaramillo, M.Vauclin, and S.R.Green , 1994. *Axisymmetric transport of water and solute underneath a disk permeameter: Experiments and numerical model*, Soil Sci.Soc. Am. J. 58:696-703.
- Ramos, T.B., Gonçalves, M.C. Martins, J.C., Van Genuchten, M.T. and F.P.Pires, 2006. *Estimation of Soil hydraulic properties from Numerical Inversion of Tension Disk Infiltrometer Data*, pp: 684- 696. Estação Agronómica Nacional, Quinta do Marquês, 2784-505 Oeiras, Portugal. M. Th. van Genuchten, USDA-ARS, George E. Brown, Jr., Salinity Lab. 450 W. Big Springs Road, Riverside, CA 92507 - 4617, Vadoze Zone Journal 5: 684 - 696.
- Reynolds, W.D., 2006. *Tension Infiltrometer Measurements: Implications of Pressure Head Offset due to Contact Sand*. J. Vadoze Zone.5: 1287-1292.

- Reynolds, W.D., 2007. *Unsaturated hydraulic properties: Field tension infiltrometer*. Ch. 82. In M.R. Carter and E.G. Gregorich (ed.) *Soil sampling and methods of analysis*. 2nd ed. CRC Press, Boca Raton, FL .
- Reynolds W.D. and Elrick E.D., 1991. *Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer*. *Soil Sci. Soc.Am. J.*, 55:633-639.
- Reynolds, W.D., and W. D. Zebchuk, 1996. *Use of contact material in tension infiltrometer measurements*. *Soil Technol.* 9:141–159.
- Robichaud, P. R., 2000. *Fire effects on infiltration rates after prescribed fire in Northern Rocky Mountain forests, USA*. *Journal of Hydrology*. 231-232: 220-229.
- Robichaud, P.R., Beyers, J.L., Neary, D.G., 2000. *Evaluating the effectiveness of postfire rehabilitation treatments*. Gen. Tech. Rep. RMRS - GTR-63. Fort Collins, CO: US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain b Research Station. 85 p.
- Robichaud, P. R., Lewis, S. A., Ashmun, L. E., 2008. *New procedure for sampling infiltration to assess post-fire soil water repellency*. Res. Note. RMRS - RN-33. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 14 p.
- Russo, D. 1988. *Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: On the selection of a model for the hydraulic properties*. *Water Resources Res.* 24: 453-459.
- Russo, D., E. Bresler, U. Shani, and J.C. Parker. 1991. *Analysis of infiltration events in relation to determining soil hydraulic properties by inverse problem methodology*. *Water Resour. Res.* 27: 1361-1373.
- Santini, A., N. Romano, G. Ciollaro, and V. Comegna, 1995. *Evaluation of a laboratory inverse method for determining unsaturated hydraulic properties of a soil under different tillage practices*. *Soil Sci.* 160 : 340 -351.
- Sauer, T.J., B.E. Clothier, and T.C. Daniel, 1990. *Surface measurements of the hydraulic properties of a tilled and untilled soil*. *Soil Tillage Res.* 15: 359- 369.
- Shani, U., R.J. Hanks, E. Bresler, and C.A.S. Oliveira, 1987. *Field method for estimating hydraulic conductivity and matric potential – water content relations*. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 298-302.

- Šimůnek, J., R. Angullo-Jaramillo, M.G. Schaap, J. – P. Vandervaere, and M.Th. Genuchten, 1998a. *Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension disc infiltrometer data*, Geoderma, 86:61-81.
- Šimůnek, J, M. Th. Van Genuchten, M. M. Gribb, and J. W. Hopmans, 1998b. *Parameter estimation of unsaturated soil hydraulic properties from transient flow processes*. Soil.Till.Res., 32: 2683-2696.
- Šimůnek J., and M.Th. Van Genuchten, 1996. *Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion*. Water Resour. Res. 32:2683–2696.
- Šimůnek, J., and M. Th. Van Genuchten, 1997. *Parameter estimation of soil hydraulic properties from multiple tension disk infiltrometer data*. Soil Sci.6 : 383-398.
- Šimůnek, J, and M. Th. van Genuchten, 1997. *Using the HYDRUS-1D and HYDRUS-2D Codes for Estimating Unsaturated Soil Hydraulic and Solute Transport Parameters*. In: M. Th. van Genuchten, F. J. Leij and L.Wu (eds.), *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Part 2*, Department of Environmental Sciences University of California, Riverside, CA.
- Šimůnek, J. and M. Th. van Genuchten, 2000. *The DISC Computer Software for Analyzing Tension Disc Infiltration Data by Parameter Estimation, Version 1.0*, Research Report No. 145, U. S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, California.
- Šimůnek, J., N.J. Jarvis, M.Th. van Genuchten, and A. Gärdenäs, 2003. *Review and comparison of models for describing non-equilibrium and preferential flow and transport in the vadose zone*. J.Hydrol. 272: 14-35.
- Šimůnek, J., M. Šejna, and M.T. van Genuchten, 1996. *The HYDRUS-2D software package for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media : Version 1.0*, IGWMC-TPS-53, pp: 167, Int. Ground Water Model. Cent., Colo. Sch. Of Mines, Golden.
- Šimůnek, J., O. Wendroth, and M. Th. van Genuchten, 1999a. *Estimating Unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments*. Water Resour. Res. 35: 2965-2979.
- Šimůnek, J., O. Wendroth, and M.Th. van Genuchten, 1999b. *Soil hydraulic properties from laboratory evaporation experiments by parameter estimation*. In: M

- Th. van Genuchten, F. J. Leij and L.Wu (eds.), Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Part 1, Department of Environmental Sciences University of California, Riverside, CA.
- Skopp, J., 1981. *Comment on 'Micro- meso- and macroporosity of soil'*. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 1246.
- Shouse, P.J., Mohanty, B.P., 1998. *Scaling of near-saturated hydraulic conductivity measured using disc infiltrometers*. Water Resour. Res. 34 (5), 1195-1205.
- Smettem, K.R.J. and Clothier B.E., 1989. *Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disk permeameters*. J.Soil.Sci.40: 563-568.
- Smettem, K.R.J. and Ross P.J., 1992. *Measurement and prediction of water movement in a field soil: The matrix- macropore dichotomy*. Hydrol. Process, 6: 1-10.
- Smettem, K.R.J., Parlange J.Y., Ross P.J. and Haverkamp R., 1994. *Three dimensional analysis of infiltration from disc infiltrometer 1. A capillary- based theory*. Water Resour. Res., 30: 2925-2929.
- Smettem, K.R.J., Parlange J.Y., Ross P.J. and Haverkamp R., 1995. *Three dimensional analysis of infiltration from disc infiltrometer 3.Parameter estimation using a double-disk tension infiltrometer* Water Resour. Res., 30: 2491-2495.
- Stol, W., D.I. Rouse, D.W.G. van Kraalingen, and O. Klepper, 1992. *FSEOPT, a FORTRAN program for calibration and uncertainty analysis of simulation models*. Simulation Report No. 24. CABO-DLO, Wageningen, the Netherlands.
- Talsma, T., and J.Y.Parlange, 1972. *One-dimensional vertical infiltration*. Aust. J.Soil Res. 10:143-150.
- Thony, J.L., Vachaud, G., Clothier, B. E., Angulo – Jaramillo, R., 1991. *Field measurements of the hydraulic properties of soil*. Soil Technol.4: 111- 123.
- Timlin, D.J., L.R. Ahuja, and M.D. Ankeny, 1994. *Comparison of three field methods to characterize apparent macropore conductivity*. Soil Sci. Soc. Am. J. 58:278–284.
- Toorman, A.F., P.J. Wierenga, and R.G. Hill, 1992. *Parameter estimation of soil hydraulic properties from one-step outflow data*. Water Resour. Res. 28: 3021-3028.

- Topp, G.C., J.L. Davis, and A.P. Annan, 1980. *Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines*. Water Resour. Res. 16: 574-582.
- Turner, N.C. and Parlange, J.-Y., 1974. *Lateral movement at the periphery of a one-dimensional flow of water*, Soil Sci., 118: 70-77.
- Vachaud G., and J. H. Dane, 2002. *Instantaneous profile* pp. 937–945. In: J.H. Dane and G.C. Topp (ed.) *Methods of soil analysis Part 4. Physical methods*. Soil Sci. Soc. Am. Book Ser. 5 Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.
- Van Dam, J.C., J.N. M. Stricker, and P. Droogers. 1992. *Evaluation of the inverse method for determining soil hydraulic functions from one-step outflow experiments*. Soil. Sci. Soc. Am. J. 56: 1042- 1050.
- Van Dam, J.C., J.N.M. Stricker, and P. Droogers. 1994. *Inverse method for determining soli hydraulic functions from multi-step outflow experiments*. Soil. Sci. Soc. Am. J. 58: 647- 652.
- Vandervaere, J.-P. 2002. *Unsaturated water transmission parameters obtained from infiltration: Early-time observations*. pp. 889–894. In J.H. Dane and G.C. Topp (ed.) *Methods of soil analysis. Part 4: Physical methods*. Soil Sci. Soc. Am. Book Ser. 5. Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.
- Vandervaere J.- P. , C. Peugeot, M. Vauclin, R. A. Jaramillo and T. Lebel, 1997. *Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and Minitensiometers*. Journal of Hydrology 188-189:203-223.
- Vandervaere J.- P. , Vauclin M., Elrick D.E. 2000a. *Transient flow from Tension Infiltrometers: I. The Two- Parameter Equation*. Soil Sci. Soc.Am. J. 64: 1263-1272.
- Vandervaere J.- P. , Vauclin M., Elrick D.E. 2000b. *Transient flow from tension infiltrometers. Part 2. Four methods to determine sorptivity and conductivity*. Soil Sci. soc. Am. J. 64: 1272-1284.
- Van Genuchten, M.Th., 1980. *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unaturated soils*, Soil. Sci. Soc.Am. J. 44: 892-898.
- Van Genuchten, M.T., Šimůnek, J., 1996. *Evaluation of pollutant transport in the saturated zone*, pp: 139-172. In: P. E. Rijtema and V.Elias, Kluwer, Norwell, Mass. (eds.), *Proceedings of Regional Approaches to Water Pollution in the Environment*, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, the Netherlands.

- Vauclin, M., Chopart, J.L., 1992. *L'infiltrométrie multidisques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte-d'Ivoire*. L'Agronomie Tropicale. 46, 259-271.
- Vogeler I., Clothier B.E., Green S.R., Scotter D.R., Tillman R.W., 1996. *Characterizing water and solute movement by time domain reflectometry and disc permeametry*. Soil Sci. Soc. Am. J.60: 5-12.
- Walker, C., Lin S.H., and D. D. Fritton , 2006. *Is the Tension Beneath a Tension Infiltrometer What We Think It Is?*, J.Vadose Zone 5: 860-866.
- Wang, D., Yates, S.R., Ernst, F.F., 1998. *Determining soil hydraulic properties using tension infiltrometers, time domain reflectometry and tensiometers*. Soil Sci. Soc. Am. J. 62, 318-325.
- Wang, D., Yates, S.R. and M.Th. van Genuchten, 1997. *Accuracy of Soil Hydraulic Property Estimation Using Infiltrometers Having Different Disk Sizes*. In: M.Th. van Genuchten and F.J.Leij. (eds) , *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties Of Unsaturated Porous Media, Part 1*. pp: 22-24. U.S. Salinity Laboratory, Usda, ARS, Riverside, CA.
- Wang, D., Yates, S.R. and F.F. Ernst, 1998. *Determining Soil Hydraulic properties using Tension Infiltrometers, Time Domain Reflectometry, and Tensiometers*. U. S. Salinity Laboratory, Soil Physics and Pesticides Research Unit, 450 West Big Springs Road, Riverside, CA 92507-4617, Soil Sci. Soc. Am. J. 62: 318 - 325.
- Warrick, A.W., 1992. *Models for disc permeameters*. Water Resour. Res. 28: 1319 – 1327.
- Warrick, A.W., Broadbridge, P., 1992. *Sorptivity and macroscopic capillary length relationships*. Water Resour. Res. 28: 427-431.
- Warrick, A.W. and Lomen, D.O., 1976. *Time-dependant linearized infiltration: III. Strip and disc sources*. Soil Sci. Soc. Am. J., 40: 639-643.
- Watson, K. W., and R. J. Luxmoore, 1986. *Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer*. Soil Sci. Soc. Am. J. 50:578–582.
- Weiler, M., and F. Naef. 2003. *An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils*. Hydrol. Process. 17:477–493.

- Weir, G.J. 1987. *Steady infiltration from shallow circular ponds*. Water Resour. Res. 23: 733-736.
- Wendroth, O., and J. Šimůnek, 1999. *Soil hydraulic properties determined from evaporation and tension infiltration experiments and their use for modeling field moisture status*, pp: 737-748. In: Van Genuchten M.T., F.J.Leij, and L.Wu (eds.), *Characterization and Measurement of the hydraulic properties of Unsaturated Porous Media*, University of California, Riverside, California.
- Whisler, F.D., and K.K. Watson. 1968. *One-dimensional gravity drainage of uniform columns of porous materials*. J. Hydrol. 6: 227- 296.
- White, I., and K.M., Perroux., 1987. *Use of sorptivity to determine field soil hydraulic properties*. Soil Sci. Soc.Am.J. 51: 1093 – 1101.
- White, I., and K.M., Perroux., 1989. *Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements*. Soil Sci. Soc. Am. J. 53: 324- 329.
- White, I. and Sully, M.J., 1987. *Macroscopic and Microscopic capillary length and time scales from field infiltration*. Water Resour. Res., 23: 1514-1522.
- White, I., Sully, M.J., and Perroux, K.M., 1992. *Measurement of surface-soil hydraulic properties : disc permeameters, tension infiltrometers and other techniques*. In: Topp, G.C., et al.(eds.), *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ. 30. SSSA, Madisson, WI, pp:69-23.
- Wilson, V.G. and Luxmoore R.J., 1988. *Infiltration macroporosity and mesoporosity distributions on two forested watersheds*. Soil Sci. Soc.Am.J., 52:329- 335.
- Wind, G.P. 1968. *Capillary conductivity data estimated by a simple method*. p. 181–191. In P.E. Rijtema and H. Wassink (eds.) *Water in the unsaturated zone*. Vol. 1. Proc. Wageningen Symp., Wageningen, the Netherlands. June 1966. UNESCO, Paris.
- Wooding R.A., 1968. *Steady infiltration from large shallow circular pond*. Water Resour. Res., 28:1319-1327.
- Wraith, J.M., S.D. Comfort, B.L. Woodbury, and W.P. Inskeep. 1993. *A simplified waveform analysis approach for monitoring solute transport using time-domain reflectometry*. Soil Sci. Soc. Am. J. 57: 637-642.

- Yeh, W.W-G., 1986. *Review of parameter identification procedures in groundwater hydrology: the inverse problem*. Water Resour. Res. 22(2):95-108.
- Yeh, Y.J., C.H. Lee, and S.T.Chen, 2000. *A tracer method to determine hydraulic conductivity and effective porosity of saturated clays under low gradients*. Ground Water 38: 522 – 529.
- Youngs, E.G. 1968. *An estimation of sorptivity for infiltration studies from moisture moments considerations*. Soil Sci. 106: 157- 163.
- Young, M.H., E.V. McDonald, T.G. Caldwell, S.G. Benner, and D.G. Meadows, 2004. *Hydraulic properties of a desert soil chronosequence in the Mojave Desert*. Vadose zone. J. 3: 956- 963.
- Zachmann, D.W., P.C. Duchateau, and A.Klute, 1981. *Simultaneous approximation of water capacity and soil hydraulic conductivity by parameter identification*. Soil. Sci. 134. 156-163.
- Zhang, R., 1997a. *Infiltration models for the disk infiltrometer*. Soil. Sci. Soc. Am. J., 61 : 1597-1603.
- Zhang, R.,1997b. *Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer*. Soil Sci. Soc. Am. J.61: 1024- 1030.
- Αργυροκαστρίτης Ι., Γ. Κάργας και Π. Κερκίδης, 2009. Πειραματική επαλήθευση της εξίσωσης διήθησης με μεταβαλλόμενη απορροφητικότητα υπό συνθήκες διήθησης με εφαρμογή σταθερού αρνητικού φορτίου. Πρακτικά Πανελληνίου (κοινού) Συνεδρίου Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης (11^{ου}) και Ελληνικής Επιτροπής Διαχείρισης Υδατικών Πόρων (7^{ου}), Βόλος, Μάιος 2009, σελ. 329 – 335.
- Μετεωρολογικός σταθμός Αθηνών - Περιοχή Γκάζι. Υψόμετρο: 50μ. Ιδιοκτησία: Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών. <http://penteli.meteo.gr/stations/athens/>

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

I

ΠΙΝΑΚΑΣ 1**Δεδομένα βροχόπτωσης για το έτος 2009 – Ιούνιος - Νοέμβριος**

ANNUAL CLIMATOLOGICAL SUMMARY, 2009								
NAME: athens984 CITY: STATE:								
ELEV: 60 m LAT: 37° 58' 42" N LONG: 23° 42' 56" E								
PRECIPITATION (mm)								
			DEP.	MAX	DAYS OF RAIN			
			FROM	OBS.	OVER			
YR	MO	TOTAL	NORM	DAY	DATE	.2	2	20
09	1	83.0	0.0	20.0	23	16	12	0
09	2	50.0	0.0	33.4	8	8	2	1
09	3	91.6	0.0	35.6	18	12	7	2
09	4	32.6	0.0	16.2	6	9	4	0
09	5	4.8	0.0	4.8	6	1	1	0
09	6	0.4	0.0	0.4	3	1	0	0
09	7	4.0	0.0	2.0	4	3	1	0
09	8	1.2	0.0	1.2	31	1	0	0
09	9	68.8	0.0	26.0	12	11	5	1
09	10	88.3	0.0	27.2	16	11	8	2
09	11	39.8	0.0	21.0	3	5	4	1

		567.5	0.0	35.6	MAR	92	52	9

ΠΙΝΑΚΑΣ 2

Δεδομένα βροχόπτωσης για το μήνα Ιούνιο (2009)

MONTHLY CLIMATOLOGICAL SUMMARY for JUN. 2009

NAME: athens984 CITY: STATE:
 ELEV: 60 m LAT: 37° 58' 42" N LONG: 23° 42' 56" E

TEMPERATURE (°C), RAIN (mm), WIND SPEED (km/hr)

DAY	MEAN TEMP	HIGH	TIME	LOW	TIME	HEAT DEG DAYS	COOL DEG DAYS	RAIN	AVG WIND SPEED	HIGH	TIME	DOM DIR
1	24.3	28.0	14:10	20.9	6:30	0.0	5.9	0.0	3.4	25.7	13:50	NNW
2	24.6	28.7	13:40	21.2	5:30	0.0	6.2	0.0	5.8	41.8	14:30	S
3	23.9	27.7	14:30	21.4	00:00	0.0	5.6	0.4	6.1	29.0	15:30	S
4	23.3	27.3	15:10	19.6	6:30	0.0	4.9	0.0	6.0	29.0	13:50	S
5	24.3	29.2	14:30	19.6	5:50	0.0	6.0	0.0	4.3	25.7	15:30	S
6	25.7	30.6	15:40	20.8	5:10	0.0	7.4	0.0	3.4	24.1	15:40	S
7	27.1	32.4	15:40	22.2	6:00	0.0	8.8	0.0	2.7	20.9	17:10	S
8	28.3	34.9	14:30	22.7	5:40	0.0	10.0	0.0	2.7	20.9	18:20	S
9	29.9	35.7	15:40	23.4	6:50	0.0	11.6	0.0	5.3	33.8	20:10	S
10	31.6	36.4	15:50	25.2	6:00	0.0	13.2	0.0	6.8	33.8	13:20	N
11	30.1	34.8	14:30	26.2	5:30	0.0	11.8	0.0	3.9	27.4	16:20	S
12	29.6	33.6	14:50	25.3	6:30	0.0	11.3	0.0	5.6	30.6	17:00	S
13	26.8	28.8	14:30	25.2	7:20	0.0	8.5	0.0	13.7	46.7	9:00	NNE
14	26.2	30.3	15:30	23.3	6:20	0.0	7.9	0.0	9.0	30.6	11:20	NNE
15	26.1	29.8	14:30	22.1	5:20	0.0	7.8	0.0	10.5	43.5	13:20	NNE
16	28.1	32.7	15:20	22.3	6:30	0.0	9.7	0.0	7.4	37.0	10:30	NNE
17	30.8	37.2	15:40	23.8	4:50	0.0	12.4	0.0	4.7	30.6	12:50	N
18	28.7	31.9	15:30	25.6	23:50	0.0	10.4	0.0	13.8	48.3	16:30	NNE
19	27.5	31.6	15:40	23.7	6:30	0.0	9.2	0.0	9.5	32.2	14:20	NNE
20	26.8	30.3	14:10	23.2	5:50	0.0	8.4	0.0	4.2	29.0	15:20	S
21	26.8	30.2	13:30	23.3	6:40	0.0	8.5	0.0	5.0	32.2	17:30	S
22	27.4	32.4	17:30	23.8	5:40	0.0	9.1	0.0	6.1	38.6	14:50	SW
23	25.1	28.4	14:00	22.4	6:00	0.0	6.8	0.0	7.4	41.8	15:40	S
24	25.2	29.4	15:10	21.8	5:40	0.0	6.8	0.0	5.8	37.0	14:40	WSW
25	23.8	26.7	15:50	21.2	6:20	0.0	5.5	0.0	6.9	37.0	17:40	S
26	24.8	28.3	12:20	21.5	6:10	0.0	6.4	0.0	5.8	41.8	15:20	S
27	25.8	30.7	12:20	22.0	6:20	0.0	7.4	0.0	5.3	35.4	16:00	S
28	26.4	30.0	14:50	23.2	5:40	0.0	8.1	0.0	4.7	30.6	16:10	S
29	25.9	29.0	13:50	23.2	6:20	0.0	7.6	0.0	3.7	25.7	16:30	S
30	26.1	30.6	13:20	22.7	6:00	0.0	7.7	0.0	3.9	32.2	15:30	S

	26.7	37.2	17	19.6	5	0.0	250.9	0.4	6.1	48.3	18	S

Max >= 32.0: 9

Max <= 0.0: 0

Min <= 0.0: 0

Min <= -18.0: 0

Max Rain: 0.41 ON 03/06/09

Days of Rain: 1 (> .2 mm) 0 (> 2 mm) 0 (> 20 mm)

Heat Base: 18.3 Cool Base: 18.3 Method: Integration

ΠΙΝΑΚΑΣ 3**Δεδομένα βροχόπτωσης για το μήνα Ιούλιο (2009)**

MONTHLY CLIMATOLOGICAL SUMMARY for JUL. 2009

NAME: athens984 CITY: STATE:
 ELEV: 60 m LAT: 37° 58' 42" N LONG: 23° 42' 56" E

TEMPERATURE (°C), RAIN (mm), WIND SPEED (km/hr)

DAY	MEAN TEMP	HIGH	TIME	LOW	TIME	HEAT DEG DAYS	COOL DEG DAYS	RAIN	AVG WIND SPEED	HIGH	TIME	DOM DIR
1	26.4	29.6	13:40	23.1	6:00	0.0	8.1	0.0	4.0	27.4	15:30	S
2	27.4	32.2	15:10	24.1	6:10	0.0	9.1	0.0	3.9	22.5	15:20	S
3	27.7	32.1	16:00	24.7	5:40	0.0	9.4	1.6	3.7	27.4	13:40	S
4	26.6	31.3	12:00	23.9	15:30	0.0	8.3	2.0	2.3	40.2	13:50	S
5	27.6	32.6	15:40	23.4	6:40	0.0	9.3	0.0	3.4	29.0	17:20	S
6	28.3	32.7	15:20	24.7	6:20	0.0	10.0	0.0	3.5	27.4	14:10	S
7	28.4	32.2	16:50	24.7	6:40	0.0	10.1	0.0	4.5	25.7	13:50	S
8	30.1	34.2	15:10	25.7	5:10	0.0	11.8	0.0	4.5	27.4	18:10	S
9	31.5	37.7	15:30	26.2	5:10	0.0	13.2	0.0	4.7	37.0	17:40	S
10	31.1	35.1	12:00	26.9	6:20	0.0	12.7	0.0	4.0	27.4	14:20	S
11	30.4	36.0	16:40	26.3	5:50	0.0	12.1	0.0	4.3	30.6	17:40	S
12	27.7	31.7	14:40	25.3	21:00	0.0	9.3	0.4	4.2	27.4	16:20	W
13	27.4	32.5	17:00	24.5	5:00	0.0	9.1	0.0	5.3	35.4	15:30	N
14	28.1	32.6	17:10	23.3	5:00	0.0	9.8	0.0	5.1	29.0	11:20	NNE
15	29.1	33.4	13:30	24.1	5:30	0.0	10.7	0.0	4.0	30.6	14:00	NNW
16	30.4	34.6	15:50	25.2	5:30	0.0	12.1	0.0	7.4	40.2	16:00	NNE
17	31.3	35.8	14:50	27.2	5:30	0.0	12.9	0.0	4.7	29.0	11:50	NNE
18	31.2	35.7	16:10	26.1	6:30	0.0	12.8	0.0	3.5	25.7	18:20	S
19	31.3	36.1	15:10	27.1	6:50	0.0	12.9	0.0	3.4	22.5	13:30	S
20	31.1	35.2	15:30	27.8	6:00	0.0	12.8	0.0	7.2	33.8	20:20	NNE
21	29.4	32.3	16:20	26.7	6:30	0.0	11.1	0.0	11.6	38.6	9:40	N
22	29.2	32.8	14:30	26.2	4:50	0.0	10.8	0.0	12.2	48.3	8:50	N
23	30.2	34.2	15:00	27.1	2:20	0.0	11.8	0.0	10.8	41.8	12:40	N
24	32.2	37.8	17:00	25.9	6:40	0.0	13.9	0.0	5.8	32.2	13:40	NNE
25	32.7	38.5	14:30	27.8	6:50	0.0	14.3	0.0	2.4	17.7	12:30	N
26	32.4	38.7	13:40	27.5	7:10	0.0	14.1	0.0	7.1	41.8	23:20	NNE
27	29.1	32.2	15:10	26.7	4:50	0.0	10.7	0.0	15.3	48.3	1:10	NNE
28	28.4	32.3	16:10	25.4	6:50	0.0	10.1	0.0	10.8	46.7	11:00	N
29	28.8	33.1	14:40	24.3	3:50	0.0	10.5	0.0	10.6	48.3	9:50	NNE
30	29.0	32.8	14:50	26.2	6:30	0.0	10.7	0.0	11.7	41.8	19:40	N
31	30.0	34.1	16:10	25.6	6:50	0.0	11.7	0.0	7.7	40.2	15:20	NNE

	29.5	38.7	26	23.1	1	0.0	346.1	4.0	6.3	48.3	22	S

Max >= 32.0: 28

Max <= 0.0: 0

Min <= 0.0: 0

Min <= -18.0: 0

Max Rain: 2.01 ON 04/07/09

Days of Rain: 3 (> .2 mm) 1 (> 2 mm) 0 (> 20 mm)

Heat Base: 18.3 Cool Base: 18.3 Method: Integration

ΠΙΝΑΚΑΣ 4**Δεδομένα βροχόπτωσης για το μήνα Αύγουστο (2009)**

MONTHLY CLIMATOLOGICAL SUMMARY for AUG. 2009

NAME: athens984 CITY: STATE:
ELEV: 60 m LAT: 37° 58' 42" N LONG: 23° 42' 56" E

TEMPERATURE (°C), RAIN (mm), WIND SPEED (km/hr)

DAY	MEAN TEMP	HIGH	TIME	LOW	TIME	HEAT DEG DAYS	COOL DEG DAYS	RAIN	AVG WIND SPEED	HIGH	TIME	DOM DIR
1	30.4	33.8	16:10	27.5	6:40	0.0	12.1	0.0	8.4	37.0	12:40	N
2	30.5	34.1	17:00	26.9	4:40	0.0	12.2	0.0	8.4	40.2	15:10	NNE
3	31.1	35.7	16:00	25.5	6:50	0.0	12.8	0.0	6.1	33.8	12:30	NNE
4	30.4	34.9	15:30	26.0	6:20	0.0	12.1	0.0	3.7	22.5	12:10	S
5	30.5	35.7	13:00	26.1	6:10	0.0	12.2	0.0	3.2	24.1	14:20	S
6	28.7	32.4	17:20	26.1	6:50	0.0	10.4	0.0	5.8	37.0	14:40	NNE
7	29.1	33.3	13:50	26.5	6:40	0.0	10.8	0.0	6.0	32.2	17:40	NNE
8	28.4	31.7	16:30	25.6	6:20	0.0	10.1	0.0	9.3	38.6	13:00	NNE
9	28.2	31.5	15:50	25.3	5:20	0.0	9.8	0.0	8.9	37.0	11:40	N
10	27.7	31.4	14:20	24.4	6:40	0.0	9.4	0.0	8.7	35.4	11:10	NNE
11	27.5	31.7	15:30	24.5	6:20	0.0	9.2	0.0	7.4	29.0	10:40	N
12	26.6	30.3	14:30	24.2	6:50	0.0	8.3	0.0	7.7	29.0	14:30	NNE
13	26.9	30.9	15:40	23.2	6:50	0.0	8.6	0.0	6.8	35.4	11:10	N
14	27.8	32.9	14:50	21.3	7:00	0.0	9.5	0.0	4.2	24.1	11:50	NNW
15	28.6	33.4	13:30	24.1	5:40	0.0	10.3	0.0	3.1	25.7	19:20	NNW
16	28.2	30.9	15:30	25.7	3:00	0.0	9.8	0.0	9.5	43.5	18:20	N
17	28.9	32.8	16:20	25.7	6:40	0.0	10.6	0.0	10.3	46.7	12:50	N
18	28.9	32.4	15:50	25.3	5:20	0.0	10.6	0.0	8.4	33.8	13:30	N
19	29.6	33.8	15:50	24.3	7:00	0.0	11.2	0.0	8.7	48.3	18:20	NNE
20	30.1	33.1	13:20	27.6	7:10	0.0	11.8	0.0	12.7	48.3	19:00	N
21	29.1	32.4	16:10	26.2	6:30	0.0	10.8	0.0	12.7	45.1	13:00	NNE
22	27.8	31.3	15:50	25.4	4:10	0.0	9.4	0.0	10.3	37.0	9:50	N
23	28.2	32.1	13:20	24.3	7:00	0.0	9.8	0.0	10.9	57.9	12:50	N
24	27.6	30.8	15:00	25.4	00:00	0.0	9.2	0.0	10.6	41.8	10:20	N
25	26.8	31.6	14:10	24.0	4:50	0.0	8.5	0.0	6.1	35.4	10:10	NNE
26	27.2	31.7	16:10	23.7	3:20	0.0	8.9	0.0	5.8	37.0	12:40	N
27	28.1	31.9	15:30	24.6	7:20	0.0	9.7	0.0	8.4	46.7	14:10	N
28	28.3	33.3	15:00	22.9	6:20	0.0	9.9	0.0	4.7	29.0	11:10	N
29	27.2	32.2	16:00	22.2	5:40	0.0	8.8	0.0	3.1	22.5	15:40	S
30	27.7	32.4	14:30	23.6	6:50	0.0	9.4	0.0	1.9	20.9	15:50	S
31	27.6	33.3	15:10	24.0	6:30	0.0	9.3	1.2	2.4	33.8	16:50	NNW
	28.5	35.7	5	21.3	14	0.0	315.4	1.2	7.2	57.9	23	NNE

Max >= 32.0: 19

Max <= 0.0: 0

Min <= 0.0: 0

Min <= -18.0: 0

Max Rain: 1.19 ON 31/08/09

Days of Rain: 1 (> .2 mm) 0 (> 2 mm) 0 (> 20 mm)

Heat Base: 18.3 Cool Base: 18.3 Method: Integration

ΠΙΝΑΚΑΣ 5**Δεδομένα βροχόπτωσης για το μήνα Σεπτέμβριο (2009)**

MONTHLY CLIMATOLOGICAL SUMMARY for SEP. 2009

NAME: athens984 CITY: STATE:
 ELEV: 60 m LAT: 37° 58' 42" N LONG: 23° 42' 56" E

TEMPERATURE (°C), RAIN (mm), WIND SPEED (km/hr)

DAY	MEAN TEMP	HIGH	TIME	LOW	TIME	HEAT DEG DAYS	COOL DEG DAYS	RAIN	AVG WIND SPEED	HIGH	TIME	DOM DIR
1	26.9	30.7	15:20	24.3	6:20	0.0	8.6	0.0	8.0	37.0	9:50	NNE
2	26.2	30.5	13:00	22.9	7:30	0.0	7.8	0.0	5.3	25.7	16:20	S
3	26.7	30.7	14:10	22.8	6:30	0.0	8.3	0.0	2.4	22.5	14:20	S
4	27.6	32.7	15:10	23.2	6:40	0.0	9.3	0.0	2.3	20.9	17:00	SW
5	28.4	32.9	14:30	24.1	6:20	0.0	10.1	0.0	2.1	22.5	15:10	S
6	27.9	32.3	15:10	23.4	00:00	0.0	9.6	2.6	4.8	35.4	19:50	S
7	23.4	27.4	13:00	21.1	23:10	0.0	5.1	0.2	8.5	38.6	16:00	NNE
8	22.2	25.2	16:30	20.3	6:00	0.0	3.9	0.0	6.6	30.6	1:40	NNE
9	23.1	26.6	17:10	20.3	5:30	0.0	4.7	0.0	2.7	20.9	12:00	WSW
10	23.8	27.5	13:30	20.3	7:00	0.0	5.5	0.2	6.8	37.0	15:30	NNE
11	21.7	25.0	11:10	18.6	23:50	0.0	3.3	11.8	6.1	37.0	11:40	NNE
12	20.3	23.0	16:20	18.3	1:20	0.0	2.0	26.0	2.9	35.4	15:30	WSW
13	22.9	27.1	14:30	18.2	5:50	0.0	4.6	0.0	3.1	30.6	16:30	S
14	24.2	27.3	14:00	21.4	7:10	0.0	5.8	0.2	2.9	27.4	16:30	S
15	23.9	27.3	14:00	21.5	3:00	0.0	5.6	4.2	3.7	25.7	12:10	NNW
16	24.7	29.1	15:50	20.4	7:00	0.0	6.3	0.0	3.7	24.1	12:50	NNW
17	24.4	29.3	14:40	21.4	6:30	0.0	6.1	1.6	2.1	19.3	14:50	S
18	23.8	28.2	13:10	20.8	7:10	0.0	5.5	20.0	1.8	30.6	14:50	NNE
19	22.8	25.4	16:30	19.9	7:30	0.0	4.5	0.8	4.2	35.4	18:00	NNE
20	22.3	24.8	16:10	19.9	23:00	0.0	4.0	0.0	10.1	38.6	13:50	NNE
21	20.7	23.9	15:20	18.3	7:20	0.0	2.3	0.0	9.2	32.2	16:20	NNE
22	20.7	24.4	15:30	17.4	6:50	0.1	2.4	0.0	7.1	33.8	11:40	NNE
23	21.6	25.9	14:50	17.7	5:20	0.1	3.3	0.0	7.1	40.2	10:50	NNE
24	22.1	26.4	14:10	17.1	7:30	0.1	3.9	0.0	2.6	25.7	12:10	N
25	22.7	26.0	12:10	20.3	6:10	0.0	4.4	0.0	2.7	19.3	14:10	NNW
26	21.8	25.2	13:20	19.1	6:50	0.0	3.5	1.2	1.8	19.3	16:30	NNW
27	21.8	24.6	14:50	20.3	7:50	0.0	3.4	0.0	11.1	45.1	18:00	NNE
28	20.9	24.8	15:20	18.3	00:00	0.0	2.6	0.0	6.8	37.0	11:00	NNE
29	20.4	25.7	14:30	15.0	7:20	0.7	2.7	0.0	2.4	24.1	17:50	ESE
30	22.2	28.3	13:50	17.3	6:30	0.1	4.0	0.0	1.8	27.4	15:10	S

	23.4	32.9	5	15.0	29	1.1	153.3	68.8	4.8	45.1	27	NNE

Max >= 32.0: 3

Max <= 0.0: 0

Min <= 0.0: 0

Min <= -18.0: 0

Max Rain: 26.01 ON 12/09/09

Days of Rain: 11 (> .2 mm) 5 (> 2 mm) 1 (> 20 mm)

Heat Base: 18.3 Cool Base: 18.3 Method: Integration

ΠΙΝΑΚΑΣ 6

Δεδομένα βροχόπτωσης για το μήνα Οκτώβριο (2009)

MONTHLY CLIMATOLOGICAL SUMMARY for OCT. 2009

NAME: athens984 CITY: STATE:
 ELEV: 60 m LAT: 37° 58' 42" N LONG: 23° 42' 56" E

TEMPERATURE (°C), RAIN (mm), WIND SPEED (km/hr)

DAY	MEAN TEMP	HIGH	TIME	LOW	TIME	HEAT DEG DAYS	COOL DEG DAYS	RAIN	AVG WIND SPEED	HIGH	TIME	DOM DIR
1	22.4	26.8	14:10	18.1	7:30	0.0	4.1	0.0	1.9	19.3	18:50	S
2	22.4	26.4	13:20	19.0	6:40	0.0	4.1	0.0	5.0	37.0	19:20	S
3	23.6	26.4	15:40	21.2	9:10	0.0	5.2	2.4	6.9	37.0	14:10	S
4	23.4	27.4	14:50	19.0	6:40	0.0	5.1	0.0	3.2	25.7	10:40	WSW
5	22.2	26.8	13:40	17.7	7:20	0.0	3.8	0.0	2.1	20.9	14:20	NNW
6	22.3	26.9	14:50	17.4	7:00	0.0	4.1	0.0	4.2	30.6	14:00	NNE
7	22.9	27.9	16:00	18.5	6:00	0.0	4.6	0.0	5.1	37.0	12:20	NNE
8	23.2	27.9	15:10	18.2	7:20	0.0	4.8	0.0	4.3	30.6	11:20	N
9	22.8	28.8	13:40	16.8	5:30	0.1	4.6	0.0	1.4	19.3	12:40	NNE
10	23.2	30.2	15:10	17.3	7:30	0.1	4.9	0.0	1.1	17.7	14:10	NNW
11	22.3	26.9	14:20	17.7	7:50	0.0	4.0	0.0	1.9	19.3	14:50	S
12	22.4	25.7	16:20	18.6	5:50	0.0	4.1	0.0	4.2	30.6	23:10	S
13	21.8	24.2	11:40	17.8	00:00	0.1	3.5	0.8	11.1	45.1	11:40	S
14	17.9	20.8	15:10	15.7	7:10	0.9	0.5	0.0	3.4	29.0	3:40	WSW
15	16.1	17.5	22:10	14.3	11:00	2.2	0.0	7.6	4.5	24.1	14:40	N
16	19.4	24.2	16:10	17.3	0:50	0.3	1.4	27.2	1.3	17.7	10:30	N
17	18.1	19.7	14:40	16.3	7:30	0.5	0.2	3.0	0.6	14.5	15:00	S
18	20.1	23.6	15:20	17.2	3:00	0.3	2.1	7.2	3.2	24.1	17:50	S
19	19.9	24.2	15:40	15.8	7:30	0.6	2.2	0.0	2.9	29.0	16:40	S
20	19.8	24.1	14:50	16.0	6:40	0.4	1.8	0.0	1.8	19.3	13:40	WSW
21	18.6	23.2	15:00	14.1	8:10	1.1	1.3	0.0	1.3	22.5	14:10	NE
22	18.5	23.3	15:30	14.1	5:40	1.3	1.6	0.0	1.1	16.1	15:10	N
23	19.7	23.8	13:50	15.7	7:10	0.7	1.9	0.0	2.1	22.5	17:30	S
24	20.2	22.3	15:20	18.3	8:20	0.0	1.8	3.4	2.9	22.5	5:10	E
25	18.4	20.4	9:30	16.3	13:10	0.3	0.5	23.2	7.2	30.6	12:50	NNE
26	18.9	21.3	12:00	17.2	15:10	0.1	0.7	12.0	6.8	35.4	10:20	NNE
27	19.3	21.9	15:40	17.5	3:50	0.1	1.1	0.8	4.2	25.7	12:20	NNE
28	18.6	20.9	12:20	17.2	00:00	0.2	0.5	0.0	4.3	25.7	12:10	N
29	17.6	21.5	15:10	15.6	23:40	1.0	0.3	0.0	2.6	17.7	10:30	NNW
30	16.2	18.7	15:10	14.3	3:20	2.1	0.0	0.0	2.7	22.5	11:50	N
31	13.4	15.6	11:30	10.7	00:00	4.9	0.0	0.8	12.4	53.1	11:00	NNE
	20.2	30.2	10	10.7	31	17.3	74.7	88.3	3.8	53.1	31	N

Max >= 32.0: 0
 Max <= 0.0: 0
 Min <= 0.0: 0
 Min <= -18.0: 0

Max Rain: 27.20 ON 16/10/09

Days of Rain: 11 (> .2 mm) 8 (> 2 mm) 2 (> 20 mm)

Heat Base: 18.3 Cool Base: 18.3 Method: Integration

ΠΙΝΑΚΑΣ 7

Δεδομένα βροχόπτωσης για το μήνα Νοέμβριο (2009)

MONTHLY CLIMATOLOGICAL SUMMARY for NOV. 2009

NAME: athens984 CITY: STATE:
 ELEV: 60 m LAT: 37° 58' 42" N LONG: 23° 42' 56" E

TEMPERATURE (°C), RAIN (mm), WIND SPEED (km/hr)

DAY	MEAN TEMP	HIGH	TIME	LOW	TIME	HEAT DEG DAYS	COOL DEG DAYS	RAIN	AVG WIND SPEED	HIGH	TIME	DOM DIR
1	11.8	13.6	11:30	10.3	4:40	6.6	0.0	0.0	11.4	45.1	12:50	NNE
2	11.2	14.1	13:40	9.8	6:30	7.1	0.0	0.0	5.0	32.2	1:30	N
3	14.3	17.8	13:30	11.0	6:50	4.0	0.0	21.0	4.8	54.7	15:00	N
4	15.7	19.7	14:20	12.7	7:40	2.8	0.1	2.2	2.9	38.6	15:10	WSW
5	16.5	20.6	14:30	11.1	4:20	2.4	0.6	0.0	1.3	17.7	12:40	E
6	19.1	22.2	13:10	15.2	1:40	0.9	1.7	0.0	5.0	29.0	12:00	SSE
7	20.5	23.3	13:20	18.1	7:20	0.0	2.2	0.0	5.0	29.0	9:10	S
8	18.3	20.1	0:10	15.6	6:30	0.5	0.6	12.0	3.2	29.0	6:00	S
9	18.6	21.7	12:50	13.8	6:30	1.0	1.2	0.0	7.2	43.5	16:40	S
10	19.0	22.3	12:00	15.9	00:00	0.4	1.1	4.4	9.5	53.1	13:20	S
11	16.4	20.1	14:40	12.8	6:20	2.2	0.3	0.0	2.4	24.1	16:10	SW
12	16.1	20.0	13:50	13.0	6:20	2.4	0.2	0.0	1.4	17.7	10:50	WSW
13	15.0	20.1	13:30	10.7	4:40	3.5	0.2	0.0	1.1	22.5	15:10	NNE
14	14.4	19.1	13:00	10.2	6:20	3.9	0.0	0.0	0.8	16.1	14:20	N
15	15.3	19.4	12:30	10.7	5:50	3.2	0.1	0.0	1.8	24.1	15:30	SW
16	16.3	21.4	14:30	12.4	5:30	2.5	0.5	0.0	0.6	16.1	15:10	NNW
17	16.2	21.1	14:00	12.1	6:20	2.6	0.5	0.0	0.6	14.5	14:30	E
18	16.3	20.8	13:50	12.4	4:40	2.4	0.4	0.0	0.8	12.9	12:30	S
19	17.1	22.2	14:10	12.4	7:00	2.1	0.8	0.0	1.1	17.7	12:10	NNW
20	16.7	22.1	12:10	12.2	6:40	2.5	0.9	0.0	0.8	14.5	14:20	NNW
21	15.7	21.3	13:10	11.0	7:10	3.2	0.5	0.0	0.3	11.3	13:20	WNW
22	14.9	21.2	14:40	9.9	6:30	3.9	0.5	0.0	0.3	9.7	12:00	N
23	14.2	19.4	13:30	9.3	6:50	4.2	0.1	0.0	1.1	14.5	13:50	S
24	14.4	18.8	14:40	10.2	6:10	3.9	0.0	0.2	0.5	11.3	13:40	SSE
25	14.8	18.7	14:20	10.8	4:40	3.6	0.0	0.0	1.3	19.3	14:10	NNW
26	14.2	19.7	14:50	9.7	5:20	4.2	0.2	0.0	0.6	14.5	13:30	N
27	14.9	19.4	15:00	9.9	5:10	3.5	0.1	0.0	1.3	14.5	12:00	S
28	16.4	19.9	13:40	11.9	6:30	2.2	0.3	0.0	1.8	19.3	14:00	S
29	18.3	22.6	13:10	14.8	23:00	1.1	1.0	0.0	1.9	22.5	16:00	SW
30	16.1	19.4	14:30	12.4	6:50	2.4	0.2	0.0	0.8	20.9	16:40	S

	16.0	23.3	7	9.3	23	85.1	14.1	39.8	2.6	54.7	3	S

Max >= 32.0: 0

Max <= 0.0: 0

Min <= 0.0: 0

Min <= -18.0: 0

Max Rain: 21.01 ON 03/11/09

Days of Rain: 5 (> .2 mm) 4 (> 2 mm) 1 (> 20 mm)

Heat Base: 18.3 Cool Base: 18.3 Method: Integration

ΠΙΝΑΚΑΣ 8

Μετρηθείσες περιεκτικότητες του εδάφους σε νερό για κάθε μέτρηση

Αρχική περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, $\theta(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$

Μετρήσεις	$\theta(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$
1 ^η	0,100
2 ^η	0,150
3 ^η	0,130
4 ^η	0,100
5 ^η	0,186
6 ^η	0,173

Τελική περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, $\theta(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$

Μετρήσεις	$\theta(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$
1 ^η	0,400
2 ^η	0,400
3 ^η	0,400
4 ^η	0,400
5 ^η	0,409
6 ^η	0,399

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

II

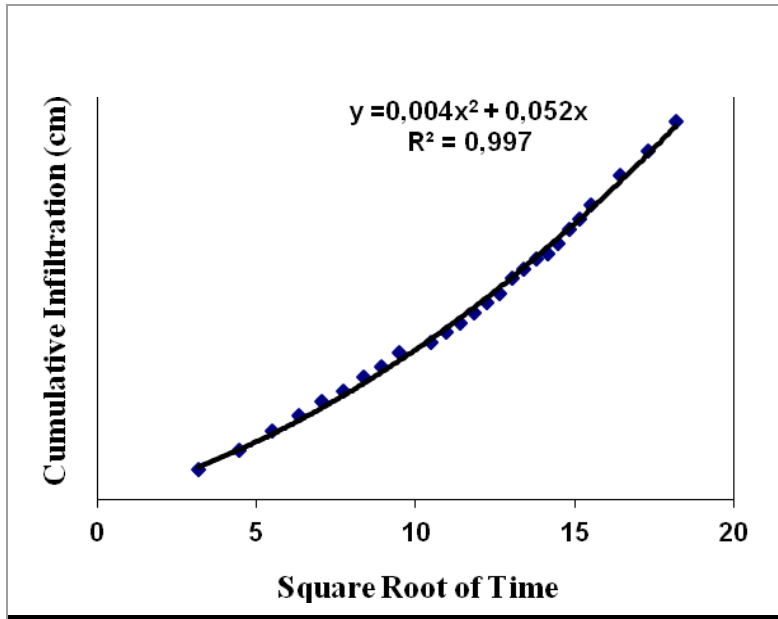
ΠΙΝΑΚΕΣ 1 α, β, γ, δ, ε

Μέτρηση 1^η : 29^η Ιουνίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος

ΠΙΝΑΚΑΣ 1 α

Διάγραμμα 1: CI (cm) – Sqrt (s)

$h_0 = - 6 \text{ cm}$



Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	AI (cm)
0		83	0,00
10	3,16	80	0,19
20	4,47	78	0,31
30	5,48	76	0,44
40	6,32	74,5	0,53
50	7,07	73	0,63
60	7,75	72	0,69
70	8,37	70,5	0,79
80	8,94	69,5	0,85
90	9,49	68	0,94
110	10,49	67	1,01
120	10,95	66	1,07
130	11,40	65	1,13
140	11,83	64	1,19
150	12,25	63	1,26
160	12,65	62	1,32
170	13,04	60,5	1,42
180	13,42	59,5	1,48
190	13,78	58,5	1,54
200	14,14	58	1,57
210	14,49	57	1,64
220	14,83	55,5	1,73
230	15,17	54,5	1,79
240	15,49	53	1,89
270	16,43	50	2,08
300	17,32	47,5	2,23
330	18,17	44,5	2,42

ΠΙΝΑΚΑΣ 1β $h_1 = -4.5 \text{ cm}$ **Zero Flux Plane: 55 sec**

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
385		87	2,42
395	19,87	85	2,55
405	20,12	84	2,61
415	20,37	83,5	2,64
445	21,10	81,5	2,77
475	21,79	79,5	2,89
505	22,47	77,5	3,02
535	23,13	75,5	3,14
565	23,77	73,5	3,27
595	24,39	72	3,36
625	25,00	70	3,49
655	25,59	68,5	3,58
685	26,17	67	3,68
715	26,74	65	3,80
745	27,29	63,5	3,90
775	27,84	67,5	3,65
805	28,37	60	4,12
835	28,90	58	4,24
865	29,41	56,5	4,34
895	29,92	55,5	4,40
925	30,41	54	4,50
955	30,90	52,5	4,59
985	31,38	51	4,68
1015	31,86	49,5	4,78
1045	32,33	48	4,87
1075	32,79	46,5	4,97
1105	33,24	45	5,06

ΠΙΝΑΚΑΣ 1γ $h_2 = -3 \text{ cm}$ **Zero Flux Plane: 55 sec**

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
160		87	5,06
1170	34,21	86,5	5,09
1230	35,07	84	5,25
1290	35,92	81	5,44
1350	36,74	78,5	5,59
1410	37,55	76	5,75
1470	38,34	73,5	5,91
1530	39,12	71,5	6,03
1590	39,87	69	6,19
1650	40,62	66	6,38
1710	41,35	64	6,51
1770	42,07	61,5	6,66
1830	42,78	59	6,82
1890	43,47	56,5	6,98
1950	44,16	51	7,32

ΠΙΝΑΚΑΣ 1 δ $h_3 = - 2 \text{ cm}$ **Zero Flux Plane: 55 sec**

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
1995		86	7,32
2025	45,00	84	7,45
2055	45,33	83	7,51
2085	45,66	81,5	7,60
2115	45,99	80	7,70
2145	46,31	77,5	7,85
2175	46,64	75	8,01
2205	46,96	74	8,07
2235	47,28	72,5	8,17
2265	47,59	71	8,26
2295	47,91	69,5	8,36
2325	48,22	68	8,45
2355	48,53	67	8,51
2415	49,14	63,5	8,74
2475	49,75	61	8,89
2535	50,35	58	9,08
2595	50,94	55	9,27
2655	51,53	52	9,46

ΠΙΝΑΚΑΣ 1 ε $h_4 = - 1 \text{ cm}$ **Zero Flux Plane: 55 sec**

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
2725		86	9,46
2755	52,49	84	9,59
2785	52,77	83	9,65
2815	53,06	81,5	9,74
2845	53,34	80,5	9,81
2875	53,62	79	9,90
2905	53,90	78	9,96
2935	54,18	76,5	10,06
2965	54,45	75	10,15
2995	54,73	74	10,21
3025	55,00	72,5	10,31
3055	55,27	71,5	10,37
3085	55,54	70	10,47
3115	55,81	68,5	10,56
3145	56,08	67	10,65
3175	56,35	66	10,72
3205	56,61	65	10,78
3235	56,88	63,5	10,88
3265	57,14	62	10,97
3295	57,40	61	11,03
3325	57,66	60	11,10
3355	57,92	58	11,22
3385	58,18	57	11,28
3415	58,44	56	11,35
3445	58,69	54	11,47
3475	58,95	53	11,54
3505	59,20	52	11,60
3535	59,46	51	11,66
3565	59,71	49	11,79
3595	59,96	48	11,85
3625	60,21	47	11,91

ΠΙΝΑΚΑΣ 2

Μέτρηση 1^η : 29^η Ιουνίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος

Δεδομένα διήθησης – χρόνου, DISC

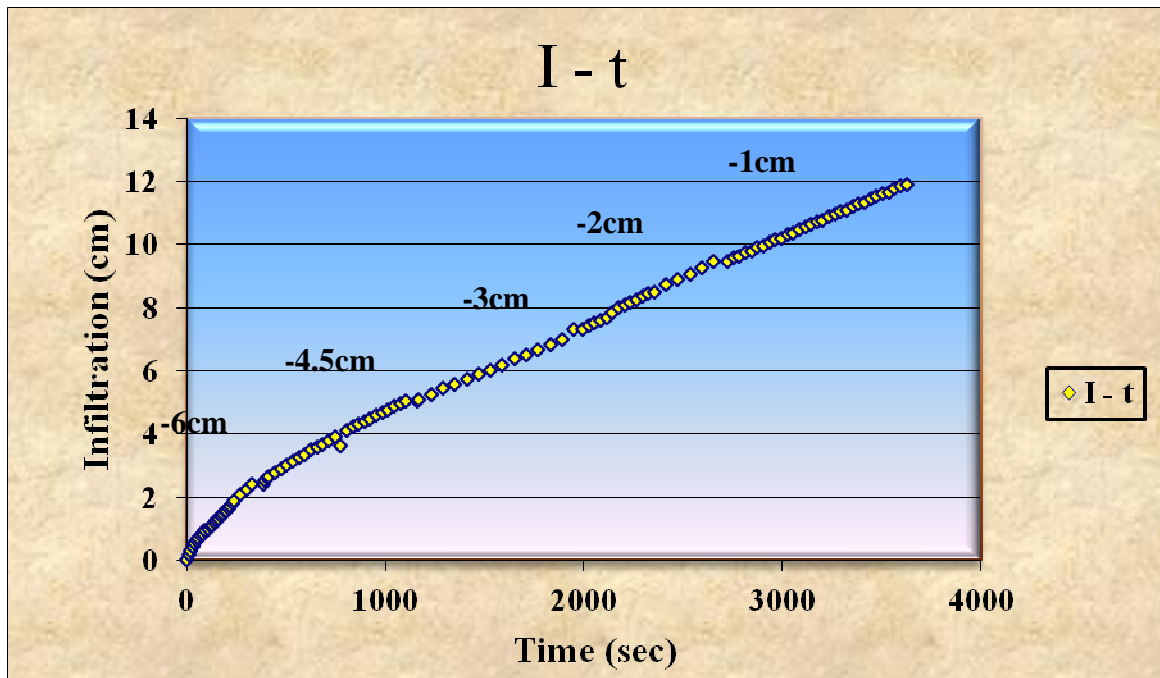
t	i
0	0,00
10	0,19
20	0,31
30	0,44
40	0,53
50	0,63
60	0,69
70	0,79
80	0,85
90	0,94
110	1,01
120	1,07
130	1,13
140	1,19
150	1,26
160	1,32
170	1,42
180	1,48
190	1,54
200	1,57
210	1,64
220	1,73
230	1,79
240	1,89
270	2,08
300	2,23
330	2,42
385	2,42
395	2,55
405	2,61
415	2,64
445	2,77
475	2,89

t	i
505	3,02
535	3,14
565	3,27
595	3,36
625	3,49
655	3,58
685	3,68
715	3,80
745	3,90
775	3,65
805	4,12
835	4,24
865	4,34
895	4,40
925	4,50
955	4,59
985	4,68
1015	4,78
1045	4,87
1075	4,97
1105	5,06
1160	5,06
1170	5,09
1230	5,25
1290	5,44
1350	5,59
1410	5,75
1470	5,91
1530	6,03
1590	6,19
1650	6,38
1710	6,51
1770	6,66
1830	6,82
1890	6,98
1950	7,32
1995	7,32
2025	7,45
2055	7,51
2085	7,60

t	i
2115	7,70
2145	7,85
2175	8,01
2205	8,07
2235	8,17
2265	8,26
2295	8,36
2325	8,45
2355	8,51
2415	8,74
2475	8,89
2535	9,08
2595	9,27
2655	9,46
2725	9,46
2755	9,59
2785	9,65
2815	9,74
2845	9,81
2875	9,90
2905	9,96
2935	10,06
2965	10,15
2995	10,21
3025	10,31
3055	10,37
3085	10,47
3115	10,56
3145	10,65
3175	10,72
3205	10,78
3235	10,88
3265	10,97
3295	11,03
3325	11,10
3355	11,22
3385	11,28
3415	11,35
3445	11,47
3475	11,54
3505	11,60
3535	11,66
3565	11,79
3595	11,85
3625	11,91

Μέτρηση 1^η : 29^η Ιουνίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος

Διάγραμμα 2, αθροιστικής διήθησης, I (cm) – Χρόνου, t (s)



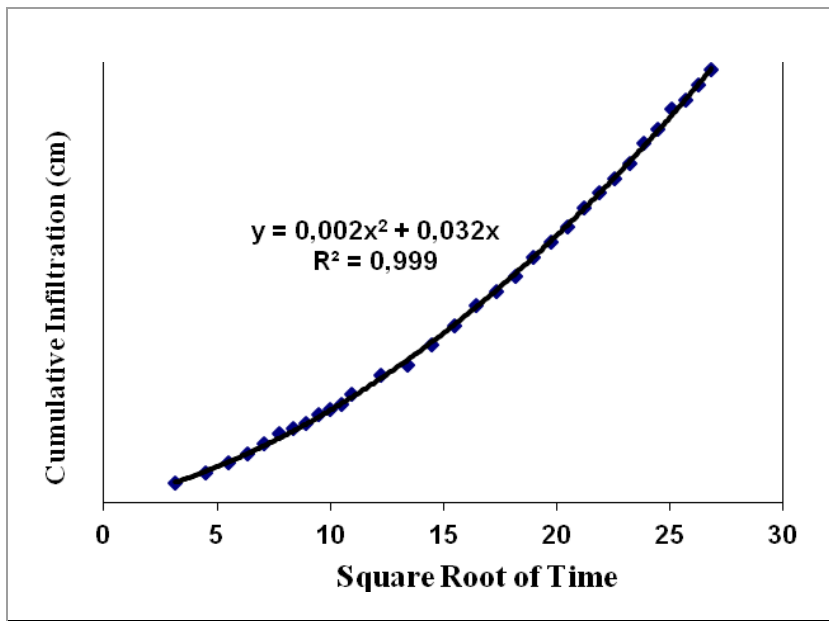
ΠΙΝΑΚΕΣ 3 α, β, γ, δ

Μέτρηση 2^η : 11^η Ιουλίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος

ΠΙΝΑΚΑΣ 3α

$h_0 = -6 \text{ cm}$

Διάγραμμα 3: CI (cm) – Sqrt (s)



Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	CI (cm)
0		87	0,00
10	3,16	85	0,13
20	4,47	84	0,19
30	5,48	83	0,25
40	6,32	82	0,31
50	7,07	81	0,38
60	7,75	80	0,44
70	8,37	79,5	0,47
80	8,94	79	0,50
90	9,49	78	0,57
100	10,00	77,5	0,60
110	10,49	77	0,63
120	10,95	76	0,69
150	12,25	74	0,82
180	13,42	73	0,88
210	14,49	71	1,01
240	15,49	69	1,13
270	16,43	67	1,26
300	17,32	65,5	1,35
330	18,17	64	1,45
360	18,97	62	1,57
390	19,75	60,5	1,67
420	20,49	59	1,76
450	21,21	57	1,89
480	21,91	55,5	1,98
510	22,58	54	2,08
540	23,24	52,5	2,17
570	23,87	50,5	2,30
600	24,49	49	2,39
630	25,10	47	2,52
660	25,69	46	2,58
690	26,27	44,5	2,67
720	26,83	43	2,77

ΠΙΝΑΚΑΣ 3β $H_1 = -4 \text{ cm}$ **Zero Flux Plane: 60 sec**

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
780		87	2,77
790	28,11	85,5	2,86
800	28,28	85	2,90
810	28,46	84	2,96
820	28,64	83,5	2,99
830	28,81	83	3,02
840	28,98	82,5	3,05
870	29,50	81	3,15
900	30,00	79	3,27
930	30,50	77,5	3,37
960	30,98	75,5	3,49
990	31,46	74	3,59
1020	31,94	72	3,71
1050	32,40	70	3,84
1080	32,86	68,5	3,93
1110	33,32	66,5	4,06
1140	33,76	65	4,15
1170	34,21	63	4,28
1200	34,64	61	4,41
1230	35,07	59	4,53
1260	35,50	57,5	4,63
1290	35,92	55,5	4,75
1320	36,33	53	4,91
1350	36,74	52	4,97
1380	37,15	50	5,10
1410	37,55	48	5,22
1440	37,95	46	5,35
1500	38,73	46	5,35

ΠΙΝΑΚΑΣ 3γ $h_2 = -2 \text{ cm}$ **Zero Flux Plane: 60 sec**

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
1560		87	5,35
1570	39,62	83,5	5,57
1580	39,75	82,5	5,63
1590	39,87	81,5	5,70
1600	40,00	80,5	5,76
1610	40,12	80	5,79
1620	40,25	79	5,85
1640	40,50	77	5,98
1660	40,74	75	6,10
1680	40,99	73,5	6,20
1700	41,23	71,5	6,32
1720	41,47	69,5	6,45
1740	41,71	67,5	6,58
1760	41,95	65,5	6,70
1780	42,19	63,5	6,83
1800	42,43	62	6,92
1830	42,78	59	7,11
1860	43,13	56	7,30
1890	43,47	54	7,43
1920	43,82	51	7,61
1950	44,16	47,5	7,83
1980	44,50	45	7,99
2010	44,83	42,5	8,15
2040	45,17	40	8,31
2100	45,83	34	8,68
2160	46,48	29	9,00
2220	47,12	23	9,38
2280	47,75	17,5	9,72

ΠΙΝΑΚΑΣ 3 δ **$h_3 = - 1 \text{ cm}$** **Zero Flux Plane: 75 sec**

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
2355		87	9,72
2370	48,68	86	9,78
2385	48,84	84	9,91
2400	48,99	82	10,03
2415	49,14	81	10,10
2445	49,45	78	10,29
2475	49,75	76	10,41
2505	50,05	74	10,54
2535	50,35	71	10,73
2565	50,65	68	10,91
2595	50,94	66	11,04
2625	51,23	63,5	11,20
2655	51,53	61	11,36
2685	51,82	59	11,48
2715	52,11	57	11,61
2745	52,39	54	11,80
2775	52,68	51,5	11,95
2805	52,96	49	12,11
2835	53,24	47	12,24
2865	53,53	44	12,42
2895	53,81	42	12,55
2955	54,36	37	12,86
3015	54,91	32	13,18
3075	55,45	22,5	13,78

ΠΙΝΑΚΑΣ 4

Μέτρηση 2^η : 11^η Ιουλίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος

Δεδομένα διήθησης – χρόνου, DISC

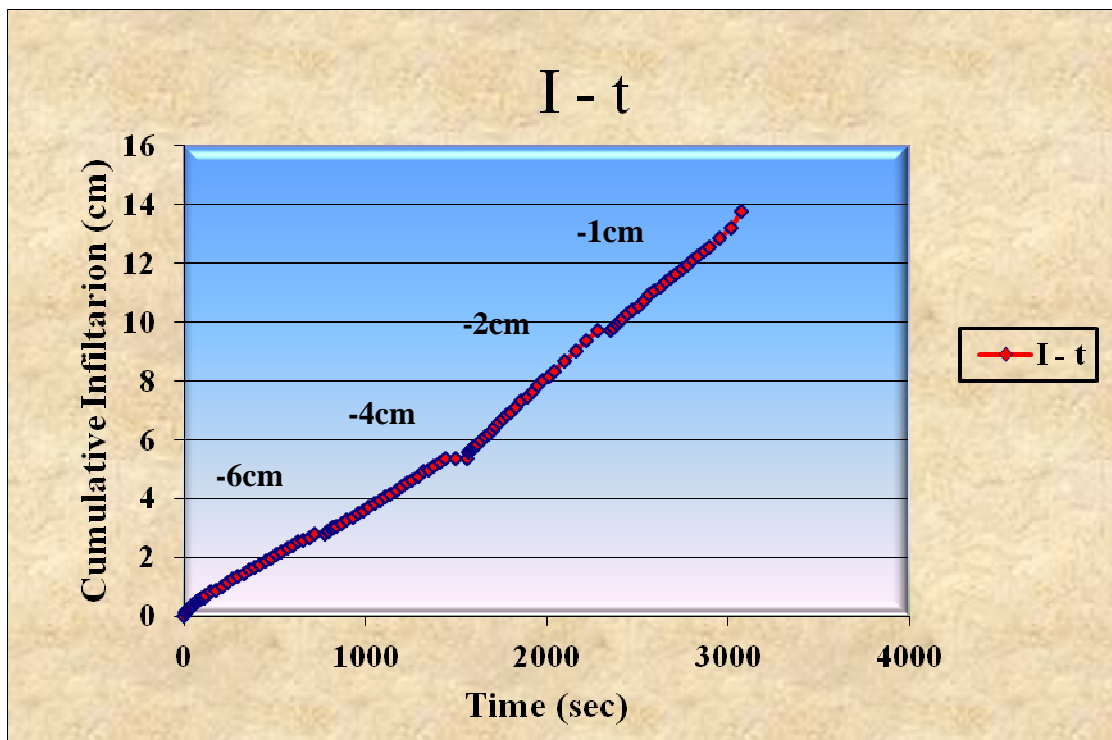
t	i
0	0,00
10	0,13
20	0,19
30	0,25
40	0,31
50	0,38
60	0,44
70	0,47
80	0,50
90	0,57
100	0,60
110	0,63
120	0,69
150	0,82
180	0,88
210	1,01
240	1,13
270	1,26
300	1,35
330	1,45
360	1,57
390	1,67
420	1,76
450	1,89
480	1,98
510	2,08
540	2,17
570	2,30
600	2,39
630	2,52
660	2,58
690	2,67
720	2,77

t	i
780	2,77
790	2,86
800	2,90
810	2,96
820	2,99
830	3,02
840	3,05
870	3,15
900	3,27
930	3,37
960	3,49
990	3,59
1020	3,71
1050	3,84
1080	3,93
1110	4,06
1140	4,15
1170	4,28
1200	4,41
1230	4,53
1260	4,63
1290	4,75
1320	4,91
1350	4,97
1380	5,10
1410	5,22
1440	5,35
1500	5,35
1560	5,35
1570	5,57
1580	5,63
1590	5,70
1600	5,76
1610	5,79
1620	5,85
1640	5,98
1660	6,10
1680	6,20
1700	6,32
1720	6,45

t	i
1740	6,58
1760	6,70
1780	6,83
1800	6,92
1830	7,11
1860	7,30
1890	7,43
1920	7,61
1950	7,83
1980	7,99
2010	8,15
2040	8,31
2100	8,68
2160	9,00
2220	9,38
2280	9,72
2355	9,72
2370	9,78
2385	9,91
2400	10,03
2415	10,10
2445	10,29
2475	10,41
2505	10,54
2535	10,73
2565	10,91
2595	11,04
2625	11,20
2655	11,36
2685	11,48
2715	11,61
2745	11,80
2775	11,95
2805	12,11
2835	12,24
2865	12,42
2895	12,55
2955	12,86
3015	13,18
3075	13,78

Μέτρηση 2^η : 11^η Ιουλίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος

Διάγραμμα 4, αθροιστικής διήθησης, I (cm) – Χρόνου, t (s)



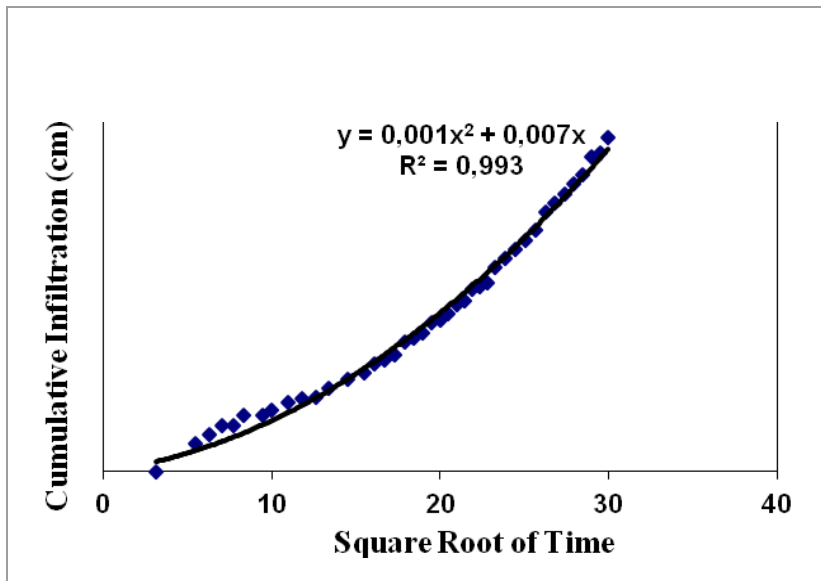
ΠΙΝΑΚΕΣ 5 α, β, γ, δ

ΠΙΝΑΚΑΣ 5 α

Μέτρηση 1^η : 1^η Αυγούστου 2009, Ακαλλιέργητο έδαφος

$h_0 = - 5 \text{ cm}$

Διάγραμμα 5: CI (cm) – Sqrt (s)



Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	CI (cm)
0		87	0,00
10	3,16	87	0,00
30	5,48	85,5	0,09
40	6,32	85	0,13
50	7,07	84,5	0,16
60	7,75	84,5	0,16
70	8,37	84	0,19
90	9,49	84	0,19
100	10,00	83,7	0,21
120	10,95	83,3	0,23
140	11,83	83,1	0,25
160	12,65	83	0,25
180	13,42	82,5	0,28
210	14,49	82	0,31
240	15,49	81,7	0,33
260	16,12	81,2	0,36
280	16,73	81	0,38
300	17,32	80,7	0,40
320	17,89	80	0,44
340	18,44	79,8	0,45
360	18,97	79,5	0,47
380	19,49	79	0,50
400	20,00	78,8	0,52
420	20,49	78,5	0,53
440	20,98	78	0,57
460	21,45	77,8	0,58
480	21,91	77,2	0,62
500	22,36	77	0,63
520	22,80	76,8	0,64
540	23,24	76	0,69
570	23,87	75,5	0,72
600	24,49	75	0,75
630	25,10	74,5	0,79
660	25,69	74	0,82
690	26,27	73	0,88
720	26,83	72,5	0,91
750	27,39	72	0,94
780	27,93	71,5	0,97
810	28,46	71	1,01
840	28,98	70	1,07
870	29,50	69,8	1,08
900	30,00	69	1,13

ΠΙΝΑΚΑΣ 5β

$h_1 = -4 \text{ cm}$

Zero Flux Plane: 70 sec

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
970		87	1,13
980	31,30	86	1,19
990	31,46	85,5	1,22
1020	31,94	85	1,26
1040	32,25	84,5	1,29
1060	32,56	84	1,32
1080	32,86	83,5	1,35
1100	33,17	83	1,38
1120	33,47	82,7	1,40
1140	33,76	82	1,44
1160	34,06	81,4	1,48
1180	34,35	81	1,51
1200	34,64	80,5	1,54
1230	35,07	80	1,57
1260	35,50	79	1,63
1290	35,92	78	1,70
1320	36,33	77	1,76
1350	36,74	76,5	1,79
1380	37,15	75,5	1,85
1410	37,55	75	1,88
1430	37,82	74	1,95
1460	38,21	73	2,01
1490	38,60	72,5	2,04
1520	38,99	71,5	2,10
1550	39,37	70,5	2,17
1580	39,75	69,5	2,23
1610	40,12	69	2,26
1640	40,50	67,5	2,36
1670	40,87	67	2,39
1700	41,23	66	2,45

ΠΙΝΑΚΑΣ 5γ

$h_2 = -3 \text{ cm}$

Zero Flux Plane: 80 sec

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
1810		85	2,51
1820	42,66	84	2,57
1830	42,78	83	2,64
1840	42,90	82,5	2,67
1850	43,01	82	2,70
1870	43,24	81	2,76
1890	43,47	80,5	2,79
1910	43,70	79	2,89
1930	43,93	78,5	2,92
1950	44,16	77,5	2,98
1970	44,38	77	3,01
1990	44,61	76	3,08
2010	44,83	75	3,14
2030	45,06	74	3,20
2060	45,39	73	3,26
2090	45,72	71,5	3,36
2120	46,04	70	3,45
2150	46,37	68	3,58
2210	47,01	65	3,77
2240	47,33	63,5	3,86
2270	47,64	62	3,96
2300	47,96	60,5	4,05
2330	48,27	59	4,15
2360	48,58	57	4,27
2390	48,89	55,5	4,37
2450	49,50	52	4,59
2510	50,10	49	4,77
2570	50,70	45	5,03

ΠΙΝΑΚΑΣ 5 δ

$$h_3 = - 2 \text{ cm}$$

Zero Flux Plane: 60 sec

Time (s)	sqrt (t)	Volume (α)	Cl (cm)
2620		85	5,03
2630	51,28	84	5,09
2650	51,48	83	5,16
2665	51,62	81	5,28
2685	51,82	80	5,34
2705	52,01	79	5,41
2725	52,20	78	5,47
2735	52,30	77	5,53
2745	52,39	76,4	5,57
2755	52,49	76	5,60
2775	52,68	75	5,66
2785	52,77	74,5	5,69
2805	52,96	73	5,78
2825	53,15	72	5,85
2845	53,34	71	5,91
2875	53,62	69	6,04
2905	53,90	67	6,16
2925	54,08	66	6,22
2945	54,27	65	6,29
2955	54,36	63,5	6,38
2985	54,64	61,5	6,51
3015	54,91	60	6,60
3035	55,09	58	6,73
3055	55,27	57,00	6,79
3075	55,45	56,00	6,85
3105	55,72	54,00	6,98
3135	55,99	52,00	7,11
3165	56,26	50,00	7,23
3195	56,52	48,00	7,36
3255	57,05	44,00	7,61
3315	57,58	40,50	7,83

ΠΙΝΑΚΑΣ 6

Μέτρηση 1^η : 1^η Αυγούστου 2009, Ακαλλιέργητο έδαφος

Δεδομένα διήθησης – χρόνου, DISC

t	i
0	0,00
10	0,00
30	0,09
40	0,13
50	0,16
60	0,16
70	0,19
90	0,19
100	0,21
120	0,23
140	0,25
160	0,25
180	0,28
210	0,31
240	0,33
260	0,36
280	0,38
300	0,40
320	0,44
340	0,45
360	0,47
380	0,50
400	0,52
420	0,53
440	0,57

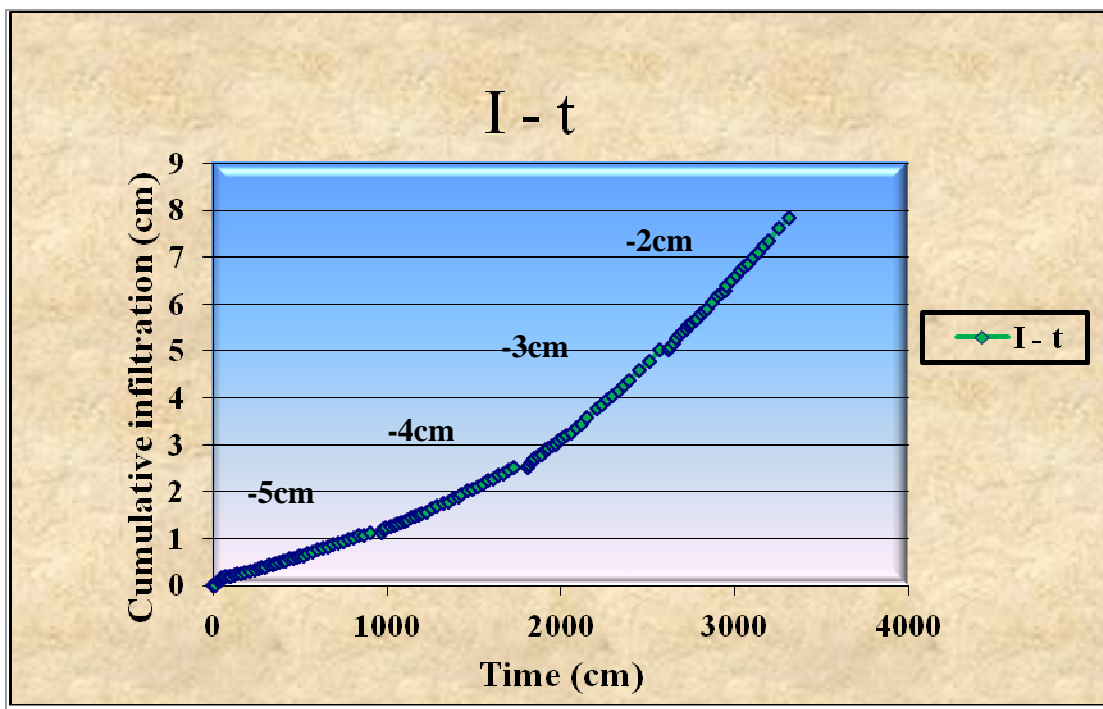
t	i
460	0,58
480	0,62
500	0,63
520	0,64
540	0,69
570	0,72
600	0,75
630	0,79
660	0,82
690	0,88
720	0,91
750	0,94
780	0,97
810	1,01
840	1,07
870	1,08
900	1,13
970	1,13
980	1,19
990	1,22
1020	1,26
1040	1,29
1060	1,32
1080	1,35
1100	1,38
1120	1,40
1140	1,44
1160	1,48

t	i
1180	1,51
1200	1,54
1230	1,57
1260	1,63
1290	1,70
1320	1,76
1350	1,79
1380	1,85
1410	1,88
1430	1,95
1460	2,01
1490	2,04
1520	2,10
1550	2,17
1580	2,23
1610	2,26
1640	2,36
1670	2,39
1700	2,45
1730	2,51
1810	2,51
1820	2,57
1830	2,64
1840	2,67
1850	2,70
1870	2,76
1890	2,79
1910	2,89
1930	2,92
1950	2,98
1970	3,01
1990	3,08
2010	3,14
2030	3,20
2060	3,26
2090	3,36
2120	3,45
2150	3,58
2210	3,77

t	i
2240	3,86
2270	3,96
2300	4,05
2330	4,15
2360	4,27
2390	4,37
2450	4,59
2510	4,77
2570	5,03
2620	5,03
2630	5,09
2650	5,16
2665	5,28
2685	5,34
2705	5,41
2725	5,47
2735	5,53
2745	5,57
2755	5,60
2775	5,66
2785	5,69
2805	5,78
2825	5,85
2845	5,91
2875	6,04
2905	6,16
2925	6,22
2945	6,29
2955	6,38
2985	6,51
3015	6,60
3035	6,73
3055	6,79
3075	6,85
3105	6,98
3135	7,11
3165	7,23
3195	7,36
3255	7,61
3315	7,83

Μέτρηση Iⁿ : Iⁿ Αυγούστου 2009, Ακαλλιέργητο έδαφος

Διάγραμμα 6, αθροιστικής διήθησης, I (cm) – Χρόνου, t (s)



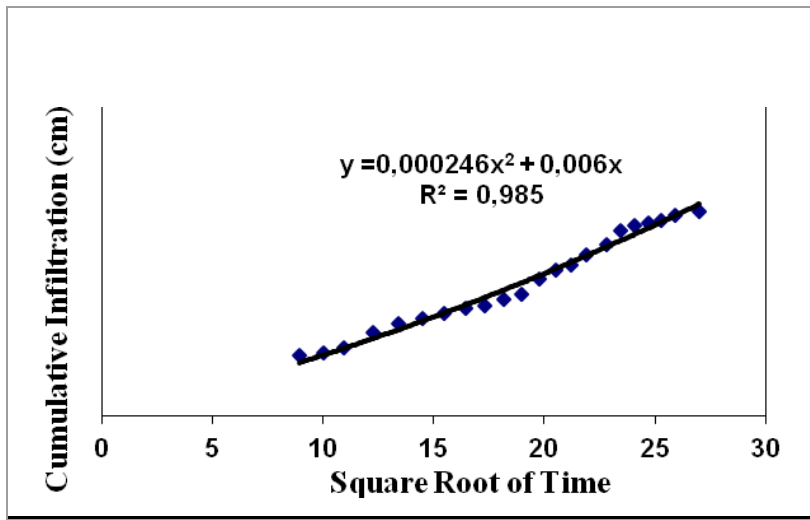
ΠΙΝΑΚΕΣ 7 α, β, γ, δ

Μέτρηση 3^η : 14^η Σεπτεμβρίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος

ΠΙΝΑΚΑΣ 7α

Διάγραμμα 7: CI (cm) – Sqrt (s)

$h_0 = - 5 \text{ cm}$



Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infilt (cm)
0		84	0,00
80	8,94	82,75	0,08
100	10,00	82,7	0,08
120	10,95	82,6	0,09
150	12,25	82,3	0,11
180	13,42	82,1	0,12
210	14,49	82	0,13
240	15,49	81,9	0,13
270	16,43	81,8	0,14
300	17,32	81,75	0,14
330	18,17	81,6	0,15
360	18,97	81,5	0,16
390	19,75	81,2	0,18
420	20,49	81	0,19
450	21,21	80,9	0,19
480	21,91	80,7	0,21
520	22,80	80,5	0,22
550	23,45	80,2	0,24
580	24,08	80,1	0,25
610	24,70	80,05	0,25
640	25,30	80	0,25
670	25,88	79,9	0,26
730	27,02	79,8	0,26

ΠΙΝΑΚΑΣ 7β

$h_1 = - 4 \text{ cm}$

Zero Flux Plane: 190 sec

Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infiltration (cm)
920		87	0,26
930	30,50	86	0,32
950	30,82	85,8	0,34
970	31,14	85	0,39
990	31,46	84,95	0,39
1010	31,78	84,2	0,44
1030	32,09	84	0,45
1060	32,56	83,95	0,45
1090	33,02	83,9	0,45
1120	33,47	83,7	0,47
1150	33,91	83,5	0,48
1180	34,35	83,2	0,50
1210	34,79	83,1	0,51
1240	35,21	83	0,51
1270	35,64	82,8	0,52
1300	36,06	82,6	0,54
1330	36,47	82,5	0,54
1360	36,88	82,1	0,57
1390	37,28	82	0,57
1420	37,68	81,8	0,59
1450	38,08	81,6	0,60
1480	38,47	81,2	0,62
1510	38,86	81	0,64
1540	39,24	80,9	0,64
1570	39,62	80,8	0,65
1630	40,37	80,1	0,69
1690	41,11	80	0,70

ΠΙΝΑΚΑΣ 7 γ

$h_2 = - 2 \text{ cm}$

Zero Flux Plane: 90 sec

Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infiltration (cm)
1780		85	0,70
1800	42,43	84	0,76
1810	42,54	84,5	0,73
1820	42,66	84,2	0,75
1840	42,90	84,15	0,75
1900	43,59	84,1	0,76
1910	43,70	84	0,76
1930	43,93	83,8	0,78
1950	44,16	83,5	0,79
1970	44,38	83,1	0,82
1990	44,61	83	0,83
2010	44,83	82,8	0,84
2030	45,06	82,2	0,88
2060	45,39	81,9	0,89
2090	45,72	81,5	0,92
2120	46,04	81	0,95
2150	46,37	80,9	0,96
2180	46,69	80,2	1,00
2210	47,01	80	1,01
2240	47,33	79,5	1,05
2270	47,64	78,9	1,08
2300	47,96	78,5	1,11
2330	48,27	78	1,14
2360	48,58	77,9	1,15
2390	48,89	77,5	1,17
2420	49,19	77	1,20
2450	49,50	76,5	1,23
2480	49,80	76,2	1,25
2510	50,10	76	1,27
2570	50,70	75,2	1,32

ΠΙΝΑΚΑΣ 7δ **$h_3 = -1 \text{ cm}$** **Zero Flux Plane: 125 sec**

Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infilt (cm)
2695		87	1,32
2710	52,06	84,9	1,45
2730	52,25	83,5	1,54
2750	52,44	82	1,63
2765	52,58	81,5	1,67
2780	52,73	80,5	1,73
2795	52,87	79,6	1,79
2810	53,01	79	1,82
2840	53,29	77	1,95
2855	53,43	76	2,01
2870	53,57	75	2,07
2890	53,76	74	2,14
2910	53,94	73	2,20
2930	54,13	72	2,26
2950	54,31	70,5	2,36
2970	54,50	69	2,45
2990	54,68	68	2,51
3020	54,95	66	2,64
3040	55,14	64	2,77
3070	55,41	62	2,89
3100	55,68	60,2	3,01
3130	55,95	59	3,08
3160	56,21	57	3,21
3190	56,48	55	3,33
3220	56,75	53,5	3,43
3250	57,01	52	3,52
3280	57,27	49,5	3,68
3310	57,53	48	3,77
3340	57,79	46	3,90
3400	58,31	42,2	4,14

ΠΙΝΑΚΑΣ 8**Μέτρηση 3^η : 14^η Σεπτεμβρίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος****Δεδομένα διήθησης – χρόνου, DISC**

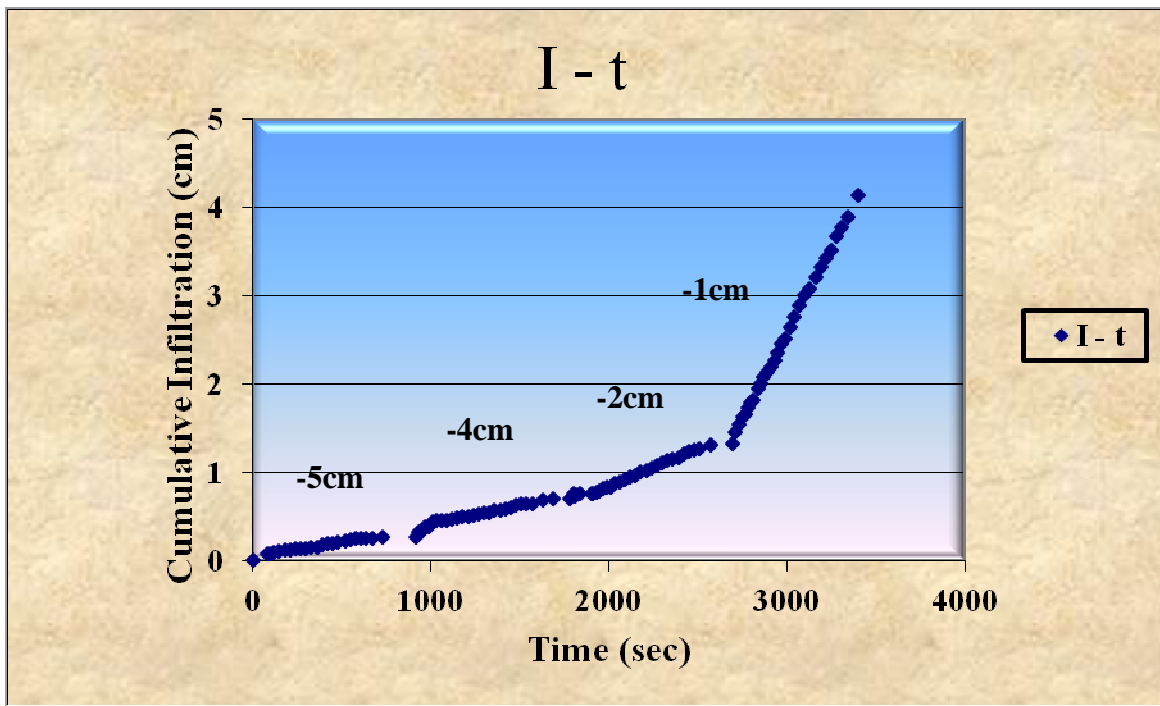
t	i
0	0,00
80	0,08
100	0,08
120	0,09
150	0,11
180	0,12
210	0,13
240	0,13
270	0,14
300	0,14
330	0,15
360	0,16
390	0,18
420	0,19
450	0,19
480	0,21
520	0,22
550	0,24
580	0,25
610	0,25
640	0,25
670	0,26
730	0,26
920	0,26
930	0,32
950	0,34
970	0,39
990	0,39
1010	0,44
1030	0,45
1060	0,45
1090	0,45
1120	0,47
1150	0,48

t	i
1180	0,50
1210	0,51
1240	0,51
1270	0,52
1300	0,54
1330	0,54
1360	0,57
1390	0,57
1420	0,59
1450	0,60
1480	0,62
1510	0,64
1540	0,64
1570	0,65
1630	0,69
1690	0,70
1780	0,70
1800	0,76
1810	0,73
1820	0,75
1840	0,75
1900	0,76
1910	0,76
1930	0,78
1950	0,79
1970	0,82
1990	0,83
2010	0,84
2030	0,88
2060	0,89
2090	0,92
2120	0,95
2150	0,96
2180	1,00
2210	1,01
2240	1,05
2270	1,08
2300	1,11
2330	1,14

t	i
2360	1,15
2390	1,17
2420	1,20
2450	1,23
2480	1,25
2510	1,27
2570	1,32
2695	1,32
2710	1,45
2730	1,54
2750	1,63
2765	1,67
2780	1,73
2795	1,79
2810	1,82
2840	1,95
2855	2,01
2870	2,07
2890	2,14
2910	2,20
2930	2,26
2950	2,36
2970	2,45
2990	2,51
3020	2,64
3040	2,77
3070	2,89
3100	3,01
3130	3,08
3160	3,21
3190	3,33
3220	3,43
3250	3,52
3280	3,68
3310	3,77
3340	3,90
3400	4,14

Μέτρηση 3^η : 14^η Σεπτεμβρίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος

Διάγραμμα 8, αθροιστικής διήθησης, I (cm) – Χρόνου, t (s)



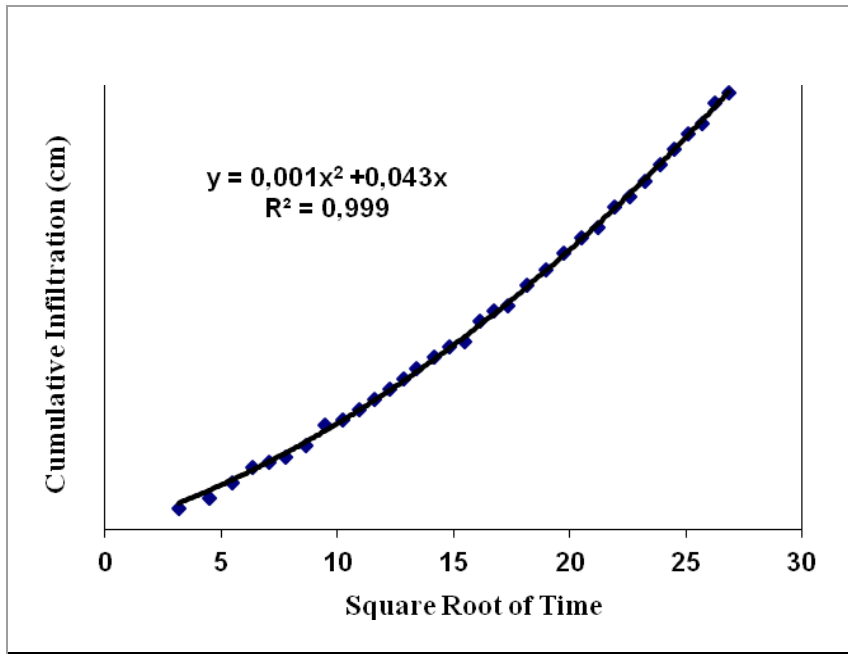
ΠΙΝΑΚΕΣ 9 α, β, γ, δ

Μέτρηση 2^η : 30^η Σεπτεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο έδαφος

ΠΙΝΑΚΑΣ 9α

Διάγραμμα 9: CI (cm) – Sqrt (s)

$h_o = - 6 \text{ cm}$



Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infilt (cm)
0		85	0,00
10	3,16	83	0,13
20	4,47	82	0,19
30	5,48	80,5	0,28
40	6,32	79	0,38
50	7,07	78,5	0,41
60	7,75	78	0,44
75	8,66	77	0,50
90	9,49	75	0,63
105	10,25	74,5	0,66
120	10,95	73,5	0,72
135	11,62	72,5	0,79
150	12,25	71,5	0,85
165	12,85	70,5	0,91
180	13,42	69,6	0,97
200	14,14	68,5	1,04
220	14,83	67,5	1,10
240	15,49	67	1,13
260	16,12	65	1,26
280	16,73	64	1,32
300	17,32	63,5	1,35
330	18,17	61,5	1,48
360	18,97	60	1,57
390	19,75	58,5	1,67
420	20,49	57	1,76
450	21,21	56	1,82
480	21,91	54	1,95
510	22,58	53	2,01
540	23,24	51,5	2,11
570	23,87	50	2,20
600	24,49	48,5	2,30
630	25,10	47	2,39
660	25,69	46	2,45
690	26,27	44	2,58
720	26,83	43	2,64

ΠΙΝΑΚΑΣ 9β

$h_1 = - 4 \text{ cm}$

Zero Flux Plane: 90 sec

Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infiltr (cm)
810		87	2,64
830	28,81	86,5	2,67
840	28,98	86	2,70
850	29,15	85,6	2,73
870	29,50	85	2,77
880	29,66	84,5	2,80
900	30,00	83,8	2,84
915	30,25	83	2,89
930	30,50	82,8	2,90
960	30,98	81,5	2,99
980	31,30	81	3,02
1000	31,62	80	3,08
1020	31,94	79,8	3,09
1040	32,25	79	3,14
1080	32,86	78	3,21
1100	33,17	77	3,27
1130	33,62	76	3,33
1160	34,06	75	3,39
1190	34,50	74	3,46
1220	34,93	73	3,52
1250	35,36	72	3,58
1280	35,78	71,2	3,63
1310	36,19	70,2	3,70
1340	36,61	69	3,77
1370	37,01	68	3,83
1400	37,42	67	3,90
1430	37,82	66	3,96
1460	38,21	65	4,02
1490	38,60	64	4,09
1520	38,99	63	4,15
1550	39,37	61,5	4,24

ΠΙΝΑΚΑΣ 9γ

$h_2 = - 2 \text{ cm}$

Zero Flux Plane: 90 sec

Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infiltr (cm)
1640		87	4,24
1655	40,68	86,5	4,27
1670	40,87	85,5	4,33
1685	41,05	85	4,37
1700	41,23	84	4,43
1710	41,35	83,7	4,45
1720	41,47	83,3	4,47
1730	41,59	83	4,49
1740	41,71	82,7	4,51
1760	41,95	82	4,55
1775	42,13	81,7	4,57
1790	42,31	81	4,62
1805	42,49	80,6	4,64
1820	42,66	80	4,68
1840	42,90	79,2	4,73
1860	43,13	78,8	4,76
1880	43,36	78	4,81
1900	43,59	77	4,87
1920	43,82	76	4,93
1940	44,05	76,2	4,92
2000	44,72	75	4,99
2030	45,06	73,8	5,07
2060	45,39	72	5,18
2090	45,72	71	5,25
2120	46,04	70	5,31
2150	46,37	69	5,37
2180	46,69	68	5,43
2210	47,01	67	5,50
2240	47,33	65,2	5,61
2270	47,64	64	5,69
2300	47,96	63	5,75
2330	48,27	62	5,81
2390	48,89	60	5,94

ΠΙΝΑΚΑΣ 9δ **$h_3 = -1 \text{ cm}$** ***Zero Flux Plane: 105 sec***

Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infilt (cm)
2495		85	5,94
2510	50,10	84,5	5,97
2530	50,30	84	6,00
2550	50,50	83,8	6,02
2570	50,70	83	6,07
2590	50,89	82,8	6,08
2610	51,09	82,1	6,12
2630	51,28	81,8	6,14
2650	51,48	81,2	6,18
2670	51,67	80,8	6,20
2690	51,87	80,4	6,23
2710	52,06	80	6,25
2730	52,25	79,3	6,30
2750	52,44	79	6,32
2780	52,73	78	6,38
2810	53,01	77,5	6,41
2840	53,29	77	6,44
2870	53,57	76	6,51
2900	53,85	75,2	6,56
2930	54,13	75	6,57
2960	54,41	74	6,63
2990	54,68	73,5	6,66
3020	54,95	72,8	6,71
3050	55,23	72	6,76
3080	55,50	71,5	6,79
3110	55,77	70,8	6,83
3170	56,30	69,5	6,91
3230	56,83	68	7,01

ΠΙΝΑΚΑΣ 10

Μέτρηση 2^η : 30^η Σεπτεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο έδαφος

Δεδομένα διήθησης – χρόνου, DISC

t	i
0	0,00
10	0,13
20	0,19
30	0,28
40	0,38
50	0,41
60	0,44
75	0,50
90	0,63
105	0,66
120	0,72
135	0,79
150	0,85
165	0,91
180	0,97
200	1,04
220	1,10
240	1,13
260	1,26
280	1,32
300	1,35
330	1,48
360	1,57
390	1,67
420	1,76
450	1,82
480	1,95
510	2,01

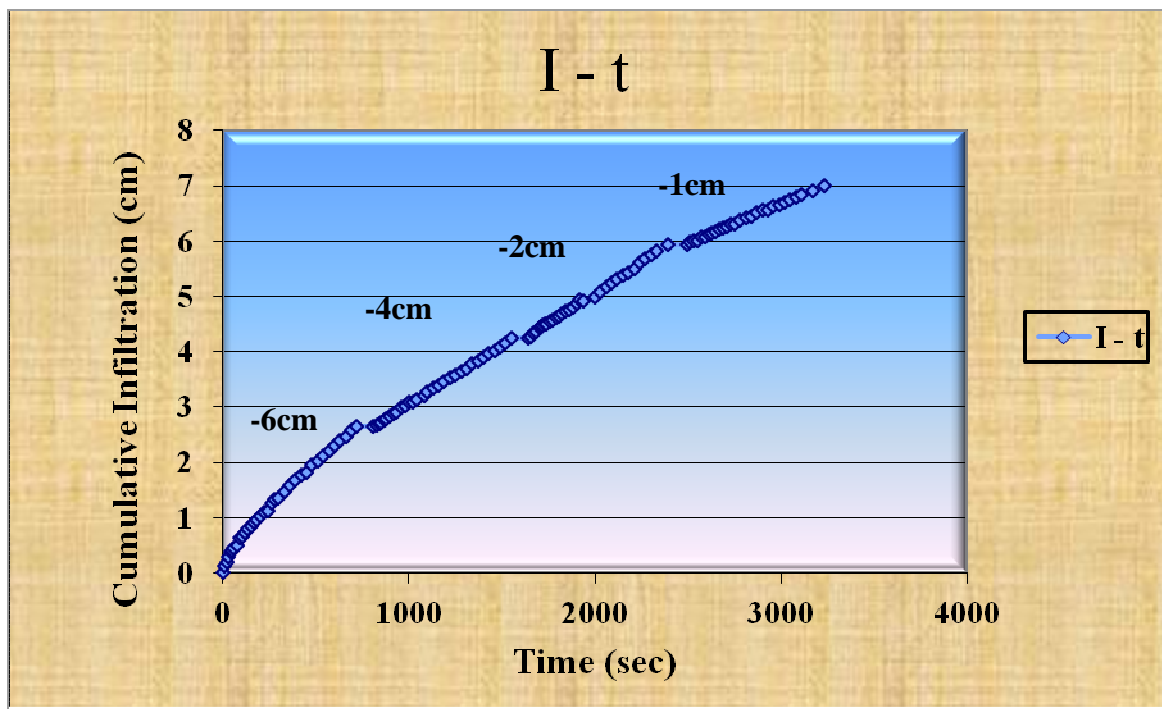
t	i
540	2,11
570	2,20
600	2,30
630	2,39
660	2,45
690	2,58
720	2,64
810	2,64
830	2,67
840	2,70
850	2,73
870	2,77
880	2,80
900	2,84
915	2,89
930	2,90
960	2,99
980	3,02
1000	3,08
1020	3,09
1040	3,14
1080	3,21
1100	3,27
1130	3,33
1160	3,39
1190	3,46
1220	3,52
1250	3,58
1280	3,63
1310	3,70

t	i
1340	3,77
1370	3,83
1400	3,90
1430	3,96
1460	4,02
1490	4,09
1520	4,15
1550	4,24
1640	4,24
1655	4,27
1670	4,33
1685	4,37
1700	4,43
1710	4,45
1720	4,47
1730	4,49
1740	4,51
1760	4,55
1775	4,57
1790	4,62
1805	4,64
1820	4,68
1840	4,73
1860	4,76
1880	4,81
1900	4,87
1920	4,93
1940	4,92
2000	4,99

t	i
2030	5,07
2060	5,18
2090	5,25
2120	5,31
2150	5,37
2180	5,43
2210	5,50
2240	5,61
2270	5,69
2300	5,75
2330	5,81
2390	5,94
2495	5,94
2510	5,97
2530	6,00
2550	6,02
2570	6,07
2590	6,08
2610	6,12
2630	6,14
2650	6,18
2670	6,20
2690	6,23
2710	6,25
2730	6,30
2750	6,32
2780	6,38
2810	6,41
2840	6,44
2870	6,51
2900	6,56
2930	6,57
2960	6,63
2990	6,66
3020	6,71
3050	6,76
3080	6,79
3110	6,83
3170	6,91
3230	7,01

Μέτρηση 2^η : 30^η Σεπτεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο έδαφος

Διάγραμμα 10, αθροιστικής διήθησης, I (cm) - Χρόνου, t (s)



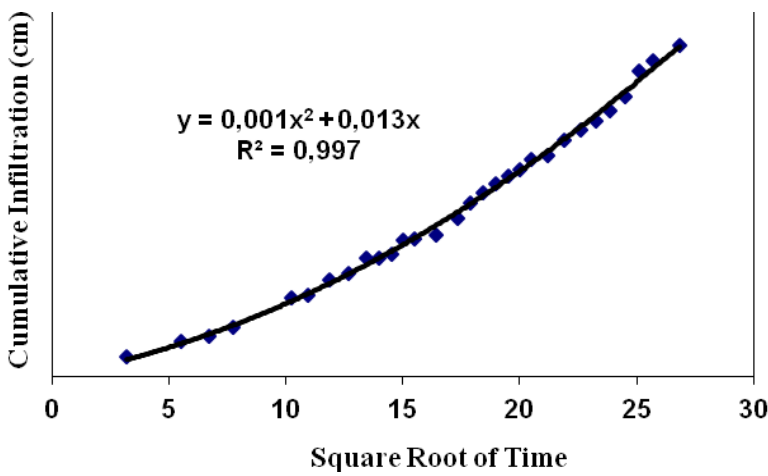
ΠΙΝΑΚΕΣ 11α, β, γ, δ

Μέτρηση 3^η : 26^η Νοεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο έδαφος

ΠΙΝΑΚΑΣ 11α

Διάγραμμα 11: CI (cm) – Sqrt (s)

$h_o = - 5cm$



Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infilt (cm)
0		79	0,00
10	3,16	78	0,06
30	5,48	77,2	0,11
45	6,71	77	0,13
60	7,75	76,5	0,16
105	10,25	75	0,25
120	10,95	74,9	0,26
140	11,83	74,1	0,31
160	12,65	73,8	0,33
180	13,42	73	0,38
195	13,96	73	0,38
210	14,49	72,8	0,39
225	15,00	72,1	0,43
240	15,49	72	0,44
270	16,43	71,8	0,45
300	17,32	71	0,50
320	17,89	70,2	0,55
340	18,44	69,7	0,58
360	18,97	69,2	0,62
380	19,49	68,8	0,64
400	20,00	68,5	0,66
420	20,49	68	0,69
450	21,21	67,8	0,70
480	21,91	67	0,75
510	22,58	66,5	0,79
540	23,24	66	0,82
570	23,87	65,5	0,85
600	24,49	64,8	0,89
630	25,10	63,5	0,97
660	25,69	63	1,01
720	26,83	62,2	1,06

ΠΙΝΑΚΑΣ 11β

$h_1 = -4 \text{ cm}$

Zero Flux Plane: 75 sec

Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infiltration (cm)
795		82,5	1,06
810	28,46	82	1,09
825	28,72	81,7	1,11
840	28,98	81,2	1,14
855	29,24	81	1,15
870	29,50	80,9	1,16
885	29,75	80,4	1,19
900	30,00	80,1	1,21
915	30,25	79,8	1,23
935	30,58	79,2	1,27
950	30,82	79	1,28
965	31,06	78,8	1,29
995	31,54	78,7	1,30
1025	32,02	78	1,34
1055	32,48	77,5	1,37
1085	32,94	76,9	1,41
1115	33,39	76,2	1,46
1145	33,84	76	1,47
1175	34,28	75,1	1,53
1205	34,71	74,9	1,54
1235	35,14	74	1,59
1265	35,57	73,5	1,63
1295	35,99	73,2	1,64
1325	36,40	72,2	1,71
1355	36,81	71,9	1,73
1385	37,22	70,9	1,79
1415	37,62	69,9	1,85

ΠΙΝΑΚΑΣ 11γ

$h_2 = -2 \text{ cm}$

Zero Flux Plane: 90 sec

Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infiltration (cm)
1505		81	1,85
1520	38,99	80,5	1,88
1535	39,18	80	1,91
1550	39,37	79,3	1,96
1565	39,56	79	1,98
1585	39,81	78	2,04
1605	40,06	77,5	2,07
1625	40,31	77	2,10
1645	40,56	76	2,16
1665	40,80	75,4	2,20
1685	41,05	75	2,23
1715	41,41	74	2,29
1745	41,77	73	2,35
1775	42,13	72	2,42
1805	42,49	70	2,54
1835	42,84	69	2,60
1865	43,19	68	2,67
1895	43,53	67,5	2,70
1955	44,22	66	2,79
2015	44,89	64,5	2,89
2075	45,55	62,5	3,01
2135	46,21	60,5	3,14
2195	46,85	59	3,23
2255	47,49	57	3,36

ΠΙΝΑΚΑΣ 11 δ **$h_3 = - 1 \text{ cm}$** ***Zero Flux Plane: 60 sec***

Time (s)	sqrt (t)	Volume (mL)	Infilt (cm)
2315		83	3,36
2330	48,27	82,5	3,39
2345	48,43	82,1	3,42
2360	48,58	81,5	3,45
2375	48,73	81	3,49
2395	48,94	80,7	3,50
2415	49,14	80	3,55
2435	49,35	79	3,61
2465	49,65	78	3,67
2495	49,95	76	3,80
2525	50,25	75	3,86
2555	50,55	74	3,93
2585	50,84	72,5	4,02
2615	51,14	71,2	4,10
2645	51,43	70,1	4,17
2675	51,72	69	4,24
2705	52,01	68	4,30
2735	52,30	66,5	4,40
2795	52,87	64	4,55
2855	53,43	61	4,74
2915	53,99	58,3	4,91

ΠΙΝΑΚΑΣ 12

Μέτρηση 3^η : 26^η Νοεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο έδαφος

Δεδομένα διήθησης – χρόνου, DISC

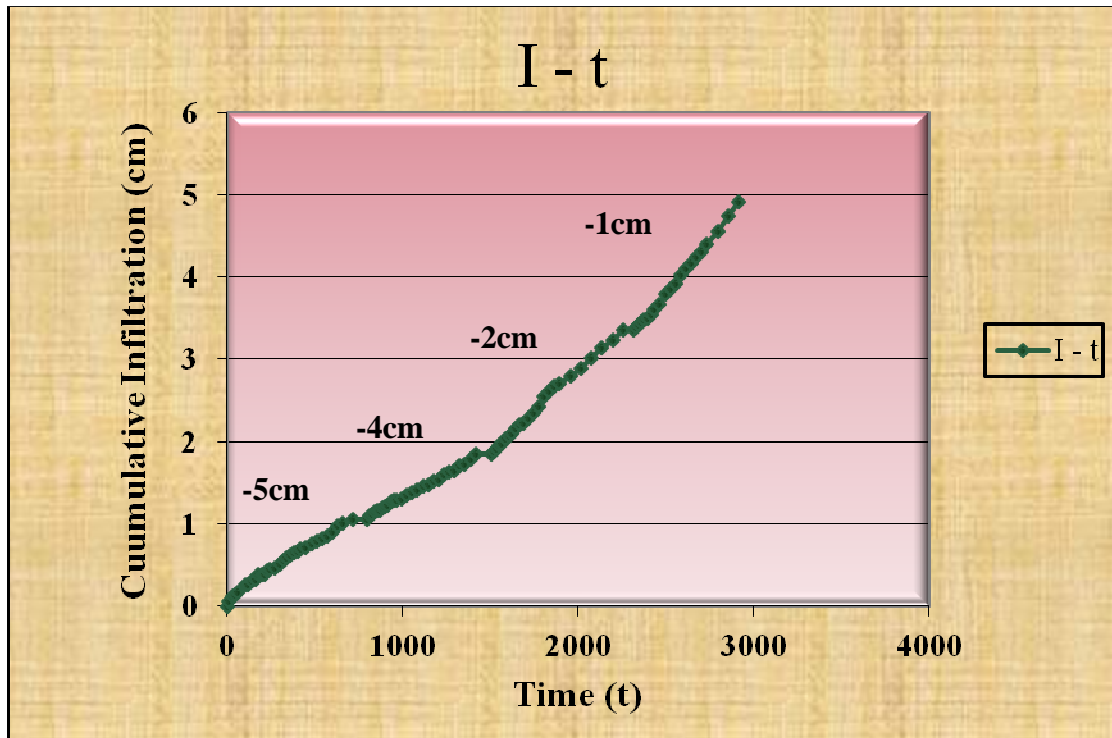
t	i
0	0,00
10	0,06
30	0,11
45	0,13
60	0,16
105	0,25
120	0,26
140	0,31
160	0,33
180	0,38
195	0,38
210	0,39
225	0,43
240	0,44
270	0,45
300	0,50
320	0,55
340	0,58
360	0,62
380	0,64
400	0,66
420	0,69
450	0,70
480	0,75
510	0,79
540	0,82
570	0,85
600	0,89
630	0,97
660	1,01
720	1,06
795	1,06
810	1,09
825	1,11

t	i
840	1,14
855	1,15
870	1,16
885	1,19
900	1,21
915	1,23
935	1,27
950	1,28
965	1,29
995	1,30
1025	1,34
1055	1,37
1085	1,41
1115	1,46
1145	1,47
1175	1,53
1205	1,54
1235	1,59
1265	1,63
1295	1,64
1325	1,71
1355	1,73
1385	1,79
1415	1,85
1505	1,85
1520	1,88
1535	1,91
1550	1,96
1565	1,98
1585	2,04
1605	2,07
1625	2,10
1645	2,16
1665	2,20

t	i
1685	2,23
1715	2,29
1745	2,35
1775	2,42
1805	2,54
1835	2,60
1865	2,67
1895	2,70
1955	2,79
2015	2,89
2075	3,01
2135	3,14
2195	3,23
2255	3,36
2315	3,36
2330	3,39
2345	3,42
2360	3,45
2375	3,49
2395	3,50
2415	3,55
2435	3,61
2465	3,67
2495	3,80
2525	3,86
2555	3,93
2585	4,02
2615	4,10
2645	4,17
2675	4,24
2705	4,30
2735	4,40
2795	4,55
2855	4,74
2915	4,91

Μέτρηση 3^η : 26^η Νοεμβρίου 2009, Ακαλλιέργητο έδαφος

Διάγραμμα 12, αθροιστικής διήθησης, I (cm) – Χρόνου, t (s)



ПАРАРТИМА

III

ΠΙΝΑΚΑΣ 1**Αρχείο εισαγωγής δεδομένων - Πληροφορίες αντίστροφου προβλήματος**

Καταχώρηση	Τύπος	Μεταβλητή	Περιγραφή
1	Char	<i>Title</i>	Περιγραφικός τίτλος προσομοίωσης
2	-	-	Γραμμή σχολίων
3	Integer	<i>NOBB</i>	Αριθμός δεδομένων διηθητομέτρου (αθροιστική διήθηση – χρόνος)
3	Integer	<i>MIT</i>	Μέγιστος αριθμός επαναλήψεων για το αντίστροφο πρόβλημα (προτεινόμενη τιμή: 50)
3	Integer	<i>NofBC</i>	Αριθμός τιμών χρόνου που αφορούν τις οριακές συνθήκες
4	-	-	Γραμμή Σχολίων
5	Char	<i>LUnit</i>	Μονάδες μήκους (π.χ. mm, cm, m)
6	Char	<i>TUnit</i>	Μονάδες χρόνου (π.χ. sec, min, hours, days)
7	-	-	Γραμμή Σχολίων
8	Real	<i>tInit</i>	Αρχικός χρόνος [T]
8	Real	<i>dtInit</i>	Αρχικός χρόνος [T], προτεινόμενη τιμή περίπου 1s
8	Real	<i>dtMin</i>	Ελάχιστο επιτρεπόμενο βήμα χρόνου [T], προτεινόμενη τιμή περίπου 0.01s
9	-	-	Γραμμή Σχολίων
10	Integer	<i>Mesh</i>	Τύπος πεπερασμένων διαφορών =1: very fine mesh with 2145 triangular elements (slow and stable solution). =2: Fine mesh with 1611 triangular elements. =3: Course mesh with 1073 triangular elements (faster solution, but may result in unstable solution).
10	Real	<i>ThetaI</i>	Αρχική περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία κάτω από το δίσκο διηθητομέτρου
10	Real	<i>ThetaF</i>	Τελική περιεκτικότητα του εδάφους σε υγρασία κάτω από το δίσκο διηθητομέτρου, η τιμή αφορά στο τελικό φορτίο πίεσης του δίσκου
10	Real	<i>DiskR</i>	Ακτίνα δίσκου [L]
11	-	-	Γραμμή Σχολίων
12	Real	<i>Par(1,M)</i>	Αρχική εκτίμηση της παραμέτρου θ_r για το υλικό M[-]
12	Real	<i>Par(2,M)</i>	Αρχική εκτίμηση της παραμέτρου θ_s για το υλικό M[-]
12	Real	<i>Par(3,M)</i>	Αρχική εκτίμηση της παραμέτρου α για το υλικό M[-]
12	Real	<i>Par(4,M)</i>	Αρχική εκτίμηση της παραμέτρου n για το υλικό M[-]
12	Real	<i>Par(5,M)</i>	Αρχική εκτίμηση της παραμέτρου K_s για το υλικό M[-]

Καταχώρηση	Τύπος	Μεταβλητή	Περιγραφή
12	Real	$Par(6, M)$	Αρχική εκτίμηση της παραμέτρου I για το υλικό M[-]
13	Integer	$Index(1, M)$	Παραμετρική εκτίμηση της του δείκτη για την παράμετρο θ_r για το υλικό M[-] =0, Ο συν/στής είναι γνωστός και παραμένει σταθερός κατά τη διάρκεια βελτιστοποίησης =1, Ο συν/στής είναι άγνωστος, προσδιορίζεται με βάση την προσαρμογή δεδομένων
13	Integer	$Index(2, M)$	Παραμετρική εκτίμηση της του δείκτη για την παράμετρο θ_s για το υλικό M[-]
13	Integer	$Index(3, M)$	Παραμετρική εκτίμηση της του δείκτη για την παράμετρο α για το υλικό M[-]
13	Integer	$Index(4, M)$	Παραμετρική εκτίμηση της του δείκτη για την παράμετρο n για το υλικό M[-]
13	Integer	$Index(5, M)$	Παραμετρική εκτίμηση της του δείκτη για την παράμετρο K_s για το υλικό M[-]
13	Integer	$Index(6, M)$	Παραμετρική εκτίμηση της του δείκτη για την παράμετρο I για το υλικό M[-]
14	Real	$BMn(1, M)$	Ελάχιστος περιορισμός για την παράμετρο θ_r για το υλικό M[-], εικονικές τιμές για $Index(1, M)=0$
14	Real	$BMn(2, M)$	Ελάχιστος περιορισμός για την παράμετρο θ_s για το υλικό M[-]
14	Real	$BMn(3, M)$	Ελάχιστος περιορισμός για την παράμετρο α για το υλικό M[-]
14	Real	$BMn(4, M)$	Ελάχιστος περιορισμός για την παράμετρο n για το υλικό M[-]
14	Real	$BMn(5, M)$	Ελάχιστος περιορισμός για την παράμετρο K_s για το υλικό M[-]
14	Real	$BMn(6, M)$	Ελάχιστος περιορισμός για την παράμετρο I για το υλικό M[-]
15	Real	$BMx(1, M)$	Μέγιστος περιορισμός για την παράμετρο θ_r για το υλικό M[-], εικονικές τιμές για $Index(1, M)=0$
15	Real	$BMx(2, M)$	Μέγιστος περιορισμός για την παράμετρο θ_s για το υλικό M[-]
15	Real	$BMx(3, M)$	Μέγιστος περιορισμός για την παράμετρο α για το υλικό M[-]
15	Real	$BMx(4, M)$	Μέγιστος περιορισμός για την παράμετρο n για το υλικό M[-]
15	Real	$BMx(5, M)$	Μέγιστος περιορισμός για την παράμετρο K_s για το υλικό M[-]
15	Real	$BMx(6, M)$	Μέγιστος περιορισμός για την παράμετρο I για το υλικό M[-]
16	-	-	Γραμμή Σχολίων
17	Real	$Time(i)$	Χρόνος t για την 1 ^η οριακή συνθήκη
17	Real	$hBound(i)$	Φορτίο πίεσης h που εφαρμόζεται με τη χρήση του δίσκου διηθητομέτρου [L]. Η τιμή 99 αντιπροσωπεύει το επίπεδο μηδενικής ροής. Αυτή η οριακή συνθήκη εφαρμόζεται όταν, απομακρύνουμε το δίσκο για την επαναπλήρωση του διηθητομέτρου με νερό. Η καταχώρηση 17 αφορά τους <i>No/BC</i> χρόνους
18	-	-	Γραμμή Σχολίων
19	Real	$HO(i)$	Δεδομένα χρόνου, t
19	Real	$FO(i)$	Δεδομένα αθροιστικής διήθησης, I Η καταχώρηση 19 αφορά τους <i>NOBB</i> χρόνους

ΠΙΝΑΚΑΣ 2**Παράδειγμα Input file, 1^η μέτρηση 29 Ιουνίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος****Tension Permeameter - Data****NOBB MIT NofBC**

117 50 9

LUnit TUnit (indicated units are obligatory for all input data) ----

cm

sec

<i>tInit</i>	<i>dtInit</i>	<i>dtMin</i>			
0	0.05	0.001			
<i>Mesh</i>	<i>Theta I</i>	<i>Theta F</i>	<i>Disk D</i>		
3	0.1	0.4	2.2		
<i>th r</i>	<i>th s</i>	<i>Alfa</i>	<i>n</i>	<i>Ks</i>	<i>l</i>
0.078	0.43	0.036	1.56	0.000288889	0.5
1	1	1	1	1	0
0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0
<i>Time</i>	<i>h Bound</i>				
330	-6				
385	99				
1105	-4.5				
1160	99				
1950	-3				
1995	99				
2655	-2				
2725	99				
3625	-1				

Time Cum. Inf.

10	0.19
20	0.31
30	0.44
40	0.53
50	0.63
60	0.69
70	0.79
-	-
3535	11.66
3565	11.79
3595	11.85
3625	11.91

*** End of the Input File *****

ΠΙΝΑΚΑΣ 3**Output file, 1^η μέτρηση 29 Ιουνίου 2009, Καλλιεργημένο έδαφος**

PROGRAM PARAMETERS

=====

MAX. ITERATIONS..... (MIT). 50

NO. OF OBSERVATIONS.....(NOBb)..... 117

SOIL PROPERTIES

=====

RESIDUAL MOISTURE CONTENT... (WCR)..... .078

SATURATED MOISTURE CONTENT.....(WCS)..... .430

FIRST COEFFICIENT... (ALPHA)..... .036

SECOND COEFFICIENT.. (N)..... 1.560

SATURATED CONDUCTIVITY.....(CONDS)..... .2889E-03

PORE CONECTIVITY FACTOR... (L)..... .500

Observed QUANTITY

=====

<i>Obs</i>	<i>Time</i>	<i>QUANTITY</i>	<i>Type</i>	<i>Position</i>	<i>Weight</i>
1	10.000	-190	0	3	.014358
2	20.000	-310	0	3	.014358
3	30.000	-440	0	3	.014358
4	40.000	-530	0	3	.014358
5	50.000	-630	0	3	.014358
6	60.000	-690	0	3	.014358
7	70.000	-790	0	3	.014358
8	80.000	-850	0	3	.014358

115	3565.000	-11.790	0	3	.014358
116	3595.000	-11.850	0	3	.014358
117	3625.000	-11.910	0	3	.014358
118	-1.000	.400	5	1	10.000000

Parameter estimation with the 1. initial estimate

```
=====
```

<i>ITERATION</i>	<i>SSQ</i>	<i>WCR</i>	<i>WCS</i>	<i>ALPHA</i>	<i>N</i>	<i>CONDS</i>
0	.3849D+02	.07800	.43000	.03600	1.56000	.00029
1	.2976D+01	.01941	.40128	.04089	1.36857	.00015
2	.8115D+00	.07502	.40139	.04254	1.21674	.00010
3	.7357D+00	.02733	.40142	.04259	1.16495	.00010
4	.7355D+00	.01659	.40143	.04255	1.16378	.00011
5	.7355D+00	.01265	.40137	.04203	1.15789	.00011
6	.7353D+00	.00910	.40135	.03995	1.15352	.00010
7	.7353D+00	.00403	.40117	.03734	1.14432	.00010
8	.7352D+00	.00066	.40117	.03734	1.14366	.00010
9	.7352D+00	.00011	.40116	.03734	1.14370	.00010
10	.7352D+00	.00013	.40116	.03734	1.14370	.00010
11	.7352D+00	.00002	.40116	.03734	1.14370	.00010
12	.7352D+00	.00001	.40116	.03734	1.14370	.00010
13	.7352D+00	.00001	.40116	.03734	1.14370	.00010
14	.7352D+00	.00001	.40116	.03734	1.14370	.00010
15	.7352D+00	.00000	.40116	.03734	1.14370	.00010

NO FURTHER REDUCTION IN SSQ OBTAINED, OPTIMIZATION STOPPED

MASS BALANCE ERROR IN FE SOLUTION DURING FINAL RUN WAS .3142 %

CORRELATION MATRIX

```
=====
```

	1	2	3	4	5
1	1.0000				
2	-.2834	1.0000			
3	-.5871	.4046	1.0000		
4	.3652	-.0413	-.3442	1.0000	
5	-.3375	.3345	.9328	-.6583	1.0000

NON-LINEAR LEAST-SQUARES ANALYSIS: FINAL RESULTS

```
=====
```

95% CONFIDENCE LIMITS				
VARIABLE	VALUE	S.E.COEFF.	LOWER	UPPER
WCR	.000003	.05865	-.11619	.11620
WCS	.401157	.00890	.38352	.41879
ALPHA	.037342	.10877	-.17816	.25284
N	1.143698	.25559	.63731	1.65009
CONDS	.000104	.00052	-.00093	.00113

RSQUARE FOR REGRESSION OF PREDICTED VS OBSERVED = .63139

Contributions to the final objective function

Measurement Set 0: .7352E+00

Measurement Set 5: .2886E-09

-----OBSERVED & FITTED QUANTITY -----

RESI-						
<i>NO</i>	<i>TIME</i>	<i>OBS</i>	<i>FITTED</i>	<i>DUAL</i>	<i>TYPE</i>	<i>POSITION</i>
1	10.000	-.190	-1.242	1.052	0	3
2	20.000	-.310	-1.454	1.144	0	3
3	30.000	-.440	-1.602	1.162	0	3
4	40.000	-.530	-1.721	1.191	0	3

116	3595.000	-11.850	-11.794	-.056	0	3
117	3625.000	-11.910	-11.866	-.044	0	3
118	-1.000	.400	.400	.000	5	1

<i>PRESSURE</i>	<i>LOG P</i>	<i>WC</i>	<i>REL K</i>	<i>LOG RK</i>	<i>ABS K</i>	<i>LOG KA</i>	<i>DIFFUS</i>	<i>LOG D</i>
.000E+00		.4012	.100E+01		.104E-03			
.141E+01	.150	.3994	.121E+00	-.919	.125E-04	-4.902	.924E-02	-2.034
.168E+01	.225	.3991	.110E+00	-.959	.114E-04	-4.942	.828E-02	-2.082
.200E+01	.300	.3986	.994E-01	-1.003	.103E-04	-4.985	.738E-02	-2.132

.355E+06	5.550	.1026	.297E-11	-11.527	.309E-15	-15.510	.745E-08	-8.128
.422E+06	5.625	.1000	.198E-11	-11.704	.206E-15	-15.687	.604E-08	-8.219
.501E+06	5.700	.0976	.132E-11	-11.881	.137E-15	-15.863	.489E-08	-8.310

Real time [sec] 6836.0000000000000000