

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ
ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΣΕ ΣΥΜΠΡΑΞΗ ΜΕ ΤΟ

ΤΜΗΜΑ ΑΥΤΟΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΟΥ Τ.Ε.Ι. ΧΑΛΚΙΔΑΣ

**“ΑΥΤΟΜΑΤΙΣΜΟΙ ΣΤΙΣ ΑΡΔΕΥΣΕΙΣ, ΤΙΣ ΓΕΩΡΓΙΚΕΣ
ΚΑΤΑΣΚΕΥΕΣ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΕΚΜΗΧΑΝΙΣΗ ΤΗΣ ΓΕΩΡΓΙΑΣ”**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

«ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΣΕ ΑΚΟΡΕΣΤΗ ΡΟΗ

(ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗ ΔΙΗΘΗΣΗ)»

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΒΛΑΧΑΚΗΣ Ν. ΘΕΟΔΩΡΟΣ

ΓΕΩΠΟΝΟΣ

ΒΟΛΟΣ 2013

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

1. **Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μαρία**, Καθηγήτρια
Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις –
Στραγγίσεις, Υδραυλική». Επιβλέπουσα της ΜΔΕ.
2. **Δημήρκου Ανθή**, Καθηγήτρια Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με
γνωστικό αντικείμενο «Εδαφολογία με έμφαση στη Χημεία εδάφους».
3. **Καλφούντζος Δημήτριος**, Αναπληρωτής Καθηγητής, Τ.Ε.Ι.
Λάρισας

Ευχαριστίες

Ευχαριστώ ολόψυχα όλους όσους με βοήθησαν με οποιοδήποτε τρόπο κατά τη διάρκεια εκπόνησης της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω την καθηγήτρια μου στις προπτυχιακές και μεταπτυχιακές μου σπουδές κ. Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη τόσο για την ανάθεση του θέματος, όσο και για τη καθοδήγηση και τον πολύτιμο χρόνο που διέθεσε κατά την εκπόνηση της παρούσας εργασίας. Επίσης, ευχαριστώ τα άλλα δυο μέλη της εξεταστικής επιτροπής την Αναπληρώτρια Καθηγήτρια κ. Δημήρκου Ανθή και τον αναπληρωτή καθηγητή κ. Καλφούντζο Δημήτριο.

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή δεν θα μπορούσε να ολοκληρωθεί χωρίς την ουσιαστική βοήθεια της Δρ. Αναστασίας Αγγελάκης, Φυσικού και ΙΔΑΧ του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής. Την ευχαριστώ πάρα πολύ για την υπομονή και την επιμονή της για την ολοκλήρωση της διατριβής.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την αμέριστη συμπαράσταση και βοήθεια όλο το χρονικό διάστημα των σπουδών μου.

Περιεχόμενα

ΕΙΣΑΓΩΓΗ	6
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ^ο ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΚΟΡΕΣΤΗ ΡΟΗ	13
1.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	13
1.2. ΣΧΕΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΜΑΖΑΣ ΚΑΙ ΟΓΚΟΥ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ	13
1.3. ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗ ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ	18
1.3.1. Το δυναμικό του εδαφικού νερού (Φ) (soil water potential)	18
1.3.2. Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (h) (soil water pressure head)	21
1.3.3. Η περιεκτικότητα σε νερό (θ) (moisture content)	21
1.4. ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ.....	22
1.4.1. Η υδραυλική αγωγιμότητα (K) (hydraulic conductivity)	22
1.4.2. Ο συντελεστής διάχυσης ή διαχυτικότητα (D) (hydraulic diffusivity)	22
1.4.3. Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα (C) (specific water capacity)	23
1.5. Η ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ.....	23
1.6 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΤΑΣΗ.....	25
1.7 Η ΑΠΟΡΡΟΦΗΤΙΚΟΤΗΤΑ.....	27
1.8. ΕΞΙΣΩΣΗ ΡΟΗΣ	28
1.8.1. Ο νόμος του Darcy.	29
1.8.2 Η εξίσωση της συνέχειας.	31
1.8.3. Η εξίσωση Richards.....	32
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ^ο ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗ ΔΙΗΘΗΣΗ.....	36
2.1 Η ΔΙΗΘΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ ΚΑΙ ΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΤΗΝ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ...	36
2.2 ΔΙΗΘΗΤΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΔΙΗΘΗΣΗΣ	38
2.3 ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗ ΔΙΗΘΗΣΗ	40
2.4 ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΔΙΗΘΗΣΗΣ	42
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ^ο ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ	46
3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	46
3.2 ΜΕΘΟΔΟΙ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ	47
3.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας	47
3.2.2 Μέθοδος TDR	48
3.3 ΛΟΙΠΕΣ ΣΥΣΚΕΥΕΣ.....	55
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ^ο ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ.....	57
4.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	57
4.2 ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ – ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ.....	57

4.3 ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ ΚΟΡΕΣΜΟΥ ΤΟΥ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ, ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΣΤΑΘΕΡΟΥ ΦΟΡΤΙΟΥ.....	61
4.4 Η ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΣΤΗΛΗ ΚΑΙ Η ΠΛΗΡΩΣΗ ΤΗΣ ΜΕ ΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ	62
4.5 ΜΕΛΕΤΗ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ	66
ΣΥΝΟΨΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	81
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	84

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το νερό αποτελεί βασική προϋπόθεση για τη δημιουργία, την ύπαρξη και τη διατήρηση της ζωής, τουλάχιστον με τη μορφή την οποία εμείς γνωρίζουμε.

Το νερό είναι πολύ σημαντικό για πολλές ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η άρδευση, η βιομηχανία, η παραγωγή ενέργειας και η αστική χρήση. Παρόλο που αποτελεί τα τρία τέταρτα του πλανήτη μας, οι κλιματολογικές αλλαγές, η ρύπανση του περιβάλλοντος από τις ανθρώπινες παρεμβάσεις και η μη ορθολογική του διαχείριση έχει προκαλέσει την έλλειψη καλής ποιότητας νερού σε πολλές περιοχές του πλανήτη μας.

Το νερό που χρησιμοποιείται για την άρδευση των καλλιεργήσιμων εκτάσεων αποτελεί το μεγαλύτερο ποσοστό της συνολικής ποσότητας καταναλισκόμενου νερού. Ειδικά, στις αναπτυσσόμενες χώρες και τις χώρες που η οικονομία τους βασίζεται στην παραγωγή αγροτικών προϊόντων η κατανάλωση νερού για τις ανάγκες της άρδευσης κυμαίνεται από 60% έως το 93% της συνολικής κατανάλωσης.

Στην Ελλάδα, σύμφωνα με στοιχεία της FAO-AQUASTAT, το 2002 το 16,4% του συνολικού καταναλισκόμενου νερού αφορούσε την οικιακή χρήση, το 3,1 % τη βιομηχανική χρήση ενώ το 80,5% τη γεωργική χρήση. Γίνεται λοιπόν αντιληπτό ότι η ορθολογική διαχείριση του νερού στη γεωργία αποτελεί σημαντικό παράγοντα για τη λύση του προβλήματος της έλλειψης νερού.

Συνεπώς, η ακριβής γνώση των πολύπλοκων σχέσεων νερού-εδάφους επιτρέπει αφενός την κατανόηση της ροής του νερού στο έδαφος, αφετέρου την εφαρμογή κατάλληλων μεθόδων για την ορθολογική διαχείριση των υδατικών αποθεμάτων.

Οι γνώσεις αυτές αφορούν στην αθροιστική διήθηση, στη διάχυση, στην υδραυλική αγωγιμότητα, αλλά και στην απορροφητικότητα του εδάφους και συνεισφέρουν στον υπολογισμό της έντασης βροχής άρδευσης, αλλά και στις μελέτες στραγγίσεων. Έτσι η διαχείριση των διαθέσιμων αποθεμάτων νερού στη γεωργία μπορεί να γίνει με τον πλέον ορθολογικό τρόπο.

Από τα τέλη του 19^{ου} αιώνα μέχρι σήμερα πολλοί είναι οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με τον τρόπο που κινείται το νερό τόσο κατά την κατακόρυφη όσο και κατά την οριζόντια διεύθυνση μέσα στο έδαφος.

Το 1856 ο Darcy πρότεινε ένα νόμο που συνδέει την ταχύτητα ροής του νερού με το δυναμικό και την υδραυλική αγωγιμότητα για κορεσμένο έδαφος. Ο Buckingham (1907), ασχολήθηκε με τη μελέτη της ακόρεστης ροής, πρότεινε μια εξίσωση για την κίνηση του νερού στη ζώνη αερισμού και εισήγαγε τον όρο του συντελεστή διάχυσης.

Οι Green & Ampt (1911) μελέτησαν την αθροιστική διήθηση του νερού μέσα σε ακόρεστο έδαφος δίνοντας μία εξίσωση που περιγράφει το φαινόμενο, βασιζόμενοι στην εξίσωση Poiseuille για τους τριχοειδείς σωλήνες.

Το 1931 ο Richards επέκτεινε το νόμο του Darcy και στην ακόρεστη ροή παρουσιάζοντας τη γνωστή εξίσωση, η οποία προς τιμήν του πήρε το όνομά του, θεωρώντας ότι ο αέρας που υπάρχει στην ακόρεστη ζώνη δεν επηρεάζει την κίνηση του νερού.

Ο Gardner (1958) πρότεινε μια εκθετική εξίσωση, προκειμένου να περιγράψει τη σχέση μεταξύ της υδραυλικής αγωγιμότητας και της τάσης του νερού των πόρων του εδάφους.

Η επίλυση της εξίσωσης Richards έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας για πολλούς ερευνητές, εκ των οποίων αναφορικά παρατίθενται οι παρακάτω:

Ο Klute (1952) παρουσίασε μια εξίσωση τύπου διάχυσης από την εξίσωση του Richards. Ο Tzimopoulos (1978) επέλυσε την εξίσωση Richards με πεπερασμένα στοιχεία. Οι Yannopoulos και Tzimopoulos (1983), μελέτησαν την επίδραση του φορτίου στην επιφάνεια του εδάφους στην κατακόρυφη μονοδιάστατη διήθηση. Μετέτρεψαν την εξίσωση του Richards με τη βοήθεια του μετασχηματισμού Kirchhoff και την ολοκλήρωσαν με την αριθμητική μέθοδο Crank-Nicolson. Τέλος, υπολόγισαν τα προφίλ υγρασίας για πέντε διαφορετικά φορτία στην επιφάνεια του εδάφους. Με την επίλυση της εξίσωσης αυτής έχουν ασχοληθεί και πολλοί άλλοι ερευνητές, μεταξύ των οποίων είναι οι Καλφούντζος (2002), Ευαγγελίδης (2001), Αραμπατζής (2000), Wu and Pan (1997), Kunze and Nielsen (1982), κτλ.

Σε ότι αφορά την **αθροιστική διήθηση** ο Kostiaikov (1932) παρουσίασε ένα απλό εμπειρικό μοντέλο περιγραφής της για την κατακόρυφη ροή, το οποίο τροποποιήθηκε αργότερα, ώστε να προβλέπεται και ο τελικός σταθερός ρυθμός μεταβολής της διήθησης. Αργότερα, το 1950, αυτό αποδείχθηκε πειραματικά από τους Childs and Collis-George, οι οποίοι έδωσαν πειραματικές τιμές της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας και όρισαν το συντελεστή διάχυσης $D(\theta)$. Εμπειρικές εκθετικές συναρτήσεις που εκφράζουν την αθροιστική διήθηση, έχουν παρουσιαστεί από διάφορους ερευνητές με πιο γνωστή την εξίσωση του Horton (1940).

Ο Philip το 1957 έδωσε ένα μοντέλο αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο, την αρχική υγρασία και την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα K_s . Αργότερα, ο Philip (1958) από την εξίσωση του προφίλ υγρασίας εξήγαγε μία εξίσωση αθροιστικής διήθησης εισάγοντας μία νέα παράμετρο που την ονόμασε **απορροφητικότητα (Sorptivity) S** του εδάφους. Ο Philip (1969), έδωσε, επίσης μία εξίσωση για τους μεγάλους χρόνους διήθησης ($t > t_c$), όπου t_c αποτελεί ένα κρίσιμο χρόνο, πέραν του οποίου ενεργούν οι δυνάμεις βαρύτητας και αναπτύσσεται το προφίλ του

απείρου. Αργότερα, ο Philip (1983) μελέτησε περιπτώσεις κατά τις οποίες θεωρεί την επιφάνεια του εδάφους μικρή σε σχέση με το βάθος διήθησης, οπότε η λύση των εξισώσεων διήθησης σε μία διάσταση για μικρούς μετρήσιμους χρόνους, μπορούν να χρησιμοποιηθούν με επιτυχία.

Ο Parlange (1971, 1972, 1975), πρότεινε ένα διπαραμετρικό μοντέλο, θεωρώντας ότι ο συντελεστής διάχυσης D (Diffusivity) και η κλίση $dK/d\theta$ είναι δέλτα συναρτήσεις. Οι παράμετροι στο μοντέλο του είναι η απορροφητικότητα S (Sorptivity) και η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού K_s . Ο Knight (1983) μελέτησε τη διήθηση, για την περίπτωση που ενεργούν δυνάμεις βαρύτητας και η επιφάνεια του εδάφους πλημμυρίζεται με νερό (post-ponding infiltration) και κατέληξε σε μία εξίσωση που ισχύει για μεγάλους χρόνους διήθησης. Απέδειξε, ότι για μεγάλους χρόνους διήθησης, διαφορετικές παροχές στην επιφάνεια του εδάφους προκαλούν παράλληλη μετατόπιση της καμπύλης της αδιάστατης αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με τον αδιάστατο χρόνο. Κατέληξε, λοιπόν, στο συμπέρασμα ότι σε μεγάλους χρόνους διήθησης οι φυσικές παράμετροι που επηρεάζουν το φαινόμενο της διήθησης είναι τρεις: η απορροφητικότητα, η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού και η αρχική διηθητικότητα.

Ο Touma (1984) παρατήρησε ότι η εξίσωση του Philip, η οποία περιγράφει το φαινόμενο της διήθησης σε μικρούς και μεγάλους χρόνους, δε δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα καθώς οι παράμετροι S και A είναι παράμετροι αριθμητικής προσομοίωσης και δεν έχουν φυσική σημασία.

Αργότερα, το 1990 οι Parlange et al εξήγαγαν μία τριπαραμετρική εξίσωση για τη διήθηση ξεκινώντας από την εξίσωση Richards θεωρώντας ότι σε συνθήκη σταθερού φορτίου στην επιφάνεια του εδάφους, η υγρασία σε μικρή απόσταση από το υγρό μέτωπο βρίσκεται κοντά στον κορεσμό και ότι ο συντελεστής διάχυσης D και η κλίση $dK/d\theta$ είναι ανάλογα ποσά.

Ο Τζιμόπουλος (1991) εξήγαγε μια γενικευμένη εξίσωση για τη διήθηση, η οποία περιλαμβάνει την επιρροή τόσο των τριχοειδών δυνάμεων, όσο και των δυνάμεων βαρύτητας και η οποία συμπεριφέρεται ικανοποιητικά τόσο για μικρούς, όσο και για μεγάλους χρόνους διήθησης. Μάλιστα, η παραπάνω εξίσωση συμπίπτει με αυτή του Parlange, τόσο στους μεγάλους όσο και στους μικρούς χρόνους του φαινομένου. Από την εξίσωση αυτή μπορεί να υπολογιστεί η απορροφητικότητα S του εδάφους, καθώς και η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού K_s . Ταυτόχρονα ο Τζιμόπουλος (1991) πραγματοποίησε σύγκριση μεταξύ διαφόρων μοντέλων διήθησης. Το μοντέλο του Kostiaκον αποδείχθηκε ανεπαρκές να περιγράψει τη διήθηση, τουλάχιστον για τους πολύ μικρούς χρόνους διήθησης. Οι μέγιστοι χρόνοι εφαρμογής, όπως τους πρότεινε ο Kostiaκον, θεωρήθηκαν ικανοποιητικοί. Αποδείχθηκε επίσης ότι για $t \rightarrow 0$ το μοντέλο των Green & Ampt, αλλά και αυτό του Parlange καταλήγουν στη μονοδιάστατη οριζόντια διήθηση του Philip.

Οι Craig et al (2010) ασχολήθηκαν με μια αναβαθμισμένη εξίσωση των Green & Ampt για ετερογενείς τύπους εδαφών.

Οι Liu et al (2011) μελέτησαν τις οριακές συνθήκες κατά τις οποίες το μοντέλο των Green & Ampt λειτουργεί ικανοποιητικά και τον τρόπο που οι μεμονωμένες παραδοχές σχετικά με τις κατώτατες οριακές συνθήκες επηρεάζουν την λειτουργικότητα του μοντέλου. Επίσης, οι Tiadis and Broadbridge (2012) ερεύνησαν τα όρια του μοντέλου Green & Ampt.

Το φαινόμενο της αθροιστικής διήθησης στο έδαφος είναι ένα πάρα πολύ σημαντικό φαινόμενο με τη βοήθεια του οποίου μπορεί να υπολογιστεί η ένταση της βροχής άρδευσης στα δίκτυα άρδευσης με καταιονισμό. Ο μηχανισμός διήθησης του νερού στο έδαφος επιδρά άμεσα στον τρόπο άρδευσης, στη δόση άρδευσης και συνεπώς στην εξοικονόμηση νερού. Επίσης η απορροφητικότητα του εδάφους επηρεάζει τη διαδικασία της διήθησης και της στράγγισης του νερού στο έδαφος.

Στην παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή μελετάται το φαινόμενο της αθροιστικής διήθησης.

Στην πειραματική διαδικασία χρησιμοποιήθηκε πηλοαμμώδες έδαφος για το οποίο πραγματοποιήθηκε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκε η κοκκομετρική του καμπύλη. Μετρήθηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με την μέθοδο του σταθερού φορτίου και μελετήθηκε πειραματικά η κατακόρυφη αθροιστική διήθηση του νερού και τα μέτωπα υγρασίας μέσα από το εδαφικό δείγμα. Πιο συγκεκριμένα, κατά τη διάρκεια του πειράματος μετρήθηκαν με τη βοήθεια ογκομετρικών δοχείων η εισερχόμενη ποσότητα νερού, ενώ ταυτόχρονα ελήφθησαν μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας σε διάφορα βάθη της στήλης, με τη βοήθεια της συσκευής TDR.

Τα πειράματα πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Κατά τη θεωρητική επεξεργασία των πειραματικών δεδομένων:

- Σχεδιάστηκαν οι καμπύλες εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με τον χρόνο ($\theta(t)$).
- Σχεδιάστηκαν τα μέτωπα υγρασίας ($\theta(z)$).
- Σχεδιάστηκαν οι εισερχόμενοι όγκοι νερού σε συνάρτηση με τον χρόνο ($V(t)$) και εξήχθη εξίσωση που προσεγγίζει τα πειραματικά σημεία.
- Σχεδιάστηκε η αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με τον χρόνο ($I(t)$) και εξήχθη εξίσωση αθροιστικής διήθησης που προσεγγίζει τα πειραματικά σημεία.
- Για τους αρχικούς χρόνους διήθησης σχεδιάστηκε η γραφική παράσταση της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου ($I(t^{1/2})$).

- Πραγματοποιήθηκε εκτίμηση της απορροφητικότητας (S) του εδάφους για τους αρχικούς χρόνους διήθησης.
- Υπολογίστηκε η παράμετρος A της εξίσωσης του Philip (1957).
- Πραγματοποιήθηκε ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας και οι τιμές που προέκυψαν συγκρίθηκαν με τις τιμές αθροιστικής διήθησης που προέκυψαν ογκομετρικά.
- Μελετήθηκε η συμπεριφορά των μοντέλων αθροιστικής διήθησης Green & Ampt και Parlange.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΚΟΡΕΣΤΗ ΡΟΗ

1.1 ΓΕΝΙΚΑ

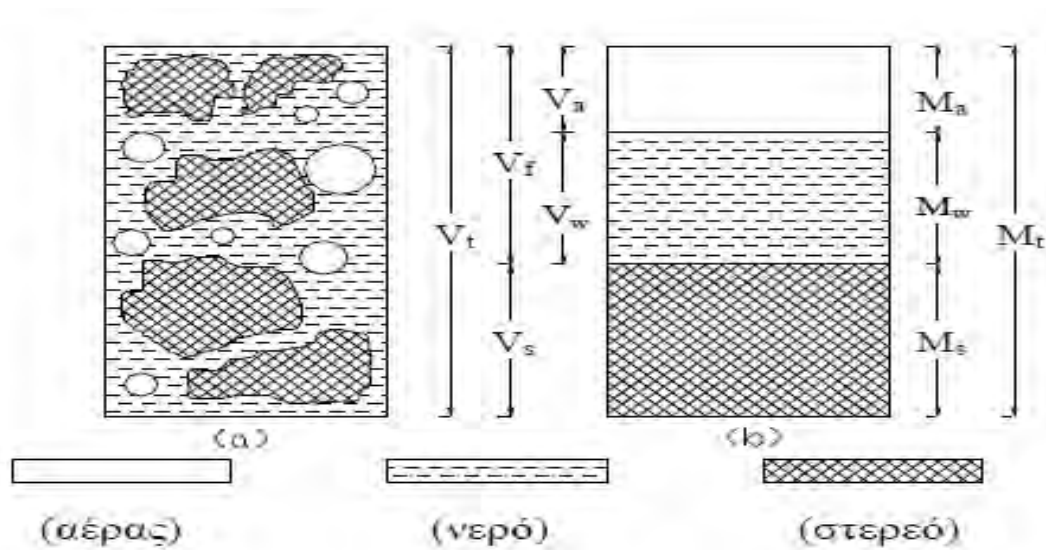
Δύο από τα κυριότερα συστατικά του πλανήτη μας είναι το έδαφος και το νερό. Στα δυο αυτά στοιχεία οφείλεται σε μεγάλο βαθμό ότι υπάρχει ΖΩΗ πάνω στη γη. Οι σχέσεις και οι αλληλεπιδράσεις τους αποτελούν ένα διαρκές πεδίο έρευνας. Πιο συγκεκριμένα, η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι ένα φυσικό φαινόμενο με μεγάλο ενδιαφέρον τόσο για τις γεωργικές εφαρμογές, όσο και για την επιστήμη της Μηχανικής. Η γνώση της σχέσης νερού – εδάφους επιτρέπει την κατανόηση και την παρακολούθηση της κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, ώστε να μπορούν να επιλυθούν προβλήματα ζωτικής σημασίας που εμφανίζονται καθημερινά (φράγματα, στραγγίσεις, διευθέτηση υδάτινων πόρων, αρδεύσεις κ.α.).

Για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος χρησιμοποιούνται ορισμένες μεταβλητές και παράμετροι, αναγκαίες για τη μαθηματική περιγραφή του φαινομένου.

1.2. ΣΧΕΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΜΑΖΑΣ ΚΑΙ ΟΓΚΟΥ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Το έδαφος είναι ένα πορώδες μέσο στο οποίο συνυπάρχουν στερεά, υγρά και αέρια σε μεταβαλλόμενες ποσότητες. Οι πόροι του εδάφους, δηλαδή οι κενοί χώροι μεταξύ των στερεών συστατικών του, καταλαμβάνουν το 30-40% του ολικού όγκου και περιέχουν νερό ή αέρα. Όταν όλοι οι πόροι είναι γεμάτοι με νερό, τότε το έδαφος είναι κορεσμένο. Διαφορετικά είναι ακόρεστο ανάλογα με το ποσοστό νερού και αέρα. Στο σχήμα 1.1.α (Τζιμόπουλος 1983) φαίνεται η πραγματική δομή του

εδάφους και στο σχήμα 1.1.β μία εικονική μορφή του εδάφους χρήσιμη για τις παρακάτω σχέσεις μεταξύ μάζας και όγκου.



Σχήμα 1. 1. Σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος

Τα φυσικά μεγέθη που αποτελούν τη βάση για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος είναι τα εξής:

α) Πυκνότητα στερεού, ρ_s

Η πυκνότητα ρ_s αποτελεί το μέτρο της συγκέντρωσης της ύλης του στερεού και ορίζεται ως η μάζα στη μονάδα του όγκου και δίνεται από τον τύπο:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}, \tag{1.1}$$

όπου M_s είναι η μάζα της στερεάς φάσης του εδάφους και V_s είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση του εδάφους.

Οι διαστάσεις της είναι $[ML^{-3}]$.

β) Φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση, ρ_b

Φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση ονομάζεται η μάζα του ξηρού εδάφους ανά μονάδα συνολικού όγκου V_t και δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_s + V_a}, \quad (1.2)$$

όπου V_s είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση και V_a είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η αέρια φάση του εδάφους.

γ) Ειδικό βάρος, γ

Το ειδικό βάρος ορίζεται ως το βάρος ανά μονάδα όγκου και δίνεται από τη σχέση:

$$\gamma = \frac{Mg}{V} = \rho g, \quad (1.3)$$

όπου g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, η οποία για την Ελλάδα έχει τιμή περίπου $9,81 \text{ m/s}^2$.

Το ειδικό βάρος έχει διαστάσεις: $[\text{ML}^{-2}\text{T}^{-2}]$.

δ) Πορώδες, n

Το πορώδες παρουσιάζει τον ολικό όγκο των πόρων του εδάφους και εκφράζεται σε ποσοστιαίες μονάδες (αδιάστατο μέγεθος), δίνεται δε από την εξίσωση:

$$n = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.4)$$

Η δομή του εδάφους και το μέγεθος των σωματιδίων παίζουν σπουδαίο ρόλο στον προσδιορισμό του πορώδους. Έτσι:

Για τα χονδρόκκοκα εδάφη (αμμώδη) το πορώδες έχει τιμή: 35 – 50 %, ενώ για τα λεπτόκκοκα εδάφη (αργιλώδη), τιμή: 40 – 60 %.

Το πορώδες δεν μας δίνει πληροφορίες για την κατανομή των πόρων στο έδαφος, γιατί αποτελεί μακροσκοπική ιδιότητα.

ε) Δείκτης κενών, e

Ο δείκτης κενών είναι ο λόγος του συνολικού όγκου της αέριας και της υγρής φάσης δια του όγκου της στερεής φάσης του εδάφους και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V_f}{V_t - V_f} = \frac{n}{1 - n}, \quad (1.5)$$

όπου V_f είναι ο όγκος της αέριας και της υγρής φάσης μαζί.

Ο δείκτης κενών είναι αδιάστατο μέγεθος.

στ) Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία του εδάφους

Με τον όρο υγρασία του εδάφους ορίζουμε την περιεκτικότητά του σε νερό. Η περιεκτικότητα αυτή μπορεί να οριστεί είτε κατά βάρος, είτε κατά όγκο.

i) Υγρασία κατά βάρος, w (%)

Υγρασία κατά βάρος w (%) είναι η μάζα του νερού (M_w) σε σχέση με τη μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους (M_s) και είναι αδιάστατο μέγεθος.

$$w = \frac{M_w}{M_s} \quad (1.6)$$

Ξηρό έδαφος καλείται το αποξηραμένο έδαφος σε φούρνο, στους 105 °C.

ii) Υγρασία κατ' όγκο θ (%)

Η υγρασία κατ' όγκο είναι ο όγκος του νερού (V_w) σε σχέση με τον ολικό όγκο του εδαφικού δείγματος ($V_t = V_f + V_s$).

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{V_s + V_f} \quad (1.7)$$

Για αμμώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού θ_s κυμαίνεται από 40 έως 50 %.

Για αργιλώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού θ_s παίρνει τιμές έως 60 % ή και περισσότερο (Τζιμόπουλος, 1994).

Για την κατάσταση κορεσμού ισχύει: $\theta_s = n$, δηλαδή η υγρασία κορεσμού ισούται με το πορώδες.

Στην πραγματικότητα, όμως, η περιεκτικότητα σε νερό στο φυσικό κορεσμό είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους λόγω των φυσαλίδων του αέρα που παγιδεύονται μέσα στο έδαφος, κατά τη διάρκεια των κύκλων στράγγισης και διύγρανσης (Poulioussis, 1962).

ζ) Βαθμός κορεσμού, S

Ο βαθμός κορεσμού εκφράζει τον όγκο του νερού μέσα στους πόρους του εδαφικού δείγματος σε ποσοστά % (αδιάστατο μέγεθος).

$$S = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \quad (1.8)$$

Για ξηρό έδαφος: $S = 0$ %

Για κορεσμένο έδαφος: $S = 100$ % (Τζιμόπουλος, 1994).

Η υγρασία το πορώδες και ο βαθμός κορεσμού συνδέονται με τη σχέση:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w(V_a + V_w)}{V_t(V_a + V_w)} = S \cdot n \quad (1.9)$$

1.3. ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗ ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

Οι κυριότερες παράμετροι, που συναντώνται στη μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος, είναι (Bear 1972):

- Το δυναμικό του εδαφικού νερού (Φ)
- Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (h)
- Η περιεκτικότητα σε νερό (θ)
- Η υδραυλική αγωγιμότητα (K)
- Ο συντελεστής διάχυσης (D)
- Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα (C)

Από τις παραπάνω παραμέτρους η πίεση h , η περιεχόμενη υγρασία θ και το ολικό δυναμικό Φ μπορούν για ένα ομογενές σύστημα, που βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας, να θεωρηθούν ως εντατικά μεγέθη καταστάσεως. Η υδραυλική αγωγιμότητα K , ο συντελεστής διάχυσης D και η ειδική υδραυλική χωρητικότητα C θεωρούνται υδροδυναμικές παράμετροι, διότι προκύπτουν από μετρήσεις, είτε στο εργαστήριο, είτε στη φύση, κατά τη διάρκεια της κίνησης του νερού.

1.3.1. Το δυναμικό του εδαφικού νερού (Φ) (soil water potential)

Η ολική ενέργεια του νερού στο έδαφος είναι ίση με τη δυναμική ενέργεια συν την κινητική ενέργεια. Γενικά, επειδή η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι πολύ αργή, μπορούμε να θεωρήσουμε ότι η κινητική του ενέργεια (ανάλογη με το τετράγωνο της ταχύτητας) είναι αμελητέα. Έτσι, στο έδαφος λαμβάνουμε υπόψη μόνο τη δυναμική ενέργεια, η οποία μεταβάλλεται σε μια ευρεία περιοχή.

Οι διαφορές της ενέργειας του νερού από το ένα σημείο στο άλλο προκαλούν την κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος. Το νερό έχει την τάση

να κινείται προς τη διεύθυνση της ελαττούμενης ενέργειας. Εκείνο που προκαλεί την κίνηση του εδαφικού νερού από σημείο σε σημείο δεν είναι οι απόλυτες ενέργειες των σημείων αυτών αλλά οι διαφορές τους.

Ο όρος της δυναμικής ενέργειας του εδαφικού νερού ανά μονάδα βάρους, ανά μονάδα όγκου, ή ανά μονάδα μάζας, επικράτησε να καλείται δυναμικό του εδαφικού νερού (soil water potential). Ο ορισμός του ολικού δυναμικού καθορίστηκε από την Επιτροπή Εδαφοφυσικής Ορολογίας της Διεθνούς Εδαφολογικής Εταιρείας (International Soil Science Society, 1963, 1976). Έτσι, ολικό δυναμικό του εδαφικού νερού είναι το ποσό του έργου που πρέπει να καταναλωθεί ανά μονάδα ποσότητας καθαρού νερού, για να μεταφερθεί αντιστρεπτά και ισόθερμα μια απειροελάχιστη ποσότητα νερού από μία δεξαμενή με καθαρό νερό, που βρίσκεται σε ένα καθορισμένο επίπεδο αναφοράς και κάτω από συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης, στο εδαφικό νερό που βρίσκεται στο υπό εξέταση σημείο του εδάφους. Αντιστρεπτά σημαίνει ότι δεν υπάρχει απώλεια ενέργειας λόγω τριβών, ενώ ισόθερμα ότι στο σύστημα δεν επέρχεται μεταβολή θερμοκρασίας. Επίσης, η μεταφερόμενη ποσότητα νερού πρέπει να είναι τέτοια, ώστε η μάζα του νερού στη δεξαμενή και στο έδαφος να παραμένει αμετάβλητη.

Το ολικό δυναμικό Φ (Hillel 1980, Slatyer 1970) εκφράζεται από τη σχέση:

$$\Phi = \varphi_p + \varphi_g + (\varphi_{\text{οσμ}} + \varphi_{\text{gas}}), \quad (1.10)$$

όπου: φ_g είναι το δυναμικό βαρύτητας (gravitational potential) (L), φ_p είναι το δυναμικό πίεσης ή μητρώο δυναμικό (pressure or matrix potential) (L), που προέρχεται από την αλληλοεπίδραση των δυνάμεων του εδάφους και του νερού, $\varphi_{\text{οσμ}}$ είναι το δυναμικό όσμωσης (osmotic potential) (L) και φ_{gas} είναι το δυναμικό του αέρα (pneumatic potential) (L).

Αν το δυναμικό όσμωσης είναι αμελητέο και υποτεθεί ότι το δυναμικό του αέρα δεν διαφέρει από την ατμοσφαιρική πίεση, τότε η εξίσωση (1.10) γράφεται:

$$\Phi = \varphi_g + \varphi_p. \quad (1.11)$$

Το δυναμικό βαρύτητας του νερού του εδάφους προσδιορίζεται σε κάθε σημείο από το υψόμετρο θέσης του σημείου αυτού ως προς ένα επίπεδο αναφοράς. Εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους είναι:

$$\varphi_g = \pm z. \quad (1.12)$$

Το δυναμικό πίεσης μετριέται σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση, που λαμβάνεται ίση με το μηδέν, ισοδυναμώντας με το ύψος στήλης νερού. Εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους είναι:

$$\varphi_p = h. \quad (1.13)$$

Έτσι η σχέση (1.11) γράφεται:

$$\Phi = h \pm z = H, \quad (1.14)$$

όπου: h είναι το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (soil water pressure head), z είναι η στάθμη του τυχόντος σημείου του εδάφους ως προς ένα αυθαίρετο σύστημα αναφοράς και H είναι το υδραυλικό φορτίο (hydraulic head) (L). Στην εξίσωση (1.14) το πρόσημο + χρησιμοποιείται για θετικό άξονα διευθυνόμενο προς τα πάνω, ενώ το πρόσημο - για θετικό άξονα διευθυνόμενο προς τα κάτω.

Στην ακόρεστη κατάσταση του εδάφους η τιμή του ύψους πίεσης h είναι αρνητική και καλείται μύζηση (suction) Ψ .

$$\Phi = -\Psi \pm z = H. \quad (1.15)$$

Οι διαστάσεις του Φ ή H είναι (L).

1.3.2. Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού (h) (soil water pressure head)

Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού είναι το ύψος μιας κατακόρυφης στήλης νερού με πίεση αριθμητικά ίση με την πίεση του εδαφικού νερού, (Bouma, 1977):

$$h = \frac{p_w - p_a}{\rho_w g}, \quad (1.16)$$

όπου: $p_w - p_a$ είναι η πίεση στο έδαφος (σχετική) ($M L^{-1} T^{-2}$), ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού ($M L^{-3}$) και g η επιτάχυνση της βαρύτητας ($L T^{-2}$).

Οι διαστάσεις του h είναι (L).

1.3.3. Η περιεκτικότητα σε νερό (θ) (moisture content)

Είναι ο όγκος του νερού που περιέχεται ανά μονάδα όγκου του εδάφους. Μεταβάλλεται μεταξύ των τιμών θ_s (υγρασία κορεσμού) και θ_r (υπολειπόμενη υγρασία). Η υγρασία κορεσμού θ_s (saturated water content) είναι η μεγαλύτερη τιμή που μπορεί να φτάσει η υγρασία, όταν το νερό παρέχεται στο έδαφος σε περίσσεια ποσότητα. Συνήθως η υγρασία κορεσμού είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους, λόγω των παγιδευμένων φυσαλίδων αέρα στο χώμα. Ο ακριβής ορισμός της υπολειπόμενης υγρασίας θ_r (residual water content), παρουσιάζει μεγάλη ασάφεια και είναι ένα θέμα τριβών μεταξύ των ερευνητών. (Γιαννόπουλος, 1985).

Οι διαστάσεις της υγρασίας (θ) είναι (L^3/L^3), ώστε να ξεχωρίζει από την υγρασία κατά βάρος (w).

1.4. ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ

1.4.1. Η υδραυλική αγωγιμότητα (K) (hydraulic conductivity)

Είναι η σταθερά αναλογίας που συνδέει την ταχύτητα ροής με την κλίση του υδραυλικού φορτίου:

$$K = \frac{\bar{q}}{|\text{grad}(\Phi)|}, \quad (\Phi = h \pm z). \quad (1.17)$$

Η υδραυλική αγωγιμότητα K είναι συνάρτηση της υγρασίας (θ) (Richards, 1931), ή του ύψους πίεσης (h) του εδαφικού νερού.

Συνήθως χρησιμοποιείται η $K(\theta)$ αντί της $K(h)$, διότι η $K(\theta)$ δεν επηρεάζεται πολύ από φαινόμενα υστέρησης. (Poulovassilis, 1969 – Thony 1970)

Οι διαστάσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι ($L T^{-1}$).

1.4.2. Ο συντελεστής διάχυσης ή διαχυτικότητα (D) (hydraulic diffusivity)

Ο συντελεστής διάχυσης ορίζεται ως ο λόγος της υδραυλικής αγωγιμότητας K προς την ειδική υδραυλική χωρητικότητα $C = d\theta/dh$, δηλαδή:

$$D = \frac{K}{C} = K \frac{dh}{d\theta}. \quad (1.18)$$

Ο συντελεστής διάχυσης εισήχθη το 1950 από τους Childs και Collis-George ως έννοια, διότι μαθηματικά είχε εισαχθεί πολύ νωρίτερα (1907) από τον Buckingham, αλλά χωρίς να ονομαστεί (Swartzendruber 1969).

Η προσπάθεια αυτή έγινε, ώστε να εφαρμοσθούν οι μαθηματικές λύσεις του φαινομένου της διάχυσης, σε προβλήματα κίνησης του εδαφικού νερού, οι οποίες ήδη είχαν επιτευχθεί.

Έτσι, ο όρος διάχυση χρησιμοποιείται μόνο για τη μαθηματική ορολογία και όχι για το φυσικό φαινόμενο.

Οι διαστάσεις του D είναι ($L^2 T^{-1}$).

1.4.3. Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα (C) (specific water capacity)

Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα του ακόρεστου μέσου είναι ο λόγος της μεταβολής της υγρασίας $d\theta$, όταν η μεταβολή της μύζησης είναι $d\Psi$ (Richards 1931):

$$C = -\frac{d\theta}{d\Psi} = \frac{d\theta}{dh} \quad (1.19)$$

Οι διαστάσεις της C είναι (L^{-1}).

1.5. Η ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους είναι η γραφική παράσταση της μύζησης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία, δηλαδή η γραφική παράσταση της σχέσης $\psi = \psi(\theta)$. Η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους αποτελεί πηγή σημαντικών πληροφοριών για την κίνηση του νερού και γενικά για το μηχανισμό διήθησης, αλλά και για τη μεταφορά ουσιών στην ακόρεστη ζώνη.

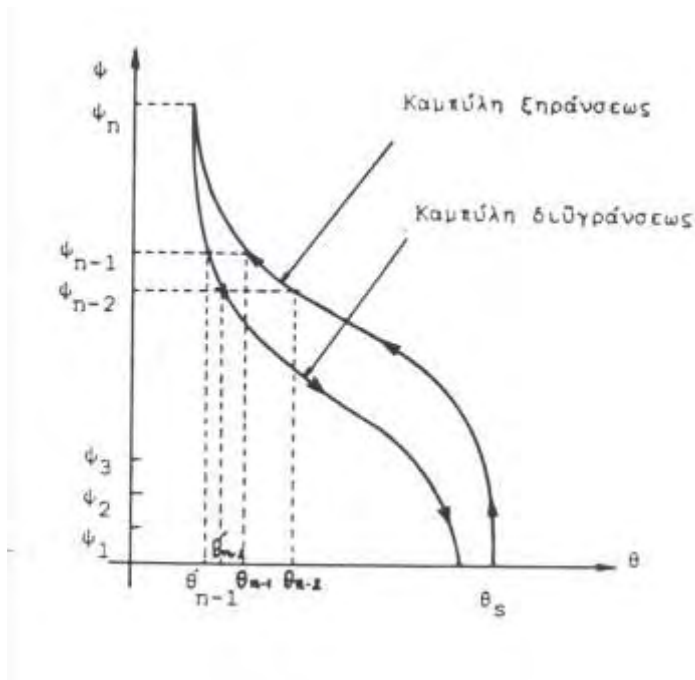
Κατά τη στράγγιση, όταν το νερό απομακρύνεται από το έδαφος, η πίεση ή το δυναμικό του νερού που παραμένει στο έδαφος μειώνεται, εκφράζεται δηλαδή με μεγαλύτερο αρνητικό αριθμό. Η μύζηση δηλαδή αυξάνεται. Κατά τη διύγρανση, όταν δηλαδή προστίθεται νερό στο έδαφος, η πίεση, ή το δυναμικό του αυξάνεται, δηλαδή εκφράζεται με μικρότερους αρνητικούς αριθμούς. Άρα η μύζηση μειώνεται. Η καμπύλη που προκύπτει από τη στράγγιση, λέγεται καμπύλη εκρόφησης (desorption) ή συγκράτησης (retention) ή ελευθέρωσης (release) του

νερού. Η καμπύλη που προκύπτει από τη διύγρανση του εδάφους, λέγεται καμπύλη προσρόφησης (sorption) ή απορρόφησης (imbibition) (Αντωνόπουλος, 1999). Οι δύο αυτές καμπύλες στράγγισης και διύγρανσης έχουν συνήθως σιγμοειδή μορφή και ποτέ δε συμπίπτουν, πράγμα το οποίο σημαίνει ότι η συνάρτηση $\psi(\theta)$ δεν είναι μονοσήμαντη.

Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως *υστέρηση (hysteresis)*. Το φαινόμενο της υστέρησης έχει αποδοθεί σε πολλούς παράγοντες όπως στον εγκλωβισμό αέρα σε τυφλούς πόρους, στη διαφορετική γωνία επαφής κατά τη στράγγιση και τη διύγρανση, στην ανομοιόμορφη κατανομή του πορώδους και στο φαινόμενο της επίδρασης της φιάλης με μελάνι (the ink bottle effect), σύμφωνα με το οποίο, για το γέμισμα ενός πόρου απαιτείται μύζηση μικρότερη από ότι για το άδειασμα του πόρου.

Πρακτικά η εδαφική υγρασία μεταβάλλεται μεταξύ της υπολειμματικής υγρασίας (residual water content) θ_r και της υγρασίας κορεσμού (water content at saturation) θ_s . Η φυσική σημασία και η εκτίμηση της θ_r δεν είναι καθορισμένες στη βιβλιογραφία (Γιαννόπουλος, 1985). Οι Brooks και Corey (1964) συσχέτισαν τη θ_r με την κατανομή των πόρων. Ο Gaudet (1978) όρισε τη θ_r ως τη μικρότερη τιμή που η θ μπορεί να φθάσει με στράγγιση. Οι Ababou (1981) και Imbernon (1981) θεώρησαν τη θ_r μια παράμετρο προσαρμογής. Ο van Genuchten (1978, 1980) και ο Mualem (1976) όρισαν τη θ_r ως την τιμή της θ για την οποία η κλίση $d\theta/dh$ της καμπύλης $\theta(h)$ είναι μηδέν στην περιοχή των χαμηλών θ . Ο Haverkamp (1983) θεώρησε τη θ_r σαν μια εμπειρική παράμετρο, που αντιστοιχεί σε μια περιεκτικότητα σε νερό, η οποία δε συμμετέχει στη ροή.

Στο Σχήμα 1.2 φαίνεται η μορφή των χαρακτηριστικών καμπυλών στράγγισης και διύγρανσης, καθώς και το φαινόμενο της υστέρησης, για ένα τύπο εδάφους.



Σχήμα 1.2 Χαρακτηριστικές καμπύλες υγρασίας με φαινόμενα υστέρησης

1.6 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΤΑΣΗ

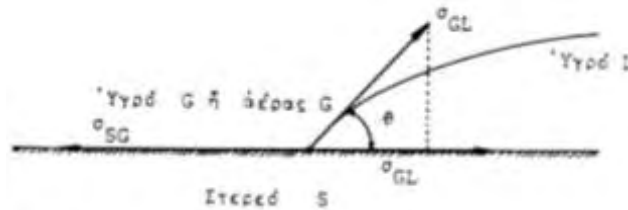
Όταν ένα υγρό βρίσκεται σε επαφή με ένα άλλο υλικό, όπως ένα άλλο υγρό μη μειγνυόμενο, ή ένα αέριο ή ένα στερεό, υπάρχει μια ελεύθερη διεπιφανειακή ενέργεια μεταξύ τους. Η διεπιφανειακή ενέργεια υπάρχει, λόγω της διαφοράς μεταξύ των ελκτικών δυνάμεων των μορίων στο εσωτερικό κάθε φάσεως και των άλλων στην επιφάνεια επαφής.

Επειδή κάθε επιφάνεια που κατέχει ελεύθερη ενέργεια συστέλλεται όταν μπορεί, η ελεύθερη διεπιφανειακή ενέργεια εκδηλώνεται σαν μια διεπιφανειακή τάση. Έτσι η διεπιφανειακή τάση σ_{ik} - η οποία για κάθε υλικό είναι σταθερή - μεταξύ των υλικών i και k , ορίζεται σαν το ποσό του έργου που απαιτείται για να αποσπαστεί μια μοναδιαία επιφάνεια υλικού i από το υλικό k . Επιφανειακή τάση είναι η διεπιφανειακή τάση σ_i μεταξύ του υλικού i και του αέρα ή των υδρατμών (Τζιμόπουλος, 1979).

Το Σχήμα 1.3 (Τζιμόπουλος, 1979) δείχνει δύο μη μειγνυόμενα ρευστά σε επαφή με μια στερεή επιφάνεια. Η γωνία θ είναι η γωνία μεταξύ

της διεπιφάνειας των ρευστών και του στερεού μέσου και μετριέται κατά συνθήκη από το πυκνότερο ρευστό. Για να υπάρχει ισορροπία πρέπει να ισχύει η παρακάτω σχέση (Εξίσωση Young):

$$\sigma_{GL} \cdot \cos \theta = \sigma_{SG} - \sigma_{SL} \Leftrightarrow \cos \theta = \frac{\sigma_{SG} - \sigma_{SL}}{\sigma_{GL}} \quad (1.20)$$



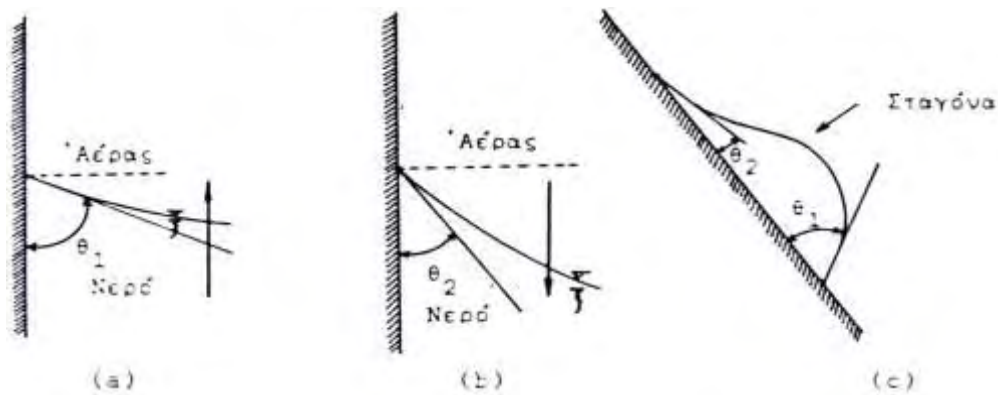
Σχήμα 1.3 Διεπιφανειακές τάσεις. Γωνία επαφής.

Η γωνία θ λέγεται γωνία επαφής και το γινόμενο λέγεται τάση συνάφειας και προσδιορίζει ποιο υγρό κατά προτίμηση διαβρέχει το στερεό. Όταν δηλαδή $\theta < 90^\circ$ το υγρό (L) διαβρέχει το στερεό και λέγεται διαβρέχον υγρό. Για τον αέρα (G) ισχύει $\theta > 90^\circ$ και γι' αυτό καλείται μη διαβρέχον ρευστό.

Η γωνία επαφής ενός υγρού με ένα στερεό, είναι γενικά σταθερή κάτω από δεδομένες συνθήκες. Η γωνία αυτή μπορεί να είναι διαφορετική για την περίπτωση ενός υγρού που προχωρεί πάνω στο στερεό (γωνία διαβροχής), από εκείνη του ίδιου του υγρού που αποσύρεται πάνω στο στερεό (γωνία αποσύρσεως). Η ιδιότητα αυτή του νερού μέσα στο πορώδες έδαφος αποτελεί και έναν από τους παράγοντες του φαινομένου της υστέρησης. Στο Σχήμα 1.4 το νερό προχωρεί με γωνία επαφής θ_1 (Σχήμα 1.4a) και αποσύρεται με γωνία επαφής θ_2 (Σχήμα 1.4b). Στο Σχήμα 1.4c φαίνεται μία σταγόνα η οποία προχωρά. Ισχύει:

$$\text{γωνία διαβροχής } \theta_1 > \text{γωνία αποσύρσεως } \theta_2$$

Η παραπάνω ιδιότητα του νερού καλείται αποτέλεσμα της σταγόνας βροχής (rain drop effect).



Σχήμα 1.4: Γωνία επαφής α) Γωνία διαβροχής β) Γωνία αποσύρσεως γ) Σταγόνα που προχωρά.

1.7 Η ΑΠΟΡΡΟΦΗΤΙΚΟΤΗΤΑ.

Η *απορροφητικότητα* (*sorptivity* S) του εδάφους, είναι το φυσικό χαρακτηριστικό που έχει το έδαφος να συγκρατεί το νερό εξαιτίας των τριχοειδών δυνάμεων. Η απορροφητικότητα του εδάφους είναι συνάρτηση της αρχικής υγρασίας του εδάφους θ_0 και της εφαρμοζόμενης οριακής συνθήκης θ_1 .

Ο όρος *απορροφητικότητα* (*sorptivity*) δόθηκε από τον Philip (Philip 1958, 1969), σαν μια καινούργια παράμετρος της εξίσωσης διήθησης που εξήγαγε από τα προφίλ υγρασίας και δίνεται από τη σχέση:

$$S^2 = 2K_s(\theta_1 - \theta_0)(H_0 - H_f) \quad (1.21)$$

όπου K_s είναι η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, θ_0 είναι η αρχική υγρασία του εδάφους, θ_1 είναι η εφαρμοζόμενη οριακή συνθήκη, H_0 είναι το μέτωπο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους (δηλαδή το ύψος του

νερού στην επιφάνεια του εδάφους) και H_f είναι η ενεργός μύζηση στο υγρό μέτωπο.

Πειραματικά, η απορροφητικότητα μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας τη σχέση (Philip 1969):

$$I = S \cdot t^{1/2}, \quad (1.22)$$

όπου I είναι η αθροιστική διήθηση, S είναι η απορροφητικότητα και t είναι ο χρόνος. Η εξίσωση (1.22) μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, όταν η ταχύτητα διήθησης είναι πολύ μεγάλη.

Η απορροφητικότητα μπορεί επίσης να υπολογιστεί από τη σχέση (Vauclin et Haverkamp, 1985):

$$S^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} \theta \cdot D(\theta) d\theta \quad (1.23)$$

η οποία αποτελεί πρώτης τάξης προσέγγιση, ή από τη βέλτιστη (optimum) λύση του Parlange (1975):

$$S^2 = \int_{\theta_i}^{\theta_s} (1 + \theta) \cdot D(\theta) d\theta. \quad (1.24)$$

Οι διαστάσεις της απορροφητικότητας είναι $[LT^{-1/2}]$ (Αγγελακη, 2004).

1.8. ΕΞΙΣΩΣΗ ΡΟΗΣ

Η εξίσωση ροής, που περιγράφει την κίνηση του νερού σε ένα πορώδες και ισοθερμικό μέσο, προκύπτει από τον συνδυασμό του νόμου Darcy και τη γενική αρχή της διατήρησης της μάζας ή της εξίσωσης της συνέχειας, όπως αλλιώς έχει επικρατήσει να ονομάζεται.

1.8.1. Ο νόμος του Darcy.

Το 1856 ο Γάλλος μηχανικός Henry Darcy δημοσίευσε μια πειραματική εργασία για τη ροή του νερού δια μέσου ομογενούς κορεσμένης άμμου. Από τα πειράματά του ο Darcy έδωσε τη σχέση μεταξύ της παροχής ανά μονάδα επιφάνειας q , και της κλίσης του υδραυλικού φορτίου i , η οποία είναι:

$$q = -Ki \quad (1.25)$$

όπου το q έχει διαστάσεις παροχής ανά μονάδα επιφάνειας, δηλαδή διαστάσεις ταχύτητας [$L \cdot T^{-1}$] και λέγεται *ειδική παροχή ή ταχύτητα Darcy*. Το i είναι η κλίση του υδραυλικού φορτίου H ως προς την κατεύθυνση της ροής s :

$$i = \frac{dH}{ds}, \quad (1.26)$$

K είναι ένας συντελεστής αναλογίας που αναφέρεται στη διεθνή βιβλιογραφία ως *Υδραυλική Αγωγιμότητα*.

Ο τύπος του Darcy έχει γενικευτεί σήμερα σε τρισδιάστατο χώρο και καλείται Νόμος του Darcy. Για ισότροπο και ομογενές μέσο είναι:

$$\vec{q} = -K \vec{\text{grad}}H, \quad (1.27)$$

όπου:

$$\vec{q} = q_x \vec{i} + q_y \vec{j} + q_z \vec{k}, \quad (1.28)$$

$$\vec{\text{grad}}H = \frac{\partial H}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial H}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial H}{\partial z} \vec{k}. \quad (1.29)$$

H είναι το ολικό δυναμικό ή υδραυλικό φορτίο, δηλαδή το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας z και του δυναμικού πίεσης h , γιατί όπως ήδη

έχει αναφερθεί, το ύψος ταχύτητας θεωρείται αμελητέο κατά την κίνηση του νερού στο έδαφος. Έτσι ισχύει η σχέση:

$$H = z \pm h \quad (1.30)$$

Ο τύπος (1.27) μπορεί να προκύψει και απευθείας από τις εξισώσεις Navier - Stokes έπειτα από ορισμένες μαθηματικές επεξεργασίες και απλουστευτικές παραδοχές (Bear 1972).

Το 1931 ο Richards επέκτεινε το Νόμο του Darcy και για την περίπτωση της ακόρεστης ροής:

$$\vec{q} = -K(\psi) \cdot \overrightarrow{\text{grad}H} . \quad (1.31)$$

όπου $K(\psi)$ είναι η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους.

Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής το υδραυλικό φορτίο είναι:

$$H = h + z = -\psi + z , \quad (1.32)$$

για άξονα z θετικό προς τα πάνω. Το h είναι η αρνητική πίεση του νερού των πόρων του εδάφους.

Επειδή η συνάρτηση $K(\psi)$ επηρεάζεται πολύ από το φαινόμενο της υστέρησης, η εξίσωση (1.31) χρησιμοποιείται μόνο για διύγρανση ή για στράγγιση. Εάν πρόκειται να περιγραφεί το φαινόμενο της κίνησης του νερού στο σύνολό του (διύγρανση - στράγγιση), τότε προτιμότερο είναι να χρησιμοποιείται η συνάρτηση $K(\theta)$, η οποία επηρεάζεται πολύ λιγότερο από το φαινόμενο της υστέρησης, όπως απέδειξαν το 1966 οι Torpp και Miller, το 1969 ο Roulovasilis και το 1970 ο Thony (Αγγελακη,2004).

Επομένως, η εξίσωση (1.31) γράφεται:

$$\vec{q} = -K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}H} . \quad (1.33)$$

Η εξίσωση (1.29) λόγω της (1.28) γράφεται:

$$\vec{q} = K(\theta)\overrightarrow{\text{grad}}\psi - K(\theta)\vec{k}. \quad (1.34)$$

Ορίζεται ως συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού (*soil - water diffusivity*), το γινόμενο της υδραυλικής αγωγιμότητας $K(\theta)$ επί την κλίση $d\psi/d\theta$:

$$D(\theta) = -K(\theta)\frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.35)$$

Ο νόμος του Darcy λόγω της σχέσης (1.35), γίνεται:

$$\vec{q} = -D(\theta)\overrightarrow{\text{grad}}\theta - K(\theta)\vec{k} \quad (1.36)$$

και οι τρεις συνιστώσες της ταχύτητας Darcy δίνονται από τις σχέσεις:

$$q_x = -D\frac{\partial\theta}{\partial x} \quad (1.36\alpha)$$

$$q_y = -D\frac{\partial\theta}{\partial y} \quad (1.36\beta)$$

$$q_z = -D\frac{\partial\theta}{\partial z} - K \quad (1.36\gamma)$$

1.8.2 Η εξίσωση της συνέχειας.

Θεωρούμε έναν όγκο αναφοράς U (control volume) που περικλείει μια μάζα νερού M ίση με :

$$M = \iiint_U (\rho\theta)dU, \quad (1.37)$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του νερού και θ είναι η εδαφική υγρασία. Η μεταβολή της μάζας του νερού σε συνάρτηση με το χρόνο είναι μηδέν:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{U_{\text{system}}} (\rho\theta) dU = 0 \quad (1.38)$$

Εφαρμόζουμε στη (1.38) το θεώρημα μεταφοράς του Reynold's οπότε:

$$\iiint_{U_{\text{cv}}} \left\{ \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overrightarrow{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) \right\} dU = 0 \quad (1.39)$$

ή επειδή ο όγκος U είναι αυθαίρετος, είναι:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overrightarrow{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) = 0 \quad (1.40)$$

και για ρευστό ασυμπίεστο, όπως είναι το νερό (δηλαδή $\rho = \text{σταθ.}$) ισχύει:

$$\rho \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\rho \overrightarrow{\text{div}}(\theta \vec{v}) \Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}}(\theta \vec{v})$$

και επειδή $\vec{q} = \theta \vec{v}$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\left\{ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right\} \quad (1.41)$$

Στην παραπάνω σχέση \vec{v} είναι η μέση ταχύτητα του νερού διαμέσου των πόρων. Η εξίσωση (1.41) αποτελεί την *εξίσωση συνέχειας* για την περίπτωση της ακόρεστης ροής.

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη κίνηση, η σχέση (1.41) γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.42)$$

1.8.3. Η εξίσωση Richards.

Η εξίσωση Richards προκύπτει από το συνδυασμό του νόμου του Darcy με την εξίσωση συνέχειας:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \left\{ K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} \psi - K(\theta) \overrightarrow{k} \right\} \Leftrightarrow \quad (1.43)$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.44)$$

Για την περίπτωση αυτή η παράγωγος $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ γράφεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\psi} \frac{d\psi}{dt} = -C(\theta) \frac{d\psi}{dt}, \quad (1.45)$$

όπου $C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi}$ και αποτελεί την ειδική υδραυλική χωρητικότητα (*specific water capacity*) του ακόρεστου μέσου.

Έτσι με τη σχέση (1.45) η εξίσωση (1.44) γράφεται:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.46)$$

Η εξίσωση (1.46) αποτελεί την εξίσωση Richards για την κίνηση του νερού στο έδαφος.

- Για την περίπτωση της εξίσωσης (1.36) η εξίσωση συνέχειας γίνεται:

$$\frac{d\theta}{dt} = \overrightarrow{\text{div}} \cdot \left(D \overrightarrow{\text{grad}} \theta \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.47)$$

ή

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.48)$$

Οι εξισώσεις (1.46) και (1.48) είναι οι γενικές εξισώσεις συνέχειας και κίνησης του νερού σε ακόρεστο πορώδες μέσο, στο χώρο των τριών

διαστάσεων και η μεν (1.46) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της μύζησης, η δε (1.48) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της εδαφικής υγρασίας. Οι εξισώσεις αυτές είναι εξισώσεις με μερικές παραγώγους μη γραμμικές, γιατί η υδραυλική αγωγιμότητα K και ο συντελεστής διάχυσης D είναι συναρτήσεις των ψ και θ . Οι εξισώσεις αυτές δεν έχουν ακόμη λυθεί με αναλυτικές λύσεις, παρά μόνο με αριθμητικές και αριθμητικοαναλυτικές. Εάν παραλειφθεί ο τελευταίος όρος που εκφράζει τη επίδραση της βαρύτητας, τότε οι εξισώσεις έχουν τη μαθηματική μορφή μη γραμμικών εξισώσεων της θερμότητας.

Από τις εξισώσεις (1.46) και (1.48) προκύπτουν εύκολα οι εξισώσεις της μονοδιάστατης και δισδιάστατης ροής:

- Μονοδιάστατη ροή:

$$\text{Διεύθυνση } x \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (1.46\alpha)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (1.48\alpha)$$

$$\text{Διεύθυνση } z \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.46\beta)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.48\beta)$$

- Δισδιάστατη ροή:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.46\gamma)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.48\gamma)$$

Κατά την επίλυση της εξίσωσης (1.48β) η μεγαλύτερη τιμή της υγρασίας δε φτάνει την τιμή θ_s . Η εξίσωση αυτή, λοιπόν, δεν επιτρέπει την επίλυση του προβλήματος της διήθησης του νερού με εφαρμογή στην επιφάνεια θετικού φορτίου, ούτε τη μελέτη του σχηματισμού ή της απορρόφησης λάμας νερού που σχηματίζεται από βροχή έντασης μεγαλύτερης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού.

Η εξίσωση (1.48β) επιλύθηκε με αναλυτικές και ημιαναλυτικές μεθόδους (Philip 1969, Parlange 1971, Τολίκας 1981, Tolikas and Sidiropoulos 1984), με αριθμητικές μεθόδους όπως πεπερασμένες διαφορές (Vauclin et al 1979, Haverkamp 1983), με πεπερασμένα στοιχεία (Τζιμόπουλος 1975, 1978), πεπερασμένους όγκους ελέγχου (Αραμπατζής 2000), πεπερασμένες διαφορές - τεχνική Newton Raphson (Καλφούντζος 2002). Βασικό όμως πλεονέκτημα της εξίσωσης αυτής είναι ότι περιέχει τη συνάρτηση $K(\theta)$ αντί της $K(\psi)$ η οποία παρουσιάζει υστερητικά φαινόμενα.

Η εξίσωση (1.46β) που είναι η εξίσωση Richards για τη μονοδιάστατη κατακόρυφη ροή έχει το πλεονέκτημα ότι περιγράφει τη ροή τόσο στην ακόρεστη όσο και στην κορεσμένη ζώνη χωρίς να παρουσιάζει τους περιορισμούς της εξίσωσης (1.48β).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗ ΔΙΗΘΗΣΗ

2.1 Η ΔΙΗΘΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ ΚΑΙ ΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΤΗΝ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ

Κατά τη διάρκεια της άρδευσης ή βροχής το νερό κινείται μέσω της επιφάνειας του εδάφους προς βαθύτερα στρώματα και με κατεύθυνση προς το κέντρο της Γης. Η διαδικασία αυτή της εισροής του νερού στο έδαφος, ονομάζεται *διήθηση (infiltration)*.

Οι παράγοντες που επηρεάζουν τη διήθηση είναι :

1. Η κατάσταση της επιφάνειας του εδάφους (π.χ. σχήμα και μέγεθος της διατομής των αρδευτικών αυλακιών), (Λαζακίδης και Σφήκας, 1991).
2. Η δομή, η υφή, η μηχανική σύσταση, η ομοιογένεια των κόκκων και των πόρων του εδάφους παίζουν επίσης σημαντικότατο ρόλο στο μηχανισμό διήθησης. Εδάφη που έχουν μεγάλους πόρους και ανοιχτή δομή παρουσιάζουν μεγάλη διηθητικότητα ενώ το αντίθετο συμβαίνει με τα συνεκτικά εδάφη, που αν και έχουν μεγάλο πορώδες, το μέγεθος των πόρων είναι μικρό. Μερικά εδάφη όταν διαβρέχονται διαστέλλονται με αποτέλεσμα να κλείνουν οι πόροι τους και να γίνονται σχεδόν αδιαπέραστα στο νερό και όταν ξηραίνονται σχηματίζουν ρωγμές. Στα αμμώδη εδάφη είναι δυνατό να παρατηρηθεί ταχύτητα διήθησης μεγαλύτερη των 25 cm/h, ενώ στα αργιλώδη ενδέχεται να είναι σχεδόν μηδενική, όταν έχει προκληθεί διάσπαση της δομής με την εκτέλεση για παράδειγμα καλλιεργητικών και άλλων εργασιών με εσφαλμένο τρόπο (Παπαρηγοράκης και Στόκα, 1988).
3. Λεπτή συμπαγής κρούστα που περιορίζει δραστικά τη διήθηση (Vandervaere et al, 1998). Η κρούστα αυτή δημιουργείται από την πρόσκρουση των σταγόνων της βροχής ή του καταιονισμού, ή κυρίως από τη μεταφορά λεπτόκοκκου υλικού με το νερό που εφαρμόζεται στο

χωράφι με επιφανειακή άρδευση, το οποίο γεμίζει τους πόρους ανάμεσα στα εδαφομόρια. Η κρούστα αυτή μπορεί να προληφθεί αν η επιφάνεια του χωραφιού καλυφθεί από την καλλιέργεια και μπορεί να καταστραφεί με ελαφρό σκάλισμα πριν την εφαρμογή της άρδευσης.

4. Η υπεδάφια αδιαπέραστη στρώση. Δημιουργείται κυρίως από τα εδαφοκαλλιεργητικά μηχανήματα που συμπιέζουν το έδαφος αμέσως κάτω από το βάθος στο οποίο φθάνουν (10 με 15 cm), με αποτέλεσμα να δημιουργείται στο βάθος αυτό μια συμπαγής στρώση που εμποδίζει τη διήθηση του νερού. Η στρώση αυτή μπορεί να καταστραφεί με βαθιά άροση ή χρήση υπεδαφοκαλλιεργητών, ώστε στη θέση της συμπαγούς αυτής στρώσης να δημιουργηθούν ευρείς πόροι που να επιτρέπουν την άνετη κίνηση του νερού προς μεγαλύτερα βάθη.

5. Η περιεκτικότητα του εδάφους σε οργανική ουσία είναι ένας παράγοντας που επηρεάζει σημαντικά τη διήθηση του νερού. Εδάφη με μεγάλη περιεκτικότητα σε οργανικά υλικά, έχουν σχετικά υψηλό πορώδες και παρουσιάζουν καλή διήθηση. Σε αρκετά συνεκτικά εδάφη με κακή διήθηση, η προσθήκη οργανικής ουσίας βελτιώνει αρκετά την κίνηση του νερού.

6. Τα φερτά υλικά του νερού μπορούν να επηρεάσουν άμεσα την καθοδική κίνηση του νερού αφού το αρδευτικό νερό μεταφέρει λεπτόκοκκα υλικά και τα αποθέτει στο χωράφι. Σε αμμώδη εδάφη, όταν το νερό μεταφέρει σημαντικές ποσότητες αργίλου και ιλύος, βελτιώνονται τα χαρακτηριστικά του εδάφους και περιορίζεται η πολύ γρήγορη διήθηση του νερού, όμως στα αργιλώδη εδάφη τέτοιο νερό μπορεί να καταστήσει την επιφάνειά τους αδιαπέραστη.

7. Η περιεκτικότητα του νερού σε άλατα. Η χρόνια άρδευση με νερό που περιέχει άλατα προκαλεί προσθήκη των αλάτων στο έδαφος καταστρέφοντας τη δομή του. Για να βελτιωθεί το έδαφος, απαιτείται έκπλυση του εδάφους, ώστε να απομακρυνθούν τα άλατα (π.χ. με τη

δημιουργία ορυζώνα, μετά από περίπου ένα χρόνο, τα άλατα έχουν ξεπλυθεί).

8. Η θερμοκρασία του νερού είναι και αυτή ένας παράγοντας που επηρεάζει το μηχανισμό διήθησης, γιατί επηρεάζει το ιξώδες του νερού. Νερό χαμηλής θερμοκρασίας έχει μεγαλύτερο ιξώδες και μικρότερη διηθητικότητα από νερό υψηλής θερμοκρασίας.

9. Η αρχική υγρασία του εδάφους επηρεάζει τη διήθηση του νερού κυρίως στην αρχή της.

Η διήθηση είναι μία πολύ σημαντική διαδικασία κατά τη διάρκεια της άρδευσης, γιατί από αυτήν εξαρτάται το ποσό του αρδευτικού νερού που θα εισέλθει στο έδαφος, ενώ το υπόλοιπο ποσό απορρέει επιφανειακά. Η πλήρης γνώση λοιπόν του μηχανισμού διήθησης, είναι σημαντική γιατί καθορίζει την παροχή εφαρμογής του αρδευτικού νερού, αλλά και την ικανότητα συμπλήρωσης του ελλείμματος εδαφικής υγρασίας, καθώς και τον εμπλουτισμό των υπόγειων νερών. Για το λόγο αυτό, πολλοί είναι οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με το θέμα αυτό και εξήγαγαν διάφορες εξισώσεις που το περιγράφουν (Green & Ampt 1911, Kostiaikov 1932, Horton 1940, Talsma and Parlange 1972, Onstad et al 1973, Knight 1983, Kunze 1983, Parlange 1971, 1972, 1975, 1982, 1985, 1990, Philip 1957, 1958, 1969, 1973, 1983, Touma et al 1984, Tzimopoulos 1991, κ.α., Αγγελάκη, 2004).

2.2 ΔΙΗΘΗΤΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΔΙΗΘΗΣΗΣ

Διηθητικότητα ονομάζεται η μέγιστη ροή που το εδαφικό προφίλ μπορεί να απορροφήσει διαμέσου της επιφάνειάς του, στην οποία βρίσκεται νερό υπό πίεση ίση με την ατμοσφαιρική (Τζιμόπουλος, 1981).

Όταν κατά τη διάρκεια της βροχής ή του ποτίσματος η ένταση του νερού στην επιφάνεια του εδάφους είναι μικρότερη από τη

διηθητικότητα, το νερό διηθείται αρκετά γρήγορα προς τα κάτω, ενώ όταν η ένταση της βροχής ξεπερνά τη διηθητικότητα, η διαδικασία διήθησης καθορίζεται από το μέτωπο της εδαφικής υγρασίας, τότε το πλεονάζον νερό δρα δυσμενώς επί της επιφάνειας του εδάφους, διαλύει τα συσσωματώματα και σχηματίζει την επιβλαβή κρούστα. Αν το νερό αυτό δε διηθηθεί, εξατμίζεται ή απορρέει. Στις περιπτώσεις αυτές μειώνεται ο βαθμός απόδοσης κατά την εφαρμογή του αρδευτικού νερού ανεξάρτητα από τη διηθητική ικανότητα του εδάφους. Αυτό σημαίνει απώλεια πολύτιμου αρδευτικού νερού, απώλεια υδατοδιαλυτών θρεπτικών συστατικών του εδάφους και του λεπτόκοκκου υλικού του. Αν, όμως, μετρηθεί από πριν η διηθητικότητα του εδάφους, μπορεί να υπολογιστεί ο χρόνος εφαρμογής του νερού. Για τη χορήγηση της απαιτούμενης κάθε φορά αρδευτικής δόσης, μπορεί να υπολογιστεί η παροχή ανά μονάδα αρδευτικής δόσης, καθώς επίσης και η παροχή ανά μονάδα αρδευόμενης επιφάνειας.

Με την πάροδο του χρόνου η διηθητικότητα ελαττώνεται και για μεγάλους χρόνους τείνει ασυμπτωτικά σε μία σταθερή τιμή που λέγεται *σταθερή διηθητικότητα* ή *τελική* ή *βασική διηθητικότητα*. Πολλές φορές συγχέεται ο όρος *διηθητικότητα* με τον όρο *ταχύτητα διήθησης*. Ο Hillel (1974, 1980) διαχωρίζει τις δύο έννοιες και δίνει για τη *διηθητικότητα* τον ορισμό που αναφέρθηκε παραπάνω, ενώ για την *ταχύτητα διήθησης* δίνει τον ορισμό της ροής του νερού διαμέσου της επιφάνειας του εδάφους με συνθήκες διαφορετικής της ατμοσφαιρικής. Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπίεστικότητα εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης.

Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας

διήθησης, η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή (Σχήμα 2.1, Τζιμόπουλος, 1981). Η σταθερή αυτή τιμή της ταχύτητας διήθησης είναι πρακτικά ίση με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους (K_s).



Σχήμα 2.1 Ταχύτητα διήθησης σαν συνάρτηση του χρόνου κατά τη διάρκεια άρδευσης με ένταση σταθερή, μικρότερη από την αρχική τιμή της διηθητικότητας του εδάφους, αλλά μεγαλύτερη από την τελική τιμή αυτής.

2.3 ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗ ΔΙΗΘΗΣΗ

Αθροιστική διήθηση (*cumulative infiltration I*), είναι το ολοκλήρωμα της διηθητικότητας (ή ταχύτητας διήθησης) ως προς το χρόνο:

$$I = \int i dt \quad (2.1)$$

Η αθροιστική διήθηση I ορίζεται και ως το ολοκλήρωμα ως προς το βάθος της εδαφικής υγρασίας $\theta(z,t)$:

$$I = \int_0^z (\theta - \theta_i) dz \quad (2.2)$$

όπου $\theta(z,t)$ είναι η εδαφική υγρασία στο χρόνο t και θ_i είναι η αρχική υγρασία του εδάφους. Γνωρίζουμε ότι η ταχύτητα διήθησης ή στιγμιαία διηθητικότητα ή απλώς διηθητικότητα δίνεται από τη σχέση $i = dI/dt$. Τα όρια των μεταβλητών $I(t)$ και $i(t)$ είναι:

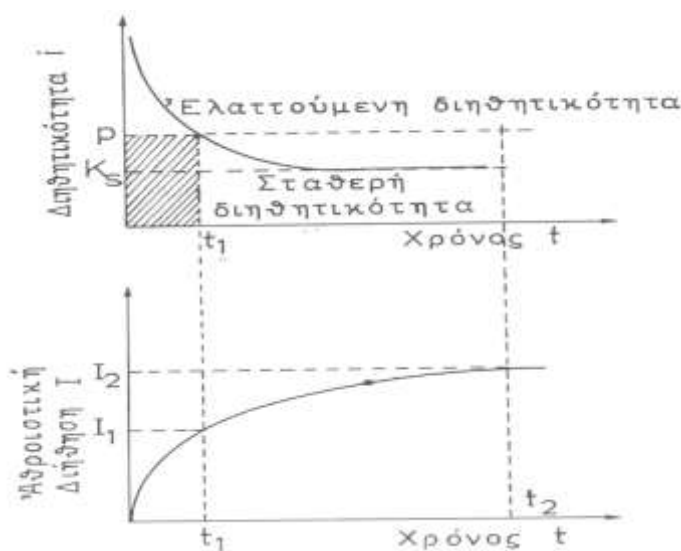
$$\lim_{t \rightarrow 0} I(t) = 0, \quad \lim_{t \rightarrow \infty} I(t) = \infty \quad (2.3)$$

$$\lim_{t \rightarrow 0} i(t) = \infty, \quad \lim_{t \rightarrow \infty} i(t) = K_s \quad (2.4)$$

όπου K_s είναι η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, δηλαδή η υδραυλική αγωγιμότητα που αντιστοιχεί στην υγρασία κορεσμού $\theta = \theta_s$.

Η αθροιστική διήθηση είναι συνάρτηση του χρόνου και η κλίση της μειώνεται προοδευτικά με το χρόνο (Σχήμα 2.2). Η φυσική σημασία της αθροιστικής διήθησης είναι ότι εκφράζει αθροιστικά την ποσότητα του νερού που έχει περάσει σε μια δεδομένη χρονική στιγμή από την επιφάνεια του εδάφους.

Οι καμπύλες $i(t)$ και $I(t)$ είναι μεγάλης σημασίας για τις αρδεύσεις, γιατί από αυτές μπορεί να καθοριστεί τόσο ο ρυθμός εφαρμογής του νερού όσο και η διάρκεια της άρδευσης.



Σχήμα 2.2 Διηθητικότητα και αθροιστική διήθηση σαν συνάρτηση του χρόνου όταν στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μια λεπτή στρώση νερού.

Στο Σχήμα 2.2 φαίνεται η διηθητικότητα και η αθροιστική διήθηση σαν συνάρτηση του χρόνου, όταν στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μια λεπτή στρώση νερού.

2.4 ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΔΙΗΘΗΣΗΣ

Για την περιγραφή του πολύπλοκου φαινομένου της διήθησης έχουν αναπτυχθεί διάφορες εξισώσεις τόσο θεωρητικές όσο και εμπειρικές. Μερικά από τα πιο σημαντικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται παρουσιάζονται ενδεικτικά στη συνέχεια:

α) Εξίσωση Kostiakov

Ο Kostiakov (1932) πρότεινε μία εκθετική εξίσωση για τον υπολογισμό της αθροιστικής διήθησης I . Η εξίσωση αυτή είναι:

$$I(t) = K \cdot t^b \quad (2.5)$$

όπου K και b είναι σταθερές ($K > 0$, $0 < b < 1$), οι οποίες δεν έχουν καμία φυσική σημασία, εξαρτώνται από το έδαφος και τις αρχικές συνθήκες και προσδιορίζονται από την επεξεργασία των πειραματικών μετρήσεων.

β) Εξίσωση Horton

Το 1940 προτάθηκε από τον Horton η παρακάτω τριπαραμετρική εξίσωση διήθησης:

$$I = i_c t + (i_o - i_c)(1 - e^{-bt})/b \quad (2.6)$$

$$i_p = i_c + (i_o - i_c)e^{-bt} \quad (2.7)$$

όπου i_c είναι η τελική διηθητικότητα, i_0 είναι η διηθητικότητα στο χρόνο $t=0$ και b είναι μια εδαφική παράμετρος που καθορίζει την ταχύτητα μείωσης της διηθητικότητας. Οι παράμετροι i_0 και b εξαρτώνται από την αρχική υγρασία του εδάφους και από την παροχή που εφαρμόζεται. Στα ομογενή εδάφη το i_c είναι ελάχιστα μικρότερο από την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού K_s .

γ) Εξίσωση του Philip

Η εξίσωση του Philip (1957, 1969) αποτελεί ημιαναλυτική λύση της εξίσωσης κίνησης του νερού στην ακόρεστη ζώνη και δίνεται με τη μορφή χρονικών σειρών. Η λύση αυτή προήλθε από τη διερεύνηση της εξίσωσης κίνησης του νερού σε ομογενές έδαφος, όταν στην επιφάνειά του έχουμε συνθήκες κατάκλισης και έχει τη μορφή:

$$I(t) = K_i t + \sum_{m=1}^m S_m t^{m/2}, \quad (2.8)$$

όπου K_i είναι η υδραυλική αγωγιμότητα που αντιστοιχεί στην αρχικά περιεχόμενη εδαφική υγρασία $\theta=\theta_i$ και S_m είναι μία σειρά συντελεστών οι οποίοι υπολογίζονται ως συναρτήσεις των εδαφικών χαρακτηριστικών και των αρχικών και οριακών συνθηκών της διήθησης. Ο συντελεστής S_m για $m=1$ λέγεται *απορροφητικότητα (sorptivity)*, (Philip, 1958).

Οι δύο πρώτοι όροι της σειράς αποτελούν τη διπαραμετρική εξίσωση διήθησης του Philip (1957):

$$I(t) = St^{1/2} + At \quad (2.9)$$

$$i(t) = \frac{1}{2} St^{-1/2} + A \quad (2.10)$$

Η (2.10) είναι η αντίστοιχη εξίσωση της στιγμιαίας διηθητικότητας. Οι δύο παράμετροι είναι η απορροφητικότητα $S [LT^{-1/2}]$ και η παράμετρος

A [L/T], η οποία βρέθηκε ότι πρέπει να είναι μεταξύ των ορίων: $K_s/3 < A < 2K_s/3$. Η εξίσωση (2.9) ισχύει για μικρούς χρόνους γιατί για $t \rightarrow \infty$ είναι $i(t) \approx A \neq K_s$.

Οι παράμετροι S και A μπορούν να προσδιοριστούν με διάφορους τρόπους. Μπορούν να θεωρηθούν ίσες με τις θεωρητικές τους τιμές: $S=S_1$ και $A=S_2+K_i$, ή και να εκτιμηθούν από τα πειραματικά δεδομένα μέσω του διαγράμματος $i=f(t^{-1/2})$, στο οποίο η κλίση ισούται με $S/2$ και το σημείο τομής με τον άξονα i δίνει την παράμετρο A (Αγγελάκη, 2004).

δ) Εξίσωση Τζιμόπουλου

Ο Τζιμόπουλος (1991) εισήγαγε τη γενικευμένη εξίσωση του Philip με τη μορφή:

$$I(t) = St^{1/2} + H(t - t_c) [I_c + K_s(t - t_c) - St^{1/2}], \quad (2.11)$$

όπου $H(t-t_c)$ είναι η συνάρτηση βαθμίδα του Heaviside και t_c είναι ο χρόνος σχηματισμού του προφίλ του απείρου, πέραν του οποίου ενεργούν οι δυνάμεις βαρύτητας.

ε) Εξίσωση του Parlange

Το μοντέλο αθροιστικής διήθησης του Parlange (1971, 1972, 1975) έχει 2 παραμέτρους :

1. την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού και
2. την απορροφητικότητα

και για το λόγο αυτό καλείται διπαραμετρικό μοντέλο αθροιστικής διήθησης (Αγγελακη , 2004).

Το μοντέλο αυτό δίνεται από την εξίσωση :

$$K_s t = I + \frac{S^2}{2K_s} \left[\exp\left(-\frac{2K_s}{S^2} I\right) - 1 \right] \quad (2.12)$$

όπου K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού, S είναι η απορροφητικότητα, t είναι ο χρόνος και I είναι η αθροιστική διήθηση.

στ) Εξίσωση Green & Ampt

Το μοντέλο των Green & Ampt (1911) αφορά την περίπτωση κατά την οποία το νερό λιμνάζει στην επιφάνεια ενός εδάφους που είναι βαθύ, ομογενές και με ομοιόμορφη αρχική υγρασία και δίνεται από την εξίσωση:

$$K_s t = I - \frac{S^2}{2K_s} \ln\left(1 + \frac{2K_s}{S^2} I\right) \quad (2.13)$$

όπου K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού, S είναι η απορροφητικότητα, t είναι ο χρόνος και I είναι η αθροιστική διήθηση.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή πραγματοποιήθηκαν στο εργαστήριο πειράματα προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος. Η μελέτη των ανωτέρω στον αγρό παρουσιάζει πολλές δυσκολίες και γι' αυτό συνήθως γίνεται μία προσομοίωση των συνθηκών του αγρού στο εργαστήριο.

Σε κάθε εργαστηριακό πείραμα γίνονται κάποιες παραδοχές και απλουστεύσεις σε σχέση με τις πραγματικές συνθήκες που υπάρχουν στη φύση. Έτσι στο συγκεκριμένο εργαστηριακό πείραμα έγιναν οι παρακάτω παραδοχές και απλουστεύσεις :

- Η πίεση της αέριας φάσης είναι πάντα σταθερή και ίση με την ατμοσφαιρική πίεση.
- Η αέρια φάση δεν επηρεάζει την κίνηση της υγρής φάσης.
- Το εδαφικό δείγμα είναι ομογενές και ισότροπο.
- Η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή.
- Η ροή είναι ισόθερμη.
- Η συρρίκνωση του εδάφους κατά τη στράγγιση και η διόγκωση κατά τη διύγρανση θεωρούνται αμελητέες.
- Το οσμωτικό δυναμικό θεωρείται αμελητέο.

Στην παρούσα διατριβή για τον υπολογισμό των μεταβλητών και των παραμέτρων αποκτήθηκε μεγάλη εμπειρία κατά το σχεδιασμό της πειραματικής διάταξης, αλλά και κατά την εφαρμογή των πειραματικών μεθόδων.

Ο συνδυασμός των παραμέτρων αυτών επιτρέπει την άμεση παρακολούθηση της ακόρεστης ροής του νερού στο εδαφικό δείγμα. Η αδυναμία των κλασικών μεθόδων, η απουσία ακρίβειας, οι χρονοβόρες και δαπανηρές πειραματικές εργασίες, οδήγησαν τους ερευνητές να αναζητούν και να αναπτύσσουν, νέες, απλούστερες και αποτελεσματικές μεθόδους έρευνας.

3.2 ΜΕΘΟΔΟΙ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

3.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας

Η μέτρηση της εδαφικής υγρασίας μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους:

1. Με ζύγιση του εδάφους πριν και μετά τη διύγρανσή του και από τη διαφορά των δύο μετρήσεων πραγματοποιείται ο υπολογισμός της υγρασίας του. Η μέθοδος αυτή είναι μεν απλή, αλλά χρονοβόρα.
2. Με χρήση της *συσκευής διάχυσης νετρονίων*. Δε συνιστάται η χρήση της συσκευής αυτής για μέτρηση της υγρασίας των επιφανειακών στρώσεων του εδάφους.
3. Με μέτρηση της τάσης, εφόσον είναι γνωστή η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα *τενσιόμετρα*. Τενσιόμετρα στα οποία η αποκατάσταση της ισορροπίας ανάμεσα στην εσωτερική και εξωτερική τάση γίνεται πολύ γρήγορα, έχουν σχεδιαστεί από τους Miller (1951), Leonard και Low (1962), κ.λπ.
4. Η μέθοδος της *ηλεκτρικής αντίστασης* στηρίζεται στην αρχή ότι μια μεταβολή της εδαφικής υγρασίας προκαλεί αντίστοιχη μεταβολή στην ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους ή κάποιου άλλου πορώδους μέσου που είναι τοποθετημένο μέσα στο έδαφος και βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με αυτό.

5. Μια άλλη πολύ διαδεδομένη μέθοδος μέτρησης της εδαφικής υγρασίας, η οποία εφαρμόζεται στο εργαστήριο, είναι η *μέθοδος εκπομπής γ ακτινοβολίας*.

6. Μία σχετικά πρόσφατη μέθοδος για τη μέτρηση της υγρασίας στο έδαφος είναι η μέθοδος TDR, η οποία επίσης χρησιμοποιήθηκε στα εργαστηριακά πειράματα και θα αναπτυχθεί αναλυτικά πιο κάτω.

3.2.2 Μέθοδος TDR

ι) Θεωρία

Η μέθοδος TDR (Time Domain Reflectometry) είναι μία απλή, αυτόματη και μη ραδιενεργός μέθοδος, η οποία δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα για την εδαφική υγρασία χωρίς ιδιαίτερες δυσκολίες στη χρήση και χωρίς να είναι χρονοβόρα. Επιπλέον, δεν εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους και χρησιμοποιείται με την ίδια ευκολία στον αγρό και στο εργαστήριο.

Η μέθοδος TDR βασίζεται στη σχέση που συνδέει τη διηλεκτρική σταθερά ενός υλικού με την υγρασία που αυτό περιέχει.

Ένας πυκνωτής ο οποίος μεταξύ των οπλισμών του περιέχει κάποιο διηλεκτρικό υλικό διηλεκτρικής σταθεράς K , έχει χωρητικότητα που δίνεται από τη σχέση:

$$C = K \cdot C_0 \quad (3.1)$$

όπου C_0 είναι η χωρητικότητα του ίδιου πυκνωτή, όταν μεταξύ των οπλισμών του υπάρχει κενό ή αέρας. Η διηλεκτρική σταθερά ενός υλικού είναι αδιάστατο μέγεθος.

Όταν ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα ταξιδεύει διαμέσου μιας γραμμής μεταφοράς (transmission line) ή κυματοδηγού (waveguide), μέσα σε κάποιο υλικό, τότε η ταχύτητα του κύματος αυτού εξαρτάται από τη

διηλεκτρική σταθερά (dielectric constant) του υλικού που περιβάλλει τη γραμμή μεταφοράς. Συγκεκριμένα, η σχέση μεταξύ ταχύτητας του κύματος και διηλεκτρικής σταθεράς είναι αντιστρόφως ανάλογη, δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι η διηλεκτρική σταθερά, τόσο μικρότερη είναι η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα μέσα στο υλικό αυτό.

Έστω ότι το υλικό μέσα στο οποίο διαδίδεται το ηλεκτρομαγνητικό κύμα είναι το έδαφος. Το έδαφος αποτελείται από αέρα, νερό, ανόργανα και οργανικά υλικά. Οι διηλεκτρικές σταθερές για τα συστατικά του εδάφους αναγράφονται στον Πίνακα 3.1.

Πίνακας 3.1 Διηλεκτρικές σταθερές των συστατικών του εδάφους

Υλικό	Διηλεκτρική Σταθερά
Αέρας	1
Ανόργανα Υλικά	2 – 4
Νερό	80

Από τον Πίνακα 3.1 είναι φανερό πως η διηλεκτρική σταθερά του εδάφους καθορίζεται κυρίως από τη διηλεκτρική σταθερά του νερού που περιέχει. Αυτό έχει ως συνέπεια, η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα μέσα σε ένα κυματοδηγό, ο οποίος έχει θαφτεί μέσα στο έδαφος και η οποία εξαρτάται από τη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους, ουσιαστικά να εξαρτάται από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία.

Τα μικροκύματα είναι ακίνδυνα, μη ορατά ηλεκτρομαγνητικά κύματα με μήκος κύματος μεγαλύτερο των 700 nm. Όταν μία δέσμη μικροκυμάτων διαδοθεί μέσα σε μια γραμμή μεταφοράς, η οποία έχει εισέλθει προσεκτικά σε έδαφος, και αυτή φτάσει στο τέλος της γραμμής

μεταφοράς, τότε η δέσμη θα ανακλαστεί και θεωρητικά όλη η ενέργεια της δέσμης θα επιστρέψει πίσω, όπως ακριβώς συμβαίνει με το ορατό φως, όταν αυτό ανακλάται στην επιφάνεια ενός κατόπτρου. Αν η απόσταση που διατρέχει το κύμα είναι γνωστή - ίση με τη γραμμή μεταφοράς, η οποία θα αναφέρεται στο εξής ως κυματοδηγός (waveguide) - , τότε είναι δυνατός ο υπολογισμός του χρόνου (transit time) που απαιτείται για να διατρέξει το κύμα την απόσταση αυτή (one way), με τη βοήθεια της σχέσης:

$$c = \frac{L}{t} \quad (3.2)$$

όπου L είναι το μήκος του κυματοδηγού σε cm, t είναι ο χρόνος μεταφοράς (ίσος με το χρόνο που απαιτείται για να διανύσει το κύμα τον κυματοδηγό προς τη μια κατεύθυνση) σε ns και c είναι η ταχύτητα του κύματος μέσα στο υλικό.

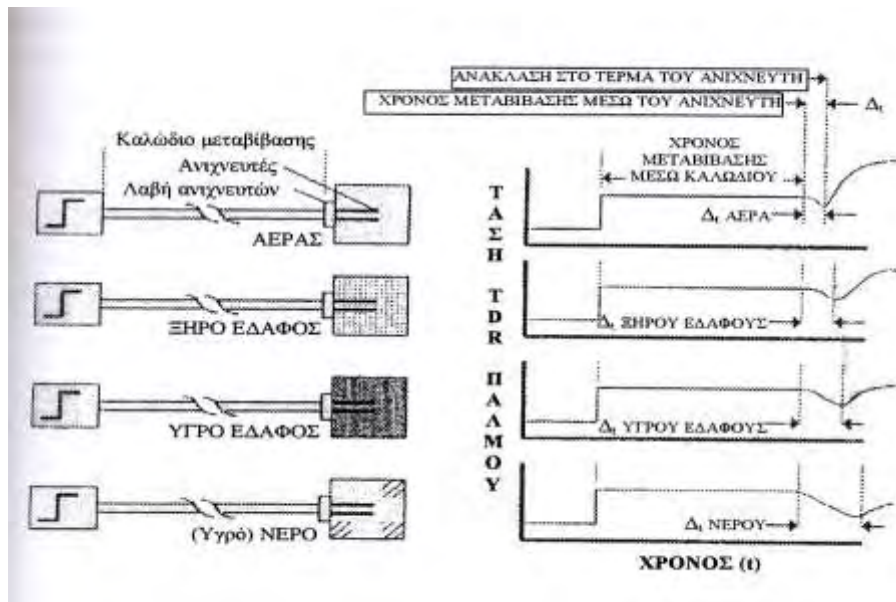
Η ταχύτητα c του κύματος μέσα στο υλικό διάδοσης συνδέεται με τη φαινόμενη διηλεκτρική σταθερά του υλικού K_α και την ταχύτητα του φωτός στο κενό c_o με τη σχέση:

$$c = \frac{c_o}{\sqrt{K_\alpha}} \quad (3.3)$$

Η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του υλικού, που περιβάλλει τον κυματοδηγό μπορεί επομένως να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$K_\alpha = \left(\frac{tc_o}{L} \right)^2 \quad (3.4)$$

Στο Σχήμα 3.1 παρουσιάζονται κάποια τυπικά διαγράμματα της τάσης του παλμού σαν συνάρτηση του χρόνου για διάφορες περιπτώσεις, από τις οποίες φαίνεται ο χρόνος μεταβίβασης του παλμού.



Σχήμα 3.1 Τυπικά διαγράμματα χρόνου ανάκλασης ηλεκτρικού παλμού για τον αέρα, για ξηρό έδαφος, για υγρό έδαφος και νερό

Προσεκτικές μετρήσεις στα εργαστήρια της Soil Moisture Equipment Corp. - η οποία είναι η εταιρεία κατασκευής του TDR -, έδειξαν τα εξής: Όταν το έδαφος είναι ξηρό, η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους κυμαίνεται από 2 έως 4. Όταν το 25% της χωρητικότητας του εδάφους είναι νερό, τότε η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους είναι 11 - 12. Σε εδάφη που χρησιμοποιούνται για καλλιέργειες έχει αποδειχτεί ότι η τιμή της φαινομενικής διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους (K_a) είναι ανεξάρτητη του τύπου του εδάφους και ότι εξαρτάται αποκλειστικά από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία.

Η σχέση της K_a με την υγρασία (% κ.ο.) του εδάφους, έγινε με μετρήσεις της K_a σε κελιά δοκιμών, στα οποία η υγρασία (% κ.ο.) ήταν γνωστή. Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται από τη συσκευή TDR για απευθείας μετρήσεις στον αγρό ή στο εργαστήριο, της κατ' όγκο υγρασίας του εδάφους.

ii) Το σύστημα μέτρησης του TDR

Η συσκευή TDR είναι εφοδιασμένη με ένα πολύ ευαίσθητο χρονόμετρο, το οποίο μπορεί να μετρά χρόνους της τάξης των ps ($1\text{ps} = 10^{-12}\text{ s}$). Προκειμένου να γίνει μία μέτρηση, ξεκινά μια σειρά από χρονικούς κύκλους. Σε κάθε τέτοιο κύκλο, αποστέλλεται ένας παλμός στους κυματοδηγούς. Το λογισμικό του TDR, που μετρά την ενεργό τιμή της τάσης στη γραμμή μεταφοράς για ένα συγκεκριμένο χρόνο, δημιουργεί το κατάλληλο γράφημα, από το οποίο, η ίδια η συσκευή, υπολογίζει το χρόνο ανάκλασης του παλμού και τη διηλεκτρική σταθερά K_α του εδάφους.

Η σχέση που συνδέει τη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους με την υγρασία του, είναι η εξής (Topp et al. 1980):

$$\theta = -0.053 + 0.29K_\alpha - 5.5 \cdot 10^{-4} K_\alpha^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} K_\alpha^3 \quad (3.5)$$

όπου K_α είναι η διηλεκτρική σταθερά, η οποία δίνεται από την εξίσωση (3.4). Σημειώνεται ότι η διηλεκτρική σταθερά αναφέρεται πολλές φορές στη βιβλιογραφία με το ελληνικό γράμμα ϵ .

Έχει αποδειχθεί ότι η εξίσωση (3.5) δίνει πολύ καλά αποτελέσματα για ένα μεγάλο εύρος εδαφικών τύπων. Οι Roth et al (1990) έδειξαν ότι το σφάλμα κατά τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με χρήση της εξίσωσης (3.5) είναι μικρότερο του $0,013\text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

Η συσκευή TDR λοιπόν, σύμφωνα με τα προαναφερθέντα, χρησιμοποιώντας όλα τα παραπάνω, δίνει τις μετρήσεις της υγρασίας (% κ.ο.) του εδάφους.

Στον Πίνακα 3.2 δίνονται τα τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TDR και στην Εικόνα 3.1 απεικονίζεται η συσκευή.

Η συσκευή TDR είναι μία αξιόπιστη συσκευή για τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας, η οποία έχει δύο βασικά πλεονεκτήματα:

α. Είναι εντελώς ακίνδυνη, από την άποψη της εκπομπής ακτινοβολίας.

β. Δεν απαιτεί βαθμονόμηση πριν την έναρξη των πειραμάτων. Η βαθμονόμηση γίνεται άπαξ στα εργαστήρια της κατασκευάστριας εταιρείας με τη χρήση γ ακτινοβολίας.



Εικόνα 3.1 Η Συσκευή TDR

Πίνακας 3.2 Τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TDR (Trace 6050X1)

Εύρος μέτρησης	0 – 100% περιεχόμενη υγρασία κατ' όγκο
Ακρίβεια μέτρησης	± 2% ή καλύτερη όταν χρησιμοποιείται ο υποδοχέας του κατασκευαστή.
Θερμοκρασία λειτουργίας	0 – 45°C.
Πηγή ισχύος	Εφοδιασμένο με δύο ηλεκτρολυτικές μπαταρίες ολικής χωρητικότητας 7 A h. Χρόνος επαναφόρτισης: 12 h.

	<p>Υποδοχή βοηθητικής πηγής 18 – 24 V AC ή DC, 2 A, για επαναφόρτιση μπαταρίας ή ανεξάρτητη λειτουργία.</p> <p>Υποδοχή εξωτερικής μπαταρίας 12 V για ανεξάρτητη λειτουργία.</p>
Θύρες σύνδεσης	<p>BNC θύρα – για σύνδεση κυματοδηγών.</p> <p>RS – 232 σειριακή θύρα για μεταφορά δεδομένων.</p> <p>Θύρα multiplex 15 pin D – SUB, για διαδοχική και συνεχή καταγραφή από πολλαπλούς αισθητήρες.</p>
Μνήμη	<p>256 KB με ικανότητα αποθήκευσης τουλάχιστον 170 γραφημάτων / 5400 αναγνώσεις.</p> <p>Δυνατότητα καταγραφής με εύρος λήψης μέτρησης.</p> <p>Αυτογραφική ικανότητα ανάγνωσης με εσωτερικό εύρος (χρονικό βήμα) από μία την ημέρα έως μία το λεπτό.</p>
Ηλεκτρονικά Χαρακτηριστικά	<p>Μέγεθος τάσης μετρούμενου παλμού: 1.5 V.</p> <p>Ανάλυση μετρήσεων: 10 ps.</p> <p>Οθόνη: 128X256 LCD.</p> <p>Ενδεικτική λυχνία φόρτισης συσσωρευτή.</p> <p>Προστασία από βραχυκύκλωμα.</p>

Είναι πάρα πολλοί οι ερευνητές που έχουν ασχοληθεί τα τελευταία χρόνια με τη μέθοδο μέτρησης της εδαφικής υγρασίας με τη συσκευή TDR. Έχουν γίνει προτάσεις βελτίωσης της εξίσωσης που συνδέει την εδαφική υγρασία με τη διηλεκτρική σταθερά, έχει μελετηθεί το κατά πόσο άλλοι παράγοντες όπως το μήκος του κυματοδηγού, η δομή και η πυκνότητα του εδάφους, το εύρος μέτρησης κλπ, μπορούν να επηρεάσουν τις μετρήσεις και γενικότερα έχουν γίνει προτάσεις βελτίωσης της μεθόδου (Ferre et al 2003 & 1996, Lin C – P 2003, Persson and Haridy 2003, Carlos et al 2002, Caron et al 2002, Huisman et al 2002, Nadler et al 2002 & 1991, Persson et al 2002, Kalfountzos et al 2002 & 2000, Σακελλαρίου κ.α 1997, Young et al 1997, Timlin and Pachepsky 1996 & 2002, Vanclouster et al 1995 & 1993, Hook and Livingston 1995, Ward et al 1994, Heimovaara and Bouten 1994, Heimovaara 1994 & 1990, Dalton 1992, Kachanoski et al 1992, Knight, 1992, Baker et al 1989, Dalton and van Genuchten 1986, Dasberg and Dalton 1985, κλπ).

3.3 ΛΟΙΠΕΣ ΣΥΣΚΕΥΕΣ

1. Για τη ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε ο ζυγός ακρίβειας δύο δεκαδικών ψηφίων της Εικόνας 3.2.



Εικόνα 3.2 Ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακρίβειας 2 δεκαδικών ψηφίων

2. Για την ξήρανση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε πυριαντήριο το οποίο απεικονίζεται στην Εικόνα 3.3.



Εικόνα 3.3 Εργαστηριακός φούρνος Termaks

3. Χρησιμοποιήθηκε συσκευή κοσκίνισματος του εδάφους Octagon 2000 (Εικόνα 3.4), που αποτελείται από σειρά κόσκινων με ελατούμενη διάμετρο οπών από πάνω προς τα κάτω. Οι διάμετροι των οπών των κόσκινων που διαθέτει η συσκευή είναι: 2,000 mm, 1,000 mm, 0,500 mm, 0,250 mm, 0,106 mm και 0,053 mm.



Εικόνα 3.4 Συσκευή κοσκίνισματος με έξι κόσκινα διαφορετικών οπών

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ

4.1 ΓΕΝΙΚΑ

Σ' αυτό το κεφάλαιο περιγράφονται οι πειραματικές εργασίες που έγιναν σε στήλη μ' ένα ομογενές έδαφος. Το έδαφος χαρακτηρίστηκε έπειτα από μηχανική ανάλυση ως πηλώδης άμμος (LS). Μετρήθηκε πειραματικά η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με την μέθοδο του σταθερού φορτίου. Έπειτα, η στήλη πληρώθηκε έτσι ώστε το έδαφος να είναι ομογενές το οποίο βεβαιώθηκε κατά τον κορεσμό του εδάφους. Τέλος, μελετήθηκε η κατακόρυφη αθροιστική διήθηση του νερού και τα μέτωπα υγρασίας στο εδαφικό δείγμα.

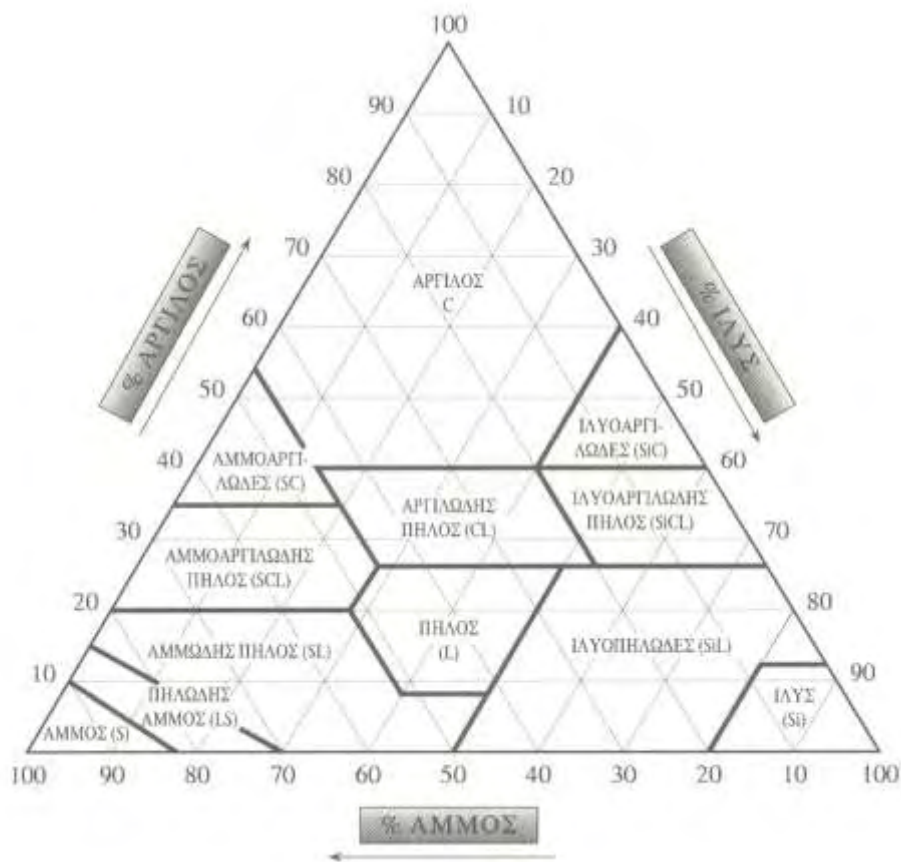
4.2 ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ – ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ

Το δείγμα που χρησιμοποιήθηκε ήταν πηλοαμμώδες έδαφος. Για τον προσδιορισμό της μηχανικής σύστασης του εδάφους, έγινε μηχανική ανάλυση (μέθοδος Βουγιούκου) (Μήτσιος 2000, 2001). Από τη μηχανική ανάλυση προέκυψε η % σύσταση ως εξής:

78% άμμος, 10% ιλύς και 12% άργιλος

οπότε το έδαφος χαρακτηρίστηκε πηλοαμμώδες (Sandy Loam - SL), με βάση το σχήμα 4.1.

Πριν την τοποθέτηση των εδαφικών δειγμάτων στην πειραματική στήλη, απομακρύνθηκαν τα ξένα υλικά και στη συνέχεια, τοποθετήθηκαν τα δείγματα στο πυριαντήριο στους 105°C για 24 ώρες. Μετά έγινε κονιοποίηση του εδάφους και αφέθηκε να αποκτήσει τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος (20 – 21°C). Αμέσως μετά έγινε κοκκομετρική ανάλυση των δειγμάτων με τη χρήση κόσκινων.



Σχήμα 4.1 Διάγραμμα κατάταξης εδαφών

Το ποσοστό του εδάφους που συγκρατήθηκε από κάθε κόσκινο υπολογίστηκε από την εξίσωση:

$$\text{Πβ}\alpha(\Delta\kappa)\% = 100 * \frac{\text{Β}\alpha}{\Sigma\text{Β}\alpha} \quad (4.1)$$

όπου:

Πβ α : το ποσοστό του εδαφικού υλικού που συγκρατήθηκε στο κόσκινο.

$\Delta\kappa$: η διάμετρος των οπών του κόσκινου (mm).

$\text{Β}\alpha$: η μάζα του εδάφους που συγκρατήθηκε από το κόσκινο(g).

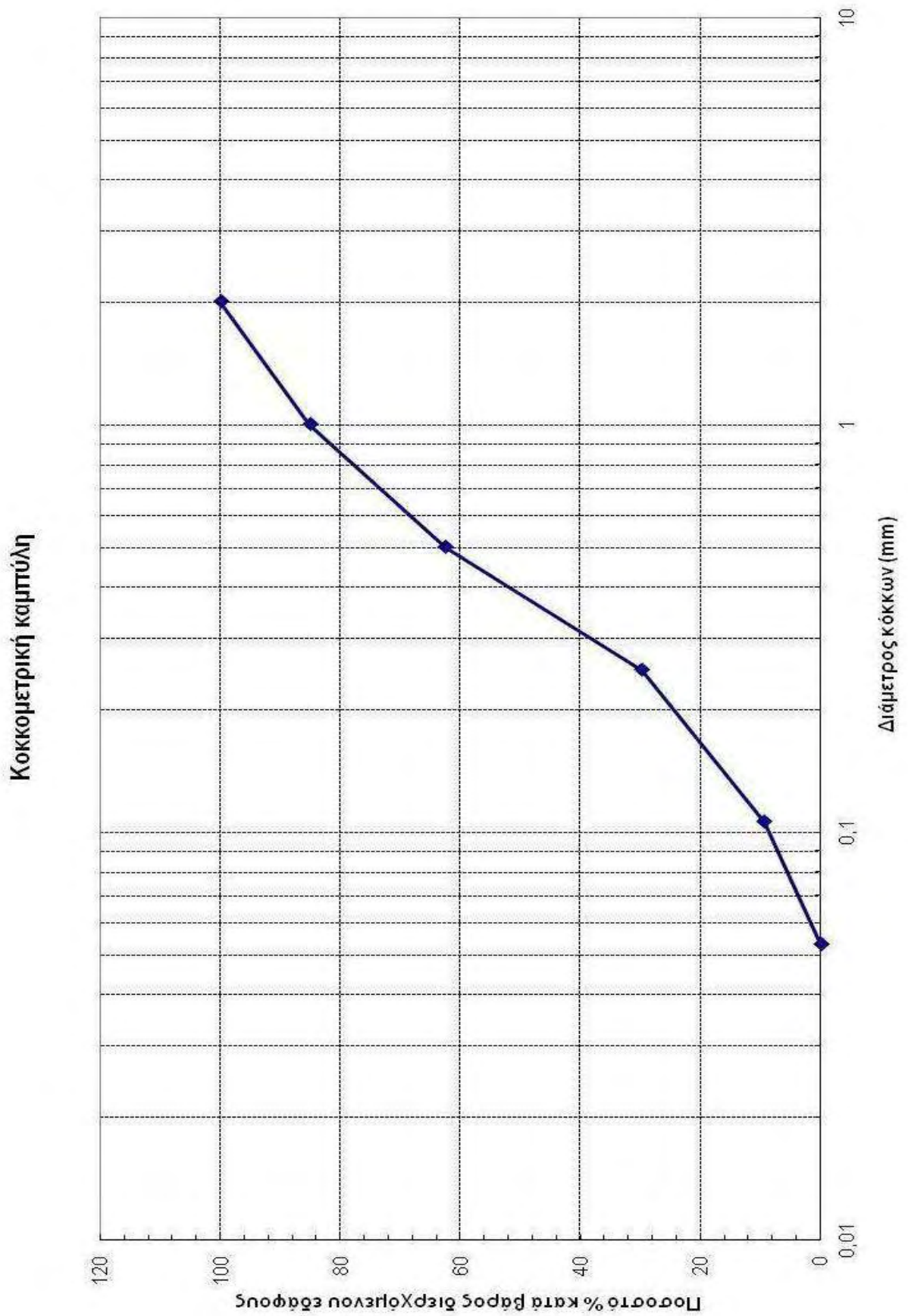
$\Sigma\text{β}\alpha$: το συνολικό βάρος του εδάφους που πέρασε από τα κόσκινα (g).

Στη συνέχεια υπολογίστηκε το ποσοστό του εδάφους που διήλθε από τα κόσκινα.

Τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης φαίνονται στον Πίνακα 4.1. Η κοκκομετρική σύσταση για τον τύπο εδαφικού δείγματος παριστάνεται με μια αθροιστική καμπύλη κατανομής του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων και παρουσιάζεται σε ημιλογαριθμική κλίμακα στο Διάγραμμα 4.1. Η κοκκομετρική καμπύλη δίνει πληροφορίες όσον αφορά στην ομοιομορφία του εδάφους από πλευράς μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.

Πίνακας 4.1. Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το εδαφικό δείγμα

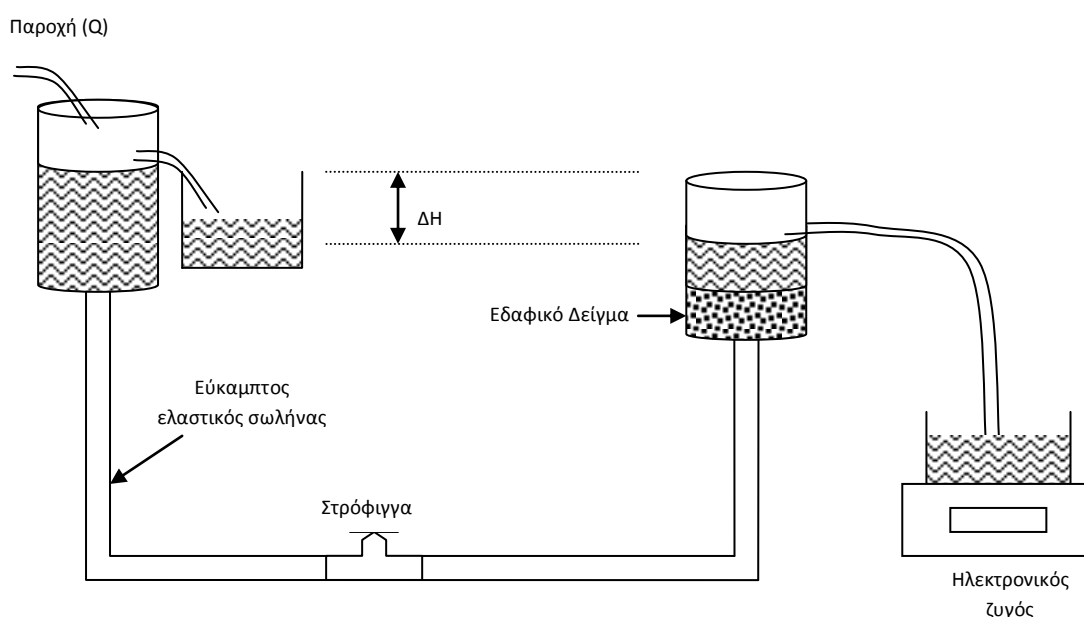
a/a	Διάμετρος d κόσκινου (mm)	Ποσοστό κατά βάρος συγκρατούμεν ων εδαφικών τεμαχιδίων Πβα(Δκ)%	Ποσοστό κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων Πβα(διερχ)%
1	2	0	100
2	1	14,91433865	85,08566135
3	0,5	22,61823345	62,46742791
4	0,25	32,6344221	29,83300581
5	0,106	20,45310917	9,379896635
6	0,053	9,379896635	0
Σύνολο		100	



Διάγραμμα 4.1. Κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού δείγματος LS

4.3 ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΓΩΓΙΜΟΤΗΤΑΣ ΚΟΡΕΣΜΟΥ ΤΟΥ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ, ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΣΤΑΘΕΡΟΥ ΦΟΡΤΙΟΥ

Για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στο Σχήμα 4.2.



Σχήμα 4.2 Μέτρηση της υδραυλ. αγωγιμ. κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

Σύμφωνα με τον Darcy (1856), ισχύει η σχέση:

$$Q = K_s \cdot A \cdot \Delta H \cdot L^{-1} \quad (4.2)$$

όπου Q είναι η παροχή νερού που ισούται με V/t (V είναι ο όγκος νερού που διέρχεται από το εδαφικό δείγμα και t είναι ο χρόνος), A είναι η επιφάνεια του εδαφικού δείγματος και ισούται με $\pi D^2/4$, ΔH είναι η διαφορά φορτίου, L είναι το ύψος του εδαφικού δείγματος και K_s είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού. Από την παραπάνω σχέση προκύπτει:

$$K_s = \frac{VL}{tA\Delta H} \quad (4.3)$$

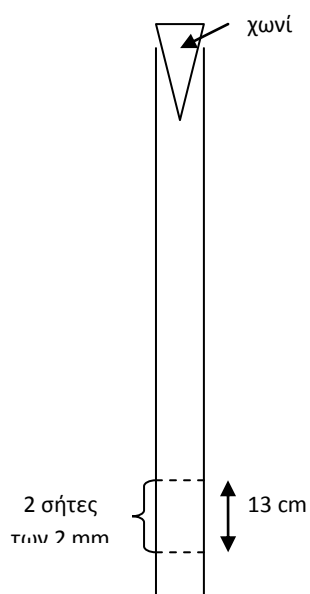
Επειδή η πυκνότητα του νερού έχει τιμή 1g/cm^3 , προκύπτει ότι οι μετρήσεις μάζας νερού ισοδυναμούν με μετρήσεις όγκου.

Για το εδαφικό δείγμα που χρησιμοποιήθηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού υπολογίστηκε:

$$K_s = 0,21 \text{ cm/min}$$

4.4 Η ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΣΤΗΛΗ ΚΑΙ Η ΠΛΗΡΩΣΗ ΤΗΣ ΜΕ ΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ

Η πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της κίνησης του νερού στα δυο εδαφικά μας δείγματα, είναι μία κολόνα από πλεξιγκλάς εσωτερικής διαμέτρου 6 cm και ύψους 1 m. Στον πυθμένα της τοποθετήθηκε γεώφασμα, υδραυλικής αγωγιμότητας πολύ μεγαλύτερης από αυτή του εδάφους με το οποίο επρόκειτο να πληρωθεί. Η πλήρωσή της με τα εδαφικά δείγματα γίνεται με ειδικό τρόπο, ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή ομοιογένεια του δείγματος μέσα σε αυτή. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μία πλαστική σωλήνα μήκους 1m και εσωτερικής διαμέτρου 4,2cm, στο κάτω άκρο του οποίου είναι τοποθετημένες δύο σήτες σε απόσταση 13cm μεταξύ τους και με διάμετρο οπών 2 mm (Σχήμα 4.3).



Σχήμα 4.3 Πλαστική σωλήνα για την πλήρωση της στήλης

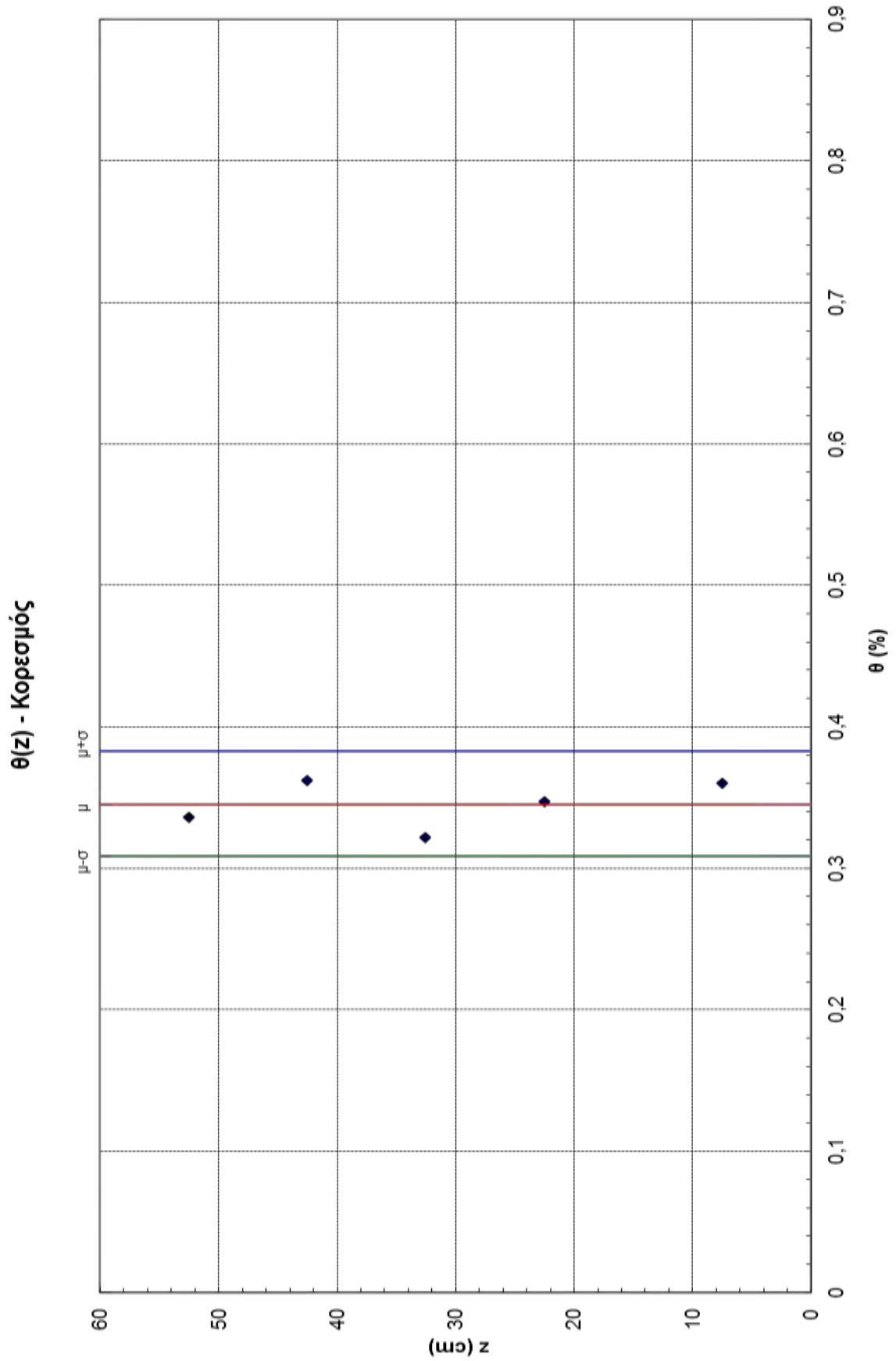
Η πειραματική στήλη διαθέτει από τη μία πλευρά της υποδοχές για τους αισθητήρες – κυματοδηγούς της συσκευής μέτρησης υγρασίας TDR. Η τοποθέτηση των αισθητήρων υγρασίας γινόταν διαδοχικά. Όταν η στάθμη του εδάφους έφτανε στη θέση υποδοχής, τότε τοποθετούνταν και ο εκάστοτε αισθητήρας υγρασίας. Τοποθετήθηκαν συνολικά 5 αισθητήρες υγρασίας σε διάφορες αποστάσεις από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος όπως φαίνεται στον πίνακα 4.2

Πίνακας 4.2 Αποστάσεις των αισθητήρων υγρασίας από την επιφάνεια του εδάφους

α/α	Αισθητήρας TDR	Αισθητήρας TDR	Απόσταση από επιφάνεια εδάφους (βάθος) z (cm)
1	Z ₁	Probe 1	7.5
2	Z ₂	Probe 2	22.5
3	Z ₃	Probe 3	32.5
4	Z ₄	Probe 4	42.5
5	Z ₅	Probe 5	52.5

Στη συνέχεια έγινε πολύ καλή μόνωση ώστε να αποφευχθούν τυχόν διαρροές νερού και ξεκίνησαν τα πειράματα που αφορούσαν την κίνηση του νερού στο έδαφος. Η ομοιογένεια της στήλης ελέγχθηκε στον κορεσμό και οι μετρήσεις φαίνονται στο παρακάτω διάγραμμα 4.2.

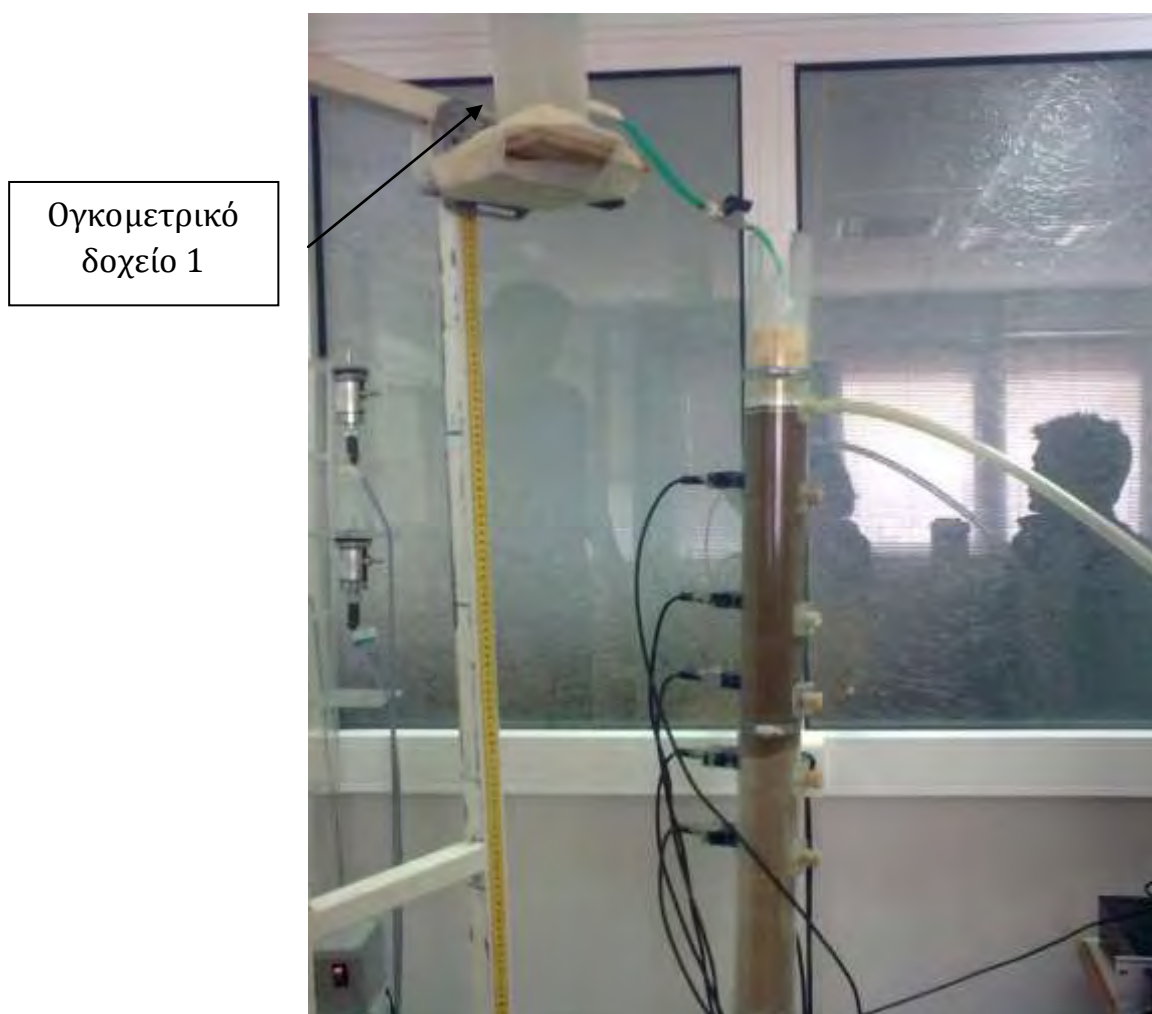
Η μέση τιμή της επί τοις εκατό υγρασίας κορεσμού υπολογίστηκε ογκομετρικά $\theta_s=0,35$.



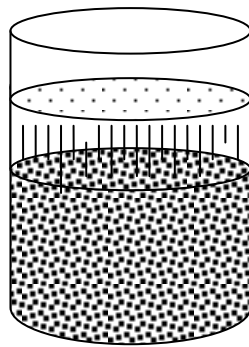
Διάγραμμα 4.2 Έλεγχος ομοιογένειας υγρασίας κορεσμού

4.5 ΜΕΛΕΤΗ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ

Η αθροιστική διήθηση μελετήθηκε με τη διάταξη που φαίνεται στην Εικόνα 4.1. Η διαβροχή με νερό γινόταν από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος, με τη βοήθεια ογκομετρικού δοχείου. Σε απόσταση 5cm πάνω από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος προσαρμόστηκε διάτρητη κυκλική επιφάνεια ίδιας διαμέτρου με την κολόνα με σκοπό την ομοιόμορφη διαβροχή του εδάφους όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.4 .



Εικόνα 4.1 Πειραματική διάταξη για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης.



Σχήμα 4.4 Σχηματικό διάγραμμα του τρόπου διαβροχής του εδάφους

Ρυθμίζοντας τη ροή του ογκομετρικού δοχείου 1 με τη βοήθεια της στρόφιγγάς του, επιτεύχθηκε στην επιφάνεια του εδάφους σταθερό φορτίο ίσο με 2mm περίπου, το οποίο παρέμενε σταθερό με υπερχειλίση καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος.



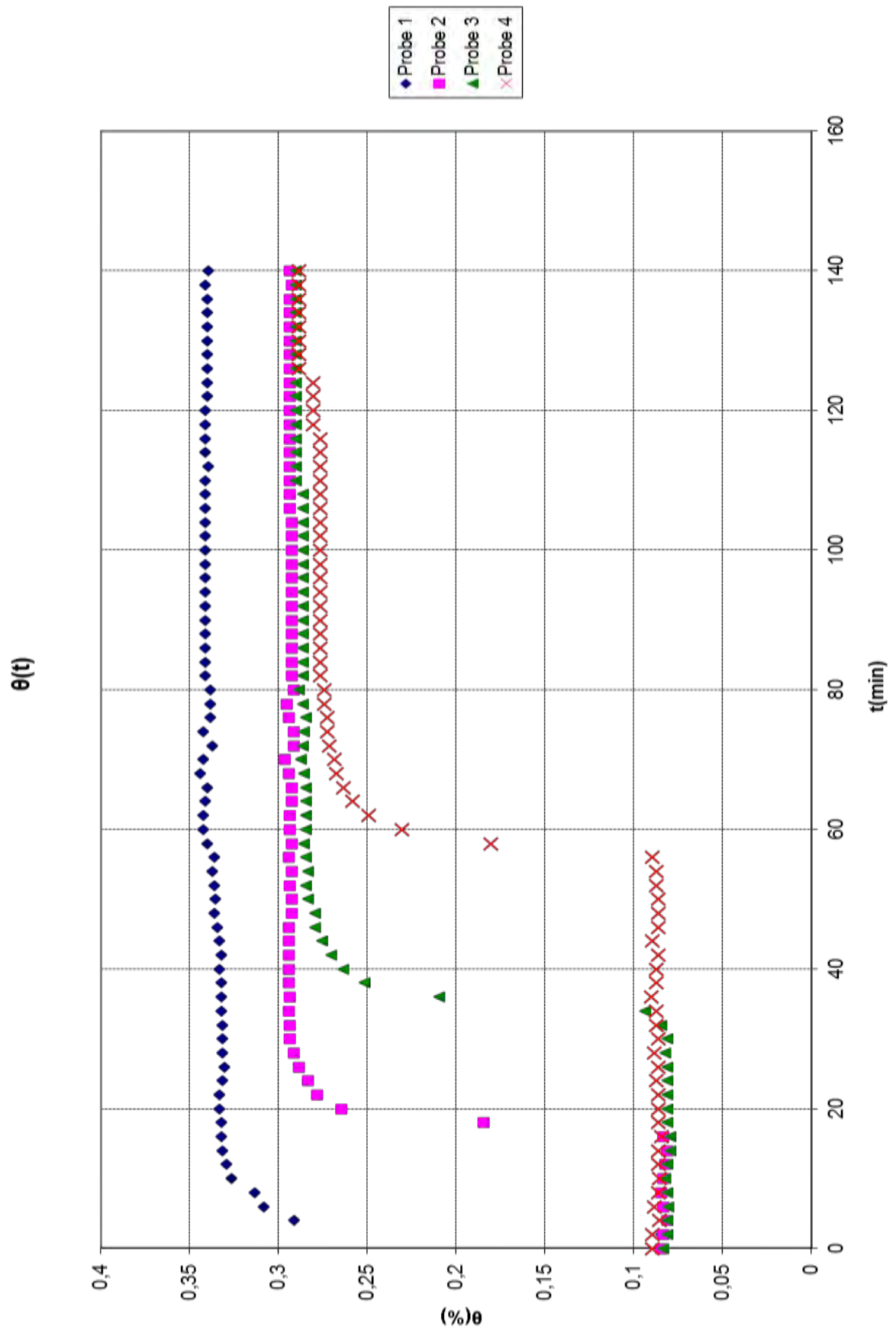
Εικόνα 4.2. Πειραματική διάταξη για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης.

Καταγράφοντας ταυτόχρονα και ανά συγκεκριμένο χρονικό διάστημα τις ενδείξεις τόσο του ογκομετρικού δοχείου 1 – του οποίου η στάθμη κατέβαινε – όσο και του ογκομετρικού δοχείου 2 – του οποίου η στάθμη ανέβαινε, μετρήθηκε από τη διαφορά των ενδείξεων ο αθροιστικός εισερχόμενος όγκος νερού μέσα από την εδαφική στήλη (Εικόνα 4.2).

Ταυτοχρόνως με τις παραπάνω ογκομετρικές μετρήσεις, είχε ρυθμιστεί η συσκευή TDR να λαμβάνει μετρήσεις υγρασίας ανά συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα.

Πριν τη διαβροχή του εδάφους, πέντε κυματοδηγοί TDR παρεμβλήθηκαν στη στήλη προκειμένου να μετρηθεί η υγρασία του εδάφους στα βάθη 7cm, 23,5cm, 33,5cm, 48,5cm και 58,5cm, από την επιφάνεια της στήλης.

Στο Διάγραμμα 4.3 παρουσιάζονται συγκεντρωμένες όλες οι μετρήσεις εδαφικής υγρασίας των αισθητήρων TDR.



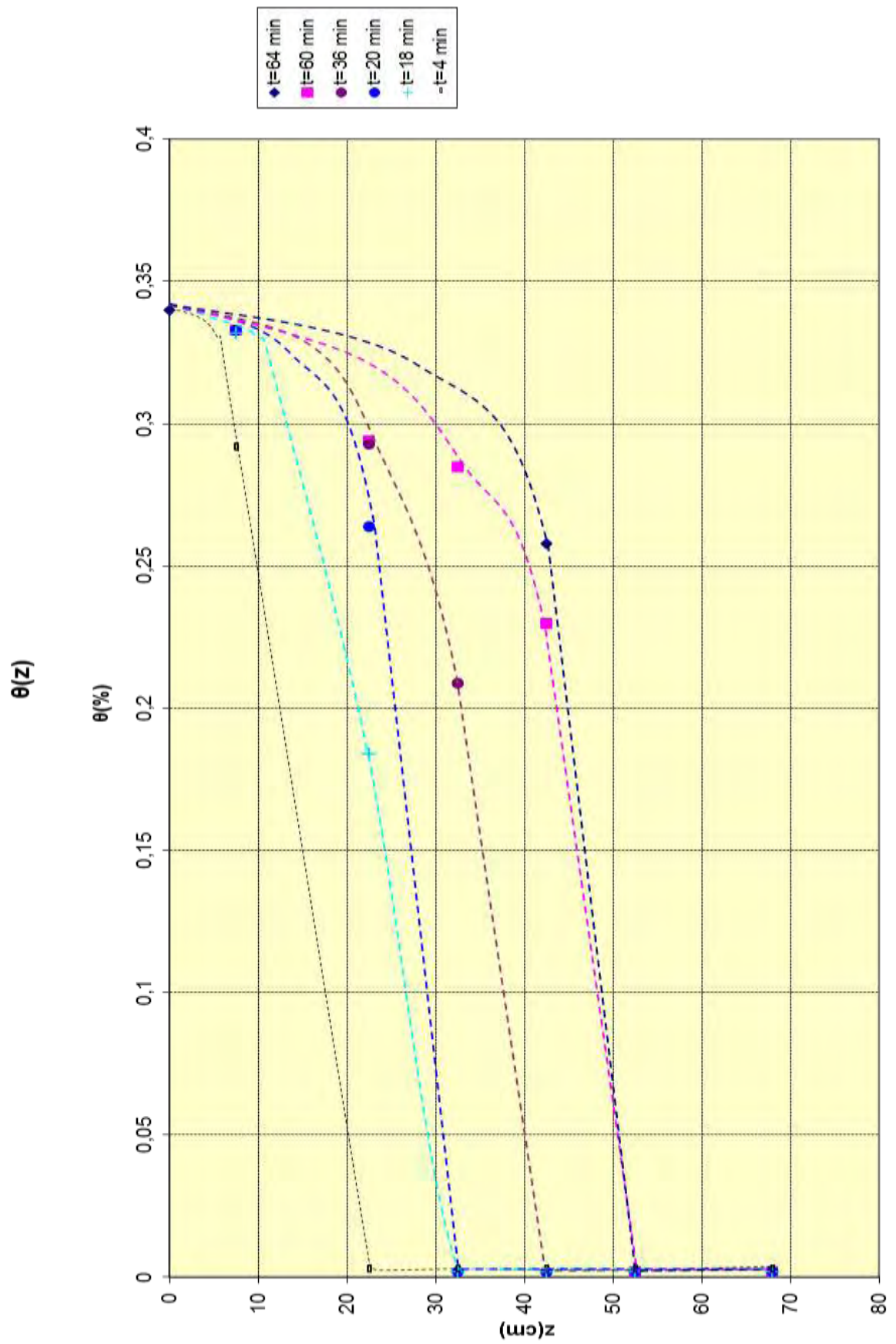
Διάγραμμα 4.3: Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για τους 4 αισθητήρες TDR

Από το Διάγραμμα 4.3 παρατηρείται ότι στους αρχικούς χρόνους του φαινομένου, η κλίση της καμπύλης είναι πολύ μεγάλη. Για μικρούς χρόνους, λοιπόν, το φαινόμενο της διήθησης είναι πολύ έντονο, ενώ στη συνέχεια η κλίση αυτή μειώνεται αρκετά. Όπως είναι γνωστό, η κλίση της καμπύλης dI/dt εκφράζει τη στιγμιαία διηθητικότητα (όταν στην επιφάνεια του εδάφους επικρατούν συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης) ή την ταχύτητα διήθησης (όταν στην επιφάνεια του εδάφους επικρατούν συνθήκες πίεσης διαφορετικής της ατμοσφαιρικής).

Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπιεστότητα εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης. Συγκεκριμένα, όταν αρχίζει το φαινόμενο της διήθησης στο ξηρό έδαφος, τότε η επιφάνεια του εδάφους κατακλύζεται με νερό με αποτέλεσμα να κορεστεί απότομα. Τότε η υδραυλική κλίση στη στρώση του εδάφους που βρίσκεται πολύ κοντά στην επιφάνεια είναι πολύ απότομη. Όμως με την πάροδο του χρόνου, η υγρασία προχωρά σε μεγαλύτερα βάθη και η παραπάνω κλίση μειώνεται.

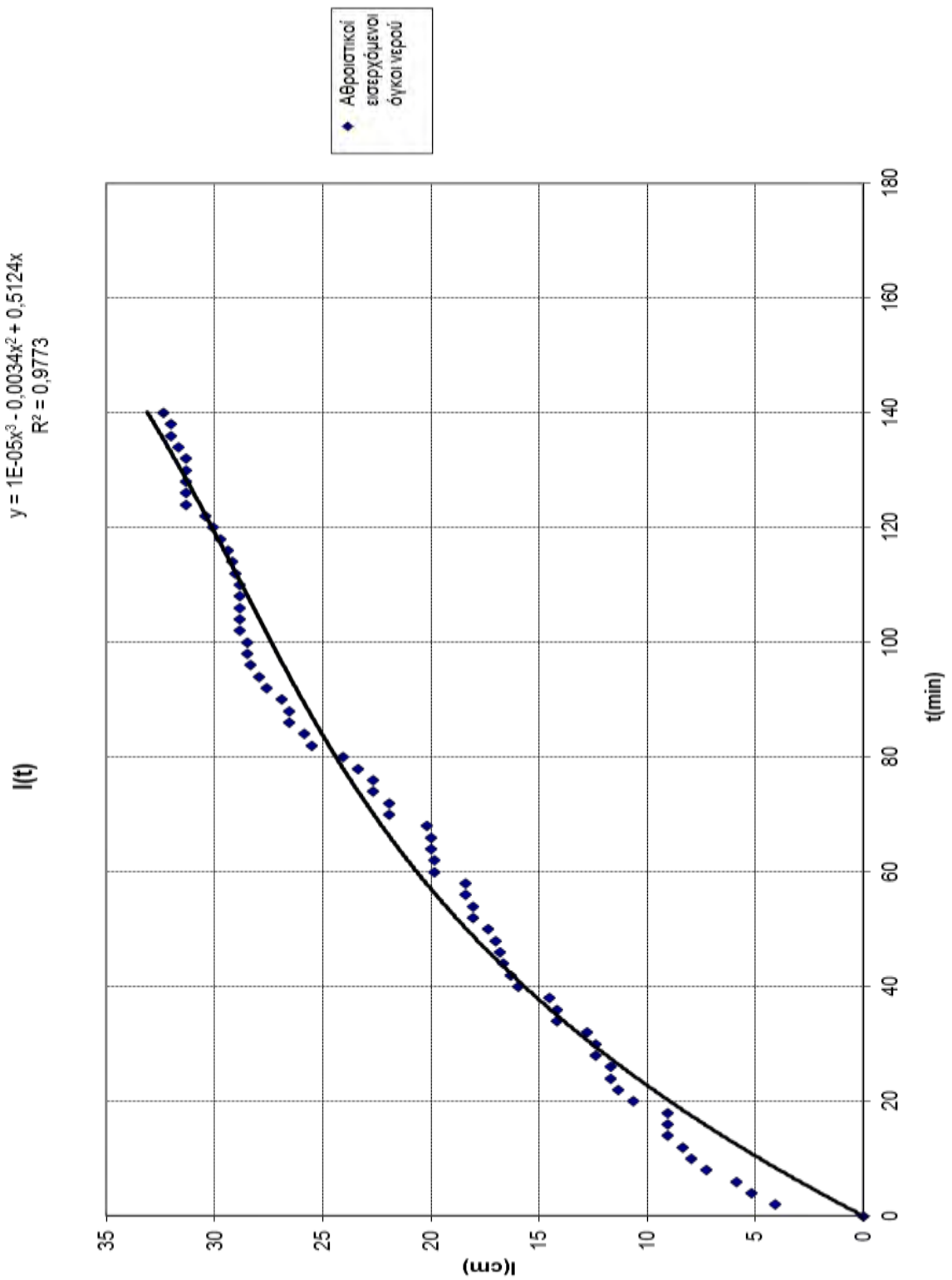
Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας διήθησης, η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή. Η σταθερή αυτή τιμή της ταχύτητας διήθησης είναι πρακτικά ίση με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους (K_s).

Στο παρακάτω διάγραμμα (σχήμα 4.4) απεικονίζονται τα μέτωπα υγρασίας, δηλαδή η υγρασία όπως μετρήθηκε από τη συσκευή TDR σε συνάρτηση με το βάθος.



Διάγραμμα 4.4. Μέτωπα υγρασίας

Το διάγραμμα της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με τον χρόνο παρατίθεται στο Διάγραμμα 4.5 .



Διάγραμμα 4.5 Αθροιστική διήθηση (I) σε συνάρτηση με τον χρόνο

Η καμπύλη που προσομοιώνει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία δίνεται από την εξίσωση:

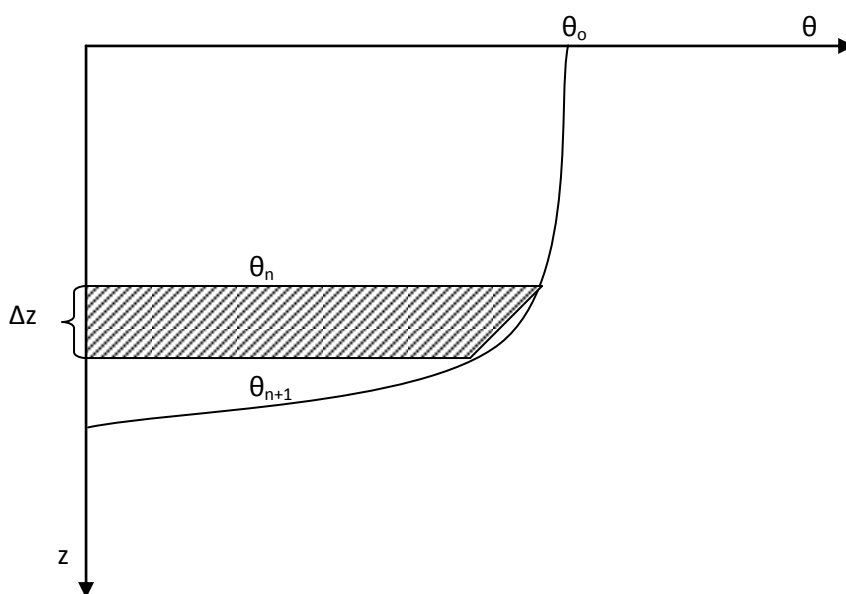
$$I = 1E-05t^3 - 0,0034t^2 + 0,5124t \quad (4.4)$$

$$R^2 = 0,9773$$

Στο Διάγραμμα 4.4, δεδομένου ότι ο άξονας των x εκφράζει την εδαφική υγρασία και ο άξονας των y το βάθος, το εμβαδόν μεταξύ της γραφικής παράστασης – για ένα συγκεκριμένο χρόνο – και του άξονα x , μας δίνει τη συνολική αθροιστική διήθηση από την αρχή του χρόνου και μέχρι τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή.

Ο υπολογισμός του εκάστοτε εμβαδού για τις διάφορες χρονικές στιγμές έγινε με τη μέθοδο του τραπεζίου και έτσι προέκυψε η ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας.

Στο Σχήμα 4.5 παρουσιάζεται ένα υποθετικό προφίλ υγρασίας.



Σχήμα 4.5 Υποθετικό προφίλ υγρασίας

Το γραμμοσκιασμένο εμβαδόν δίνεται από τον τύπο του τραπεζίου:

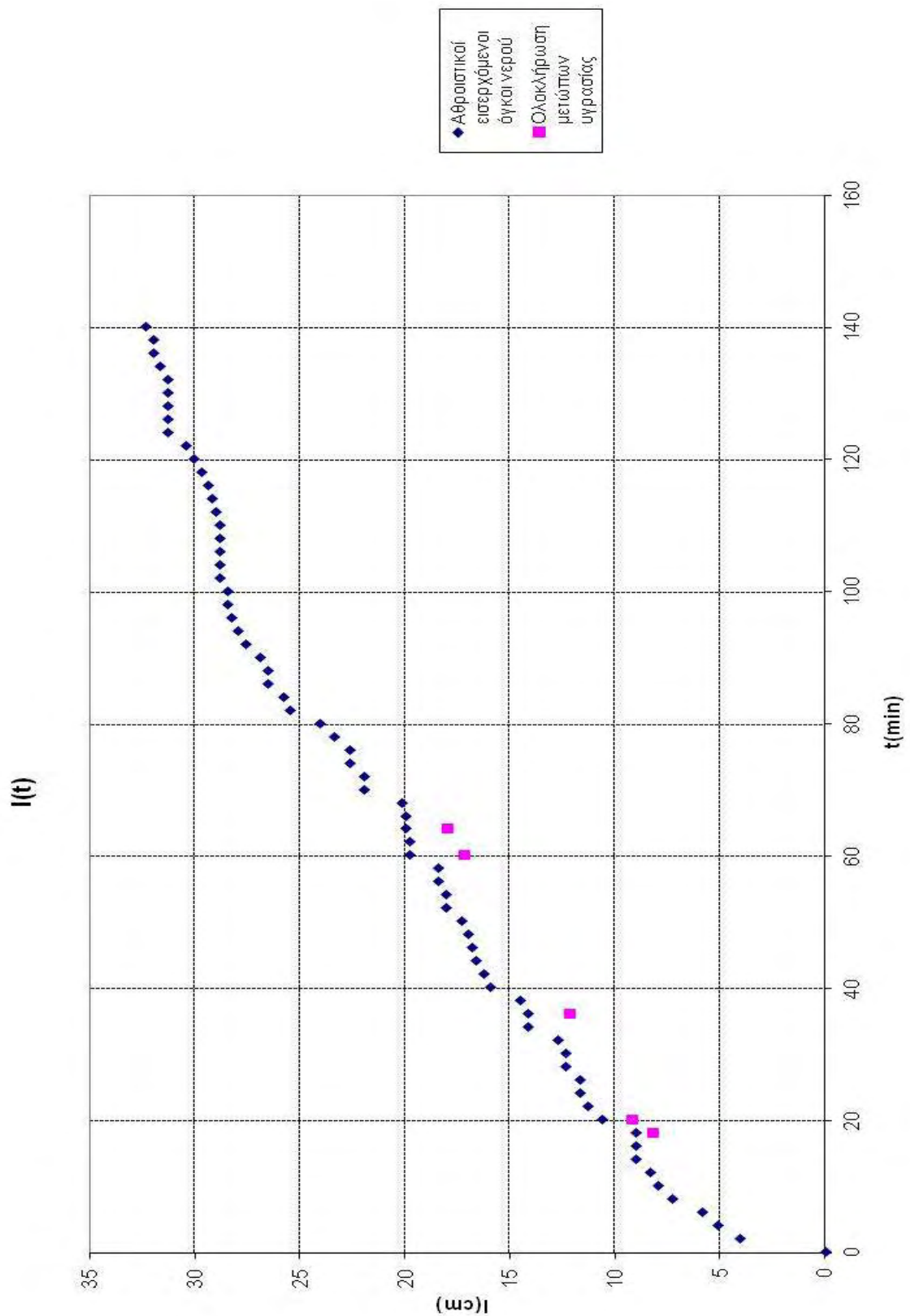
$$E = \frac{\Delta z}{2}(\theta_i + \theta_{i+1}) \quad (4.5)$$

Άρα το ολικό εμβαδόν μεταξύ καμπύλης και άξονα θ , είναι:

$$\begin{aligned} E_{ολ} &= \frac{\Delta z}{2}(\theta_o + \theta_1) + \frac{\Delta z}{2}(\theta_1 + \theta_2) + \frac{\Delta z}{2}(\theta_2 + \theta_3) + \dots + \frac{\Delta z}{2}(\theta_{n-1} + \theta_n) \Rightarrow \\ E_{ολ} &= \frac{\Delta z}{2}(\theta_o + 2\theta_1 + 2\theta_2 + 2\theta_3 + \dots + \theta_n) \Rightarrow \\ E_{ολ} &= \Delta z \left(\frac{\theta_o}{2} + \theta_1 + \theta_2 + \theta_3 + \dots + \frac{\theta_n}{2} \right) \end{aligned} \quad (4.6)$$

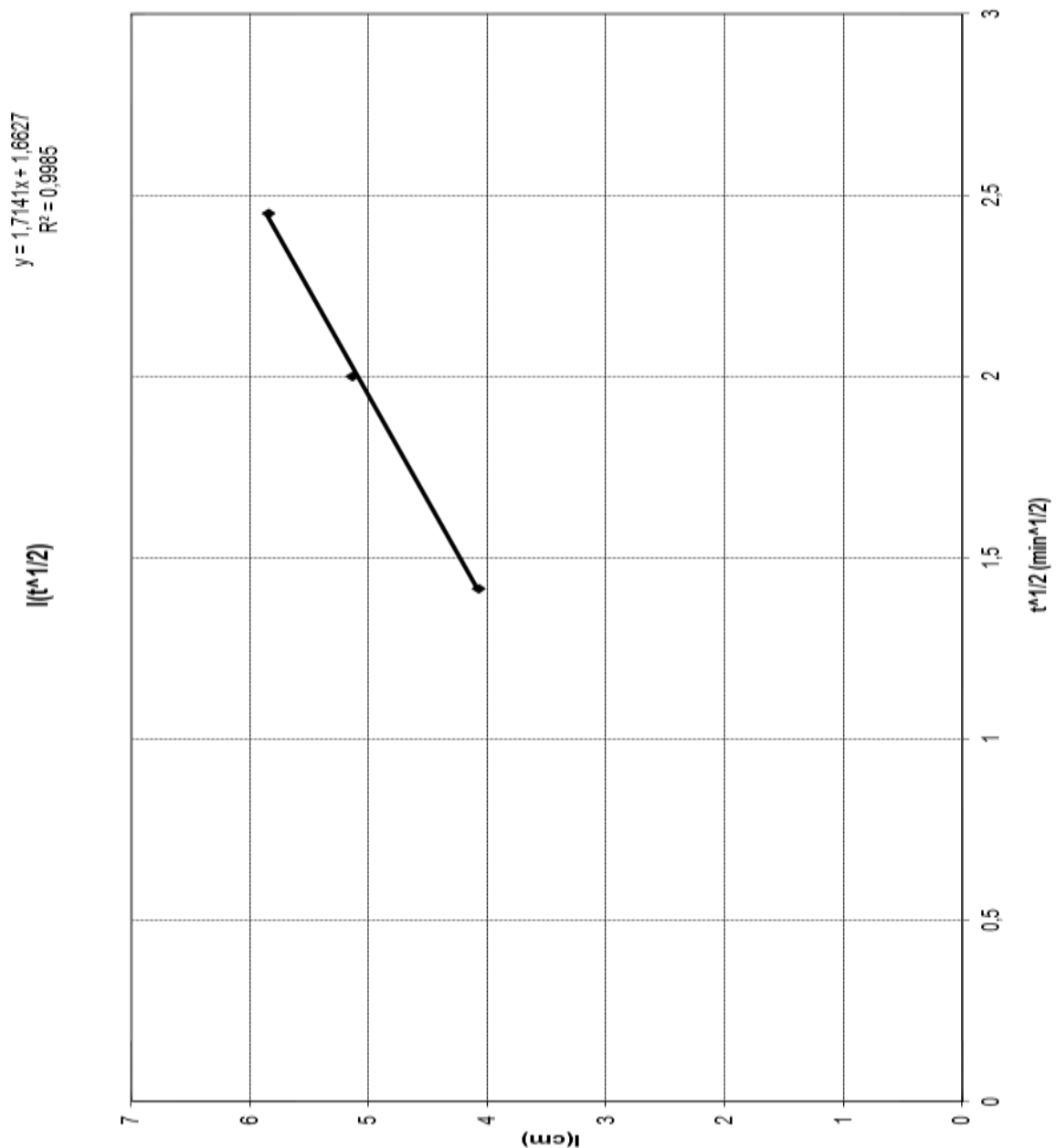
Η σχέση (4.6) υπολογίζει κατά προσέγγιση το εμβαδόν μεταξύ της καμπύλης και του άξονα θ και προφανώς όσο μικρότερα είναι τα διαστήματα Δz , τόσο πιο ακριβές είναι το αποτέλεσμα που εξάγεται (Αγγελάκη, 2004).

Στο Σχήμα 4.5 παρατηρείται ότι ένα τμήμα του εμβαδού μεταξύ γραφικής παράστασης και άξονα θ , μένει έξω από τον υπολογισμό. Το σχήμα αυτό μπορεί να προσεγγιστεί ικανοποιητικά με τρίγωνο και σωστότερο είναι να υπολογίζεται το εμβαδόν του και να προστίθεται στην τιμή που προκύπτει από τη σχέση (4.6). Αυτή ακριβώς η διαδικασία ακολουθήθηκε για την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας και οι τιμές αθροιστικής διήθησης που προέκυψαν με τον τρόπο αυτό, συγκρίθηκαν με τις πειραματικές τιμές που προέκυψαν από την ογκομέτρηση. Τα αποτελέσματα φαίνονται στο Διάγραμμα 4.6. Παρατηρείται ότι οι τιμές αθροιστικής διήθησης που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας και οι πειραματικές τιμές που προέκυψαν από την ογκομέτρηση, παρουσιάζουν καλή ταύτιση.



Σχήμα 4.6 Σύγκριση τιμών αθροιστικής διήθησης που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας και πειραματικών τιμών που προέκυψαν από ογκομέτρηση.

Για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, όπου επιδρούν μόνο οι τριχοειδείς δυνάμεις καθώς δεν έχουν επιδράσει ακόμη οι δυνάμεις βαρύτητας, σχεδιάστηκε η καμπύλη της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου, έτσι ώστε να εκτιμηθεί η απορροφητικότητα S του εδάφους μέσω της εξίσωσης (1.22) του Philip (1969).



Διάγραμμα 4.7 Αθροιστική διήθηση (I) σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου ($t^{1/2}$)

Η απορροφητικότητα S υπολογίστηκε από την κλίση της καμπύλης $I = f(t^{1/2})$ ίση με :

$$S=1,7141\text{cm}/\text{min}^{1/2}$$

Για την άνωθεν τιμή απορροφητικότητας και χρησιμοποιώντας την εξίσωση (2.8) για την αθροιστική διήθηση του Philip(1957), υπολογίστηκε η παράμετρος A ίση με:

$$A=0,1316\text{cm}/\text{min}$$

Σύμφωνα με την θεωρία, κατά τους αρχικούς χρόνους διήθησης, η παράμετρος A πρέπει να είναι μεταξύ των ορίων $K_s/3 < A < 2K_s/3$.

Πράγματι για $K_s=0,21\text{cm}/\text{min}$ προκύπτει $K_s/3=0,07\text{cm}/\text{min}$ και $2K_s/3=0,14\text{cm}/\text{min}$ και επομένως ισχύει $K_s/3 < A < 2K_s/3$

Η σχέση που περιγράφει την αθροιστική διήθηση σύμφωνα με το μοντέλο των Green & Ampt (1911), είναι:

$$K_s t = I - \frac{S^2}{2K_s} \ln \left(1 + \frac{2K_s}{S^2} I \right) \quad (4.7)$$

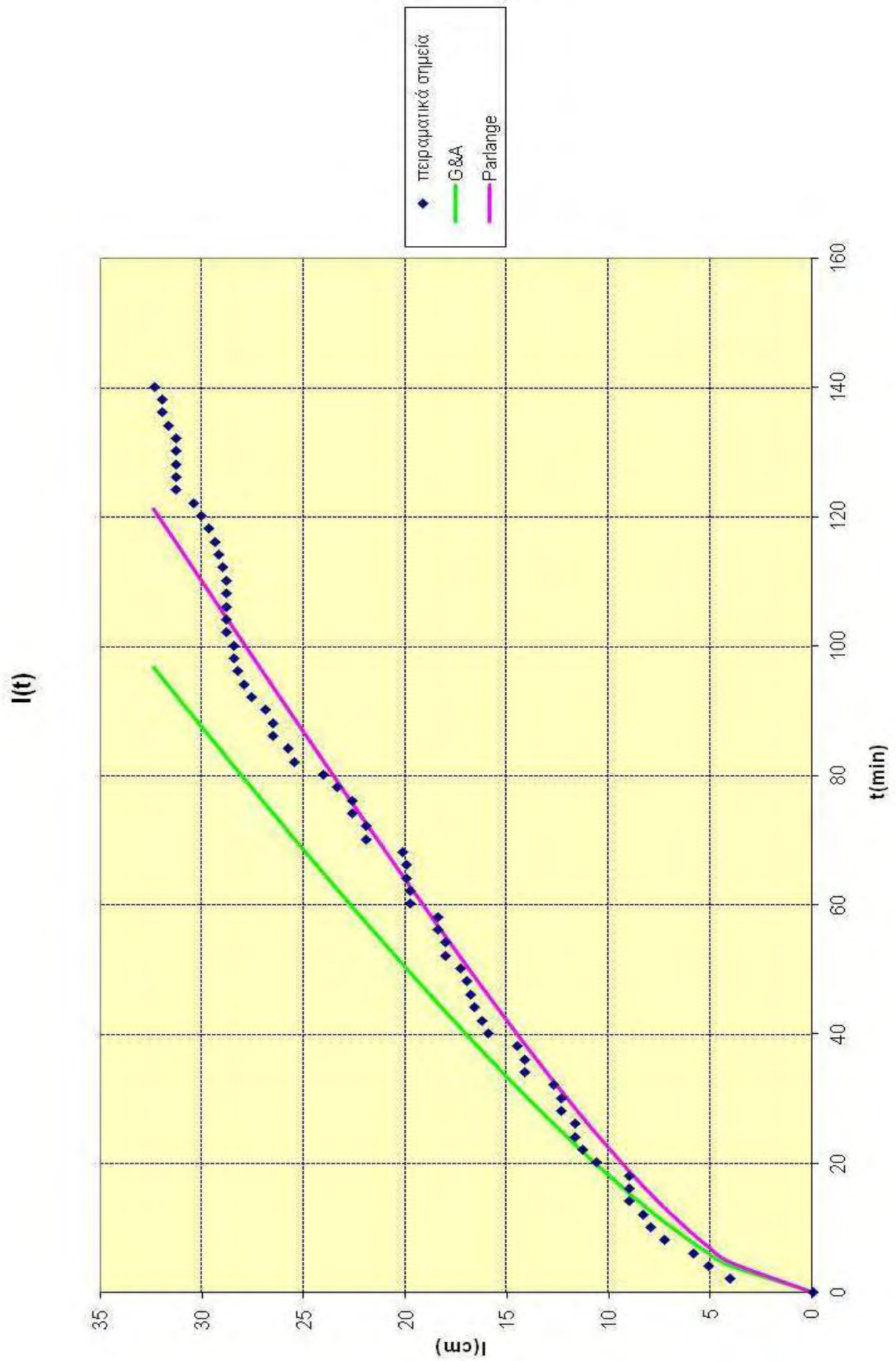
Το μοντέλο αυτό έχει δύο μεταβλητές, δηλαδή την αθροιστική διήθηση I και το χρόνο t και δύο παραμέτρους, δηλαδή την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού K_s και την απορροφητικότητα S του εδάφους.

Το μοντέλο του Parlange (1971, 1972, 1975) για την αθροιστική διήθηση δίνεται από την εξίσωση:

$$K_s t = I + \frac{S^2}{2K_s} \left[\exp \left(-\frac{2K_s}{S^2} I \right) - 1 \right] \quad (4.8)$$

Και σε αυτό το μοντέλο υπάρχουν δύο μεταβλητές και δύο παράμετροι. Μεταβλητές είναι η αθροιστική διήθηση I και ο χρόνος t και παράμετροι είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού K_s και η απορροφητικότητα του εδάφους S .

Από τις πειραματικές τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού K_s , την τιμή απορροφητικότητας S , αλλά και με τη βοήθεια των πειραματικών σημείων αθροιστικής διήθησης, εξήχθησαν οι καμπύλες αθροιστικής διήθησης των μοντέλων Green & Ampt και Parlange (Διάγραμμα 4.8).



Διάγραμμα 4. 8 Συσχέτιση της αθροιστικής διήθησης των πειραματικών μετρήσεων με αυτές των εξισώσεων των G&A και Parlange.

Από το Διάγραμμα 4.8 προκύπτει, ότι και τα δυο μοντέλα προσεγγίζουν πολύ καλά τα πειραματικά σημεία του ηλοαμμώδους εδάφους. Ωστόσο σε μεγάλους χρόνους διήθησης το μοντέλο Green & Ampt «υπερεκτιμά» τις τιμές αθροιστικής διήθησης (Relative MSE = 0,0608), ενώ το μοντέλο του Parlange δείχνει να προσεγγίζει καλύτερα τα πειραματικά σημεία (Relative MSE = 0,0583) σε μικρούς και μεγάλους χρόνους διήθησης.

ΣΥΝΟΨΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ανακεφαλαιώνοντας τα παραπάνω, η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή είχε σκοπό την πειραματική μελέτη του φαινομένου της κατακόρυφης αθροιστικής διήθησης. Τα πειράματα πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής.

Αρχικά, υπολογίστηκαν οι ιδιότητες του εδάφους που χρησιμοποιήθηκε για τις ανάγκες του πειράματος. Έγινε κοκκομετρική ανάλυση, σχεδιάστηκε η κοκκομετρική καμπύλη του εδαφικού δείγματος και υπολογίστηκε η ηλεκτρική αγωγιμότητα (K_s), η οποία βρέθηκε ίση με 0,21 cm/min.

Στη συνέχεια, το εδαφικό δείγμα τοποθετήθηκε σε πειραματική στήλη, στην οποία προσαρμόστηκαν αισθητήρες μέτρησης της υγρασίας TDR. Η πλήρωση της πειραματικής στήλης με το εδαφικό δείγμα, έγινε με συγκεκριμένη μέθοδο, ώστε να εξασφαλίζεται η ομοιογένεια του εδάφους.

Κατά την διάρκεια του πειράματος έγινε διαβροχή του εδαφικού δείγματος από την επιφάνεια του, εφαρμόζοντας λεπτό φιλμ νερού στην επιφάνεια του εδάφους. Στη συνέχεια, μετρήθηκε με τη βοήθεια ογκομετρικών δοχείων η αθροιστική διήθηση, ενώ ταυτόχρονα λαμβάναμε μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας σε διάφορα βάθη της στήλης, μέσω της συσκευής TDR.

Με βάση την παραπάνω διαδικασία οδηγηθήκαμε :

1. Στο σχεδιασμό των καμπύλων εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με τον χρόνο ($\theta(t)$).
2. Στο σχεδιασμό των μετώπων υγρασίας ($\theta(z)$).
3. Στο σχεδιασμό της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με τον χρόνο ($I(t)$), όπου εξήχθη πολυωνυμική εξίσωση αθροιστικής διήθησης που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία.

4. Στην ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας και στη σύγκριση αυτών με τις πειραματικές τιμές αθροιστικής διήθησης.

5. Για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, όταν δηλαδή επιδρούν μόνο οι τριχοειδείς δυνάμεις και όχι οι δυνάμεις βαρύτητας, σχεδιάστηκε η γραφική παράσταση της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου ($I(t^{1/2})$). Τα σημεία της γραφικής παράστασης προσεγγίστηκαν ικανοποιητικά με εξίσωση πρώτου βαθμού.

6. Από την παραπάνω εξίσωση, υπολογίστηκε η απορροφητικότητα (S) του εδάφους για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, η οποία βρέθηκε ίση με:

$$S=1,7141\text{cm}/\text{min}^{1/2}$$

7. Χρησιμοποιώντας την άνωθεν τιμή απορροφητικότητας υπολογίστηκε η παράμετρος A της εξίσωσης του Philip (1957), η οποία βρέθηκε ίση με:

$$A=0,1316\text{cm}/\text{min}$$

Επίσης, επιβεβαιώθηκε πειραματικά ότι ισχύει η σχέση:
 $K_s/3 < A < 2K_s/3$

8. Από τις πειραματικές τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού K_s , την τιμή απορροφητικότητας S , αλλά και με τη βοήθεια των πειραματικών σημείων αθροιστικής διήθησης, εξήχθησαν οι καμπύλες αθροιστικής διήθησης των μοντέλων Green & Ampt και Parlange.

Παρατηρήθηκε ότι και τα δυο μοντέλα προσεγγίζουν πολύ καλά τα πειραματικά σημεία, με το μοντέλο του Parlange να προσεγγίζει λίγο καλύτερα τα πειραματικά σημεία σε σχέση με το μοντέλο Green & Ampt, καθώς οι τιμές του σχετικού ελάχιστου τετραγωνικού σφάλματος ήταν καλύτερες για το μοντέλο Parlange.

Η μέθοδος που ακολουθήθηκε στην παρούσα μεταπτυχιακή εργασία και τα αποτελέσματά της μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε μελέτες στραγγίσεων καθώς και στην πρόβλεψη της διάρκειας άρδευσης. Όλα τα παραπάνω αποτελούν σημαντικά εργαλεία για περαιτέρω έρευνα στο πεδίο της ακόρεστης ροής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Angelaki A., Sakellariou – Makrantonaki M., Tzimopoulos C., (2002) ‘Study of the cumulative infiltration of water in a soil sample’ Proceedings of the International Conference: Protection and Restoration of the Environment VI, Skiathos, Greece, pp. 521 – 527.
- Angelaki A., Sakellariou – Makrantonaki M., Tzimopoulos C., (2002) ‘Comparison of Green & Ampt and Parlange infiltration equations. Experimental procedure’. 5th International Conference of EWRA on water resources management in the era of transition 4 – 8 September 2002 – oral presentation, pp. 172 – 183.
- Angelaki, A., Sakellariou - Makrantonaki, M., Tzimopoulos, C., (2004) ‘Laboratory experiments and estimation of cumulative infiltration and sorptivity’ accepted for publication in the special issue of Water, Air & Soil Pollution: Focus (WAFo) with the title ‘Protection and Restoration of the Environment’, Kluwer Academic Publishers.
- Baker, J. M. and Lascano, R. J. 1989. The spatial sensitivity of time domain reflectometry. Soil Sci. Vol. 147, No 5: 378 – 384.
- Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Soils Bull., 38..
- Cannel, G. H., 1958. Effect of drying cycles on changes in resistance of soil moisture units. Proc. S.S.S.A., (22): 233 – 272.
- Carlos, M. P. V., Hopmans, J. W., macedo, A., Bassoi L. H., and Wildenschild, D. 2002. Soil water retention measurements using a combined tensiometer – coiled time domain reflectometry. Soil Sci. Soc. Am. J. (66): 1752 – 297.

- Caron, J., Riviere, L – M., Charpentier, S., Renault, P., and Michel J – C., 2002. Using TDR to estimate hydraulic conductivity and air entry in growing media and sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (66): 373 – 383.
- Constantz, J., and Murphy, F., 1990. Monitoring moisture storage in trees using time domain reflectometry. *J. Hydrol.* (11): 31 – 42.
- D. Triadis and P. Broadbridge 2012. The Green–Ampt limit with reference to infiltration coefficients. *Water Resour. Res.*,48, W07515, doi:10.1029/2011WR011747
- Dalton, F. N., 1992. Development of time – domain reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity. In *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no 30: 143 – 167.
- Dalton, F. N., and van Genuchten, M. Th. 1986. The time – domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. *Geoderma*, 38: 237 – 250.
- Darcy H. (1856), 'Les fontaines publiques de la ville de Dijon', Paris pp.590.
- Darcy H., 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Paris, pp.590.
- Dasberg, S., and Dalton, F. N., 1985. Time domain reflectometry measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (49): 293 – 297.
- Elmaloglou, S., 1980. *Effets des stratifications sur les transfert des matieres dans les sols*. These de Docteur – Ingenieur, Universite de Grenoble.
- Ferre, P.A., Rudolph, D. L. and Kachanoski, R. G., 1996. Spatial averaging of water content by time domain reflectometry: Implications for

twin rod probes with and without dielectric coatings. *Water Resour. Res.* (32), No 2: 271 – 279.

- Ferre, P.A., Rudolph, D. L. and Kachanoski, R. G., 2003. The electrical conductivity response of a profiling time – domain reflectometry probe. *Water Resour. Res.* (32), No 2: 271 – 279.
- Green W. H. & Ampt A. 1911. Studies on soil physics: The flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* pp. 1 – 4.
- Guoxiang Liu James R. Craig and Eric D. Soulis 2011. Applicability of the Green-Ampt Infiltration Model with Shallow Boundary Conditions. American Society of Civil Engineers.
- Heimovaara, T. J., 1990. A computer – controlled 36 – channel Time Domain Reflectometry for monitoring soil water contents. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
- Heimovaara, T. J., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
- Heimovaara, T. J., Bouten, W., and Verstraten J. M., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 2. A four – component complex dielectric mixing model for soils. *Water Resour. Res.* (30): 201 – 209.
- Hook, W.R., and Livingston, N. J., 1995. Errors in converting time domain reflectometry measurements of propagation velocity to estimates of soil water content' *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 35 – 41.
- Horton R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5: 399 – 417.
- <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/data/query/results.html>.
- Huisman, J. A., Weerts, A. H., Heimovaara, T. J., and Bouten, W. 2002. Comparison of travel time analysis and inverse modeling for soil water

content determination with time domain reflectometry. *Water Resour. Res.*, Vol. 38, No 6, pp. 13.1 – 13.8.

- J. R. Craig,* G. Liu and E. D. Soulis 2010. Runoff–infiltration partitioning using an upscaled Green–Ampt solution. *University of Waterloo, Waterloo, ON, Canada*
- Kachanoski, R. G., Pringle, E., and Ward, A., 1992. Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (56): 47 – 52.
- Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., 2002. Study of soil water movement using time domain reflectometry. *Proceedings of the 17th World Congress of Soil Science, Controlling New Realities in the 21st Century, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002, pp. 130 – 138.*
- Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., (2002) ‘Study of soil water movement using time domain reflectometry’, *Proceedings of the 17th World Congress of Soil Science, Controlling New Realities in the 21st Century, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002, pp. 130 – 138.*
- Knight, J. H., 1983. Infiltration functions from exact and approximate solutions of Richards equation. *Proceedings of the National Conference on advances in infiltration, December 12 – 13 Chicago, Illinois, pp. 24 – 33.*
- Knight, J.H., 1992. Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.* (28): 2345 – 2352.
- Kostiakov, A. N., 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. 6 Comm. Intern. Soil Sci. Soc. Russian, Part A: 17 – 21.*

- Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1983. Comparison of soil water infiltration profiles. *Soil Sci.*, 135: 342 – 349.
- Leonard, R. A., and Low, P. F., 1962. A self adjusting null – point tensionmeter. *Proc. S.S.S.A.*, (26): 123 – 125.
- Lin, C – P, 2003. Frequency domain versus travel time analyses of TDR waveforms for soil moisture measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 720 – 729.
- Miller, R. D., 1951. A technique for measuring soil water tensions in rapidly changing systems. *Soil Sci.* (72): 291 – 301.
- Nadler, A., Dasberg, S., Lapid, I., 1991. Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (55): 938 – 943.
- Nadler, A., Green, S. R., Vogeler, I., nad Clotier, B. E. 2002. Horizontal nad vertical TDR measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (66): 735 – 743.
- Nielsen, D.C., Lagae, H. J., and Anderson, R., L., 1995. Time domain reflectometry measurements of surface soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 103 – 105.
- Onstad, C. A., Olson, T. C., Stong, L. R. 1973. An infiltration model tested with monolith moisture measurements. *Soil Sci.*, Vol. 116: 13 – 17.
- Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 1. One – dimensional absorption. *Soil Sci.* Vol. 111 (2), pp. 134 – 137.
- Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 2. One – dimensional infiltration. *Soil Sci.* Vol. 111 (3), pp. 170 – 174.
- Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, Vol. 133, pp. 308 – 312.

- Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 8. One – dimensional infiltration with constant flux at the surface. Soil. Sci., Vol. 114, pp. 1 – 4.
- Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. Soil Sci. Vol 119, pp. 466 – 467.
- Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. Soil Sci. Vol 119, pp. 466 – 467.
- Persson, M., and Haridy, S., 2003. Estimating water content from electrical conductivity measurements with short Time – Domain Reflectometry probes. Soil Sci. Soc. Am. J., (67): 478 – 482.
- Persson, M., Sivakumar, B., Berndtsson, R., Jacobsen, O. H., and Schjonning, P., 2002. Predicting the dielectric constant – water content relationship using artificial neural networks. Soil Sci. Soc. Am. J. (66): 1424 – 1429.
- Philip J.R. , 1958, Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. Soil. Sci., Vol. 85, pp. 278 – 286.
- Philip J.R., 1957a. Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Soil. Sci., 83: 435 – 448.
- Philip J.R., 1957b. Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil. Sci., 84: 257 – 264.
- Philip J.R., 1957c. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration – dependent. II. Austr. J. Physics, 10: 29 – 42.
- Philip J.R., 1958. Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. Soil. Sci., Vol. 85, pp. 278 – 286.
- Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. Advances in Hydrosociences, Academic Press, N. Y., 5: 215 – 296.

- Poulouvasilis A, (1962) 'Hysterisis of pore water: an application of the concept of the independent domains '. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.
- Poulouvasilis A, (1969) 'The effect of pore water hysterisis on the hydraulic conductivity'. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.
- Poulouvasilis A, 1962. Hysterisis of pore water: an application of the concept of the independent domains. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.
- Poulouvasilis A, 1969. The effect of pore water hysterisis on the hydraulic conductivity. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.
- Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, Vol 1, pp. 318 – 333.
- Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, Vol 1, pp. 318 – 333.
- Roth K., Shulin R., Fluhler H., Attinger W., 1990. Calibration of time – domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. Water Resour. Res. 26, pp., 2267 – 2273.
- Talsma, T., Parlange J – Y., 1972. One dimensional infiltration. Austr. J. Soil Res., Vol. 10, pp. 143 – 150.
- Thony, J. L., 1970. Etude experimentale des phenomenes d' hysterisis dans les ecoulements en milieux poreux non satures. These de Docteur – Ingenieur Universite de Genoble, Genoble, pp. 140.
- Thony, J. L., 1970. Etude expérimentale des phénomènes d' hysterisis dans les écoulements en milieux poreux non satures' Thèse de Docteur – Ingénieur Université de Grenoble, Grenoble, pp. 140.
- Timlin, D., and Pachepsky, Y., 1996. Comparison of three methods to obtain the apparent dielectric constant from time domain reflectometry wave traces. Soil Sci. Soc. Am. J., (60): 970 – 977.

- Timlin, D., and Pachepsky, Y., 2002. Infiltration measurement using a vertical time – domain reflectometry probe and a reflection simulation model. *Science*, Vol. 167, No 1, pp. 1 – 8.
- Topp G. C., Davis J. L. and Annan A. P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16: pp. 574 – 582.
- Touma, J. 1984. Etude critique de la caracterisation hydrodynamique de sols non satures. These d' Etat, I. N. P. de Grenoble, pp. 190.
- Touma, J., 1984. Etude critique de la caracterisation hydrodymanique des sols non satures : rôle de l' air, influence de l' écoulement multidimensinel de l' eau' Thèse de Docteur es – Science Physiques, Université de Grenoble, Grenoble, pp. 187.
- Touma, J., Vachaud, G., and Parlange, J – Y. 1984. Air and water flow in sealed, ponded vertical soil column: Experiment and model. *Soil Sci.* 137: 181 – 187.
- Vachaud G. and Thony J. L., 1971. Hysterisis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resour. Res.*, 7: 111 – 127.
- Vachaud, G., and Thony J – L. (1971) 'Hysterisis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents' *Water Resour. Res.*, Vol. 7, No 1, pp. 111 – 127.
- Vanclooster, M, Mallants, D., Diels, J., Feyen, J., 1993. Determinig local scale solute transport parameters using time domain reflectometry (TDR). *J. Hydrol.*, 148: 93 – 107.
- Vanclooster, M, Mallants, D., Vanderborght, J., Diels, J., Van Orshoven, J., Feyen, J. 1995. Monitoring solute transport in a multi – layered sandy

lysimeter using time domain reflectometry. Soil Sci. Soc. Am. J., (59): 337 – 344.

- Vandervaere, J – P., Vauclin, M., Haverkamp, R., Peugeot, C., Thony, J – L., and Gilfedder, M., 1998. Prediction of crust- induced surface runoff with disc iniltrometer data. Soil Sci., Vol. 163, No 1: 9 – 21.
- Vauclin, M., 1971. Effects dynamiques sur la relation cuccion – teneur en eau lord’s d’ ecolument en milieu non sature. Thèse de Docteur – Ingénieur, Université de Grenoble.
- Ward, A. L., Kachanoski, R. G., and Elrick, D. E., 1994. Laboratory measurements of solute transport using time domain reflectometry. Soil Sci. Soc. Am. J., (58): 1031 – 1039.
- Young, M. H., Fleming, J. B., Wierenga, P. J., and Warrick, A. W., 1997. Rapid laboratory calibration of time domain reflectometry using upward infiltration. Soil Sci. Soc. Am. J., (61): 707 – 712.
- Zegelin, S. J., White, I., and Russel, G. F., 1992. A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil – water content’ In Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice. SSSA Special Publication no 30: 187 – 208.
- Αγγελάκη Α., 2004. Διερεύνηση των Υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα . Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος
- Αραμπατζής Γ., (2000) ‘Εργαστηριακή έρευνα διύγρανσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου’. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
- Αραμπατζής Γ., 2000. Εργαστηριακή έρευνα διύγρανσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού

φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.

- Ευαγγελίδης Χ., (2001), Ανάλυση του φαινομένου ροής συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
- Ευαγγελίδης Χ., 2001. Ανάλυση του φαινομένου ροής συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 178.
- Καλφούντζος Δ. 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος.
- Καλφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ 177.
- Καλφούντζος Δ., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., 2000. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη. 2^ο Εθνικό Συνέδριο Ε.Γ.Μ.Ε. Βόλος, Πρακτικά, τόμος Α, σελ. 93 – 100.
- Λαζακίδης Σ., Σφήκας Σ. 1991. Πειραματικός προσδιορισμός αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο και αξιολόγησή της με τη μέθοδο Kostiaκon και Philip. Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών, Α.Π.Θ.
- Μήτσιος Ι.Κ. (2001) 'Εδαφολογία', Αθήνα 2001, σελ. 313.
- Μήτσιος Ι.Κ., Τούλιος Μ.Γ., Χαρούλης Α., Γάτσιος Φ., Φλωράς Σ., (2000) 'Εδαφολογική μελέτη και εδαφολογικός χάρτης του αγροκτήματος

του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας στην περιοχή Βελεστίνου', Αθήνα 2000, σελ. 45.

- Παπαγρηγοράκης Σ., Στόκα Α. 1988. Πειραματικός προσδιορισμός της αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο – υπολογισμός της στιγμιαίας διηθητικότητας. Διπλωματική Εργασία, Α. Π. Θ., Θεσσαλονίκη.
- Παπαζαφειρίου Ζ., 1984. Αρχές και Πρακτική των Αρδέσεων. Θεσσαλονίκη, 1984, σελ. 485.
- Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., (1986) 'Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδέσεων' Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
- Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδέσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
- Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος Χ., Καλφούντζος Δ., 1997. Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR και στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων. Πρακτικά 7^{ου} Πανελληνίου Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., 14 – 18 Οκτωβρίου 1997, Πάτρα, σελ. 184 – 192.
- Σισμάνης, Σ., 1992. Πειραματική εύρεση του χρόνου λίμνασης νερού κατά τη διάρκεια άρδευσης σε ακόρεστο έδαφος και εξομοίωση με αριθμητικό μοντέλο. Εφαρμογές σε ομογενή και στρωματοποιημένα εδάφη. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 236.
- Τζιμόπουλος Χ., 1979. Εισαγωγή στην ακόρεστη ροή. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 1 – 16.
- Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.

- Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.
- Τζιμόπουλος Χ., 1981. Γεωργική Υδραυλική. Τόμος Ι: Εξατμισοδιαπνοή – Διηθητικότητα – Ατομικά Δίκτυα., σελ. 164.
- Τζιμόπουλος Χ., 1991. Γενικευμένη εξίσωση για την περιγραφή του φαινομένου της διήθησης του νερού στο έδαφος. Υδροτεχνικά, Τόμος 1, Τεύχος 2 – 3, σελ. 3 – 19.
- Τζιμόπουλος Χ., 1994. Στραγγίσεις – Υδραυλική Φρεάτων, Θεσσαλονίκη, 1994, σελ. 227.