



Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας

Σχολή Γεωπονικών Επιστημών

Τμήμα Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



Θέμα: «Προσδιορισμός χαρακτηριστικής καμπύλης σε στήλη εδάφους»

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

Όνοματεπώνυμο: Καψοσιδέρης Φίλιππος

A.E.M: 1166

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

1. Μαρια Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Καθηγήτρια Π.Θ. Επιβλέπουσα
2. Ανθούλα Δημήρκου, Καθηγήτρια Π.Θ.
3. Ηρακλής Χαλκίδης, Λέκτορας Π.

Βόλος Σεπτέμβριος 2013



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ & ΚΕΝΤΡΟ ΠΛΗΡΟΦΟΡΗΣΗΣ
ΕΙΔΙΚΗ ΣΥΛΛΟΓΗ «ΓΚΡΙΖΑ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ»

Αριθ. Εισ.: 12213/1
Ημερ. Εισ.: 12/12/2013
Δωρεά: Συγγραφέα
Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ-ΦΠΑΠ
2013
ΚΑΨ

Ευχαριστίες

Καταρχήν θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την Καθηγήτρια του Π.Θ. και Διευθύντρια του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής κ. Μαρία Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, για την υπόδειξη του θέματος, για τις πολύτιμες και ουσιαστικές συμβουλές και υποδείξεις της και για το ιδιαίτερο ενδιαφέρον και βοήθεια καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής μου. Ευχαριστώ, επίσης, θερμά την Δρ. Αναστασία Αγγελάκη, Φυσικό, για την ουσιαστική βοήθεια και τις πολύτιμες υποδείξεις της, τόσο κατά τη διάρκεια του πειραματικού μέρους, όσο και κατά τη διάρκεια επεξεργασίας των αποτελεσμάτων της παρούσας διατριβής. Θα ήθελα να ευχαριστήσω την Καθηγήτρια του Π.Θ. κ. Ανθούλα Δημήρκου και τον κ. Ηρακλή Χαλκίδη, Λέκτορας Π.Θ μέλη της τριμελούς εξεταστικής επιτροπής. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου, για την ηθική και υλική στήριξη, αλλά και για τις εκπαιδευτικές βάσεις που μου έδωσε.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	σελ 5
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	σελ 6
Κεφαλαίο 1^ο	
ΒΑΣΙΚΑ ΘΕΩΡΗΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	
1.1 Γενικά.....	σελ 8
1.2 Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους.....	σελ 10
1.3 Δυναμική ενέργεια του νερού.....	σελ 14
1.3.1 Δυναμική ενέργεια πίεσης	σελ 14
1.3.2 Δυναμική ενέργεια βαρύτητας.....	σελ 15
1.4 Δυναμικό πίεσης.....	σελ 15
1.5 Δυναμικό βαρύτητας.....	σελ 17
1.6 Κινητική ενέργεια του νερού.....	σελ 18
1.7 Η υδραυλική αγωγιμότητα.....	σελ 19
1.8 Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα.....	σελ 20
1.9 Ο συντελεστής διάχυσης.....	σελ 21
1.10 Η εξίσωση συνέχειας	σελ 21
1.11 Ο νόμος του Darcy.....	σελ 22
1.12 Η εξίσωση Richards.....	σελ 25
1.13 Mualem-Van Genuchten, μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπύλων, χαρακτηριστικές καμπύλες εδάφους.....	σελ 27
1.14 Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους.	σελ 28
1.15 Η απορροφητικότητα.....	σελ 29
1.16 Η διήθηση του νερού στο έδαφος.....	σελ 29

ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

2.1	Εισαγωγή.....	σελ 30
2.2	Μέθοδοι μετρήσεων.....	σελ 31
2.2.1	Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας.....	σελ 31
2.2.2	Μέθοδος TDR.....	σελ 32
2.2.3	Μέτρηση της πίεσης.....	σελ 38
2.3	Λοιπές συσκευές.....	σελ 42

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ

3.1	Γενικά.....	σελ 44
3.2	Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση.....	σελ 44
3.3	Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer).....	σελ 47
3.4	Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.....	σελ 49
3.5	Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα.....	σελ 51
3.6	Χαρακτηριστικές καμπύλες πρώτου εδάφους – Υστέρηση	σελ 53
3.6.α	Πρώτη στράγγιση.....	σελ 55
3.6.β	Δεύτερη διήθηση.....	σελ 57
3.6.γ	Χαρακτηριστικές καμπύλες.....	σελ 58

Κεφάλαιο 4^ο

ΣΥΝΟΨΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	σελ 60
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	σελ 62

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η συγκεκριμένη πτυχιακή διατριβή ασχολείται με τη μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος. Στόχος του συγκεκριμένου πειράματος είναι η κατανόηση της κίνησης του νερού στο έδαφος καθώς και οι υδροδυναμικές παράμετροι του εδάφους, για την άριστη αντιμετώπιση των προβλημάτων της υπόγειας άρδευσης.

Για την επίτευξη του πειράματος χρησιμοποιήθηκε ομογενές έδαφος στο οποίο έγινε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκε η κοκκομετρική του καμπύλη. Επίσης μετρήθηκε η υδραυλική του αγωγιμότητα κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου. Ακολούθησε διήθηση από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης κατα την οποία γινόταν μέτρηση της υγρασίας σε διάφορα βάθη με τη μέθοδο TDR και μέτρηση της πίεσης των πόρων του εδάφους, χρησιμοποιώντας κεραμικές κάψες συνδεδεμένες με μετατροπείς πίεσης. Ελέγχθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κατα τον κορεσμό. Οι μετρήσεις εδαφικής υγρασίας και πίεσης πραγματοποιήθηκαν στη συνέχεια, για την 1^η Στράγγιση και τη 2^η Διήθηση.

Από τις μετρήσεις που ελήφθησαν, σχεδιάστηκαν οι καμπύλες εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο ($\theta(\epsilon)$) και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο ($\Psi(t)$), για την 1^η Στράγγιση και τη 2^η Διήθηση. Στη συνέχεια σχεδιάστηκαν οι χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους, δηλαδή οι καμπύλες πίεσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία ($\Psi(\theta)$) για την 1^η Στράγγιση και τη 2^η Διήθηση, όπου παρατηρήθηκε το φαινόμενο της υστέρησης.

Τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης της 2^{ης} Διήθησης εισήχθησαν στο μοντέλο RETC με σκοπό να υπολογιστούν οι υδροδυναμικές παράμετροι της εξίσωσης Mualem-VanGenuchten. Μετά τον υπολογισμό των υδροδυναμικών παραμέτρων, προσεγγίστηκαν τα πειραματικά σημεία της 2^{ης} Διήθησης, από την εξίσωση Mualem-VanGenuchten.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το νερό αποτελεί το σημαντικότερο κοινωνικό αγαθό, είναι απαραίτητος παράγοντας για την επιβίωση, την υγεία καθώς και για την οικονομική ανάπτυξη με σημαντική πολιτιστική ή ακόμα και θρησκευτική αξία. Η διαθεσιμότητα του ευνοεί την ευημερία τόσο του ίδιου του ανθρώπου ως άτομο, όσο και του κοινωνικού συνόλου. Συμπέρασμα των παραπάνω είναι πως το νερό είναι κοινό αγαθό και αποτελεί δικαίωμα όλων στη πρόσβαση σε καθαρό νερό. Ως κοινωνικό αγαθό, το νερό, μπορεί σε μερικές περιπτώσεις να έχει και τα χαρακτηριστικά ενός ιδιωτικού αγαθού. Μετάφραση αυτού είναι «περισσότερο νερό για κάποιον ιδιώτη μπορεί να σημαίνει λιγότερο νερό για άλλους, οι οποίοι μοιράζονται τον ίδιο πόρο».

Το νερό και η ζωή είναι δύο έννοιες αλληλένδετες, αυτό μπορεί εύκολα να αποδειχθεί, τουλάχιστον με όσα γνωρίζουμε σήμερα, με το γεγονός πως χωρίς την ύπαρξη νερού δεν υφίσταται ζωή. Συνεπώς, η εκτεταμένη έλλειψη νερού, η σταδιακή υποβάθμισή του και η επιδείνωση των συνθηκών ρύπανσης των πηγών ύδρευσης και άρδευσης σε πολλές περιοχές της γης, γεννούν μια σοβαρή απειλή για την ανθρωπότητα.

Το νερό είναι ένα από τα πολυτιμότερα αγαθά, αν όχι το πολυτιμότερο, αλλά είναι και ένας από τους πιο ευάλωτους πόρους πάνω στον πλανήτη μας. Η έλλειψη του από την αυξανόμενη ζήτησή του, οδηγεί σε σοβαρά προβλήματα με αντίκτυπο αυτών στην κοινωνία, την οικονομία και την καθημερινή ζωή. Δυστυχώς, τα τελευταία χρόνια η κακή διαχείρισή του σε πολλά μέρη του πλανήτη μας και αναπόφευκτα και στην Ελλάδα, οδήγησε στην δημιουργία σημαντικών προβλημάτων έλλειψης νερού. Σήμερα, 900 εκατ. άνθρωποι παγκοσμίως δεν έχουν πρόσβαση σε πόσιμο νερό και 2,3 δις. αντιμετωπίζουν σχεδόν καθημερινά σοβαρά προβλήματα υγείας, λόγω της κακής ποιότητας των υδάτινων πόρων που έχουν στη διάθεσή τους. Σύμφωνα με στοιχεία, το 87,4% του νερού που καταναλώνεται στον κόσμο χρησιμοποιείται για τη γεωργία, το 8% χρησιμοποιείται στη βιομηχανία και το 4,6% καταναλώνεται για οικιακή χρήση. Η Ελλάδα, σε μια άνυδρη εποχή, καταναλώνει το 87% της συνολικής ποσότητας του νερού στη γεωργία, με αρδευτικά δίκτυα που παρουσιάζουν μεγάλες απώλειες, υδροβόρες μεθόδους άρδευσης και παράνομες γεωτρήσεις. Το αποτέλεσμα όσων αναφέρθηκαν είναι ότι πολλές εκτάσεις με καλλιέργειες απειλούνται σήμερα από τη ξηρασία, ενώ 1,5 εκατ. στρέμματα παρουσιάζουν μεγάλη συγκέντρωση αλάτων λόγω της ακατάλληλης άρδευσης, λόγω του ότι δεν συνυπολογίζει τις ανάγκες της κάθε καλλιέργειας σε σχέση με το τοπικό κλίμα και το έδαφος. Όσον αφορά την ποιότητα των νερών στις αγροτικές περιοχές παρατηρούνται: Τάση αύξησης της αλατότητας στην παράκτια ζώνη, ιδίως το καλοκαίρι και πτώση στάθμης σε όλες τις περιοχές γεωτρήσεων. Ο

αριθμός των γεωτρήσεων σε όλη τη χώρα σύμφωνα με στοιχεία του ΙΓΜΕ φτάνει τις 17.000. Αυξημένες συγκεντρώσεις νιτρικών ιόντων από τα λιπάσματα καθώς και φυτοφαρμάκων που ευρέως χρησιμοποιούνται στις γεωργικές εκμεταλλεύσεις. Επομένως, αφού το μεγαλύτερο ποσοστό νερού χρησιμοποιείται στη γεωργία, είναι αναγκαίο να ληφθούν μέτρα για τη σωστή και βιώσιμη διαχείριση των υδατικών πόρων στον αγροτικό κόσμο. Δεδομένου αυτού, καλό θα ήταν οι ασχολούμενοι με τη διαχείριση υδάτινων πόρων για αρδευτικούς σκοπούς να έχουν άρτια γνώση της κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, καθώς και των παραμέτρων του. Η γνώση αυτή θα πρέπει να περιλαμβάνει τη διάχυση, την υδραυλική αγωγιμότητα αλλά και την απορροφητικότητα του εδάφους.

Μελετώντας τη κίνηση του νερού μπορούμε εύκολα να φτάσουμε στον προσδιορισμό των υδροδυναμικών παραμέτρων και στη μελέτη του φαινομένου της υστέρησης. Η Σακελλαρίου-Μαρκαντωνάκη (1991,1997) ερεύννησε το φαινόμενο της υστέρησης σε στήλες εδαφικών δειγμάτων και την επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων σε προβλήματα αρδεύσεων. Αποτέλεσμα της έρευνας ήταν πως η παράμετρος n στο μοντέλο Mualem-van Genuchten επηρεάζει τη μορφή της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους, ενώ η παράμετρος α προκαλεί την παράλληλη μετατόπισή της, χωρίς να επηρεάζει σημαντικά την προώθηση του μετώπου.

Σε παγκόσμιο επίπεδο, η κατάσταση των υδατικών πόρων αγγίζει τα όρια της κρίσης. Το γεγονός αυτό συμβαίνει λόγω του ότι τα διαθέσιμα αποθέματα νερού, δεν μπορούν να ανταποκριθούν στην αναμενόμενη ζήτηση. Η παρατεταμένη ανθρώπινη δραστηριότητα οδήγησε στη διασπορά της μόλυνσης στο περιβάλλον. Σήμερα, σοβαρή απειλή της ποιότητας και της ποσότητας του υπόγειου και επιφανειακού νερού αποτελούν η όξινη βροχή, τα επικίνδυνα χημικά απόβλητα, οι λιπάνσεις, τα εντομοκτόνα, τα βαρέα μέταλλα, τα ραδιενεργά κατάλοιπα, τα απόβλητα των υπονόμων και τα στερεά απορρίμματα.

Το υπόγειο νερό χωρίζεται κατά την κατακόρυφη διεύθυνση σε δύο ζώνες: τη ζώνη κορεσμού, όπου όλοι οι πόροι είναι γεμάτοι με νερό και τη ζώνη αερισμού ή ακόρεστη ζώνη, στην οποία οι πόροι περιέχουν νερό και αέρα. Νερό υπάρχει στους μικρούς πόρους στο έδαφος, ενώ ο αέρας απαντάται στους μεγάλους πόρους. Η κίνηση του νερού στο έδαφος, στο οποίο νερό και αέρας συνυπάρχουν, ονομάζεται ακόρεστη ροή.

Η κίνηση του νερού στο έδαφος, τόσο στη ζώνη κορεσμού όσο και στη ζώνη αερισμού, έχει αποτελέσει αντικείμενο εκτεταμένης έρευνας. Όμως η μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος παρουσιάζει πολλές δυσχέρειες, που οφείλονται σε πολλούς παράγοντες, όπως:

- Στο φαινόμενο της υστέρησης, το οποίο καθιστά τη μελέτη της κίνησης του νερού στην ακόρεστη ζώνη ακόμη πιο περίπλοκη.
- Στην ύπαρξη της αέριας φάσης, στις μεταβολές της θερμοκρασίας, στην συμπίεστικότητα του αέρα, στην μεταφορά διαλυμένων ουσιών κ.ά.

Η ακόρεστη ροή μπορεί να ταξινομηθεί σε δύο τύπους (Iwata et al., 1995). Στον πρώτο τύπο όπου ο αέρας είναι εγκλωβισμένος μέσα στο έδαφος και στον δεύτερο τύπο, όπου η αέρια φάση στους πόρους του εδάφους είναι συνεχής. Ο Yamazaki (1948) ονόμασε την πρώτη περίπτωση ως σύστημα κλειστού τύπου και την δεύτερη ως ακόρεστη ροή σε ανοικτό σύστημα.

Η παρούσα διατριβή πραγματεύεται την επίλυση προβλημάτων κατά την στράγγιση ομογενών εδαφών τα οποία εμφανίζονται στην πράξη. Συγκεκριμένα σε προβλήματα υπόγειας άρδευσης είναι απαραίτητο να γνωρίζει κάποιος πως κινείται το νερό στο έδαφος, καθώς και τις υδροδυναμικές παραμέτρους του εδάφους.

Στην πειραματική διαδικασία χρησιμοποιήθηκε ομογενές έδαφος για το οποίο έγινε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκαν οι κοκκομετρικές του καμπύλες και μετρήθηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με την μέθοδο του σταθερού φορτίου. Στο πείραμα που πραγματοποιήθηκε μελετήθηκε πειραματικά τα μέτωπα υγρασίας μέσα από το εδαφικό δείγμα κατά τη 1^η στράγγιση και 2^η διήθηση και σχεδιάστηκαν οι καμπύλες τους.

Το πείραμα πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ.

Κεφάλαιο 1^ο

ΒΑΣΙΚΑ ΘΕΩΡΗΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

1.1 Γενικά

Το νερό είναι βασικό στοιχείο του κύκλου της ζωής και αποτελεί ένα από τους βασικότερους παράγοντες της οικονομικής και κοινωνικής ανάπτυξης κάθε χώρας. Η άρτια γνώση των μηχανισμών κίνησης του νερού στο έδαφος, βοηθά την ορθολογική διαχείριση των πολύτιμων πόρων του πλανήτη μας καθώς και επιλύει πολλά προβλήματα με ύψιστη περιβαλλοντική σημασία. Για να πραγματοποιηθεί, όμως, η μελέτη αυτή προαπαιτείται η γνώση και η χρήση μεταβλητών και παραμέτρων, ώστε να μπορεί να γίνει από μαθηματική άποψη, η περιγραφή του φαινομένου. Γενικά, ως πορώδες υλικό, το έδαφος αποτελείται από τη στερεά

φάση (solid matrix), που περιλαμβάνει τα σωματίδια του εδάφους, την υγρή φάση που περιλαμβάνει το νερό του εδάφους και την αέρια φάση (Σχήμα 1.1).



Σχήμα 1.1 (α) Κορεσμένο έδαφος, (b) Ακόρεστο έδαφος

Αν παρατηρηθεί από κατακόρυφη τομή το νερό του εδάφους, μπορεί να χωριστεί σε δυο ζώνες:

- Τη ζώνη κορεσμού, όπου σε αυτή τη περίπτωση όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό. Το ύψιστο όριο της ζώνης αυτής ονομάζεται *φρεατική στάθμη* και σε όλα τα σημεία της φρεατικής στάθμης, η πίεση είναι ίση με την ατμοσφαιρική. Από την άλλη, το κατώτερο όριο της ζώνης περιορίζεται από ένα διαπερατό όριο.

Κορεσμένο έδαφος καλείται αυτό όπου όλοι οι πόροι του περιέχουν νερό.

- Τη ζώνη αερισμού, όπου τα όρια της βρίσκονται από τη φρεατική στάθμη μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Στη ζώνη αυτή, οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό, αέρα και υδρατμούς.

Ακόρεστο έδαφος καλείται αυτό όπου οι πόροι του περιέχουν νερό και αέρα. Στο Σχήμα 1.1 δίνεται μια εικόνα στην οποία προβάλλονται οι πόροι ενός κορεσμένου (α) και ενός ακόρεστου εδάφους (b).

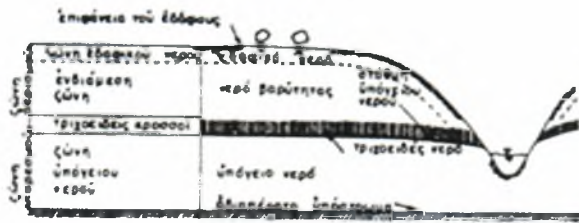
Η ζώνη αερισμού αποτελείται από 3 υποζώνες:

1. Τη ζώνη του εδαφικού νερού, όπου το νερό εκτείνεται συνήθως από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι τη ζώνη των ριζών των φυτών.

2. Την ενδιάμεση ζώνη και

3. Την τριχοειδή ζώνη ή τριχοειδή κροσσό.

Η ταυτόχρονη ροή δύο μη μειγνυόμενων ρευστών, αέρα και νερού, όπου όμως θεωρείται ότι η αέρια φάση δεν μετέχει στην κίνηση, ονομάζεται ακόρεστη ροή.



Σχήμα 1.2. Σχηματική διάταξη της κατανομής του νερού στο έδαφος (Γιαννόπουλος, 1978)

1.2 Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους

Οι φυσικές ιδιότητες τόσο του νερού όσο και του εδάφους καθορίζουν την κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος. Στο σχήμα 1.3 προβάλλεται μία εικόνα ενός ακόρεστου εδάφους. Στο ίδιο σχήμα φαίνονται οι όγκοι και οι μάζες (V_w , M_w) και στερεού (V_s , M_s) που υπάρχουν σε ένα ακόρεστο έδαφος, σε μια παράσταση ιδεατού εδάφους. Ως V_t και M_t αναφέρονται ο συνολικός όγκος και η συνολική μάζα της αέριας, της υγρής και της στερεάς φάσης αντίστοιχα.

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:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (1.1)$$

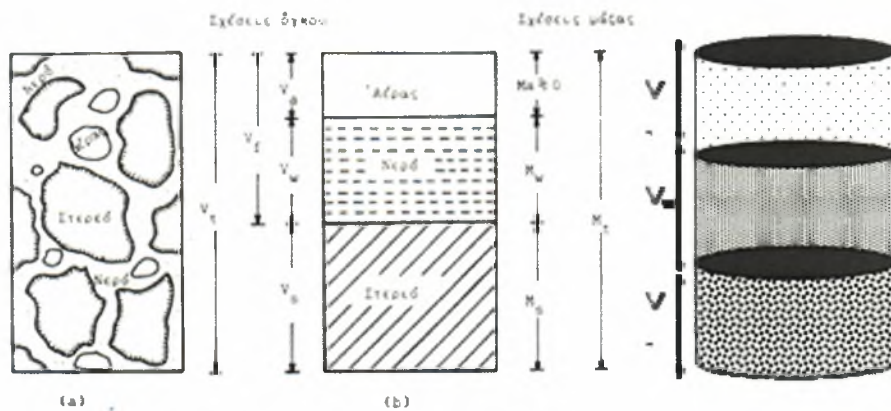
Όπου:

ρ_s η πυκνότητα ρ_s

M_s είναι η μάζα της στερεάς φάσης του εδάφους

V_s είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση του εδάφους.

Οι διαστάσεις της είναι $[ML^{-3}]$.



Σχήμα 1.3 Σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος

(a) Πραγματικό έδαφος

(b) Ιδεατό έδαφος

β) Πορώδες, n

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

$$n = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.2)$$

που:

n το πορώδες

V ο όγκος

Στο σημείο αυτό κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούν μερικοί ορισμοί που αφορούν τους πόρους του εδάφους:

- Χώρος κενών ή χώρος πόρων (void space or pore space) είναι η υγρή φάση μαζί με την αέρια φάση.
- Πορώδες Μέσο (porous medium) είναι το έδαφος στο σύνολό του, δηλαδή η στερεά μαζί με την υγρή και την αέρια φάση.
- Αποτελεσματικός χώρος πόρων (effective pore space) είναι ο χώρος εκείνων των πόρων, οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους.

Μη αποτελεσματικοί πόροι (blind pores) είναι εκείνοι που ναι μεν αλληλοσυνδέονται, αλλά έχουν το ένα άκρο τους κλειστό.

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:

γ το ειδικό βάρος

g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, η οποία για την Ελλάδα έχει τιμή περίπου 9,81 m/s². Το ειδικό βάρος έχει διαστάσεις: [ML⁻²T⁻²].

V ο όγκος

δ) 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:

$$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V_f}{V_t - V_f} = \frac{n}{1 - n} \quad (1.4)$$

όπου

e δείκτης κενών

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

Ο δείκτης κενών είναι αδιάστατο μέγεθος.

ε) 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:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_s + V_a} \quad (1.5)$$

Όπου : ρ_b είναι η φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση

V_s είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση

V_a είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η αέρια φάση του εδάφους.

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 κατ' όγκο θ (%)

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

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{V_s + V_f} \quad (1.6)$$

Όπου

θ η υγρασία

V_w ο όγκος του νερού

Για την κατάσταση κορεσμού ισχύει: θ_s 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 (Poulovassilis, 1962).

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.

$$w = \frac{M_w}{M_s} \quad (1.7)$$

Όπου

w υγρασία κατά βάρος

M_s μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους

Ξηρό έδαφος καλείται το αποξηραμένο έδαφος σε φούρνο, στους 105 0C.

ζ) Βαθμός κορεσμού, S

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

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

Όπου

S βαθμός κορεσμού

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 Δυναμική ενέργεια του νερού

Η δυναμική ενέργεια του νερού διακρίνεται στη *δυναμική ενέργεια πίεσης* και τη *δυναμική ενέργεια βαρύτητας*.

1.3.1 Δυναμική ενέργεια πίεσης

Η πίεση του νερού των πόρων του εδάφους μετριέται σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση. Τα κορεσμένα εδάφη έχουν θετική πίεση, γιατί η πίεση του νερού είναι μεγαλύτερη από την ατμοσφαιρική, ενώ τα ακόρεστα εδάφη έχουν αρνητική, γιατί η πίεση του νερού είναι μικρότερη από την ατμοσφαιρική.

Λόγω της πίεσης, ένας στοιχειώδης όγκος dV εδαφικού νερού έχει δυναμική ενέργεια πίεσης ίση με το έργο dW που απαιτείται για να αποσπαστεί ο όγκος νερού dV από το έδαφος ($dW = Fdx = p dSdx = p dV$). Άρα:

$$E_p = p dV = \rho_w g h dV \quad (1.10)$$

Όπου

ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού

g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας

h είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους.

1.3.2 Δυναμική ενέργεια βαρύτητας

Δυναμική ενέργεια βαρύτητας είναι η ενέργεια που έχει το νερό λόγω της θέσης του και δίνεται από τη σχέση:

$$E_g = mgz = \rho_w Vgz \quad (1.11)$$

Όπου

m είναι η μάζα του νερού

ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού

V είναι ο όγκος του νερού

g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (για την Ελλάδα περίπου 9,81 m/s²)

z είναι το ύψος από ένα επίπεδο αναφοράς το οποίο επιλέγουμε αυθαίρετα.

Συνήθως ως επίπεδο αναφοράς ($z = 0$) λαμβάνεται η μέση στάθμη της θάλασσας. Για κάθε σώμα που μετακινείται ανάμεσα σε δύο θέσεις ισχύει ότι η μεταβολή στη δυναμική του ενέργεια ισούται με το αντίθετο του έργου του βάρους του.

Η διαφορά δυναμικής ενέργειας που παρουσιάζει το νερό ανάμεσα σε δύο σημεία δημιουργεί την κίνησή του από τη θέση υψηλότερης ενέργειας προς τη θέση χαμηλότερης ενέργειας. Κατά τη μελέτη της κίνησης του νερού ανάμεσα σε δυο σημεία, εκείνο που ενδιαφέρει δεν είναι οι τιμές της δυναμικής ενέργειας του νερού στα σημεία αυτά, αλλά οι διαφορές τους.

1.4 Δυναμικό πίεσης

Το δυναμικό πίεσης εκφρασμένο σαν το λόγο της δυναμικής ενέργειας του νερού προς τη μονάδα του όγκου, γράφεται:

$$\Phi_p = \frac{E_p}{dV} = p = \rho_w \cdot g \cdot h = \gamma \quad (1.12)$$

Όπου

Φ δυναμικό πίεσης

ή εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους γράφεται:

$$H_p = h = \frac{P}{\gamma} \quad (1.13)$$

Το δυναμικό βαρύτητας ονομάζεται ύψος πίεσης και έχει διαστάσεις μήκους [L].

Στις παραπάνω σχέσεις,

ρ είναι η πυκνότητα του νερού

g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας

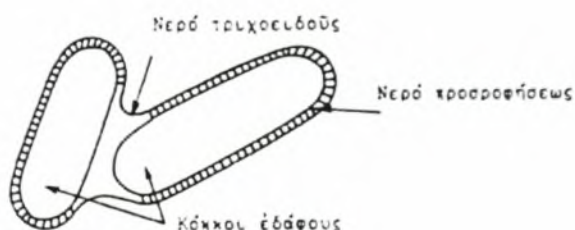
h είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους

γ είναι το ειδικό βάρος του νερού.

Η αρνητική τιμή του ύψους πίεσης ονομάζεται μύζηση (suction) ψ :

$$\psi = -h \quad (1.14)$$

Το δυναμικό της αρνητικής πίεσης ονομάζεται τριχοειδές δυναμικό και το 1963 καθιερώθηκε από την I.S.S.S. (International Soc. of Soil Sciences), ως μητρώο δυναμικό (matrix potential).



Σχήμα 1.4 Ισορροπία μεταξύ των υδάτινων υμένων και του νερού του τροχοειδοῦς.

Υδραυλικό φορτίο ονομάζεται το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας και του δυναμικού πίεσης. Ισχύει λοιπόν η εξίσωση:

$$H = H_g + H_p = z + h \quad (1.15)$$

Όπου

H είναι το υδραυλικό φορτίο

h είναι το ύψος πίεσης του νερού των εδαφικών πόρων – θετικό για την κορεσμένη ροή, αρνητικό για την ακόρεστη ροή

z είναι το ύψος θέσης, για άξονα θετικό προς τα πάνω.

Στη σχέση (1.15) λαμβάνονται υπόψη μόνο τα δυναμικά βαρύτητας και πίεσης, παραλείποντας άλλες τυχόν επιδράσεις (π.χ. οσμωτική πίεση).

Το ύψος πίεσης του εδαφικού νερού ορίζεται και ως το ύψος κατακόρυφης στήλης νερού, η οποία ασκεί στη βάση της πίεση κατά απόλυτη τιμή ίση με την πίεση του εδαφικού νερού. Το ύψος πίεσης του νερού δίνεται από τον τύπο:

$$h = \frac{P_w - P_a}{\rho_w g} \quad (1.16)$$

Όπου

p_w είναι η απόλυτη πίεση του εδαφικού νερού

p_a είναι η ατμοσφαιρική πίεση, ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού

g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Στην ακόρεστη ζώνη, επειδή $p_a > p_w$ συνεπάγεται ότι $h < 0$. Στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος, επειδή $p_a = p_w$ είναι $h = 0$ και στο υδροφόρο στρώμα όπου $p_a < p_w$, είναι $h > 0$.

Αξίζει εδώ να σημειωθεί ότι ο λόγος της διαφοράς ενέργειας προς ένα μικρό διάστημα μήκους εκφράζει τη δύναμη που εφαρμόζεται στο εδαφικό νερό με κατεύθυνση από υψηλότερα προς χαμηλότερα δυναμικά. Η δύναμη αυτή ισούται με την κλίση $-d\phi/ds$, όπου το αρνητικό πρόσημο εκφράζει ότι η δύναμη δρα προς την κατεύθυνση των ελαττούμενων δυναμικών.

1.5 Δυναμικό βαρύτητας

Ως δυναμικό στη φυσική, ορίζεται ο λόγος του έργου που απαιτείται για να μεταφερθεί εκτός πεδίου δυνάμεων κατάλληλο υπόθεμα (το οποίο εξαρτάται από το είδος του πεδίου), προς το υπόθεμα αυτό.

Έτσι, το δυναμικό βαρύτητας ϕ_g εκφραζόμενο σαν το λόγο δυναμικής ενέργειας προς μονάδα μάζας γράφεται ως:

$$\phi_g = \frac{E_g}{m} = gz \quad (1.17)$$

Όπου

ϕ_g το δυναμικό βαρύτητας

E_g δυναμική ενέργεια

m μάζα

ή εκφραζόμενο σαν το λόγο δυναμικής ενέργειας ανά μονάδα βάρους, γράφεται ως:

$$\varphi_g = H_g = \frac{E_g}{mg} = z \quad (1.18)$$

Στην περίπτωση αυτή το δυναμικό έχει διαστάσεις μήκους [L] και καλείται *ύψος θέσης*.

1.6 Κινητική ενέργεια του νερού

Η κινητική ενέργεια του νερού είναι ανάλογη του τετραγώνου της ταχύτητάς του και δίνεται από τη σχέση:

$$E_v = \frac{1}{2}mv^2 \quad (1.19)$$

Όπου

E_v κινητική ενέργεια

m είναι η μάζα

v η ταχύτητα του νερού.

Στην Υδραυλική, ορίζεται ως *ύψος ταχύτητας* (με διαστάσεις μήκους, [L]), ο λόγος της κινητικής ενέργειας του νερού προς το βάρος του:

$$H_v = \frac{E_v}{mg} = \frac{v^2}{2g} \quad (1.20)$$

Όπου

H_v ύψος ταχύτητας

Η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι πολύ αργή και επομένως μπορεί να θεωρηθεί ότι η κινητική του ενέργεια είναι αμελητέα, οπότε το νερό θεωρείται ότι έχει μόνο δυναμική ενέργεια.

1.7 Η υδραυλική αγωγιμότητα

Ως υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους ορίζεται η ικανότητα που έχει το έδαφος να μεταφέρει το νερό μέσα από τη μάζα του. Όταν η μεταφορά του νερού γίνεται στην ακόρεστη ζώνη, τότε μιλάμε για τριχοειδή ή ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα (unsaturated hydraulic conductivity, K), ενώ για κίνηση του νερού στην κορεσμένη ζώνη μιλάμε για υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού ή κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (saturated hydraulic conductivity, K_s).

Η σχέση που δίνει την υδραυλική αγωγιμότητα προκύπτει από το νόμο του Darcy

$$K = \left| - \frac{\bar{q}}{\text{grad}H} \right| \quad (1.21)$$

Όπου

K η υδραυλική αγωγιμότητα

q η ειδική παροχή

grad η υδραυλική κλίση

Είναι λοιπόν φανερό ότι η υδραυλική αγωγιμότητα ισούται με το λόγο της ειδικής παροχής προς την υδραυλική κλίση και θα ισούται με την ειδική παροχή όταν η υδραυλική κλίση ισούται με τη μονάδα. Έτσι οι διαστάσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι διαστάσεις ταχύτητας [LT⁻¹].

Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση της εδαφικής υγρασίας $K(\theta)$, αλλά και της πίεσης $K(\psi)$. Όπως, ήδη, έχει αναφερθεί, συνήθως χρησιμοποιείται η $K(\theta)$, επειδή η συνάρτηση $K(\theta)$ επηρεάζεται λιγότερο από υστερητικά φαινόμενα, σε σχέση με την $K(\psi)$.

Η υδραυλική αγωγιμότητα είναι γενικά μεγαλύτερη στα χονδρόκοκκα εδάφη από ότι στα λεπτόκοκκα. Στον παρακάτω πίνακα δίνονται μερικές τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για ορισμένες κατηγορίες εδαφών (Τζιμόπουλος, 1994).

Πίνακας 1.1 Υδραυλική αγωγιμότητα για διάφορους τύπους εδαφών (Τζιμόπουλος, 1994)

Τύπος Εδάφους	K (cm/s)	Μέση τιμή του K (cm/s)
Χαλίκια	$(0,3 - 31,2) \cdot 10^{-1}$	$4,03 \cdot 10^{-1}$
Λεπτή άμμος	$(0,2 - 189) \cdot 10^{-4}$	$2,88 \cdot 10^{-3}$
Μέση άμμος	$(0,9 - 567) \cdot 10^{-4}$	$1,42 \cdot 10^{-2}$
Χονδρή άμμος	$(0,9 - 6610) \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$
Ιλύς	$(0,09 - 7090) \cdot 10^{-7}$	$2,83 \cdot 10^{-5}$
Άργιλος	$(0,1 - 47) \cdot 10^{-8}$	$9 \cdot 10^{-8}$

1.8 Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα

Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα (specific water capacity, C) ορίζεται ως ο αρνητικός λόγος της μεταβολής της υγρασίας θ προς τη μεταβολή της μύζησης ψ (Richards 1931):

$$C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi} \quad (1.22)$$

Όπου

C ειδική υδραυλική χωρητικότητα

d θ εδαφική υγρασία

d ψ μύζηση

Η φυσική σημασία της ειδικής υδραυλικής χωρητικότητας είναι ότι εκφράζει την αύξηση ή την ελάττωση της εδαφικής υγρασίας κατά d θ όταν μεταβληθεί η μύζηση κατά d ψ .

Οι διαστάσεις της είναι [L⁻¹].

1.9 Ο συντελεστής διάχυσης

Το 1907 ο Buckingham εισήγαγε τον όρο:

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.23)$$

Όπου

D συντελεστής διάχυσης

K η υδραυλική αγωγιμότητα

dθ εδαφική υγρασία

dψ μύζηση

χωρίς όμως να τον ονομάσει. Ο όρος αυτός εξομοιώθηκε με ένα συντελεστή διάχυσης από τους Childs και Collis – George (1948, 1950) και ονομάζεται σήμερα γενικά συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού (soil – water diffusivity D). Οι διαστάσεις του D είναι [L²T⁻¹].

1.10 Η εξίσωση συνέχειας

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

$$M = \iiint_U (\rho\theta) dU \quad (1.24)$$

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:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{\text{system}} (\rho\theta) dU = 0 \quad (1.25)$$

Εφαρμόζουμε στη (1.25) το θεώρημα μεταφοράς του Reynold's οπότε:

$$\iiint_{U_{cv}} \left\{ \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \text{div}(\rho\theta\vec{V}) \right\} dU = 0 \quad (1.26)$$

ή επειδή ο όγκος U είναι αυθαίρετος, είναι:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overline{\text{div}(\rho\theta\vec{V})} = 0 \quad (1.27)$$

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

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

και επειδή $\vec{q} = \theta \vec{v}$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overline{\text{div}q} = -\left\{ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right\} \quad (1.28)$$

Στην παραπάνω σχέση είναι η μέση ταχύτητα του νερού διαμέσου των πόρων. Η εξίσωση (1.28) αποτελεί την *εξίσωση συνέχειας* για την περίπτωση της ακόρεστης ροής.

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη κίνηση, η σχέση (1.28) γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overline{\text{div}q} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.29)$$

1.11 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:

$$q = -Ki \quad (1.30)$$

Όπου

K η υδραυλική αγωγιμότητα

όπου

q έχει διαστάσεις παροχής ανά μονάδα επιφάνειας, δηλαδή διαστάσεις ταχύτητας [$L \cdot T^{-1}$] και λέγεται ειδική παροχή ή ταχύτητα Darcy.

i είναι η κλίση του υδραυλικού φορτίου H ως προς την κατεύθυνση της ροής s :

$$i = \frac{dH}{ds} \quad (1.31)$$

Κ 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:

$$\vec{q} = -K \overline{\text{grad}H} \quad (1.32)$$

όπου:

$$\vec{q} = q_x \hat{i} + q_y \hat{j} + q_z \hat{k} \quad (1.33)$$

$$\overline{\text{grad}H} = \frac{\partial H}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial H}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial H}{\partial z} \hat{k} \quad (1.34)$$

Η 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:

$$H = z \pm h \quad (1.35)$$

Ο τύπος (1.32) 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:

$$\vec{q} = -K(\psi) \cdot \overline{\text{grad}H} \quad (1.36)$$

Όπου

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

Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής το υδραυλικό φορτίο είναι:

$$H = h + z = -\psi + z \quad (1.37)$$

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 (1.27) χρησιμοποιείται για στράγγιση. Εάν πρόκειται να περιγραφεί το φαινόμενο της κίνησης του νερού στο σύνολό του, 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 Ρουλοβασίλης και το 1970 ο Θονγ.(Αγγελακη,2004. Επομένως, η εξίσωση (1.27) γράφεται:

$$\bar{q} = -K(\theta)\overline{\text{grad}H} \quad (1.38)$$

Η εξίσωση (1.38) λόγω της (1.37) γράφεται:

$$\bar{q} = K(\theta)\overline{\text{grad}\psi} - K(\theta)\hat{k} \quad (1.39)$$

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

$$D(\theta) = -K(\theta)\frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.40)$$

Ο νόμος του Darcy λόγω της σχέσης (1.40), γίνεται:

$$\bar{q} = -D(\theta)\overline{\text{grad}\theta} - K(\theta)\hat{k} \quad (1.41)$$

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

$$q_x = -D\frac{\partial\theta}{\partial x} \quad (1.41\alpha)$$

$$q_y = -D\frac{\partial\theta}{\partial y} \quad (1.41\beta)$$

$$q_z = -D\frac{\partial\theta}{\partial z} - K \quad (1.41\gamma)$$

1.12 Η εξίσωση Richard

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overline{\text{div}}\{K(\theta)\overline{\text{grad}}\psi - K(\theta)k\} \Leftrightarrow \quad (1.42)$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.43)$$

Για την περίπτωση αυτή η παράγωγος γράφεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\psi} \frac{d\psi}{dt} = -C(\theta) \frac{d\psi}{dt} \quad (1.44)$$

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

Όπου

C η ειδική υδραυλική χωρητικότητα

Έτσι με τη σχέση (1.44) η εξίσωση (1.43) γράφεται:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.45)$$

Η εξίσωση (1.45) αποτελεί την εξίσωση Richards για την κίνηση του νερού στο έδαφος.

- Για την περίπτωση της εξίσωσης (1.32) η εξίσωση συνέχειας γίνεται:

$$\frac{d\theta}{dt} = \overline{\text{div}} \cdot \left(D \overline{\text{grad}} \theta \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad \text{ή} \quad (1.46)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.47)$$

Όπου grad η υδραυλική κλίση

Οι εξισώσεις (1.45) και (1.47) είναι οι γενικές εξισώσεις συνέχειας και κίνησης του νερού σε ακόρεστο πορώδες μέσο, στο χώρο των τριών διαστάσεων και η μεν (1.45) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της μύζησης, η δε (1.47) 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 (1.45) και (1.47) προκύπτουν εύκολα οι εξισώσεις της μονοδιάστατης και δισδιάστατης ροής:

- Μονοδιάστατη ροή:

Διεύθυνση x

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (1.45\alpha)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (1.47\alpha)$$

Διεύθυνση z

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.45\beta)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial D}{\partial z} \quad (1.47\beta)$$

- Δισδιάστατη ροή:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.45\gamma)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial D}{\partial z} \quad (1.47\gamma)$$

1.13 Mualem – van Genuchten, μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπύλων, χαρακτηριστικές καμπύλες εδάφους.

Ο van Genuchten (1978, 1980) περιέγραψε τη χαρακτηριστική καμπύλη $\Theta(\psi)$ με την εμπειρική σχέση

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{\left[1 + (\alpha\psi)^n\right]^m}, \quad (4.1)$$

$$m = 1 - \frac{1}{n}, \quad 0 < m < 1, \quad (4.2)$$

Όπου:

θ_s είναι η υγρασία κορεσμού του εδάφους, θ_r είναι η υπολειμματική υγρασία και α , m , n είναι παράμετροι. Η παράμετρος α προκαλεί παράλληλη μετατόπιση της χαρακτηριστικής καμπύλης χωρίς να αλλοιώνει τη μορφή της, εφόσον οι άλλες παράμετροι παραμένουν σταθερές. Η παράμετρος n είναι υπεύθυνη για την παραμόρφωση της καμπύλης (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η εξίσωση γράφεται:

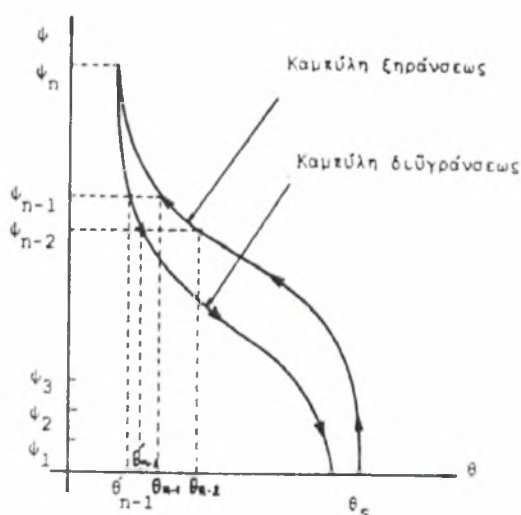
$$\psi = \left[\left(\frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \cdot \frac{1}{\alpha},$$

1.14 Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους

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 διήθηση, όταν δηλαδή προστίθεται νερό στο έδαφος, η πίεση, ή το δυναμικό του αυξάνεται, δηλαδή εκφράζεται με μικρότερους αρνητικούς αριθμούς. Άρα η μύζηση μειώνεται. Οι καμπύλες στράγγισης και διήθησης έχουν συνήθως σιγμοειδή μορφή και ποτέ δε συμπίπτουν. 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 διήθηση, 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.

Στο Σχήμα 1.5 φαίνεται η μορφή των χαρακτηριστικών καμπυλών στράγγισης και διήθησης, καθώς και το φαινόμενο της υστέρησης, για ένα τύπο εδάφους.



Σχήμα 1.5 Χαρακτηριστικές καμπύλες υγρασίας με φαινόμενα υστέρησης

1.15 Η απορροφητικότητα

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:

$$S^2 = 2K_s(\theta_1 - \theta_0)(H_0 - H_f) \quad (1.48)$$

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.

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

$$S^2 = 2 \int_{\theta_0}^{\theta_1} \theta \cdot D(\theta) d\theta \quad (1.50)$$

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

$$S^2 = \int_{\theta_0}^{\theta_1} (1 + \theta) \cdot D(\theta) d\theta \quad (1.51)$$

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

1.16. Η διήθηση του νερού στο έδαφος

Διήθηση ονομάζεται η κίνηση του νερού από την επιφάνεια του εδάφους προς τα βαθύτερα στρώματα με κατεύθυνση το κέντρο της γης κατά τη διάρκεια της άρδευσης ή της βροχής. Η διήθηση είναι μια πολύ σημαντική διαδικασία από την οποία εξαρτάται το ποσοστό του αρδευτικού νερού που θα εισέλθει στο έδαφος ενώ το υπόλοιπο απορρέει επιφανειακά.

Η διήθηση επηρεάζεται από

1) την κατάσταση επιφάνειας του εδάφους

- 2)την υπεδάφια αδιαπέραστη στρώση
- 3)την περιεκτικότητα του εδάφους σε οργανική ουσία
- 4)την υφή, δομή , μηχανική σύσταση, ομοιογένεια των κόκκων και των πόρων του εδάφους
- 5)την υπεδάφια αδιαπέραστη δόση
- 6)την περιεκτικότητα του νερού σε άλατα
- 7)την θερμοκρασία του νερού
- 8)τα φερτά υλικά του νερού
- 9)την αρχική υγρασία του εδάφους

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

2.1 Εισαγωγή

Στην παρούσα πτυχιακή διατριβή φέραν σε πέρας εργαστηριακό πείραμα ώστε να μελετηθεί η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος. Η μελέτη του πειραμάτος στον αγρό παρουσιάζει αρκετές δυσκολίες και για τον λόγο αυτό, γίνεται μια 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. Στο συγκεκριμένο πείραμα πραγματοποιήθηκαν 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.
- Η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή.
- Η ροή είναι ισόθερμη.

- Η συρρίκνωση του εδάφους κατά τη στράγγιση και κατά τη διήθηση θεωρούνται αμελητέες.
- Το οσμωτικό δυναμικό θεωρείται αμελητέο.
- Για τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης $\psi(\theta)$ τα οποία προέκυψαν από τις αντίστοιχες καμπύλες $\psi(t)$ και $\theta(t)$, θεωρήθηκε ότι προήλθαν από διαδοχικές καταστάσεις ισορροπίας κατά τα διάφορα στάδια, τόσο της διήθησης, όσο και της στράγγισης

Επιπλέον, ο έμμεσος ή ο απευθείας υπολογισμός των υδροδυναμικών μεταβλητών h (ύψους πίεσης) και θ (εδαφικής υγρασίας) και της παραμέτρου K_s (υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού), είναι απαραίτητος για κάθε πείραμα κίνησης νερού

Η άμεση παρακολούθηση της ακόρεστης ροής του νερού στο εδαφικό δείγμα, επιτυγχάνεται με τον συνδυασμό των παραπάνω παραμέτρων. Οι χρονοβόρες και δαπανηρές πειραματικές εργασίες, η αδυναμία των κλασικών μεθόδων, η απουσία ακρίβειας, οδήγησαν τους ερευνητές να αναζητούν και να αναπτύσσουν, νέες αποτελεσματικές και απλούστερες μεθόδους έρευνας.

Για την παρακολούθηση της εδαφικής υγρασίας εφαρμόστηκε η μη ραδιενεργός μέθοδος TDR, (Time Domain Reflectometry) η οποία είναι γρήγορη και ανεξάρτητη του εδαφικού. Οι κυματοδηγοί μήκους 5 cm σχεδιάστηκαν από το Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Για την παρακολούθηση της μεταβολής των αρνητικών πιέσεων του εδαφικού νερού χρησιμοποιήθηκαν τασίμετρα – μετατροπείς πίεσης (tensiometers – press transducers). Τα τασίμετρα παρακολουθούν την μεταβολή της πίεσης του νερού που συγκρατείται από το εδαφικό δείγμα, σε συγκεκριμένες θέσεις και μεταβιβάζουν τις πληροφορίες στο αντίστοιχο καταγραφικό μηχάνημα (data logger system) για την άμεση και γρήγορη παρακολούθηση των μεταβολών αυτών.

2.2 Μέθοδοι μετρήσεων

2.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι για την μέτρηση της εδαφικής υγρασίας. Όπως:

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.

2.2.2 Μέθοδος TDR

Η μέθοδος TDR (Time Domain Reflectometry) είναι μια απλή, μη ραδιενεργός και αυτόματη μέθοδος, η οποία δίνει έγκυρα αποτελέσματα με καμία ιδιαίτερα δυσκολία στη χρήση και όχι χρονοβόρα. Επιπρόσθετα, χρησιμοποιείται το ίδιο εύκολα και στο εργαστήριο, αλλά και στον αγρό, δεν εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους.

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:

$$C = K \cdot C_0 \quad (2.1)$$

Όπου:

C χωρητικότητα με νερό

Co 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. Η διηλεκτρικές σταθερές για τα συστατικά του εδάφους αναγράφονται στον Πίνακα 3.1:

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

Πίνακας 2.1 Διηλεκτρικές σταθερές των συστατικών του εδάφους

Όπως είναι φανερό από τον Πίνακα 2.1, η διηλεκτρική σταθερά του εδάφους καθορίζεται κυρίως από τη διηλεκτρική σταθερά του νερού που περιέχει. Το αποτέλεσμα είναι, πως 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, να εξαρτάται από την υγρασία που περιέχει.

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, τότε όταν 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, την 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:

$$c = \frac{L}{t} \tag{2.2}$$

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.

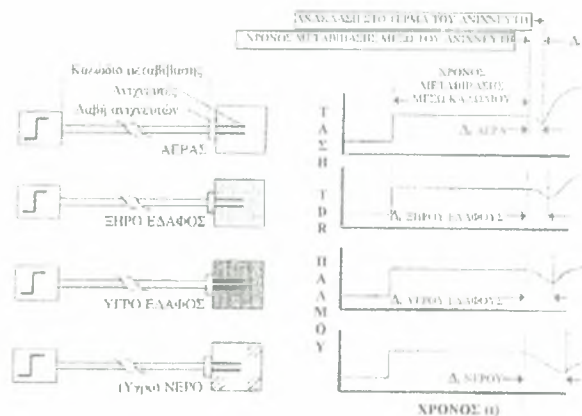
Η ταχύτητα c του κύματος μέσα στο υλικό διάδοσης συνδέεται με τη φαινόμενη διηλεκτρική σταθερά του υλικού K_a και την ταχύτητα του φωτός στο κενό c_0 με τη σχέση:

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{K_a}} \tag{2.3}$$

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

$$K_a = \left(\frac{tc_0}{L} \right)^2 \tag{2.4}$$

Στο Σχήμα 2.1 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 2.1 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.

Σύστημα μέτρησης του TDR:

Η συσκευή TDR περιέχει 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_a του εδάφους.

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

$$\theta = -0.053 + 0.29 K_a - 5.5 \cdot 10^{-4} K_a^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} K_a^3 \quad (2.5)$$

όπου K_a είναι η διηλεκτρική σταθερά, η οποία δίνεται από την εξίσωση (2.4). Σημειώνεται ότι η διηλεκτρική σταθερά αναφέρεται πολλές φορές στη βιβλιογραφία με το ελληνικό γράμμα ϵ .

Έχει αποδειχθεί ότι η εξίσωση (2.5) 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 (2.5) 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 2.2 δίνονται τα τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TDR και στην Εικόνα 2.1 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 στα εργαστήρια της κατασκευάστριας εταιρείας με τη χρήση γ ακτινοβολίας.



Εικόνα 2.1 Η Συσκευή TDR

Εύρος μέτρησης	0 – 100% περιεχόμενη υγρασία κατ' όγκο
Ακρίβεια μέτρησης	$\pm 2\%$ 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. Υποδοχή βοηθητικής πηγής 18 – 24 V AC ή DC, 2

	<p>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>

Πίνακας 2.2 Τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TDR (Trace 6050X1)

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, Vanclooster 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, Zeggelin et al 1992, Baker et al 1989, Dalton and van Genuchten 1986, Dasberg and Dalton 1985, κλπ).

2.2.3 Μέτρηση της πίεσης

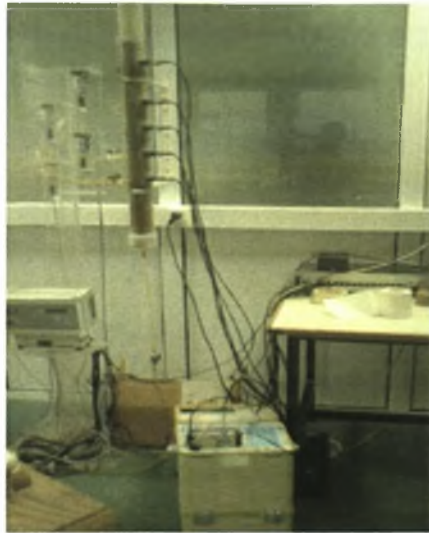
Για την μέτρηση της πίεσης, εκμεταλλευτήκαμε ένα αυτόματο σύστημα που αποτελείται από δεξαμενή νερού συνδεδεμένη με κεραμική κάψα, η οποία εισέρχεται στο εδαφικό δείγμα, από το μετατροπέα πίεσης, από το τροφοδοτικό σύστημα και από το σύστημα ελέγχου και καταγραφής μετρήσεων.

Πολλοί παράγοντες, όπως ο σωστός σχεδιασμός της δεξαμενής νερού, η άμεση επαφή της κεραμικής κάψας με το έδαφος, δηλαδή χωρίς την ύπαρξη κενών, η καλή εφαρμογή του συστήματος κάψα-δεξαμενή νερού με την κολόνα, η πλήρη απουσία φυσαλίδων από το όλο σύστημα και τη σταθερή θερμοκρασία του χώρου, αλλά και οι κατασκευαστικές προδιαγραφές, καθορίζουν την άμεση ανταπόκριση του συστήματος και την ακρίβεια της μεθόδου.

Το τασίμετρο (tensiometer) του συστήματος μέτρησης πίεσης αποτελείται από μία διάταξη που περιλαμβάνει την κεραμική κάψα, η οποία είναι προσαρμοσμένη σε κυλινδρική δεξαμενή. Η κεραμική κάψα, που είναι κυλινδρική και κλειστή κατά το ένα άκρο της, έχει εξωτερική διάμετρο 6,35 mm και εσωτερική 4,35 mm, μήκος 2,9 cm, διάμετρο πόρων 2,5 μm, παροχή ανά μονάδα επιφάνειας 50 ml/h·cm² και τιμή εισόδου του αέρα 0,5 atm.

Η δεξαμενή νερού με την οποία είναι συνδεδεμένη η κεραμική κάψα, είναι πάντα πληρωμένη με νερό και διαθέτει βαλβίδα εξαέρωσης. Πριν την έναρξη των πειραμάτων η κεραμική κάψα πρέπει να είναι κορεσμένη.

Στην Εικόνα 2.2 φαίνεται το σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα, όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη.



Εικόνα 2.2 Σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη.

Ο μετατροπέας πίεσης (pressure transducer) (Εικόνα 2.3) είναι ηλεκτρικό όργανο που χρησιμοποιείται για τη μετατροπή της πίεσης σε ηλεκτρικό σήμα, ώστε να μπορούμε να λάβουμε τις μετρήσεις πίεσης στον Η/Υ. Ο μετατροπέας πίεσης συνδέεται με το τασίμετρο διαμέσου εύκαμπτου σωλήνα γεμάτου με νερό, ώστε να μεταφέρεται σε αυτόν η πίεση που δέχεται το τασίμετρο σύμφωνα με το Νόμο του Pascal. Ο μετατροπέας πίεσης περιέχει μία πολύ ευαίσθητη μεταλλική μεμβράνη, η οποία γίνεται κοίλη ή κυρτή, όταν δέχεται αρνητικές ή θετικές πιέσεις, αντίστοιχα. Στη μεμβράνη επικολλώνται τέσσερις μεταβλητές αντιστάσεις (ροοστάτες R), σε συνδεσμολογία γέφυρας Wheatstone. Όταν εφαρμόζεται θετική πίεση στη μεμβράνη, τότε οι δύο αντιστάσεις αυξάνονται κατά ΔR και οι άλλες δύο μειώνονται κατά ΔR . Όταν εφαρμόζεται αρνητική πίεση συμβαίνει ακριβώς το αντίθετο. Η συνδεσμολογία αυτή έχει μεγάλη αντοχή σε εξωτερικούς ηλεκτρικούς παράγοντες και χρησιμοποιείται, γιατί δίνει σήμα εξόδου διαφορικό από μονοπολική τροφοδοσία, με θετική μεταβολή για θετικές πιέσεις και αρνητική μεταβολή για αρνητικές πιέσεις.



Εικόνα 2.3 Μετατροπέας πίεσης (pressure transducer)

Στα πειράματα της παρούσας έρευνας χρησιμοποιήθηκε μετατροπέας πίεσης, με τεχνικά χαρακτηριστικά που δίνονται στον Πίνακα 2.3.

Εύρος μετρήσεων	± 5 Psi
Μέγιστη τάση τροφοδοσίας	7.5 V
Αντίσταση γέφυρας	1 K Ω
Ευαισθησία	4.659 mV/V
Ακρίβεια	$\pm 0.5\%$ F.R.O.
Θερμοκρασία βαθμονόμησης	20°C

Πίνακας 2.3 Τεχνικά χαρακτηριστικά μετατροπέα πίεσης

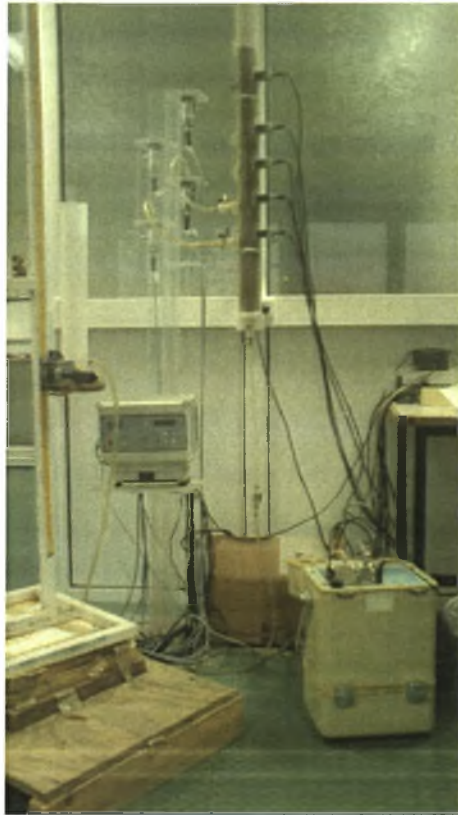
Πριν από την έναρξη των πειραμάτων είναι αναγκαία η βαθμονόμηση του συστήματος.

Το σύστημα του μετατροπέα πίεσης απαιτεί τροφοδοσία με συνεχή τάση. Το τροφοδοτικό που χρησιμοποιήθηκε παρέχει σταθερή τάση εξόδου 7.5 V, έως 10 μετατροπείς πίεσης με μέγιστη διακύμανση 0.01 V ανεξάρτητα από τη μεταβολή φορτίου.

Ο Καταχωρητής Δεδομένων (Data Logger) είναι τύπου Delta – TDL2e και αποτελεί έναν αυτόματο μηχανισμό λήψης και αποθήκευσης δεδομένων. Έχει ανεξάρτητη πηγή και μπορεί να λειτουργεί ακόμα και σε πολύ υγρές συνθήκες, τόσο σε υψηλές όσο και σε χαμηλές θερμοκρασίες. Ο καταχωρητής δεδομένων συνδέεται με τον μετατροπέα πίεσης και με τον Η/Υ στη σειρική θύρα RS232. Μπορεί όμως να λειτουργεί και αυτόνομα χωρίς να είναι συνδεδεμένος σε Η/Υ. Στον Η/Υ με τον οποίο είναι συνδεδεμένος ο καταχωρητής δεδομένων έχει εγκατασταθεί το κατάλληλο λογισμικό με το οποίο ο χρήστης μπορεί να ρυθμίζει τις συνθήκες λήψης των μετρήσεων (μονάδες, αριθμός αισθητήρων, συχνότητα σάρωσης για κάθε αισθητήρα, συχνότητα με την οποία θα καταγράφονται οι μετρήσεις στη μνήμη του καταχωρητή κ.λπ). Στην Εικόνα 2.4 απεικονίζεται ο καταχωρητής δεδομένων και στην Εικόνα 2.5 φαίνεται η όλη διάταξη μέτρησης της πίεσης.



Εικόνα 2.4 Καταχωρητής δεδομένων (Data Logger)



Εικόνα 2.5 Σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική.

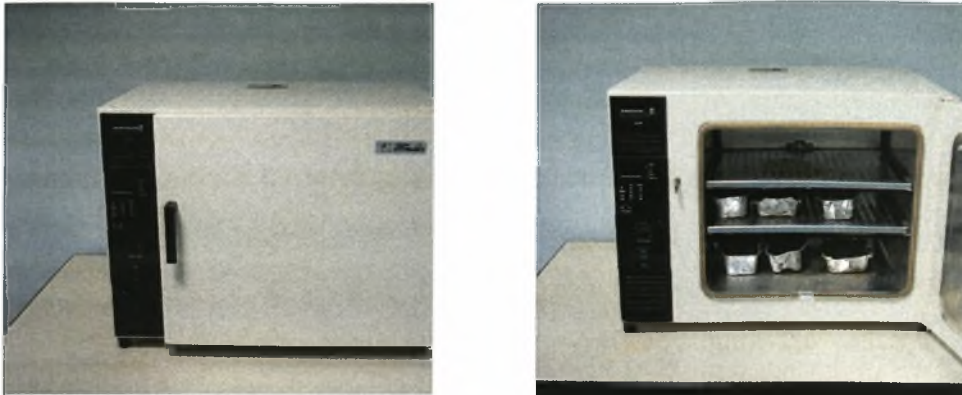
2.3 Λοιπές συσκευές

1. Για τη ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε ο ζυγός ακρίβειας δύο δεκαδικών ψηφίων της Εικόνας 2.6.



Εικόνα 2.6 Ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακρίβειας 2 δεκαδικών ψηφίων

2. Για την ξήρανση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε πυριαντήριο το οποίο απεικονίζεται στην Εικόνα 2.7.



Εικόνα 2.7 Εργαστηριακός φούρνος Termaks

3. Χρησιμοποιήθηκε συσκευή κοσκίνισματος του εδάφους Octagon 2000 (Εικόνα 2.8), που αποτελείται από σειρά κόσκινων με ελατούμενη διάμετρο σπών από πάνω προς τα κάτω. Οι διαμέτροι των σπών 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 2.8 Συσκευή κοσκίνισματος με έξι κόσκινα διαφορετικών σπών

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

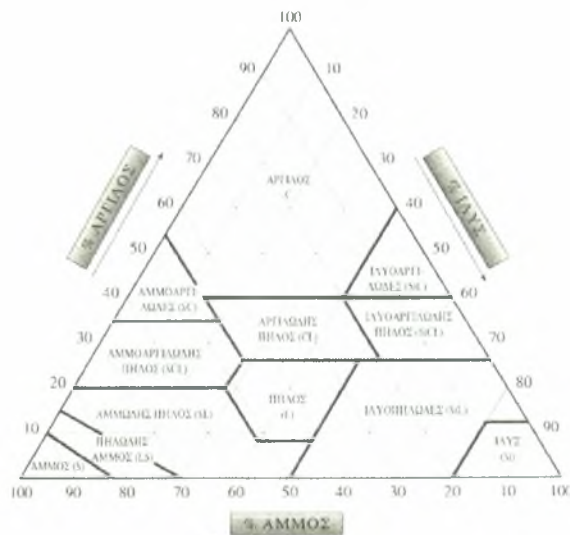
ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ

3.1 Γενικά

Εδώ περιγράφονται τα πειράματα που έγιναν σε στήλη ομογενούς εδάφους. Στο έδαφος που χρησιμοποιήθηκε έγινε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκε η κοκκομετρική καμπύλη. Το εδαφικό δείγμα τοποθετήθηκε σε διαφανή στήλη πλεξιγκλάς και ελέγχθηκε η ομοιομορφία του στο κορεσμό. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε 1^η στράγγιση και 2^η διήθηση στις οποίες μετρήθηκαν η υγρασία σε διάφορα βάθη και η πίεση των πόρων του εδάφους.

3.2 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση

Το έδαφος που χρησιμοποιήθηκε είναι 78% άμμος, 10% ιλύς και 12% άργιλος άρα το δείγμα χαρακτηρίστηκε σαν πηλώδης άμμος, με βάση το τριγωνικό διάγραμμα κατάταξης των εδαφών (Σχήμα 3.1).



Σχήμα 3.1 Διάγραμμα κατάταξης εδαφών

Πριν την τοποθέτηση των εδαφικού δείγματος στην πειραματική στήλη, απομακρύνθηκαν τα ξένα υλικά και στη συνέχεια, τοποθετήθηκε το δείγμα 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 του δείγματος με τη χρήση κόσκινων.

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

$$\text{Πβ}\alpha(\Delta\kappa)\% = 100 \cdot (\text{Β}\alpha / \Sigma\text{Β}\alpha) \quad (3.1)$$

όπου:

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

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

Β α : 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).

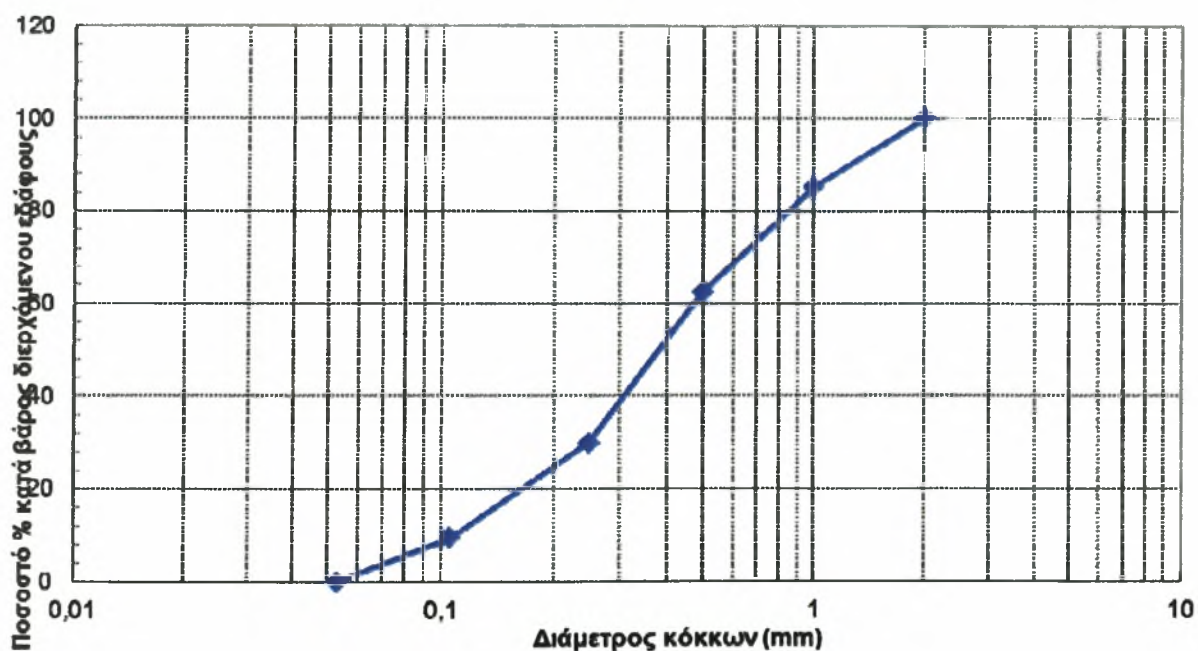
Στη συνέχεια υπολογίστηκε το ποσοστό του εδάφους που διήλθε από τα κόσκινα.

Τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης φαίνονται στον Πίνακα 3.1 Η κοκκομετρική σύσταση για τον κάθε τύπο εδαφικού δείγματος παριστάνεται με μια αθροιστική καμπύλη κατανομής του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων και παρουσιάζεται σε ημιλογαριθμική κλίμακα στο Σχήμα 3.2 .Η κοκκομετρική καμπύλη δίνει πληροφορίες όσον αφορά στην ομοιομορφία του εδάφους από πλευράς μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.

a/a	d κόσκινου (mm)	Ποσοστό κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων Πβα(Δκ)%	Ποσοστό κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων Πβα(διερχ)%
1	2	0	100
2	1	14,91	85,09
3	0,5	22,62	62,47
4	0,25	32,63	29,83
5	0,106	20,45	9,38
6	0,053	9,38	0
Σύνολο		100	

Πίνακας 3.1. Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το εδαφικό δείγμα

Κοκκομετρική καμπύλη



Σχήμα 3.2. Κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού δείγματος

3.3 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer)

Πριν αρχίσει να εκτελείται το πείραμα έγινε η βαθμονόμηση των Pressure Transducers (P.T.), που χρησιμοποιήθηκαν. Με τη βαθμονόμηση υπολογίστηκαν οι συντελεστές της σχέσης που συνδέει την τάση του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) με την πίεση του νερού στο έδαφος. Η σχέση αυτή είναι γραμμική της μορφής:

$$Y=A \cdot X+B \quad (3.2)$$

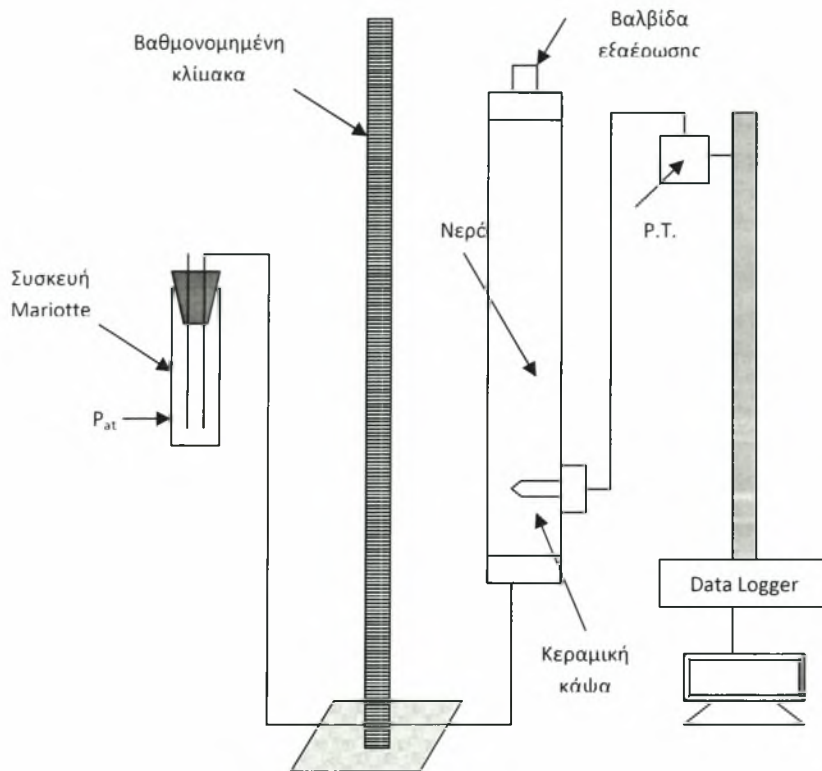
όπου: Y είναι η πίεση του νερού στο έδαφος, X είναι η ένδειξη του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) σε mV και A, B είναι οι συντελεστές που υπολογίζονται από τη βαθμονόμηση του συστήματος.

Για τη διαδικασία της βαθμονόμησης χρησιμοποιήθηκε μια διαφανής στήλη ειδικής κατασκευής από πλεξιγκλάς με εσωτερική διάμετρο 6cm που είχε στην κορυφή της βαλβίδα εξαερισμού, ώστε να απομακρύνονται οι φυσαλίδες παγιδευμένου αέρα. Κατά τη βαθμονόμηση, η βαλβίδα ήταν κλειστή, ώστε να μπορεί να μετρηθεί η πίεση μέσα στην στήλη.

Στη συνέχεια στη στήλη τοποθετήθηκαν οι κεραμικές κάψες και συνδέθηκαν οι πέντε μετατροπείς πίεσης (pressure transducer), (από τις οποίες η μία δεν χρησιμοποιήθηκε αφού παρουσιάστηκε πρόβλημα με ένα από τους πέντε αισθητήρες TDR και γ'αυτο δέν λάβαμε υπόψη τις μετρήσεις που μας έδωσε) Οι θέσεις των μετατροπέων πίεσης και της στήλης ήταν σταθερές καθ' όλη τη διάρκεια των πειραμάτων και σε αποστάσεις 25, 36.5, 52.5, 63.5cm από την κορυφή της. Στο κάτω μέρος της στήλης συνδέθηκε ένας εύκαμπτος σωλήνας και συνδέθηκε με τη στήλη Mariotte. Η στήλη είχε συνεχώς σταθερή στάθμη και είχε τοποθετηθεί σε κατάλληλη συσκευή, ώστε να μπορεί να μετακινείται εύκολα κατά τον κατακόρυφο άξονα.

Στην συνέχεια έγινε πλήρωση με νερό και απομακρύνθηκε ο εγκλωβισμένος αέρας και γινόταν συνεχής έλεγχος για διαρροές. Στο Σχήμα 3.3 παρουσιάζεται ένα σκαρίφημα της διάταξης βαθμονόμησης των pressure transducers.

Από τις μετρήσεις που ελήφθησαν σχεδιάστηκε η γραφική παράσταση $Y=f(X)$, για κάθε έναν από τους μετατροπείς της πίεσης, οι οποίες είναι ευθείες και από τις οποίες υπολογίστηκε η γραμμική σχέση που συνδέει τις δύο μεταβλητές (Σχήμα 3,4). Έτσι υπολογίστηκαν οι σταθερές A και B των εξισώσεων



Σχήμα 3.3 Πειραματική διάταξη βαθμονόμησης του pressure transducer (P.T.)

Για τον μετατροπέα πίεσης P.T. από την εξίσωση:

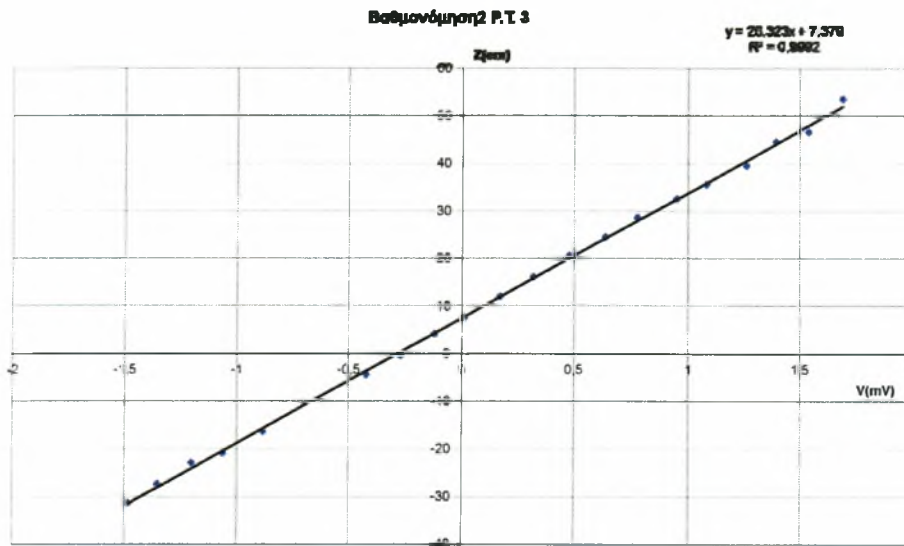
$$Y=26,323x-7,379 \text{ (με συντελεστή προσδιορισμού } R^2=0,9992), \text{ προσδιορίστηκαν}$$

οι σταθερές:

$$A = 26,323$$

$$B = 7,379$$

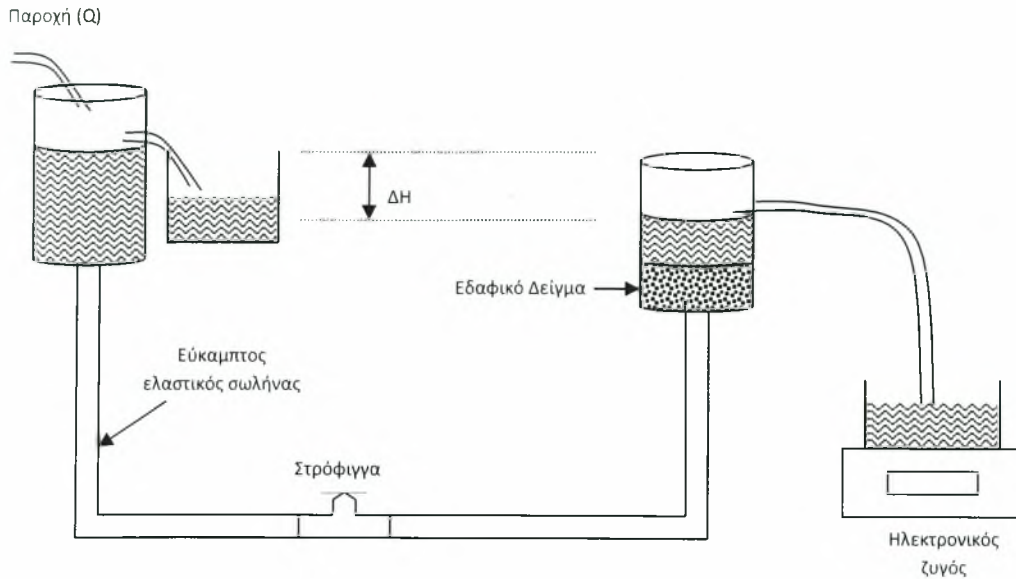
οι οποίες εισήχθησαν στο λογισμικό πρόγραμμα του συστήματος μέτρησης της πίεσης, ώστε να λαμβάνονται οι μετρήσεις σε μονάδες πίεσης (mbar). Αναλόγως προσδιορίστηκαν οι εξισώσεις και για τους άλλους τρεις μετατροπείς της πίεσης



Σχήμα 3.4.α. Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης

3.4 Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

Για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στο Σχήμα 3.5.



Σχήμα 3.5 Διάταξη μέτρησης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

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

$$Q = K_s \cdot A \cdot \Delta H \cdot L^{-1} \quad (3.3)$$

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 τη σχέση (3.3) προκύπτει:

$$K_s = \frac{VL}{tA\Delta H} \quad (3.4)$$

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

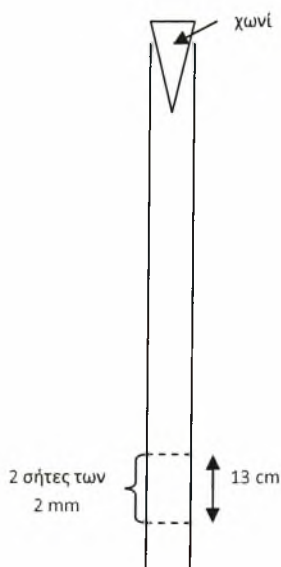
Για το εδαφικό δείγμα, η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού υπολογίστηκε:

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

Όπου K_s η υδραυλική αγωγιμότητα

3.5 Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα

Η πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο εδαφικό δείγμα, 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 το εδαφικό δείγμα 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 (Σχήματα 3.6).



Σχήμα 3.6 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 διάφορα βάθη από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος όπως φαίνεται στον πίνακα 3.2

α/α	Αισθητήρας TDR	Απόσταση από επιφάνεια εδάφους (βάθος) z (cm)
1	Z ₁	7,5
2	Z ₂	22,5
3	Z ₃	32,5
4	Z ₄	42,5
5	Z ₅	52,5

Πίνακας 3.2 Αποστάσεις των αισθητήρων υγρασίας από την επιφάνεια του εδάφους

Προκειμένου να εξαχθεί η εξίσωση της διήθησης, χρησιμοποιήθηκαν οι πειραματικές τιμές της υγρασίας και της μύζησης για την διήθηση και με την βοήθεια του υπολογιστικού προγράμματος RETC (van Genuchten et al, 1991) και έγινε ο προσδιορισμός των παραμέτρων θ_s , θ_r , α , m , n . Οι τιμές των παραμέτρων αυτών παρατίθενται στον πίνακα 4.1

Όπου

θ_s υγρασία κορεσμού

θ_r η υπολειμματική υγρασία

α παράμετρος

n πορώδες

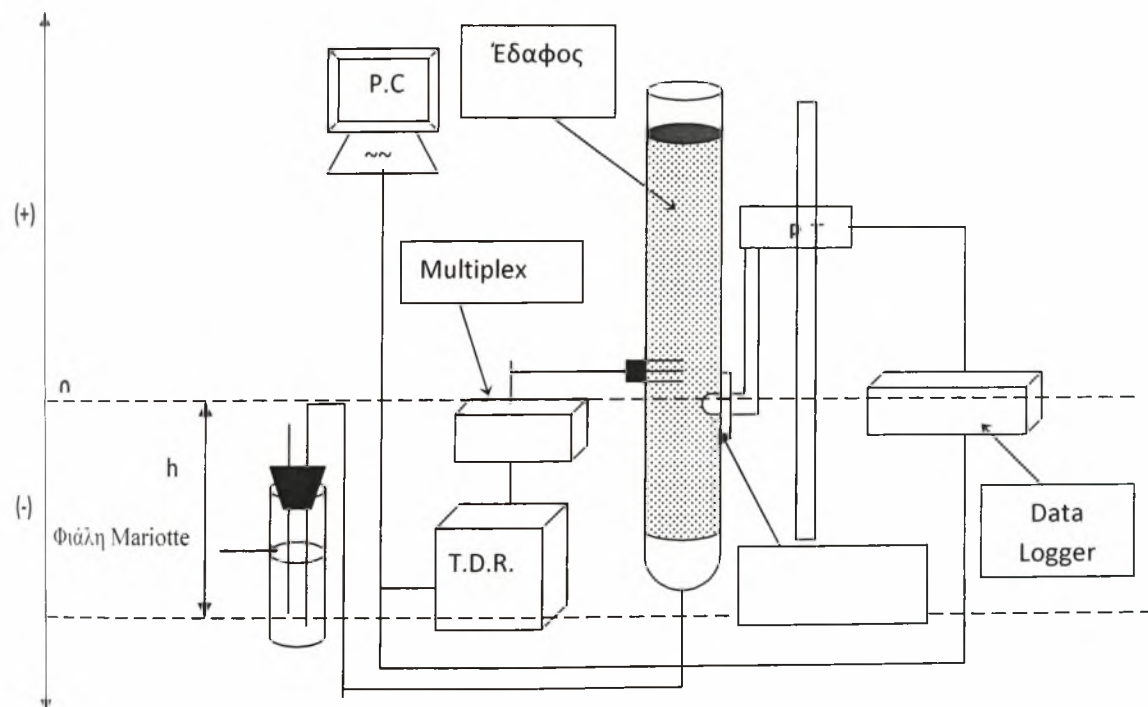
m παράμετρος

Παράμετρος	θ_s	θ_r	α	n	m
Τιμή RETC	0,30925	0,2479	0,1338	3,20035	0,68753

Πίνακας 4.1 Τιμές των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης της 2^{ης} διήθησης Muelem – van Genuchten, που εξήχθησαν από το πρόγραμμα RETC

3.6 Χαρακτηριστικές καμπύλες εδάφους – Υστέρηση

Εγινε πειραματική διάταξη για την μελέτη της υστέρησης προκειμένου να ευρεθούν οι χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους κατά την 1^η στράγγιση και τη 2^η διήθηση. Η πειραματική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε παρατίθεται στο Σχήμα 3.13



Σχήμα 3.13 Πειραματική διάταξη για τη μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών του εδάφους

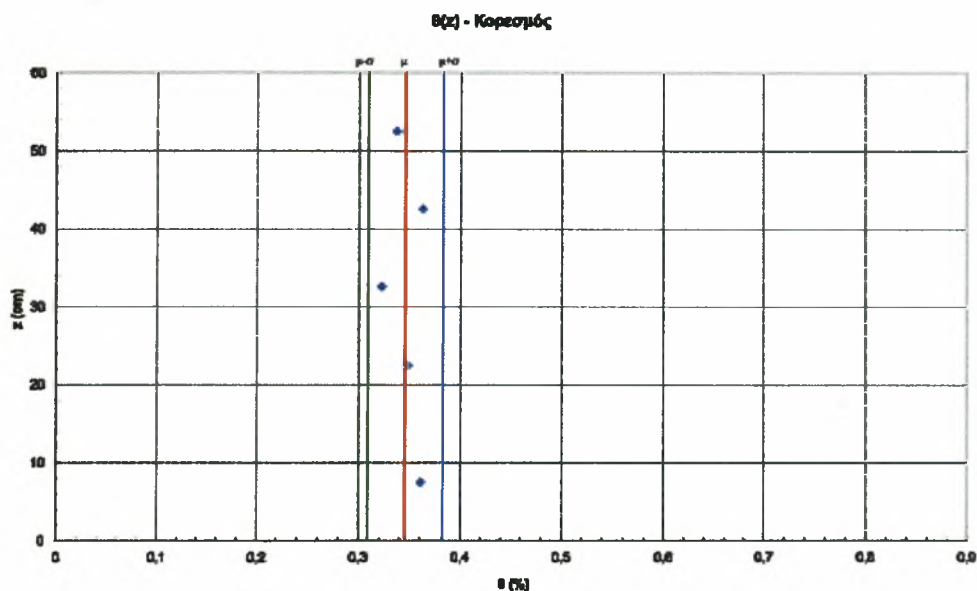
Εδώ μελετήθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού (θ_s) μέσα στην εδαφική στήλη. Με τη βοήθεια των τιμών υγρασίας κορεσμού που ελήφθησαν από το TDR, ελέγχθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κατά μήκος της κολώνας πειραματισμού.

Η μέση τιμή της υγρασίας κορεσμού βρέθηκε ίση με

$$\theta_s = (0,35) \%$$

Όπως φαίνεται και στο παρακάτω σχήμα, παρατηρείται ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού κατά μήκος της εδαφικής στήλης.

Η ομοιογένεια της στήλης ελέγχθηκε στον κορεσμό και οι μετρήσεις φαίνονται στο παρακάτω διάγραμμα.



Σχήμα 3.5 Έλεγχος ομοιογένειας υγρασίας κορεσμού

Η μέση τιμή της επί τοις εκατό υγρασίας κορεσμού υπολογίστηκε ογκομετρικά $\theta_s=0,35$, ενώ η μέση τιμή (μ) που υπολογίστηκε από τις τιμές εδαφικής υγρασίας του TDR είναι 0,34.

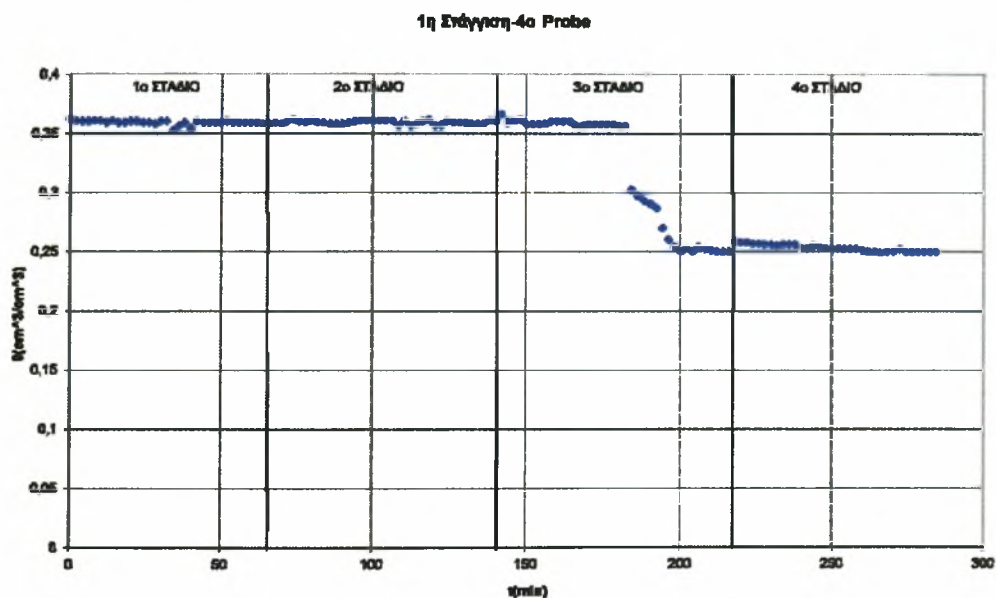
Στη συνέχεια έγινε πολύ καλή μόνωση ώστε να αποφευχθούν τυχόν διαρροές νερού και ξεκίνησαν τα πειράματα που αφορούσαν την κίνηση του νερού στο έδαφος.

3.6.α Πρώτη στράγγιση

Μετά τον κορεσμό της στήλης που πραγματοποιήθηκε από τον πυθμένα της ξεκίνησε η διαδικασία της πρώτης στράγγισης. Ο εύκαμπτος διαφανής σωλήνας της βάσης της στήλης συνδέθηκε με ένα δοχείο, στο οποίο συλλεγόταν το νερό που στράγγιζε. Στον πυθμένα της στήλης υπήρχε γεώφασμα μεγαλύτερης υδραυλικής αγωγιμότητας από αυτή του εδαφικού δείγματος για να συγκρατεί το έδαφος αλλά να μην λιμνάζει το νερό.

Κατά τη διάρκεια της στράγγισης έγινε ταυτόχρονη παρακολούθηση των μεταβολών της εδαφικής υγρασίας, της πίεσης και της ποσότητας του μεταγγιζόμενου νερού. Η πρώτη στράγγιση έγινε σε τέσσερα στάδια μετακινώντας την φιάλη Mariotte στην ανάλογη θέση κάθε φορά

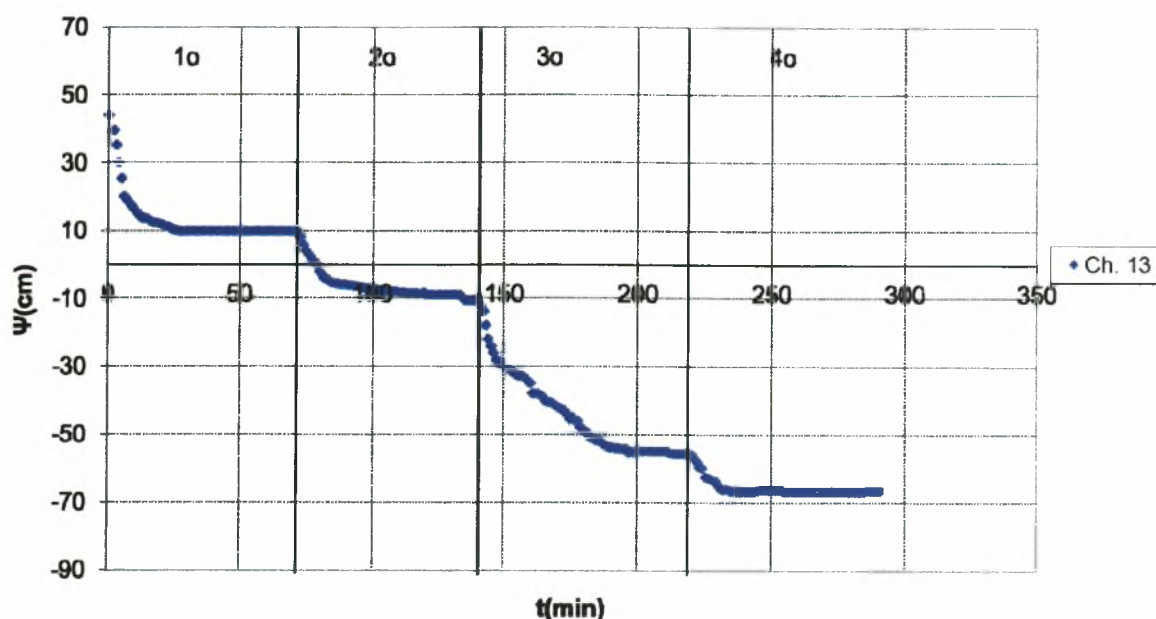
- **1^ο Στάδιο:** 9,2 cm , 65min.
- **2^ο Στάδιο:** -11,5 cm, 139 min.
- **3^ο Στάδιο:** 56,5 cm, 217 min.
- **4^ο Στάδιο:** -68 cm, 285 min



Σχήμα 3.15 Πειραματικές τιμές εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο κατά την 1^η στράγγιση.

Η εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο δίδεται στο σχήμα 3.15. Όπως παρατηρούμε στο σχήμα 3.15 η εδαφική υγρασία δεν παρουσιάζει καμία μεταβολή για τα δυο πρώτα στάδια της στράγγισης. Στο τρίτο στάδιο παρατηρείται μεγάλη μείωση της υγρασίας ενώ στο τέταρτο στάδιο της στράγγισης, παρατηρούμε σταθεροποίηση της υγρασίας.

1η Στράγγιση $\Psi(t)$



Σχήμα 3.16 Πειραματικές τιμές της πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 1^η στράγγιση

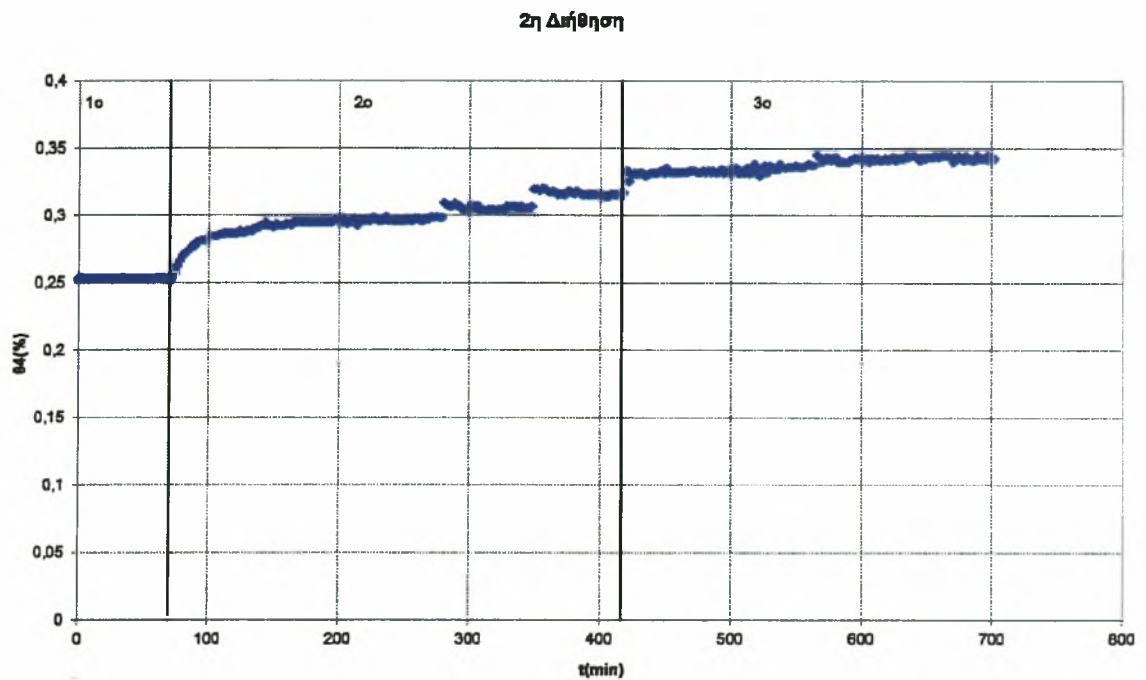
Στο σχήμα 3.16 δίνονται οι μεταβολές των πιέσεων σε συνάρτηση με το χρόνο, όπου η πίεση μετρήθηκε με τον αισθητήρα Ch 13. Όπως παρατηρούμε στο σχήμα 3.16 η πίεση μεταβάλλεται αμέσως από το πρώτο στάδιο της στράγγισης και αυτό συμβαίνει λόγω της ευαισθησίας της μεταβλητής της πίεσης, έτσι στα δυο πρώτα στάδια έχουμε μια αξιόλογη μεταβολή με μεγαλύτερη όμως αυτής του τρίτου σταδίου, ενώ στη συνέχεια παρατηρείται μικρή μείωση και σταθεροποίηση της πίεσης.

3.6.β.Δεύτερη διήθηση

Μετά τη στράγγιση, ακολούθησε η 2η διήθηση, η οποία έγινε σε τρία στάδια.

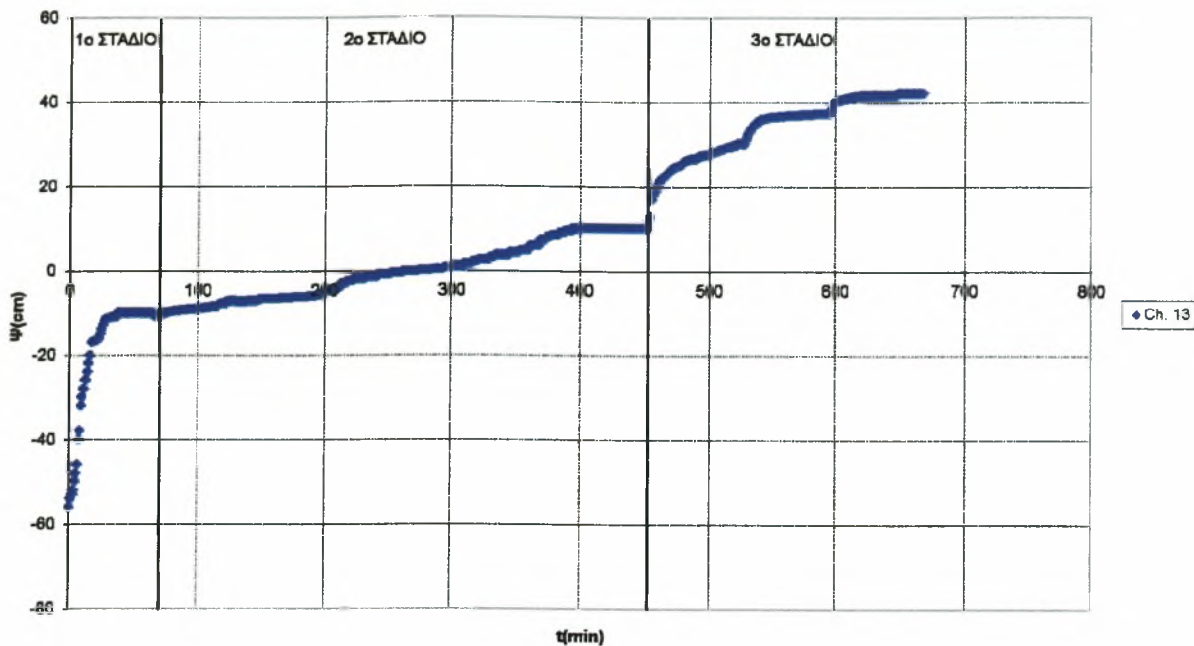
- 1^ο Στάδιο: -10 cm σε 70 min
- 2^ο Στάδιο: +11 cm σε 138 min
- 3^ο Στάδιο: +40 cm σε 215 min

Η μεταβολή της υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο δίνεται στο σχήμα 3.17



Σχήμα 3.17 Πειραματικές τιμές εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο κατά τη 2^η διήθηση

Στο πρώτο στάδιο της 2^{ης} διήθησης, (Σχήμα 3.17) δεν παρατηρούμε καποια μεταβολή της υγρασίας. Στο δεύτερο στάδιο έχουμε μικρή μεταβολή. Στο τρίτο στάδιο παρατηρούμε μικρή αύξηση στην υγρασία ενώ στη συνέχεια έχουμε και τη σταθεροποίηση των τιμών τους.



Σχήμα 3.18 Πειραματικές τιμές της πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο κατά τη 2^η διήθηση

Στο σχήμα 3.18 δίδονται οι μεταβολές των πιέσεων σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά τη δεύτερη διήθηση.

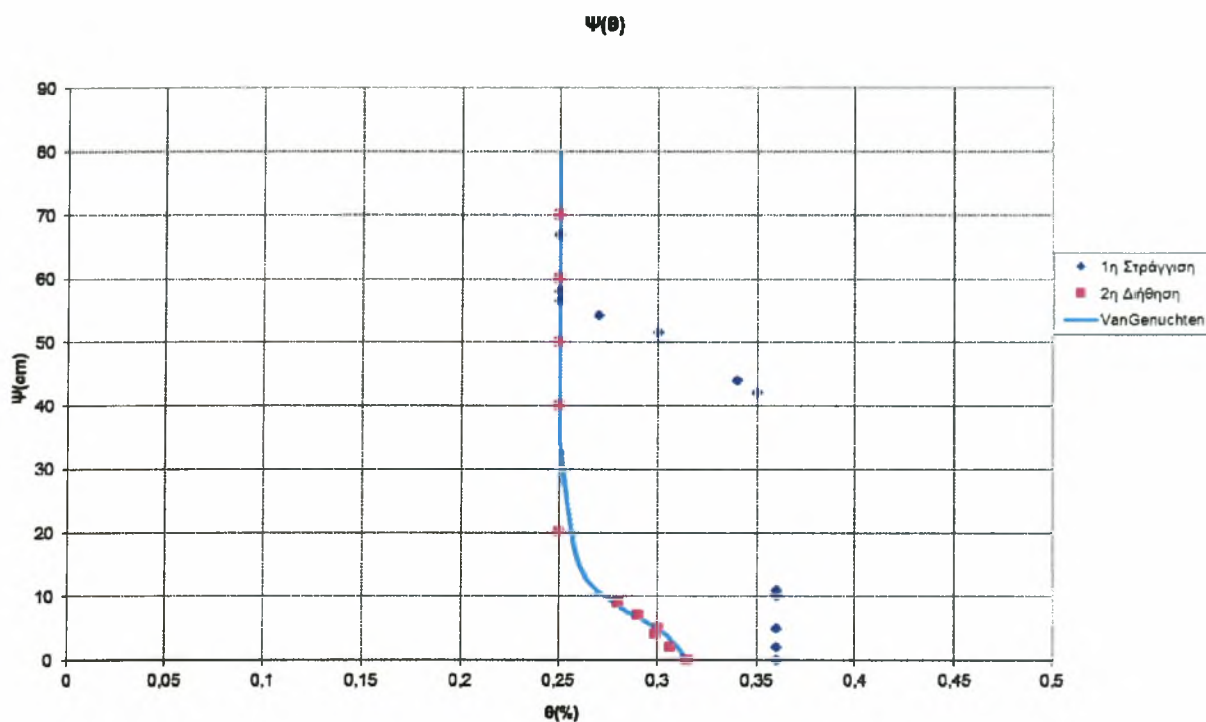
Η πίεση, σε αντίθεση με την υγρασία, παρουσίασε αξιόλογη μεταβολή από την αρχή της 2^{ης} διήθησης. Κατά το πρώτο κίολας στάδιο παρατηρούμε σημαντική αύξηση της πίεσης, η οποία συνεχίζει να αυξάνει και στο δεύτερο στάδιο. Κατά το τρίτο στάδιο, η πίεση συνεχίζει να αυξάνετε μεχρι που σταθεροποιείται .

Τα πειραματικά σημεία της 2^η διήθησης προσομιώθηκαν μεσω του μοντέλου RETC με την εξίσωση του Mualem-VanGenuchten

3.6.γ Χαρακτηριστικές καμπύλες

Από τα διαγράμματα εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο $\theta(t)$ και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο $\Psi(t)$ ελήφθη η καμπύλη πίεσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία, δηλ. η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους $\Psi(\theta)$ για την 1^η

Στράγγιση και τη 2^η Διήθηση, όπου παρατηρείται το φαινόμενο της Υστέρησης (Σχήμα 3,19).



Σχήμα 3.19 Χαρακτηριστικές καμπύλες για την 1η στράγγιση και για τη 2η διήθηση

Στο σχήμα 3.19 παρατηρείται έντονος βρόχος υστέρησης που οφείλεται στη φύση του εδάφους (πηλώδη άμμος). Η υγρασία κορεσμού είναι 0,36. Παρατηρείται επίσης υγρασία κορεσμού στην έναρξη της 1^{ης} Στράγγισης ίση με 0,36 ενώ στο τέλος της 2^{ης} Διήθησης παρατηρείται υγρασία κορεσμού 0,315. Η διαφορά αυτή οφείλεται κυρίως στον εγκλωβισμό αέρα στους πόρους του εδάφους, ο όγκος του οποίου είναι 0,045.

Το εμβαδόν κάτω από τη χαρακτηριστική καμπύλη στράγγισης, εκφράζει το έργο που απαιτείται για την πλήρη στράγγιση ενός μοναδιαίου όγκου κορεσμένου εδάφους. Το ίδιο συμβαίνει και για την πλήρη διήθηση. Η διαφορά των δύο προηγούμενων εμβαδών αποτελεί το έργο της υστέρησης.

ΣΥΝΟΨΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Πραγματοποιήθηκε μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος. Υπολογίστηκαν οι υδροδυναμικές παράμετροι του εδάφους. Συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκε ομογενής στήλη εδάφους για την οποία έγινε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκε η κοκκομετρική καμπύλη. Το έδαφος χαρακτηρίστηκε πηλώδης άμμος (Loamy Sand-LS). Μετρήθηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου και βρέθηκε ίση με 0,21cm/min. Ακολούθησε διήθηση από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης κατα την οποία γινόταν μέτρηση της υγρασίας σε διάφορα βάθη με τη μέθοδο TDR και μέτρηση της πίεσης των πόρων του εδάφους, χρησιμοποιώντας κεραμικές κάψες συνδεδεμένες με μετατροπείς πίεσης. Ελέγχθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κατα τον κορεσμό. Οι μετρήσεις εδαφικής υγρασίας και πίεσης πραγματοποιήθηκαν στη συνέχεια, για την 1^η στράγγιση και τη 2^η διήθηση.

Από τις μετρήσεις που ελήφθησαν, σχεδιάστηκαν οι καμπύλες εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο ($\theta(t)$) και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο ($\Psi(t)$), για την 1^η στράγγιση και τη 2^η διήθηση. Στη συνέχεια σχεδιάστηκαν οι χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους, δηλαδή οι καμπύλες πίεσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία ($\Psi(\theta)$) για την 1^η Στράγγιση και τη 2^η Διήθηση, όπου παρατηρήθηκε το φαινόμενο της υστέρησης.

Στο σχήμα 3.19 παρατηρείται έντονος βρόχος υστέρησης που οφείλεται στη φύση του εδάφους (πηλώδη άμμος). Η υγρασία κορεσμού είναι 0,36%. Παρατηρείται επίσης υγρασία κορεσμού στην έναρξη της 1^{ης} Στράγγισης ίση με 0,36% ενώ στο τέλος της 2^{ης} Διήθησης παρατηρείται υγρασία κορεσμού 0,31%. Η διαφορά αυτή οφείλεται κυρίως στον εγκλοβισμό αέρα στους πόρους του εδάφους, ο όγκος του οποίου είναι 0,04 m³

Το εμβαδόν κάτω από τη χαρακτηριστική καμπύλη στράγγισης, εκφράζει το έργο που απαιτείται για την πλήρη στράγγιση ενός μοναδιαίου όγκου κορεσμένου εδάφους. Το ίδιο συμβαίνει και για την πλήρη διήθηση. Η διαφορά των δύο προηγούμενων εμβαδών αποτελεί το έργο της υστέρησης

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.

Τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης της 2^{ης} Διήθησης εισήχθησαν στο μοντέλο RETC και υπολογίστηκαν οι υδροδυναμικές παράμετροι της εξίσωσης Mualem-VanGenuchten: ($\alpha=0,13$, $n=3,20$, $m=0,69$)

Μετά τον υπολογισμό των υδροδυναμικών παραμέτρων, προσεγγίστηκαν τα πειράματικά σημεία της 2^{ης} Διήθησης, από την εξίσωση Mualem-VanGenuchten.

Τα αποτελέσματα της παρούσας πτηχιακής εργασίας μπορούν να χρησιμοποιηθούν για περαιτέρω έρευνα στην ακόρεστη ροή και να χρησιμοποιηθούν οι μελέτες αρδεύσεων και στραγγήσεων.

Το πείραμα διεξάχθηκε στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Αγγελάκη Α., 2004. Διερεύνηση των Υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα . Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος. Σελ.20,24
2. Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. Dover Publications Inc. N.Y., pp. 764. Σελ.19
3. Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Soils Bull., 38. Σελ.17
4. Γιαννόπουλος, Σ., 1978. Έμμεση μέθοδος υπολογισμού των υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστο ισοθερμικό ομογενές πορώδες μέσο. Διπλ. Μεταπτ. Διατριβή, Α.Π.Θ. Σελ.8
5. Childs, E. C., and Collis – George, N., 1948. Discussions. Faraday Society, No 3: 78 – 85. Σελ.17
6. Childs, E. C., and Collis – George, N., 1950. The control of soil water Academic Press, N. Y., Advances in Agronomy, (3): 233 – 272. Σελ.17
7. Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, pp.590. Σελ.45.
8. Mualem, Y., and Dagan, G., 1976. Methods of predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Res. Project 142, Israel Inst. Of Techn, Haifa, pp.78. Σελ.47
9. Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. Soil Sci. Vol 119, pp. 466 – 467. Σελ.24
10. Philip J.R. , 1958, Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. Soil. Sci., Vol. 85, pp. 278 – 286. Σελ.24
11. Poulouvasilis A, 1969. The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56. Σελ.20
12. Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, Vol 1, pp. 318 – 333. Σελ.20
13. Τζιμόπουλος Χ., 1994. Στραγγίσεις – Υδραυλική Φρεάτων', Θεσσαλονίκη, 1994, σελ. 227. Σελ.11,16

14. Thony, J. L., 1970. Etude experimentale des phenomenes d' hysteresis dans les ecoulements en milieux poreux non satures. These de Docteur – Ingenieur Universite de Genoble, Genoble, pp. 140. Σελ.20
15. Topp G. C., and Miller, E. E., 1966. Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass – bead media. Soil Sci. Soc. Amer., Proc Vol. 30, pp. 156 – 162. Σελ.20
16. Van Genuchten, R., 1978. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed form analytical model. Dep. Civ. Eng., Princeton N. J., water Res. Prog., Res. Rep. 78 – WR – 08, 63. Σελ.57
17. Van Genuchten, R., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., (44): pp. 892 – 898. Σελ.57
18. Vauclin M., Haverkamp R., 1985. Solutions quasi analytiques de l' equation d' absorption de l' eau par les sols non satures. I. Analyse critique. Agronomie, 5 (7), pp. 597-606. Σελ.24
19. Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. Advances in Hydrosiences, Academic Press, N. Y., 5: 215 – 296. Σελ.24
20. Baker, J. M. and Lascano, R. J. 1989. The spatial sensitivity of time domain reflectometry. Soil Sci. Vol. 147, No 5: 378 – 384. Σελ.53
21. 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. Σελ.52
22. 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. Σελ.52
23. 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. Σελ.53
24. Dalton, F. N., 1992. Development of time – domain reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity. In

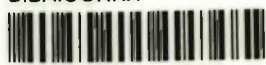
- Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice. SSSA Special Publication no 30: 143 – 167. Σελ.53
25. Dasberg, S., and Dalton, F. N., 1985. Time domain reflectometry measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (49): 293 – 297. Σελ.53
 26. 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. Σελ.52
 27. 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. Σελ.52
 28. Heimovaara, T. J., 1990. A computer – controlled 36 – channel Time Domain Reflectometry for monitoring soil water contents. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316. Σελ.52
 29. 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. Σελ.52
 30. 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. Σελ.52
 31. 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. Σελ.52
 32. 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. Σελ.52
 33. 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. Σελ.52
34. 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. Σελ.53
35. Knight, J.H., 1992. Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.* (28): 2345 – 2352. Σελ.53
36. Leonard, R. A., and Low, P. F., 1962. A self adjusting null – point tensionmeter. *Proc. S.S.S.A.*, (26): 123 – 125. Σελ.27
37. 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. Σελ. 52
38. Miller, R. D., 1951. A technique for measuring soil water tensions in rapidly changing systems. *Soil Sci.* (72): 291 – 301. Σελ.27
39. 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. Σελ.52
40. 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. Σελ.52
41. 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. Σελ.50
42. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215. Σελ.45
43. 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. Σελ.52

44. 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. Σελ.52
45. 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. Σελ.52
46. 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. Σελ.50
47. Vanclooster, M, Mallants, D., Diels, J., Feyen, J., 1993. Determining local scale solute transport parameters using time domain reflectometry (TDR). *J. Hydrol.*, 148: 93 – 107. Σελ.52
48. 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. Σελ.52



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



004000115029