

# **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 ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

**«ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗΣ  
ΚΑΜΠΥΛΗΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ».**

**ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ**

**ΤΖΟΥΡΜΑΚΛΙΩΤΗΣ Μ. ΒΑΣΙΛΕΙΟΣ**

**ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ:  
ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ - ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ ΜΑΡΙΑ**

**ΒΟΛΟΣ 2014**

**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 ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

**«ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗΣ ΚΑΜΠΥΛΗΣ**  
**ΔΙΗΘΗΣΗΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ».**

**ΤΖΟΥΡΜΑΚΛΙΩΤΗΣ Μ. ΒΑΣΙΛΕΙΟΣ**

**ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ**

1. **Μαρία Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη, Δρ.**, Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις – Στραγγίσεις, Υδραυλική». Επιβλέπουσα της μεταπτυχιακής διατριβής.
2. **Δημήτρου Ανθή**, Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Εδαφολογία με έμφαση στη Χημεία εδάφους».
3. **Καλφούντζος Δημήτρης**, Αναπληρωτής Καθηγητής του ΤΕΙ Λάρισας στο Τμήμα Μηχανικής Βιοσυστημάτων.

## **ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Η υπόδειξη του θέματος της μεταπτυχιακής μου διατριβής έγινε από την Καθηγήτρια και Διευθύντρια του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του Π. Θ. κ. Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη την οποία θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά, τόσο για τις πολύτιμες και ουσιαστικές συμβουλές και υποδείξεις της, όσο και για το ιδιαίτερο ενδιαφέρον της καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής μου.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω την Δρ. Αναστασία Αγγελάκη, Φυσικό, Ε.ΔΙ.Π του Τμήματος Γεωπονίας, Φυτικής Παραγωγής & Αγροτικού Περιβάλλοντος για τον πολύτιμο χρόνο που διέθεσε σε όλη την πορεία της διατριβής καθώς και για την ουσιαστική της συμβολή, τόσο στο πειραματικό, όσο και στο θεωρητικό μέρος.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω την κ. Δημήρκου Ανθή, Καθηγήτρια της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας και τον κ. Καφούντζο Δημήτρη, Αναπληρωτή Καθηγητή του τμήματος Μηχανικής Βιοσυστημάτων του ΤΕΙ Λάρισας, για τις πολύτιμες και ουσιαστικές στην διεκπεραίωση της παρούσας διατριβής, καθώς και για την συμμετοχή τους στην τριμελή εξεταστική επιτροπή.

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

Στους γονείς μου

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>Εισαγωγή</b>	
Σκοπός πειράματος.....	8
<b>Κεφάλαιο 1: Κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος – Θεωρητικά στοιχεία</b>	10
1.1 Γενικά.....	10
1.2 Φυσικά μεγέθη του εδάφους .....	12
1.2.1 Ειδικό βάρος $\gamma$ .....	13
1.2.2 Πυκνότητα στερεού και φαινόμενη πυκνότητα .....	14
1.2.3 Πορώδες $n$ .....	15
1.2.4 Δείκτης κενών $e$ .....	15
1.2.5 Υγρασία του εδάφους.....	16
1.2.6 Βαθμός κορεσμού, $S$ .....	17
1.3 Κινητική και Δυναμική Ενέργεια του Νερού.....	18
1.4 Δυναμικό του εδαφικού νερού .....	19
1.5 Χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας .....	23
1.6 Mualem – van Genuchten, μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπύλων εδάφους	26
1.7 Υδροδυναμικές παράμετροι .....	26
1.7.1 Η υδραυλική αγωγιμότητα .....	27
1.7.2 Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα .....	28
1.7.3 Ο συντελεστής διάχυσης .....	29
1.8 Εξισώσεις ροής σε πορώδη μέσα.....	30
1.8.1 Νόμος του Darcy .....	30
1.8.2 Εξίσωση συνέχειας .....	32
1.8.3 Εξίσωση Richards .....	36
1.9 Το φαινόμενο της διήθησης.....	38
1.9.1 Διηθητικότητα και ρυθμός διήθησης.....	42
1.9.2 Η απορροφητικότητα	43
<b>Κεφάλαιο 2: Υλικά και μέθοδοι</b>	46
2.1 Εισαγωγή.....	46
2.2 Μέθοδοι μετρήσεων.....	48
2.2.1 Μέθοδοι μέτρησης της εδαφικής υγρασίας.....	48
2.2.2 Η μέθοδος TDR.....	49
2.2.3 Συσκευή Μέτρησης TDR.....	55
2.2.4 Χαρακτηριστικά και μέτρηση της πίεσης.....	57
2.2.5 Λοιπές συσκευές και μέθοδοι.....	61

<b>Κεφάλαιο 3: Πειραματική διαδικασία και αποτελέσματα</b>	<b>63</b>
3.1 Γενικά.....	63
3.2 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική καμπύλη.....	63
3.3 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer).....	67
3.4 Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.....	70
3.5 Πλήρωση της πειραματικής στήλης με το εδαφικό δείγμα....	71
3.6 Χαρακτηριστικές καμπύλες εδάφους – Φαινόμενο Υστέρησης.....	73
3.6.1 Έλεγχος ομοιομορφίας Υγρασίας Κορεσμού.....	73
3.6.2 Πειραματική διάταξη μελέτης χαρακτηριστικών καμπυλών....	75
3.6.3 Πρώτη στράγγιση.....	76
3.6.4. Δεύτερη διήθηση.....	79
3.6.5 Χαρακτηριστικές καμπύλες.....	82
3.6.6 Ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα.....	84
3.6.7 Συντελεστής Διάχυσης.....	86
<b>ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ</b>	<b>88</b>



## Εισαγωγή

Βασικό στοιχείο για την ανθρώπινη ύπαρξη και άρρηκτα συνδεδεμένο με όλες τις πτυχές του υπάρχοντος πολιτισμού, το νερό ήταν από αρχαιοτάτων χρόνων το βασικότερο κοινωνικό αγαθό και απαραίτητη προϋπόθεση για την ανθρώπινη ευημερία.

Από τη βιομηχανική επανάσταση μέχρι σήμερα, τα οικονομικά αναπτυξιακά μοντέλα που ακολουθήθηκαν, υιοθέτησαν την άκρατη εκμετάλλευση των φυσικών πόρων – συνεπώς και του χρήσιμου για το άνθρωπο νερού- χωρίς ιδιαίτερη μέριμνα για τις μελλοντικές ανάγκες και την αειφορία. Από τα μέσα όμως του 20<sup>ου</sup> αιώνα έγινε φανερό ότι η αλόγιστη χρήση, η μόλυνση των επιφανειακών και υπόγειων υδάτων, οι έντονες κλιματικές αλλαγές που επιτείνουν την ανισοκατανομή του νερού και το δυσθεώρητο κόστος για την περιβαλλοντική αποκατάσταση και ισορροπία υδατικών σωμάτων που έχουν πληγεί (επαναφόρτιση υπόγειων υδροφορέων, απορρύπανση λιμνών και ποταμών, επανασύσταση αποξηραθέντων λιμνών κ.α), «ανάγκασαν» τη διεθνή κοινότητα να υιοθετήσει μέτρα για την ορθολογικότερη διαχείριση του νερού.

Στο πλαίσιο αυτό, η ανάπτυξη του κατάλληλου νομοθετικού πλαισίου για «διασυνοριακές» συνεργασίες και η χρήση διαδικασιών και συστημάτων διαχείρισης, που διασφαλίζουν την ορθολογικότερη χρήση, με ταυτόχρονη την ικανοποίηση υπαρχουσών και μελλοντικών αναγκών καθώς και την περιβαλλοντική ισορροπία, αποτελούν την γενικότερη στρατηγική που διέπει το σύνολο των προσπαθειών σε όλο τον κόσμο. Το καινούργιο, όμως, σε αυτή την πιο ολιστική προσέγγιση, είναι η αντιμετώπιση του νερού ως οικονομικό αγαθό.

Χαρακτηριστικότερο παράδειγμα αποτελεί η οδηγία-πλαίσιο 2000/60 «για τη θέσπιση πλαισίου κοινοτικής δράσης στον τομέα της πολιτικής υδάτων» της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Σε αυτή, η επίτευξη των περιβαλλοντικών στόχων στηρίζεται σε οικονομικές αρχές (η αρχή ο ρυπαίνων πληρώνει), οικονομικά εργαλεία και τεχνικές (ανάλυση της οικονομικής αποδοτικότητας των μέτρων) και αποκλειστικά οικονομικά μέτρα (τιμολόγηση υπηρεσιών ύδατος) (Ασημακόπουλος, 2002).

Σε αυτό το διεθνές κλίμα, η σύγχρονη αγροτική παραγωγή πρέπει να προσαρμοσθεί. Καταναλώνοντας περίπου το 70% των χρησιμοποιούμενων υδάτινων



πόρων σε παγκόσμιο επίπεδο, καλείται να αντεπεξέλθει στην αυξανόμενη ζήτηση για αγροτικά προϊόντα, που θα θρέψουν τον επίσης αυξανόμενο παγκόσμιο πληθυσμό. Ταυτόχρονα, βρίσκεται στο επίκεντρο συζητήσεων τόσο για την πραγματική συμβολή της στην περιβαλλοντική ισορροπία όσο και για την αποτελεσματικότερη χρήση του νερού.

Ο Wolf (2009) περιγράφει εύστοχα την κατάσταση που υπάρχει σήμερα: «Το νερό, σε αντίθεση με άλλους αναλώσιμους πόρους, χρησιμοποιείται για να τροφοδοτήσει όλες τις πτυχές της κοινωνίας. Επιπλέον, παρουσιάζει διακυμάνσεις στην κατανομή του στο χώρο και το χρόνο, η διαχείρισή του δεν είναι ενιαία και συχνά υπόκειται σε ασαφές ή αντιφατικό νομικό πλαίσιο. Δεν υπάρχει μονοσήμαντη διαχείριση του νερού. Το σύνολο της διαχείρισης του νερού εξυπηρετεί πολλαπλούς στόχους και βασίζεται στον συγκερασμό ανταγωνιστικών συμφερόντων. Μέσα σε μια χώρα μόνο, τα συμφέροντα αυτά περιλαμβάνουν τους οικιακούς χρήστες, τους αγρότες, τους παραγωγούς υδροηλεκτρικής ενέργειας, τους βιομηχάνους, εκείνους που επιδιώκουν την χρήση για αναψυχή, τους φίλους του περιβάλλοντος. Κάποια από τα παραπάνω έρχονται τακτικά σε αντίθεση και όσο εμπλέκονται περισσότερα ενδιαφερόμενα μέρη, οι πιθανότητες για την εξεύρεση αμοιβαία αποδεκτών λύσεων μειώνονται. Αν προστεθούν και τα διεθνή σύνορα, οι πιθανότητες μειώνονται ακόμη περισσότερο».

Η προσφορά της επιστημονικής κοινότητας στην διευθέτηση των παραπάνω μπορεί να είναι ιδιαίτερα σημαντική. Ωστόσο, επειδή το ζήτημα της διαχείρισης του νερού αποτελεί ιδιαίτερα σημαντικό θέμα για τη σύγχρονη κοινωνία, απαιτείται πολύ-επιστημονική κάλυψη και διεπιστημονική προσέγγιση, τουλάχιστον σε επίπεδο έρευνας. Ο ρόλος τόσο των ερευνητών όσο και των λοιπών εμπλεκομένων στις διαδικασίες λήψης αποφάσεων είναι αρκετά πιο δύσκολος από ότι στο παρελθόν καθότι η διαθεσιμότητα του κατάλληλου προς ανθρώπινη χρήση νερού έχει μειωθεί αισθητά λόγω κλιματικών αλλαγών και ρύπανσης, οι «δυνητικοί» χρήστες του έχουν αυξηθεί και οι πιέσεις για δικαιότερη κατανομή είναι μεγαλύτερες.

Σε ότι αφορά στην αρδευόμενη γεωργία, η έρευνα εδώ και αρκετά χρόνια έχει στραφεί σε μεθόδους που μειώνουν αισθητά την κατανάλωση νερού, με το μικρότερο αντίκτυπο στην παραγωγικότητα, ποιοτική και ποσοτική. Αιχμή του δόρατος αποτελούν νέα συστήματα και τεχνικές άρδευσης, συνεπικουρούμενα από τεχνολογίες αιχμής στις τηλεπικοινωνίες και διάφορους αυτοματισμούς, προσαρμοζόμενους κατάλληλα στην κάθε περίπτωση. Ωστόσο, όλα τα παραπάνω για

να είναι περισσότερο αποτελεσματικά, βασίζονται περισσότερο στην έρευνα σχετικά με την κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος καθώς και των παραμέτρων που συμμετέχουν στις σχέσεις νερού-εδάφους.

### **Σκοπός της εργασίας**

Στην παρούσα εργασία μελετάται η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος μέσω εργαστηριακού πειραματισμού σε στήλη εδάφους. Η διαδικασία αυτή ενδείκνυται για τον προσδιορισμό των υδροδυναμικών παραμέτρων, των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, το σχηματισμό της χαρακτηριστικής καμπύλης και την παρατήρηση του φαινομένου της υστέρησης κατά την στράγγιση και τη διύγρανση των εδαφών, γεγονός που στοχεύει άμεσα στη συνολικότερη κατανόηση του φαινομένου της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος. Η γνώση αυτή είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για τον σχεδιασμό και την απόδοση των σύγχρονων συστημάτων άρδευσης.

Ειδικότερα, κατά την πειραματική διαδικασία χρησιμοποιήθηκε ομογενές έδαφος για το οποίο αρχικά πραγματοποιήθηκε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκε η κοκκομετρική καμπύλη. Στη συνέχεια μετρήθηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με την μέθοδο του σταθερού φορτίου. Κατόπιν, διηθήθηκε νερό στην εδαφική στήλη μέχρι τον κορεσμό και ελήφθησαν μετρήσεις περιεκτικότητας σε νερό (εδαφική υγρασία), μετρήσεις πίεσης σε διαφορετικά βάθη της εδαφικής κολόνας και ελέγχθηκε η ομοιομορφία της εδαφικής υγρασίας στον κορεσμό. Στην συνέχεια πραγματοποιήθηκε 1<sup>η</sup> στράγγιση και 2<sup>η</sup> διήθηση σε διάφορα στάδια. Από τα πειραματικά δεδομένα, σχεδιάστηκαν οι καμπύλες εδαφικής υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο  $\theta(t)$  και  $h(t)$ , για την πρώτη στράγγιση και την δεύτερη διήθηση, με σκοπό τη μελέτη της χαρακτηριστικής καμπύλης και του φαινομένου της υστέρησης.

Τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης της δεύτερης διήθησης εισήχθησαν στο μοντέλο RETC με σκοπό να υπολογιστούν οι υδροδυναμικές παράμετροι της εξίσωσης Mualem-VanGenuchten και να προσδιοριστούν τα

πειραματικά σημεία της δεύτερης διήθησης, από την εξίσωση Mualem-Van Genuchten.

Στη συνέχεια, αφού σχηματίστηκαν τα αντίστοιχα γραφήματα των τιμών και προσομοιώθηκε η χαρακτηριστική καμπύλη της 2<sup>ης</sup> διήθησης, προσδιορίστηκαν οι εξισώσεις της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας και του συντελεστή διάχυσης.

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

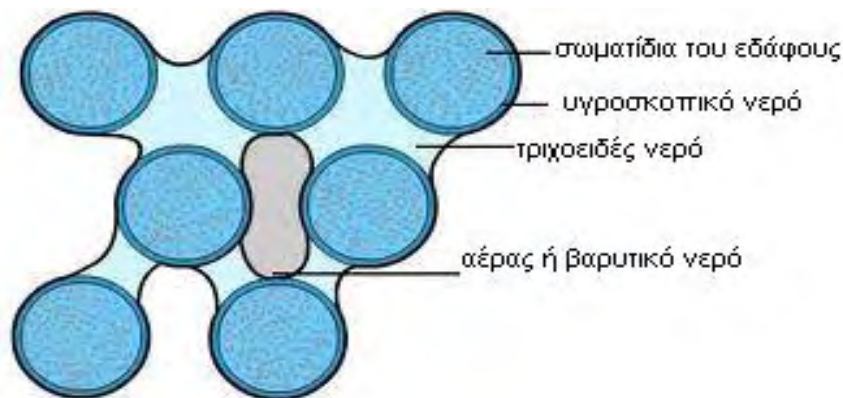
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1<sup>ο</sup>

### Κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος – Θεωρητικά στοιχεία

#### 1.1 Γενικά

Το πόσο νερό απαιτείται για μια καλλιέργεια είναι συνάρτηση πολλών παραγόντων. Γενικά, το νερό που δαπανάται από το φυτό για τη φυσιολογική λειτουργία του (σχηματισμός ιστών και διαπνοή) και το νερό που εξατμίζεται από το έδαφος και το φυτό, αποτελούν το μεγαλύτερο τμήμα των συνολικών αναγκών. Αν προσθέσουμε το νερό που χάνεται κατά την εφαρμογή και άλλες ποσότητες που μπορούν να προστεθούν πχ για έκπλυση αλάτων, εκτιμούμε ακριβέστερα την απαιτούμενη ποσότητα. Βασικοί παράγοντες που επηρεάζουν τον υπολογισμό των ποσοτήτων αυτών είναι κλιματικοί, φυτικοί και εδαφικοί. Οι κλιματικοί και οι φυτικοί υπεισέρχονται στον υπολογισμό της εξατμισοδιαπνοής και οι εδαφικοί στον υπολογισμό των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους, το οποίο είναι και το μέσο που θα αποθηκεύσει και θα παράσχει νερό στην καλλιέργεια.

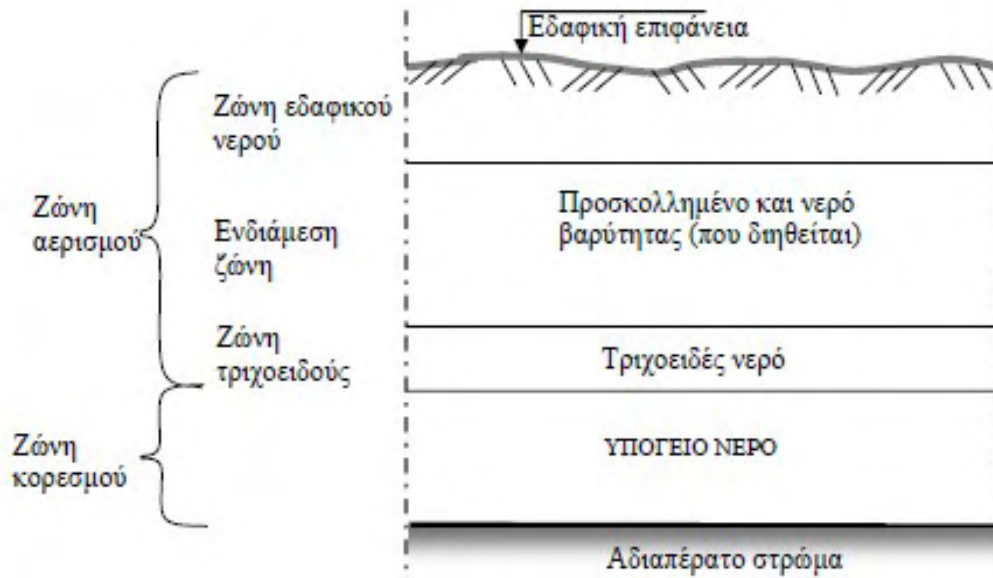
Γενικά το έδαφος είναι ένα πορώδες υλικό, το οποίο αποτελείται από τη στερεά φάση (solid matrix), που αποτελείται από τα σωματίδια του εδάφους, την υγρή φάση η οποία περιλαμβάνει το νερό του εδάφους και την αέρια φάση (σχήμα 1).



Σχήμα 1.1: Στερεά, υγρή και αέρια φάση του εδάφους

*Κορεσμένο* ονομάζεται το έδαφος του οποίου όλοι οι πόροι περιέχουν νερό, ενώ *ακόρεστο* αυτό στο οποίο συνυπάρχουν η υγρή και η αέρια φάση. Στην αρδευόμενη γεωργία μας ενδιαφέρει η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος, στο οποίο αν θεωρήσουμε μια εδαφική κατατομή, διακρίνουμε τις εξής περιοχές ή ζώνες (σχήμα 2):

- Την *περιοχή ή ζώνη κορεσμού*, στην οποία όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό. Στο κατώτερο όριο της ζώνης υπάρχει συνήθως αδιαπέρατος εδαφικός ορίζοντας. Το ανώτερο όριό της καλείται *φρεατική ή υπόγεια στάθμη* και η πίεση σε όλα τα σημεία της είναι ίση με την ατμοσφαιρική.
- Την *ακόρεστη περιοχή ή ζώνη*, η οποία εκτείνεται από την υπόγεια στάθμη έως την επιφάνεια του εδάφους. Επειδή η κατανομή του νερού διαφέρει σε διάφορα σημεία της ζώνης, αυτή διακρίνεται σε 3 υποζώνες:
  - Τη *ζώνη του εδαφικού νερού*, στην οποία το νερό συνυπάρχει με τον αέρα και είναι άμεσα διαθέσιμο στα φυτά. Εκτείνεται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το κατώτερο όριο του ριζοστρώματος των καλλιεργειών και η κίνηση του νερού είναι οριζόντια και κατακόρυφη.
  - Την *ενδιάμεση ζώνη* όπου επίσης συνυπάρχουν νερό και αέρας, με τη διαφορά ότι το νερό είναι πιο ισχυρά προσκολλημένο στα εδαφικά σωματίδια. Εδώ η οριζόντια κίνηση του νερού περιορίζεται και γίνεται κυρίως κατακόρυφα λόγω της βαρύτητας.
  - Την *τριχοειδή ζώνη* στην οποία το νερό συγκρατείται πλέον πολύ ισχυρά από τα σωματίδια του εδάφους και δεν μπορεί να προσληφθεί από τα φυτά.

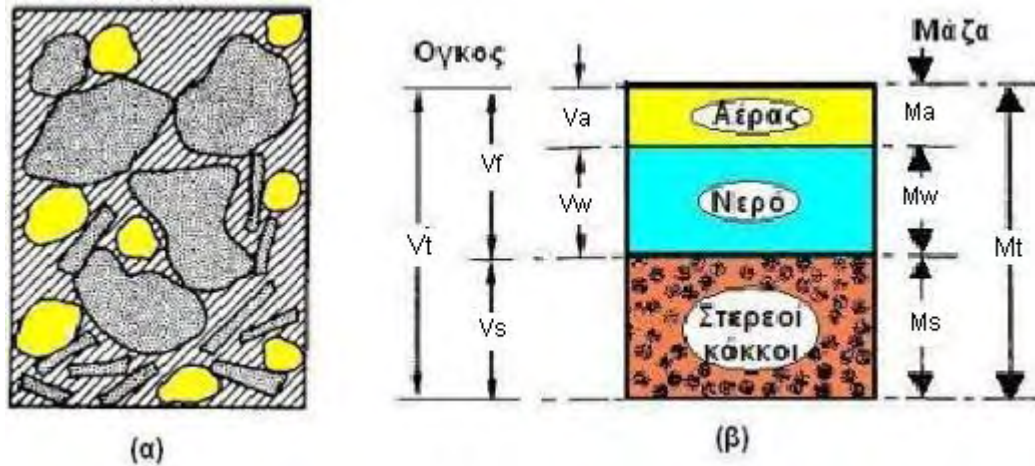


**Σχήμα 1.2:** Διάκριση του εδάφους σε ζώνες ανάλογα με την κατανομή του νερού

## 1.2 Φυσικά μεγέθη του εδάφους

Οι φυσικές ιδιότητες του εδάφους επηρεάζουν σημαντικά την κίνηση του νερού μέσα σε αυτό. Ωστόσο, για να κατανοηθεί ευκολότερα ο τρόπος επίδρασής τους πρέπει να γίνει μια σύντομη αναφορά των βασικότερων φυσικών του χαρακτηριστικών και μεγεθών, βασιζόμενοι, σε μια σχηματοποιημένη ιδεατή κατάσταση του ακόρεστου εδάφους.

Στο σχήμα 3 φαίνεται μια ενδεχόμενη, τυχαία απεικόνιση των τριών φάσεων του εδάφους (α) και μια ιδεατή σχηματοποιημένη αναπαράσταση των τριών φάσεων (β).



**Σχήμα 1.3:** Πραγματική (α) και ιδεατή (β) σχηματική απεικόνιση των 3 φάσεων του εδάφους

Οι βασικές παράμετροι που καθορίζουν τα βασικά φυσικά χαρακτηριστικά, είναι οι μάζες της κάθε φάσης και οι όγκοι. Στη δεξιά πλευρά της ιδεατής στήλης εδάφους του παραπάνω σχήματος, αναπαρίστανται η μάζα του αέρα  $M_a$ , η οποία είναι αμελητέα σε σύγκριση με τις μάζες των στερεών και του νερού, η μάζα του νερού  $M_w$ , η μάζα των στερεών  $M_s$  και η συνολική μάζα  $M_t$ . Οι όγκοι υποδεικνύονται στην αριστερή πλευρά του σχήματος. Όπου  $V_a$  ο όγκος του αέρα,  $V_w$  ο όγκος του νερού,  $V_f = V_a + V_w$  ο συνολικός όγκος των πόρων,  $V_s$  ο όγκος των στερεών και  $V_t$  ο συνολικός όγκος.

Με βάση το παραπάνω διάγραμμα, μπορούμε να ορίσουμε τώρα τα φυσικά μεγέθη που γενικά χρησιμοποιούνται για να εκφράσουν τις ποσοτικές αλληλεπιδράσεις από τις τρεις βασικές φάσεις του εδάφους.

### 1.2.1 Ειδικό βάρος $\gamma$

Το ειδικό βάρος είναι το βάρος ενός υλικού ανά μονάδα όγκου και δίνεται από τη σχέση:

$$\gamma = \frac{Mg}{V} = \rho g \quad (1.1)$$

και έχει διαστάσεις  $[ML^{-2}T^{-2}]$ . Όπου  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, που στην Ελλάδα έχει τιμή περίπου  $9,81 \text{ m/s}^2$ .

### 1.2.2 Πυκνότητα στερεού και φαινόμενη πυκνότητα

Με τον όρο πυκνότητα αναφερόμαστε στην ποσότητα της μάζας ενός στερεού στη μονάδα του όγκου. Ουσιαστικά ο όρος αντικατοπτρίζει τη συγκέντρωση της ύλης του στερεού στη μονάδα του όγκου. Σε ότι αφορά στο έδαφος, διακρίνουμε την μέση πυκνότητα στερεού  $\rho_s$  και την φαινόμενη πυκνότητα  $\rho_b$  σε ξηρή κατάσταση.

Η μέση πυκνότητα στερεού  $\rho_s$  δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (1.2)$$

όπου  $M_s$  είναι η μάζα της στερεάς φάσης του εδάφους και  $V_s$  είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση του εδάφους και οι διαστάσεις της είναι  $[ML^{-3}]$ . Στα περισσότερα ανόργανα εδάφη, η μέση πυκνότητα των στερεών είναι περίπου 2600-2700  $\text{kg/m}^3$ , κοντά στην πυκνότητα του χαλαζία, ο οποίος είναι γενικά το πιο διαδεδομένο στοιχείο στα ανόργανα εδάφη. Ωστόσο, η παρουσία οξειδίων του σιδήρου και των διαφόρων άλλων «βαρέων» ορυκτών (γενικά ορίζονται ως εκείνα που έχουν πυκνότητα άνω των 2900  $\text{kg/m}^3$ ) αυξάνει τη μέση πυκνότητα, ενώ η παρουσία χαμηλής σε πυκνότητα οργανικής ύλης γενικά μειώνει τη μέση πυκνότητα της στερεάς φάσεως (Hillel, 2004).

Η φαινόμενη πυκνότητα  $\rho_b$  σε ξηρή κατάσταση, εκφράζει την αναλογία της μάζας των στερεών προς το συνολικό εδαφικό όγκο (στερεών και πόρων) και δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_s + V_a} \quad (1.3)$$

όπου  $V_s$  είναι ο όγκος της στερεάς φάσης και  $V_a$  είναι ο όγκος της αέριας φάσης του εδάφους.



### 1.2.3 Πορώδες $n$

Το πορώδες είναι ένα αδιάστατο μέγεθος που αντικατοπτρίζει το χώρο που καταλαμβάνουν οι πόροι σε ένα έδαφος. Δίνεται από τη σχέση

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

Όπου  $V_f$  είναι το άθροισμα του όγκου της αέριας  $V_a$  και της υγρής φάσης  $V_w$  ενώ  $V_t$  ο συνολικός όγκος και των τριών φάσεων. Το πορώδες δεν μας δίνει πληροφορίες για την κατανομή των πόρων στο έδαφος, ούτε για το μέγεθος και το σχήμα τους, όμως επηρεάζεται σημαντικά από τη δομή του εδάφους και το μέγεθος των σωματιδίων από τα οποία αυτό απαρτίζεται. Έτσι, τα χονδρόκοκα εδάφη έχουν μικρότερο πορώδες από τα λεπτόκοκα, παρότι το μέσο μέγεθος των επιμέρους πόρων είναι μεγαλύτερο στα πρώτα. Επίσης, στα αργιλώδη (λεπτόκοκα) εδάφη, επειδή παρατηρούνται πιο συχνά διογκώσεις, συρρικνώσεις και ρωγμές, το πορώδες μπορεί να μεταβληθεί πιο εύκολα, καθότι και οι δύο όροι του κλάσματος (1.4) μεταβάλλονται.

### 1.2.4 Δείκτης κενών $e$

Είναι ένα επίσης αδιάστατο μέγεθος, που συσχετίζει όμως τον συνολικό όγκο της αέριας και υγρής φάσης με τον όγκο των στερεών. Δίνεται από τη σχέση

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

από την οποία προκύπτει και ο συσχετισμός με το πορώδες. Το μέγεθος αυτό πλεονεκτεί έναντι του πορώδους όταν αναφερόμαστε σε αργιλώδη εδάφη που, όπως

προαναφέρθηκε παρουσιάζουν αυξομειώσεις του όγκου τους, καθότι μεταβάλλεται μόνο ο αριθμητής του κλάσματος.

### 1.2.5 Υγρασία του εδάφους

Η ποσότητα του νερού που περιέχεται στο έδαφος μπορεί να εκφραστεί με διάφορους τρόπους. Οι πιο συχνά χρησιμοποιούμενοι, είναι οι ποσοτικές εκφράσεις είτε των μαζών είτε των όγκων.

#### i) Κατά βάρος υγρασία, $w$ (%)

Αποτελεί την επί τοις εκατό (%) κατά βάρος έκφραση του περιεχόμενου νερού και είναι ίσο με τη μάζα του νερού ( $M_w$ ) προς τη μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους ( $M_s$ ), δηλαδή:

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

Είναι αδιάστατο μέγεθος και με τον όρο ξηρό έδαφος χαρακτηρίζουμε αυτό του οποίου η υγρασία έχει αφαιρεθεί με την αποξήρανση σε φούρνο στους  $105^{\circ}$  C. Στα εδάφη, η τιμή του μπορεί να κυμαίνεται μεταξύ 25% και 60%, ανάλογα με την φαινόμενη πυκνότητα.

#### ii) Κατ' όγκο υγρασία, $\theta$ (%)

Αν χρησιμοποιηθούν οι όγκοι αντί για τις μάζες, προκύπτει η κατ' όγκο περιεκτικότητα, που είναι το πηλίκο του όγκου του νερού ( $V_w$ ) προς τον ολικό όμως όγκο του εδαφικού δείγματος ( $V_t$ ).

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

Επειδή εκφράζεται σαν ποσοστό επί του συνολικού όγκου του εδάφους, σε καταστάσεις κορεσμού του εδαφικού μείγματος είναι θεωρητικά ίση με το πορώδες.

Στην πράξη αυτό μπορεί να διαφέρει λόγω των παγιδευμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στο έδαφος. Συνήθως, στην κατάσταση κορεσμού, στα αμμώδη εδάφη, η  $\theta$  είναι κοντά στο 40%, σε μέσης υφής εδάφη κυμαίνεται περίπου στο 50% και σε αργιλώδη εδάφη μπορεί πλησιάσει το 60%. Τα τελευταία όμως, επειδή διογκώνονται κατά την διαβροχή η  $\theta$  μπορεί να υπερβαίνει το πορώδες του ξηρού εδάφους. Σε σχέση με την κατά βάρος περιεκτικότητα η κατά όγκο περιεκτικότητα είναι πιο βολική επειδή πρακτικά, ο υπολογισμός των ποσοτήτων νερού που προστίθενται στο έδαφος με τη βροχή και την άρδευση ή αφαιρείται με την εξάτμιση και τη διαπνοή, γίνεται με μονάδες όγκου και όχι μάζας (Hillel, 2004).

### 1.2.6 Βαθμός κορεσμού, $S$

Ο βαθμός κορεσμού εκφράζει το ποσοστό του όγκου του νερού σε σχέση με τον όγκο των πόρων.

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

Το εύρος των τιμών του κυμαίνεται από το μηδέν, σε εντελώς ξηρό έδαφος ως περίπου τη μονάδα (100%) σε κορεσμένο έδαφος. Σε ένα σχετικά ξηρό έδαφος ο αέρας καταλαμβάνει συνεχές χώρο, ενώ σε ένα πολύ υγρό (τυπικά κορεσμένο έδαφος) υπάρχουν ασυνεχείς εγκλωβισμένες φυσαλίδες αέρα.

Τέλος, η σχέση που περιγράφει το συσχετισμό μεταξύ υγρασίας, πορώδους και βαθμού κορεσμού είναι:

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

### 1.3 Κινητική και Δυναμική Ενέργεια του Νερού

Η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι διαρκής και ακολουθώντας τους βασικούς φυσικούς νόμους οφείλεται στις μεταβολές της ενεργειακής του κατάστασης. Αν θεωρήσουμε ένα στοιχειώδη όγκο νερού  $dV$  που κινείται στο έδαφος, τότε αυτός διαθέτει κινητική και δυναμική ενέργεια.

Επειδή η ταχύτητα του νερού στο έδαφος είναι συνήθως πολύ μικρή, η κινητική του ενέργεια, ανάλογη με τη μάζα και την ταχύτητά του, θεωρείται ελάχιστη και στην πλειονότητα των περιπτώσεων θεωρείται μη υπολογίσιμη ποσότητα. Το μέγεθος που συνήθως αναφέρεται στην κινητική ενέργεια του νερού, είναι το *ύψος ταχύτητας*:

$$U = E_{\text{κιν}}/mg = v^2/2g \quad (1.10)$$

και έχει μονάδες μήκους (L).

Η *δυναμική ενέργεια* του νερού οφείλεται στη θέση ή στην κατάσταση την οποία βρίσκεται το νερό στο έδαφος. Και στην περίπτωση αυτή το νερό κατά την κίνησή του, όπως και κάθε άλλο σώμα, ακολουθεί τον θεμελιώδη φυσικό νόμο της μετάβασης από την υψηλότερη ενεργειακή κατάσταση στη χαμηλότερη. Η δυναμική ενέργεια του νερού οφείλεται κυρίως είτε σε βαρυτικές δυνάμεις είτε στις πιέσεις που ασκούνται σε αυτό μέσα στο έδαφος.

Η επίδραση των βαρυτικών δυνάμεων σε όγκο νερού  $V$  σε ύψος  $z$  από την επιφάνεια της θάλασσας (το σύνηθες επίπεδο αναφοράς όπου το ύψος είναι ίσο με μηδέν), δίνεται από τη σχέση:

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

Η αντίστοιχη επίδραση των πιέσεων στην ενεργειακή κατάσταση όγκου νερού  $V$  περιγράφεται από τη σχέση :

$$E_p = PV = \rho ghV \quad (1.12)$$

Στις παραπάνω σχέσεις, όπου  $P$  είναι η πίεση που ασκείται από τους πόρους του εδάφους,  $\rho$  η πυκνότητα του νερού,  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας και  $h$  το ύψος

θέσης, στο οποίο θα αναφερθούμε παρακάτω. Να σημειωθεί ότι η πίεση που ασκείται από τους πόρους στο νερό, είναι πάντα συνάρτηση της ατμοσφαιρικής πίεσης. Στην περίπτωση των ακόρεστων εδαφών η πίεση των πόρων είναι μικρότερη της ατμοσφαιρικής και συνεπώς λαμβάνεται με αρνητικό πρόσημα, ενώ στα κορεσμένα εδάφη ισχύει το αντίστροφο.

#### 1.4 Δυναμικό του εδαφικού νερού

Γενικά θα λέγαμε ότι σαν *δυναμικό* του εδαφικού νερού ορίζεται το έργο που πρέπει να παραχθεί προκειμένου να μεταφερθεί μια ποσότητα νερού από μία θέση σε μια άλλη.

Σύμφωνα με την ορολογία της Διεθνούς Εδαφολογικής Εταιρείας (International Soil Science Society, 1963, 1976), ως *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.

Το νερό στο έδαφος δέχεται την επίδραση διάφορων δυνάμεων. Συνεπώς, τόσο η δυναμική του ενέργεια όσο και το δυναμικό του διαφέρει συνήθως από σημείο σε σημείο. Το συνολικό δυναμικό του εδαφικού νερού προκύπτει από το άθροισμα επιμέρους δυναμικών, το καθένα από τα οποία εκφράζει την επίδραση διαφόρων δυνάμεων σε αυτό. Σύμφωνα με τον Hillel (1980) το συνολικό δυναμικό αναπαρίσταται από μια σχέση της μορφής:

$$\Phi_t = \sum \Phi_i = \Phi_p + \Phi_g + \Phi_o + \Phi_{gas} \quad (1.13)$$

Όπου  $\Phi_p$  είναι το δυναμικό πίεσης,  $\Phi_g$  είναι το δυναμικό βαρύτητας,  $\Phi_o$  είναι το χημικό δυναμικό όσμωσης και  $\Phi_{gas}$  είναι το δυναμικό της αέριας φάσης που προέρχεται από μεταβολές της πίεσης του εξωτερικού αέρα.

Επειδή τα επιμέρους δυναμικά που οφείλονται στην όσμωση και την αέρια φάση συνήθως θεωρούνται αμελητέες ποσότητες σε σχέση με τα άλλα δύο

(βαρύτητας και πίεσης), συμπεραίνουμε ότι το συνολικό δυναμικό του νερού είναι κυρίως το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας και του δυναμικού πίεσης.

Το δυναμικό μπορεί να εκφραστεί είτε ανά μονάδα μάζας, είτε ανά μονάδα όγκου, είτε ανά μονάδα βάρους. Έτσι, το *δυναμικό βαρύτητας* μπορούμε να το ορίσουμε ως το έργο που απαιτείται για να μεταφερθεί στοιχειώδης όγκος νερού  $V$  από το σημείο αναφοράς σε ύψος  $z$  και εκφράζεται με τη σχέση:

$$W_g = \Phi_g = g\rho Vz \quad (1.14)$$

Για τη μονάδα του όγκου η σχέση γράφεται

$$\Phi_g = g\rho z \quad (1.15)$$

Αν αναφερθούμε σε στοιχειώδη μάζα νερού που πρέπει να μεταφερθεί σε ύψος  $z$ , στη σχέση (1.14) το γινόμενο  $\rho V$  αντικαθίσταται από τη μάζα  $m$  και προκύπτει ότι:

$$W_g = \Phi_g = gmz \quad (1.16)$$

Ανά μονάδα μάζας η σχέση προηγούμενη σχέση γράφεται

$$\Phi_g = gz \quad (1.17)$$

ενώ ανά μονάδα βάρους γράφεται

$$\Phi_g = z \quad (1.18)$$

όπου, όπως φαίνεται, έχει μονάδες μήκους ( $L$ ). Γι' αυτό το λόγο καλείται και *ύψος θέσης*. Σε όλες τις παραπάνω σχέσεις που αφορούν στο δυναμικό, όπου  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας και  $\rho$  η πυκνότητα του νερού.

Το *δυναμικό πίεσης*, οφείλεται είτε στην πίεση του νερού στο υπό εξέταση σημείο ή στην πίεση του αέρα, η οποία είναι διαφορετική από αυτή που υπάρχει σε μία θέση αναφοράς. Εκφράζει δε το έργο που απαιτείται για την αύξηση της πίεσης του νερού από μια χαμηλή ενεργειακή κατάσταση (με υποθετική πίεση  $P_0$ ) σε μια υψηλότερη (με πίεση  $P$ ) και αναπαρίσταται από τη σχέση:

$$\Phi_p = P - P_0 / \gamma = \Delta p / \gamma \quad (1.19)$$

Όπου  $\Delta p$  η μεταβολές της πίεσης και όπου  $\gamma$  το ειδικό βάρος του νερού. Επειδή οι διαστάσεις της πίεσης είναι  $(FL^{-2})$  δηλαδή  $(ML^{-1}T^{-2})$ , ο όρος  $\Delta p / \gamma$  έχει διαστάσεις  $(ML^{-1}T^{-2}) / (ML^{-2}T^{-2})$  δηλαδή μονάδες μήκους (L) (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 2003). Γι' αυτό το λόγο καλείται και *ύψος πίεσης* και συμβολίζεται με  $h$ , δηλαδή:

$$h = \Delta p / \gamma \quad (1.20)$$

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. Αν υποθέσουμε ότι  $P_0$  είναι η πίεση του ατμοσφαιρικού αέρα και  $P$  η πίεση σε σημείο του νερού στο έδαφος συμπεραίνουμε τα εξής: Στην ακόρεστη ζώνη, επειδή  $P_0 > P$  συνεπάγεται ότι  $h < 0$ . Στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος, επειδή  $P_0 = P$  είναι  $h = 0$  και στο υδροφόρο στρώμα όπου  $P_0 < P$ , είναι  $h > 0$ .

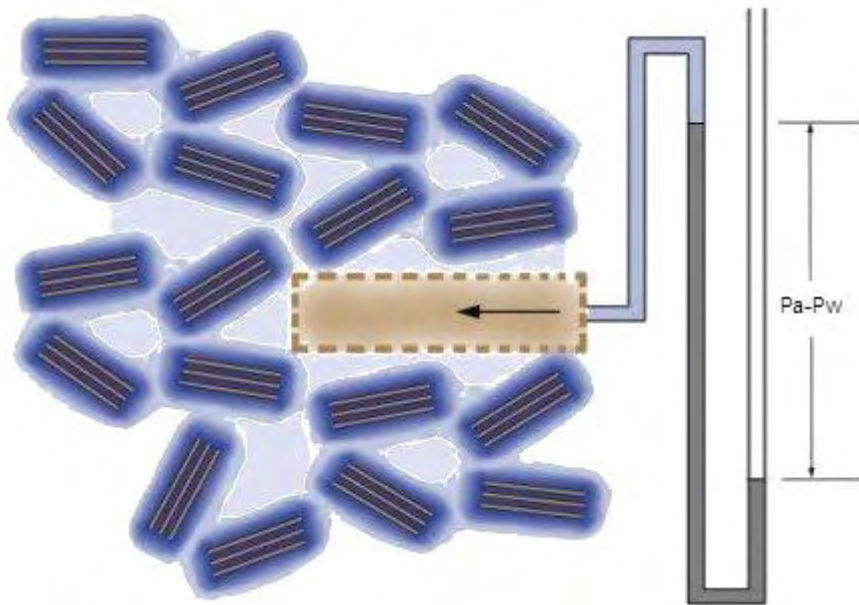
Από τα παραπάνω προκύπτει ότι το δυναμικό πίεσης διακρίνεται σε θετικό δυναμικό πίεσης  $\Phi_p$  και στο αρνητικό δυναμικό πίεσης ή τριχοειδές ή μητρικό δυναμικό (matric potential). Το δυναμικό πίεσης  $\Phi_p$  είναι ένα μέτρο του θετικού δυναμικού πίεσεως και μετράται σε εδαφικές συνθήκες κορεσμού (με εξαίρεση την περίπτωση παγιδευμένου αέρα). Κατά τη μέτρησή του κάτω από την ελεύθερη επιφάνεια του νερού, η μεταβολή του ανάλογα με το βάθος είναι ίση και αντίθετη με τη μεταβολή του δυναμικού βαρύτητας  $\Phi_g$ . Το μητρικό δυναμικό οφείλεται στις τριχοειδείς και προσροφητικές δυνάμεις του εδαφικού πλέγματος σε ακόρεστο έδαφος. Το νερό σε ελεύθερη κατάσταση, μη κινούμενο, θεωρητικά βρίσκεται σε επίπεδο μηδενικής ενεργειακής κατάστασης, καθότι η ύλη πάντα καταλαμβάνει τις μορφές με την χαμηλότερη ενέργεια. Συνεπώς το δυναμικό αυτό έχει αρνητική τιμή. Ονομάζεται δε και *μύζηση* και συμβολίζεται ως

$$\Psi = -h$$

και έχει μονάδες μήκους (L).

Η μύζηση  $\Psi$  αντιπροσωπεύει το έλλειμμα πίεσης του νερού των πόρων, ως απόλυτη τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης, που παράγεται στους πόρους ενός

ακόρεστου εδάφους από την αλληλεπίδραση εδάφους-ύδατος. Σε ξηρό έδαφος η μύζηση είναι υψηλότερη, λόγω της οξύτερης αλληλεπίδρασης εδάφους-ύδατος και των πιο ισχυρών δυνάμεων συγκράτησης που αναπτύσσονται. Αντιθέτως, καθώς το έδαφος υγραίνεται, το μητρώο δυναμικό αυξάνει από μια αρνητική τιμή μέχρι την μηδενική τιμή που παίρνει στον κορεσμό. Παρακάτω (σχήμα 1.4) φαίνεται η σχηματική επεξήγηση της μύζησης. Η διαφορά  $P_a - P_w$  ( $P_a$  είναι η πίεση του αέρα των πόρων και  $P_w$  είναι η πίεση του νερού των πόρων) αντιστοιχεί στο ύψος πίεσης  $h$ .



**Σχήμα 1.4:** Σχηματική επεξήγηση της μύζησης (EPFL)

Εξετάζοντας το θέμα πιο μικροσκοπικά, υποθέτουμε ότι ένα εντελώς ξηρό έδαφος εκτίθεται σε ατμόσφαιρα που περιέχει υδρατμούς. Τότε ένα λεπτό στρώμα νερού προσροφάται ισχυρά στις επιφάνειες των τεμαχιδίων του εδάφους (με δεσμούς υδρογόνου). Συνεπώς το νερό αυτό έχει πολύ χαμηλό δυναμικό. Αυτό συμβαίνει σε σχετική υγρασία (RH) από περίπου 35 έως 40%. Την ίδια στιγμή, ή ακόμα και πριν, τυχόν διαλυτά ιόντα στο έδαφος θα σχηματίσουν δεσμούς με τα μόρια του νερού. Καθώς η σχετική υγρασία αυξάνεται, πρόσθετες στρώσεις του νερού προσροφώνται στα εδαφικά τεμαχίδια, σχηματίζοντας δομή όμοια με του πάγου (μικρότερης πυκνότητας από το υγρό νερό). Το δεύτερο στρώμα του νερού έχει ολοκληρωθεί σε σχετική υγρασία περίπου 60%. Όταν η σχετική υγρασία φτάσει μεταξύ 98 και 99%, το συνολικό στρώμα του προσροφημένου νερού γίνεται αρκετά παχύ, καθώς οι



επιμέρους στρώσεις συνενώνονται στα σημεία επαφής μεταξύ των εδαφικών σωματιδίων και οι δυνάμεις της επιφανειακής τάσης γίνονται ισχυρές. Καθώς προστίθεται περισσότερο νερό, αρχίζουν να γεμίζουν οι ρωγμές και οι πόροι, από τους μικρότερους μέχρι τους μεγαλύτερους. Το δυναμικό του νερού γίνεται μεγαλύτερο καθώς η ακτίνα καμπυλότητας των υδατικών στρώσεων στις ρωγμές και τους πόρους αυξάνει, μέχρι τη μηδενική τιμή στον κορεσμό.

Το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας και του δυναμικού πίεσης, εκφρασμένων σε μονάδες μήκους (δηλαδή  $z$  και  $h$  αντίστοιχα) καλείται *υδραυλικό φορτίο* και αναπαρίσταται, επίσης σε μονάδες μήκους ( $L$ ) από τη σχέση:

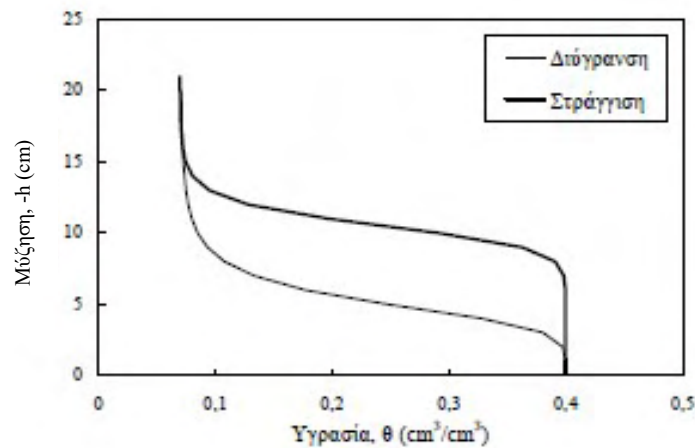
$$H=z+h \quad (1.21)$$

## 1.5 Χαρακτηριστική καμπύλη εδάφους

Η πλειονότητα των εδαφών τα οποία μελετούνται για γεωργική χρήση είναι ακόρεστα. Στη γεωργία και ιδιαίτερα στην πρακτική των αρδεύσεων αυτό σημαίνει ότι τα εδάφη αυτά υγραίνονται και στραγγίζουν διαρκώς προκειμένου να εξασφαλιστεί το απαιτούμενο νερό στις καλλιέργειες. Το πόσο νερό είναι διαθέσιμο στο έδαφος στην πραγματικότητα μετά από βροχόπτωση ή άρδευση, εξαρτάται από τους ρυθμούς διήθησης και αποστράγγισης κάθε εδάφους, που εξαρτώνται κατά κύριο λόγο από τη μηχανική σύσταση, την υφή και τη δομή του εδάφους και το πορώδες.

Η διαδικασία αυτή όμως διήθησης – στραγγισης συνεπάγεται και συνεχή μεταβολή του δυναμικού του εδαφικού νερού, το οποίο είναι βασικός παράγοντας για τη μελέτη του διαθέσιμου νερού στο έδαφος. Όπως προαναφέρθηκε, το δυναμικό είναι ένα μέτρο της ενεργειακής κατάστασης του νερού στο έδαφος και βασικός παράγοντας για τη μελέτη της κίνησής του. Ειδικά σε ακόρεστα εδάφη, η περιεχόμενη υγρασία είναι συνάρτηση των δυνάμεων τις οποίες τα τεμαχίδια του εδάφους ασκούν και δέχονται προς και από το εδαφικό νερό. Για παράδειγμα, όταν η τιμή της μύζησης αυξάνει, αυξάνουν οι δυνάμεις συγκράτησης του εδαφικού νερού, δηλαδή μειώνεται η εδαφική υγρασία. Συνεπώς για κάθε τιμή της περιεκτικότητας σε νερό  $\theta$  υπάρχει μια αντίστοιχη τιμή για την μύζηση του εδάφους.

Η καμπύλη που προσδιορίζεται με την συσχέτιση των τιμών μύζησης και περιεχόμενης υγρασίας του εδάφους, ονομάζεται *χαρακτηριστική καμπύλη της εδαφικής υγρασίας ή χαρακτηριστική καμπύλη συγκράτησης του εδαφικού νερού*. Η ανεξάρτητη μεταβλητή είναι η περιεκτικότητα σε νερό  $\theta$  και η μύζηση του εδάφους  $\Psi$ , είναι η εξαρτημένη μεταβλητή. Η καμπύλη που προκύπτει είναι σιγμοειδούς μορφής και είναι διαφορετική για κάθε τύπο εδάφους. Ωστόσο, διαφορετικές καμπύλες προκύπτουν όχι μόνο από την αλλαγή του εδάφους άλλα και από τη διαδικασία διύγρανσης ή στράγγισης. Η μη σύμπτωση των δύο χαρακτηριστικών καμπυλών, που οφείλεται στη διαφορετική διαδικασία που ακολουθήθηκε για την κατασκευή τους, ονομάζεται *υστέρηση του εδαφικού νερού*.



**Σχήμα 1.5:** Χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας εδαφικού νερού με τις επιμέρους καμπύλες διύγρανσης και στράγγισης

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 (Αγγελάκη, 2004). Σε γενικές γραμμές, το πορώδες μπορεί να θεωρηθεί ότι διαμορφώνεται από σχετικά μεγάλες κοιλότητες (διευρύνσεις), που αλληλεπικοινωνούν μεταξύ τους με λεπτά ανοίγματα (στενώσεις). Κατά τη φάση της ξήρανσης, η πίεση που πρέπει να εφαρμοστεί για το άδειασμα ενός πόρου, καθορίζεται από την ακτίνα της στένωσης, ενώ κατά τη φάση της διύγρανσης, η πίεση που κάνει τον πόρο να γεμίσει, καθορίζεται από την ακτίνα διεύρυνσης. Έτσι,

απαιτείται μεγαλύτερη ενέργεια, για να αποσπάσουμε νερό από το έδαφος παρά για να το προσθέσουμε και το φαινόμενο είναι μη αντιστρεπτό. Η υγρασία λοιπόν σε μια δεδομένη μύζηση είναι μεγαλύτερη κατά τη στράγγιση, απ' ό,τι κατά τη διύγρανση (Ευαγγελίδης, 2001).

Το φαινόμενο της υστέρησης μας ενδιαφέρει διότι έχει αποδειχθεί ότι η ύπαρξη της επηρεάζει τους υπολογισμούς της ροής του νερού στο έδαφος (Russo et al., 1989). Σε εφαρμογές πεδίου συχνά το φαινόμενο αυτό αγνοείται, γιατί είναι ιδιαίτερα πολύπλοκο και είναι πολύ δύσκολο να μετρηθεί αποτελεσματικά η επίδρασή του σ' ένα εδαφικό σύστημα.

Το φαινόμενο της υστέρησης σε χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους μελετήθηκε στο παρελθόν από πολλούς ερευνητές όπως: Everret et al (1952, 1954a, 1954b, 1955), Poulouvassilis (1962, 1970), Philip (1964), Poulouvassilis and Tzimas (1975), Poulouvassilis and El-Ghamry (1977), Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη και Τζιμόπουλος (1985), Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη (1986, 1989, 1996), Αραμπατζής (1996), Angelaki et al (2002), ενώ πιο πρόσφατα ενδεικτικές είναι οι εργασίες των Καλφούντζος (2002), Αγγελάκη (2004, 2013), Guber et al (2006), Peron et al (2007), Wang et al (2009), Salager et al (2007, 2010) Fredlund et al (2011).

Υπάρχουν διάφορα μοντέλα που έχουν αναπτυχθεί κατά καιρούς για να προβλέψουν το φαινόμενο της υστέρησης τα οποία μπορούν να ταξινομηθούν σε δύο κατηγορίες: φυσικά μοντέλα και εμπειρικά μοντέλα. Τα φυσικά μοντέλα έχουν χρησιμοποιηθεί από πολλούς ερευνητές όπως το διάγραμμα του Preisach (1935), το διάγραμμα του Neel (1942, 1943) και το διάγραμμα του Enderby (1955). Στη συνέχεια οι Everett (1954, 1955), Πουλοβασίλης (1962), Philip (1964), Topp (1971a, 1971b), Mualem (1973), και Parlange (1976, 1980) χρησιμοποίησαν το διάγραμμα του Neel (1942, 1943), για να αναπαραστήσουν την υστέρηση της χαρακτηριστικής καμπύλης, ενώ οι Hanks et al (1969), Dane & Wierenga (1975), Scott et al (1983), Jaynes (1984), Nimmo (1992), Kawai et al. (2000), Feng & Fredlund (1999), Karube & Kawai (2001), ανέπτυξαν τα εμπειρικά μοντέλα (Pham et al, 2005). Πρόσφατα, οι εξελίξεις στην προσομοίωση της χαρακτηριστικής καμπύλης σε σχέση με τους παράγοντες που την επηρεάζουν, περιγράφηκαν σε διάφορες ερευνητικές εργασίες όπως αυτές των Nuth and Laloui (2008), Miller et al (2008), Pedroso and Williams (2010), Fredlund et al (2011), Ghanbarian and Hunt (2012).

## 1.6 Mualem – van Genuchten, μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπύλων εδάφους .

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

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m}, \quad (1.22)$$

Όπου:

$$m = 1 - \frac{1}{n}, \quad 0 < m < 1, \quad (1.23)$$

$\theta_s$  είναι η υγρασία κορεσμού του εδάφους,  $\theta_r$  είναι η υπολειμματική υγρασία και  $\alpha$ ,  $m$ ,  $n$  είναι παράμετροι. Η παράμετρος  $\alpha$  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 1.22 γράφεται:

$$\psi = \left[ \left( \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \cdot \frac{1}{\alpha}, \quad (1.24)$$

## 1.7 Υδροδυναμικές παράμετροι

Πριν αναλύσουμε τις βασικές εξισώσεις που διέπουν τη ροή σε πορώδη μέσα, οφείλουμε να αναφερθούμε στις βασικότερες υδροδυναμικές παραμέτρους που θα χρησιμοποιηθούν στη συνέχεια. Οι κυριότερες από αυτές είναι:

### 1.7.1 Η υδραυλική αγωγιμότητα (K)

Με τον όρο αυτό αναφερόμαστε στην ικανότητα του εδάφους να μεταφέρει το νερό μέσα από τη μάζα του. Διακρίνεται σε κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (saturated hydraulic conductivity,  $K_s$ ), όταν το νερό κινείται στην ζώνη κορεσμού και σε ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα (unsaturated hydraulic conductivity,  $K$ ), όταν μελετάται η κίνηση του νερού σε ακόρεστο μέσο.

Αναπαρίσταται από τη σχέση

$$K = \left| - \frac{\bar{q}}{\text{grad}H} \right| \quad (1.25)$$

που προκύπτει από το νόμο του Darcy και έχει μονάδες ταχύτητας ( $LT^{-1}$ ).

Όταν το υδραυλικό φορτίο μετράται σε θέσεις κάτω από τη στάθμη του νερού στο έδαφος ή όπου αλλού οι πιέσεις του εδαφικού νερού είναι θετικές, δηλαδή σε όλες τις περιπτώσεις που το έδαφος είναι κορεσμένο, η υδραυλική αγωγιμότητα παραμένει σταθερή σε σχέση με το ύψος πίεσης. Από την άλλη μεριά, σε ακόρεστο έδαφος, δηλαδή όπου το περιεχόμενο νερό μεταβάλλεται ως προς το χρόνο και τη θέση, η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση τόσο των χαρακτηριστικών του εδάφους αλλά και της περιεχόμενης υγρασίας (Παπαζαφειρίου, 1999).

Η καμπύλη της υδραυλικής αγωγιμότητας μπορεί να εκφρασθεί ως προς το ύψος πίεσης ( $h$ ), ως προς την υγρασία ( $\theta$ ) ή ως προς τον αποτελεσματικό βαθμό κορεσμού ( $S_e$ ). Η καμπύλη  $K(h)$  επηρεάζεται έντονα από την υστέρηση (Poulouvassilis, 1969) ενώ η καμπύλη  $K(\theta)$  επηρεάζεται ελάχιστα (Thony, 1970). Όπως για τη χαρακτηριστική καμπύλη έτσι και για την υδραυλική αγωγιμότητα υπάρχουν στη βιβλιογραφία θεωρητικά, εμπειρικά ή υβριδικά παραμετρικά μοντέλα που περιγράφουν την καμπύλη της. Όλα τα παραμετρικά μοντέλα υδραυλικής αγωγιμότητας χρησιμοποιούν την  $K_s$  ως το πρώτο σημείο της καμπύλης υδραυλικής αγωγιμότητας. Από τα μοντέλα αυτά, άλλα στηρίζονται στη στατιστική κατανομή του μεγέθους των πόρων, άλλα χρησιμοποιούν τις παραμέτρους της χαρακτηριστικής καμπύλης (Sakellariou-Maktantonaki 1987, Yannopoulos and Sidiropoulos 1994), η οποία είναι πιο εύκολο να προσδιορισθεί και τέλος άλλα είναι καθαρά εμπειρικά (Αλεξίου, 2005).

Στον παρακάτω πίνακα φαίνονται οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για διάφορους τύπους εδαφών.

**Πίνακας 1.1:** Τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας (Καλλέργης, 1999).

Υλικό	k (m/s)
Μεγάλα χαλίκια	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Χαλίκια μεσαίου μεγέθους	$3,1 \cdot 10^{-3}$
Χαλίκια μικρού μεγέθους	$5,2 \cdot 10^{-3}$
Χονδρόκοκκη άμμος	$5,2 \cdot 10^{-4}$
Μεσόκοκκη άμμος	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Λεπτόκοκκη άμμος	$2,9 \cdot 10^{-5}$
Ίλύς	$9,2 \cdot 10^{-7}$
Άργιλος	$2,3 \cdot 10^{-9}$

Η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα  $K$  ως συνάρτηση της υγρασίας  $\theta$  υπολογίζεται από την ημιεμπειρική εξίσωση Mualem – Van Genuchten (Αγγελάκη, 2004):

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[ 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (1.26)$$

όπου:  $K_s$  είναι υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους,  $\theta_s$  είναι η υγρασία κορεσμού του εδάφους,  $\theta_r$  είναι η υπολειμματική υγρασία και  $m$ , είναι παράμετρος που δίνεται από τη σχέση 1.23.

### 1.7.2 Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα

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

$$C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi} \quad (1.27)$$

Η εξίσωση 1.27 αναλυτικότερα, με τη βοήθεια της εξίσωσης Mualem – Van Genuchten (1.22) γίνεται (Αγγελάκη, 2004):

$$C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi} = -\frac{ma(\theta_s - \theta_r)(a\psi)^{m/1-m} [1 + (a\psi)^m]^{-1-m}}{1-m} \quad (1.28)$$

Η φυσική σημασία της ειδικής υδραυλικής χωρητικότητας είναι ότι εκφράζει την αύξηση ή την ελάττωση της εδαφικής υγρασίας κατά  $d\theta$  όταν μεταβληθεί η μύζηση κατά  $d\psi$ . Οι διαστάσεις της είναι  $[L^{-1}]$ .

### 1.7.3 Ο συντελεστής διάχυσης

Το 1907 ο Buckingham εισήγαγε τον όρο:

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.29)$$

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  $[L^2T^{-1}]$ .

Η παραπάνω εξίσωση με τη βοήθεια της σχέσης 1.27 γίνεται

$$D(\theta) = -\frac{K(\theta)}{C(\theta)} \quad (1.30)$$

όπου  $K(\theta)$  δίνεται από τη σχέση 1.26 και η  $C(\theta)$  δίνεται από τη σχέση 1.28.

## 1.8 Εξισώσεις ροής σε πορώδη μέσα

### 1.8.1 Νόμος του Darcy

Για να κινηθεί το νερό μεταξύ δύο σημείων στο έδαφος, είναι απαραίτητες δύο συνθήκες. Πρώτον, πρέπει να υπάρχει διαφορά στο υδραυλικό φορτίο  $H$  μεταξύ των δύο σημείων (δηλαδή η διαφορά  $\Delta H$  πρέπει να είναι μεγαλύτερη ή μικρότερη από το μηδέν) και δεύτερον, το έδαφος μεταξύ των σημείων αυτών πρέπει να είναι διαπερατό ώστε να επιτρέπει την κίνηση του νερού.

Ο Darcy το 1856 διατύπωσε τη θεωρία του, κατόπιν πειραματισμού, για την κίνηση του νερού σε κορεσμένο έδαφος. Σύμφωνα με αυτή η ταχύτητα ροής του νερού σε πορώδες μέσο δίνεται από τη σχέση:

$$q = -K_s \cdot i \quad (1.31)$$

Όπου  $q$  είναι η παροχή ανά μονάδα επιφάνειας (διαστάσεις ταχύτητας  $L \cdot T^{-1}$ ),  $K_s$  είναι ο συντελεστής κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας και  $i$  είναι η κλίση του υδραυλικού φορτίου  $H$  ως προς την κατεύθυνση της ροής, όρος που αναλυτικότερα περιγράφεται ως:

$$i = \frac{H_2 - H_1}{\Delta l} = \frac{\Delta H}{\Delta l} \quad (1.32)$$

Όπου  $\Delta H = H_2 - H_1$  είναι η πτώση του υδραυλικού φορτίου. Το τμήμα του μήκους  $\Delta l$  κατά μήκος της ροής όπου συμβαίνει η πτώση του υδραυλικού φορτίου, μπορεί να



έχει οποιοδήποτε προσανατολισμό στο χώρο, ακόμη και ενάντια στη βαρύτητα, ανάλογα με την κατεύθυνση της ροής.

Ο νόμος του Darcy ωστόσο διατυπώθηκε υπό ορισμένες παραδοχές. Προϋποθέτει στρωτή ροή σε κορεσμένα, ομοιογενή, ισοθερμικά και ασυμπίεστα πορώδη μέσα και μικρή ταχύτητα του νερού ώστε η κινητική του ενέργεια να αποτελεί αμελητέα ποσότητα.

Για τις τρεις διαστάσεις σε ισότροπο και ομογενές πορώδες μέσο στην εξίσωση (1.25) ο όρος  $\Delta H$  αναλύεται σε τρεις διευθύνσεις και τελικά γράφεται:

$$\vec{q} = -K_s \overrightarrow{\text{grad}H} = -K_s \left( \frac{\partial H}{\partial x} i + \frac{\partial H}{\partial y} j + \frac{\partial H}{\partial z} k \right) \quad (1.33)$$

όπου:  $x, y, z$  είναι οι διευθύνσεις των καρτεσιανών συντεταγμένων και  $i, j, k$  είναι τα μοναδιαία διανύσματα κατά τις διευθύνσεις  $x, y, z$  αντίστοιχα (Αλεξίου, 2005).

Η πιο σημαντική παραδοχή του νόμου του Darcy είναι αυτή της στρωτής ροής. Αυτό συμβαίνει όταν τα υγρά κινούνται αργά και τα μόρια του νερού κινούνται κατά μήκος παράλληλων γραμμών, γεγονός που θεωρητικά απαντάται πιο συχνά στα κορεσμένα εδάφη. Στα ακόρεστα όμως εδάφη ή σε περιπτώσεις που αυξάνεται αρκετά η ταχύτητα της ροής (άντληση νερού από φρεάτιο) δεν συμβαίνει κάτι τέτοιο. Με τη χρήση του νόμου του Darcy σε ακόρεστα εδάφη, δεχόμαστε ότι στιγμιαία η ροή είναι στρωτή.

Για την ακόρεστη ροή ο νόμος του Darcy συμπληρώθηκε και επεκτάθηκε από τον Richards με αντικατάσταση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας  $K_s$  από την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους  $K(\psi)$  καταλήγοντας στη σχέση:

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

Επιπροσθέτως, όπως προαναφέρθηκε στην ακόρεστη ροή, το ύψος πίεσης  $h$  παίρνει αρνητικές τιμές όταν η ο κατακόρυφος άξονας κίνησης  $z$  έχει θετικές τιμές προς τα πάνω και συμβολίζεται με  $\psi = -h$  (σχέση 1.21). Συνεπώς το υδραυλικό φορτίο στην ακόρεστη ροή αναπαρίσταται ως

$$H = h + z = -\Psi + z \quad (1.35)$$

για θετικό άξονα  $z$  προς τα πάνω και

$$H=h+z=-\Psi-z \quad (1.36)$$

για θετικό άξονα  $z$  προς τα κάτω.

Επειδή η συνάρτηση  $K(\psi)$  επηρεάζεται πολύ από το φαινόμενο της υστέρησης, η εξίσωση (1.34) 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 Torp και Miller, το 1969 ο Roulonvassilis και το 1970 ο Thony (Αγγελάκη,2004).

Με την προϋπόθεση ότι η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση του ύψους πίεσης  $K=K(h)$  ή της περιεχόμενης υγρασίας  $K=K(\theta)$ , η εξίσωση (1.34) γράφεται:

$$\vec{q} = -K(\theta)\overrightarrow{grad}H \quad (1.37)$$

ο οποίος εφαρμόζεται σε περιπτώσεις διύγρανσης και στράγγισης εδαφών, σύμφωνα με τα παραπάνω. Συνδυάζοντας τις σχέσεις (1.37) και (1.35) προκύπτει ότι:

$$\vec{q} = K(\theta)\overrightarrow{grad}\Psi - K(\theta)\vec{z} \quad (1.38)$$

Ο νόμος του Darcy λαμβάνοντας υπόψη και τον ορισμό του συντελεστή διάχυσης με τη σχέση (1.29), τροποποιείται ως:

$$\vec{q} = -D(\theta)\overrightarrow{grad}\theta - K(\theta)\hat{k} \quad (1.39)$$

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

$$q_x = -D \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (1.39\alpha)$$

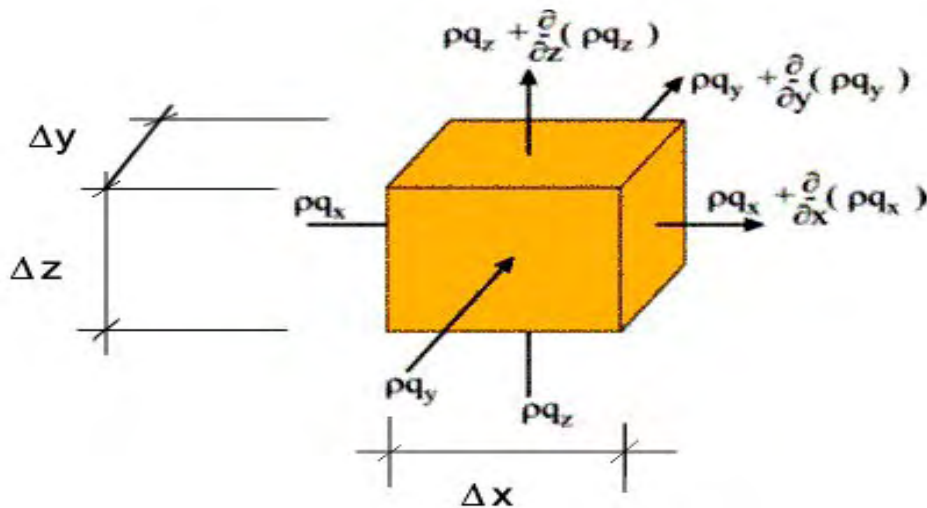
$$q_y = -D \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (1.39\beta)$$

$$q_z = -D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K \quad (1.39\gamma)$$

### 1.8.2 Εξίσωση συνέχειας

Εκτός από νόμο του Darcy, ο οποίος δεν είναι τίποτε άλλο παρά η προσαρμογή του δεύτερου νόμου του Νεύτωνα για να περιγράψει τη ροή σε πορώδη μέσα (Delleur, 1999), μια άλλη σχέση είναι απαραίτητη. Αυτή η σχέση είναι η εξίσωση συνέχειας που εκφράζει τη θεμελιώδη αρχή της διατήρησης της μάζας, δηλώνοντας ότι σε έναν στοιχειώδη όγκο εδάφους, το καθαρό αποτέλεσμα της εισροής μείον την εκροή εξισορροπείται από την αλλαγή της μάζας σε μια δεδομένη χρονική περίοδο:

Θεωρούμε στοιχειώδη όγκο εδάφους (σχήμα 1.6), όπου η κάθε πλευρά του έχει μήκος  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta z$  αντίστοιχα και από τον οποίο διέρχεται νερό. Η ροή που εισέρχεται μέσα από αυτόν  $q$ , σε χρόνο  $\Delta t$ , διακρίνεται στις επιμέρους ροές κατά μήκος των αξόνων  $x, y, z$  δηλαδή  $q_x$ ,  $q_y$  και  $q_z$ .



**Σχήμα 1.6 :** Αρχή διατήρησης της μάζας για στοιχειώδη όγκο εδάφους.

Η μάζα του νερού που διέρχεται στο χρόνο  $\Delta t$  από την επιφάνεια  $\Delta y \Delta z$  (κατά τον άξονα  $x$ ) είναι:

$$M_{\epsilon\sigma} = \rho V_x = [\rho q_x] \Delta y \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad (1.40)$$

Η μάζα του νερού που εξέρχεται από τον στοιχειώδη όγκο μετά από χρόνο  $\Delta t$  κατά τον άξονα  $\Delta x$  θα είναι:

$$M_{\epsilon\kappa} = \rho V_{x+\Delta x} = \left[ \rho q_x + \frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} \Delta x \right] \Delta t \cdot \Delta y \cdot \Delta z \quad (1.41)$$

Συνεπώς οι εισροές μείον τις εκροές θα είναι για τη διεύθυνση  $x$ :

$$M_{\epsilon\sigma} - M_{\epsilon\kappa} = - \left[ \frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} \right] \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad (1.42)$$

ενώ συνολικά και για τις τρεις διευθύνσεις θα είναι:

$$M_{\epsilon\sigma} - M_{\epsilon\kappa} = \left[ \frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} \right] \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad (1.43)$$

δηλαδή

$$\Delta M = M_{\epsilon\sigma} - M_{\epsilon\kappa} = -div(\rho q) \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad (1.44)$$

Όμως τη στιγμή  $t+\Delta t$  που το νερό εξέρχεται από τον στοιχειώδη εδαφικό όγκο η μάζα του θα ισούται με

$$M(t + \Delta t) = M(t) + \frac{\partial M}{\partial t} \Delta t \quad (1.45)$$

και επειδή γενικά η μάζα του νερού στον όγκο του  $V$  είναι (εκφρασμένη σαν περιεχόμενη υγρασία)

$$M = \rho \cdot V = \rho \cdot \theta \cdot V = \rho \cdot \theta \cdot \Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad (1.46)$$

προκύπτει η παρακάτω σχέση για τη μεταβολή της μάζας  $\Delta M$ :

$$\Delta M = M(t + \Delta t) - M(t) = \frac{\partial(\rho\theta\Delta x\Delta y\Delta z)}{\partial t} \Delta t \quad (1.47)$$

Η πυκνότητα του νερού καθώς και ο στοιχειώδης όγκος μεταβάλλονται με το χρόνο, λόγω της μεταβολής της πίεσης του νερού. Αν παραμεληθούν οι πλευρικές παραμορφώσεις του αντιπροσωπευτικού όγκου και ληφθεί υπόψη μόνο η κατακόρυφη παραμόρφωση, η παράγωγος της παραπάνω σχέσης (1.47) μπορεί να εκφραστεί ως εξής (Delleur, 1999)

$$\begin{aligned} \Delta M &= \frac{\partial(\rho\theta\Delta x\Delta y\Delta z)}{\partial t} \Delta t = \frac{\partial\rho}{\partial t} \theta\Delta x\Delta y\Delta z + \rho \frac{\partial\theta}{\partial t} \Delta x\Delta y\Delta z + \rho\theta\Delta x\Delta y \frac{\partial\Delta z}{\partial t} = \\ &= \rho \left( \frac{\theta}{\rho} \frac{\partial\rho}{\partial t} + \frac{\partial\theta}{\partial t} + \frac{\theta}{\Delta z} \frac{\partial\Delta z}{\partial t} \right) \Delta x\Delta y\Delta z\Delta t \end{aligned} \quad (1.48)$$

Εξισώνοντας την σχέση 1.44 που δείχνει την συνολική εισροή μάζας στον στοιχειώδη όγκο, με την εξίσωση 1.48 που δείχνει την μεταβολή της μάζας κατά την έξοδο και διαιρώντας με τον κοινό όρο  $\Delta x\Delta y\Delta t$  προκύπτει μια μορφή της εξίσωσης συνέχειας:

$$-div(\rho q) = \rho \left( \frac{\theta}{\rho} \frac{\partial\rho}{\partial t} + \frac{\partial\theta}{\partial t} + \frac{\theta}{\Delta z} \frac{\partial\Delta z}{\partial t} \right) \quad (1.49)$$

Στα ακόρεστα πορώδη μέσα αγνοώντας την διακύμανση της πυκνότητας μάζας του νερού ( $\rho=\sigma\alpha\theta$ ) και την κατακόρυφη παραμόρφωση που δεχθήκαμε παραπάνω λόγω της μεταβολής της πίεσης του νερού η εξίσωση συνέχειας (1.49) παίρνει τη γενική μορφή της

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -divq = - \left\{ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right\} \quad (1.50)$$

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη κίνηση, η σχέση (1.50) γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.51)$$

### 1.8.3 Εξίσωση Richards

Συνδυάζοντας την εξίσωση του νόμου του Darcy (1.37) με την εξίσωση συνέχειας (1.50) παίρνουμε τη σχέση:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \{K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} H\} \quad (1.52)$$

και χρησιμοποιώντας τη σχέση (1.35) έχουμε

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \overrightarrow{\text{div}} \{K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} \Psi - K(\theta) z\} \quad (1.53)$$

Μετατρέποντας το πρώτο μέλος της εξίσωσης ως συνάρτηση της μύζησης  $\Psi$  έχουμε ότι

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\Psi} \frac{\partial \Psi}{\partial t} = -C(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial t} \quad (1.54)$$

εφόσον έχουμε ορίσει παραπάνω τον όρο  $C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\Psi}$  ως την *ειδική υδραυλική χωρητικότητα* του ακόρεστου μέσου. Με αντικατάσταση στην 1.53 προκύπτει η παρακάτω σχέση 1.55 που είναι γνωστή και σαν εξίσωση Richards

$$C(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \overrightarrow{\text{div}} [K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} \Psi - K(\theta) z] \quad (1.55)$$

Η παραπάνω εξίσωση μπορεί να πάρει και την εξής μορφή:

$$C(\theta) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.56)$$

Κάνοντας χρήση του συντελεστή διάχυσης που ορίστηκε πιο πριν ως

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

Σε συνδυασμό με τη σχέση (1.53) προκύπτει η σχέση

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \overrightarrow{\text{div}} \left\{ \overrightarrow{D(\theta) \text{grad} \theta} - K(\theta) \mathbf{z} \right\} \quad (1.57)$$

ή

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.58)$$

Στις παραπάνω σχέσεις ο τελευταίος όρος εκφράζει τη επίδραση της βαρύτητας και σε πολλές περιπτώσεις μπορεί να παραληφθεί.

Οι εξισώσεις (1.56) και (1.58) είναι οι γενικές εξισώσεις συνέχειας και κίνησης του νερού σε ακόρεστο πορώδες μέσο, στο χώρο των τριών διαστάσεων και η μεν (1.56) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της μύζησης, η δε (1.58) 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  $\psi$  και  $\theta$ . 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 (Αγγελάκη, 2004).

Από τις εξισώσεις (1.56) και (1.58) προκύπτουν εύκολα οι εξισώσεις της μονοδιάστατης και δισδιάστατης ροής:

- Μονοδιάστατη ροή:

Διεύθυνση  $x$

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (1.56\alpha)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (1.58\alpha)$$

Διεύθυνση z

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.56\beta)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.58\beta)$$

- Δισδιάστατη ροή:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.56\gamma)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.58\gamma)$$

## 1.9 Το φαινόμενο της διήθησης

Ένα από τα χαρακτηριστικά του εδάφους που έχει μεγάλη σημασία στη συνολική διαχείριση των υδατικών πόρων μιας περιοχής, είναι ο ρυθμός και ο τρόπος με τον οποίο το νερό διηθείται στο έδαφος. Σήμερα, η αρδευόμενη γεωργία καταναλώνει το μεγαλύτερο μέρος των υδατικών πόρων και δέχεται πιέσεις για την ορθολογικότερη διαχείριση του αρδευτικού νερού. Η γνώση του μηχανισμού διήθησης συμβάλει σημαντικά στο σχεδιασμό και την αποδοτική λειτουργία των σύγχρονων συστημάτων επιφανειακής άρδευσης που χρησιμοποιούνται στην αγροτική παραγωγή, καθότι καθορίζει την παροχή εφαρμογής του αρδευτικού νερού, την ενδεικνυόμενη συμπλήρωση του ελλείμματος εδαφικής υγρασίας, την εξατμισοδιαπνοή και κατά συνέπεια το βιολογικό κύκλο των φυτών, τη μεταφορά διαλυμένων θρεπτικών ουσιών στο έδαφος, καθώς και τον εμπλουτισμό των υπόγειων νερών.

Με τον όρο **διήθηση** αναφερόμαστε στην φυσική διεργασία της εισόδου βρόχινου ή αρδευτικού νερού στο έδαφος και την κίνησή του μέσα σε αυτό. Η

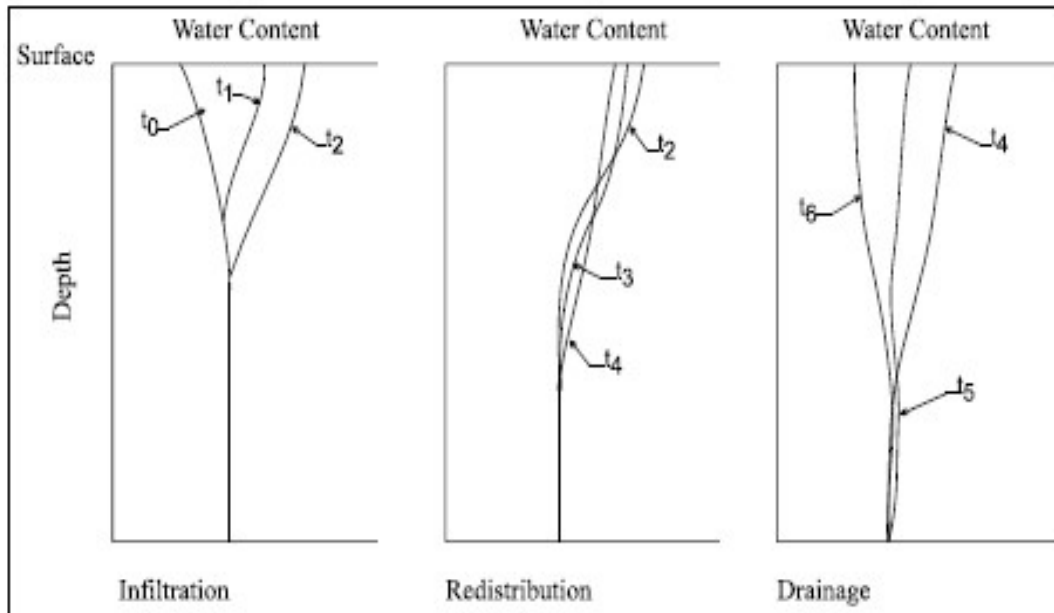


διαδικασία της διήθησης σε ακόρεστο έδαφος θεωρητικά συμβαίνει σε τρία στάδια. Τη διείσδυση, την αναδιανομή και την στράγγιση ή βαθιά διήθηση (σχήμα 1.7).

Η διείσδυση είναι η αρχική διαδικασία εισόδου του νερού στο έδαφος ως αποτέλεσμα της εφαρμογής του στην επιφάνεια του εδάφους. Αρχικά, πραγματοποιείται η υγροσκοπική διαβροχή υπό την επίδραση των δυνάμεων προσρόφησης. Στη συνέχεια, το νερό κινείται προς τα κάτω γεμίζοντας στην αρχή τους μεγάλους πόρους και μετά τους μικρότερους. Η κύρια δύναμη που προκαλεί την κάθοδο είναι η διαφορά δυναμικού ανάμεσα στην υγρή και την ξηρή (ή λιγότερο υγρή) φάση του εδάφους. Η βαρυτική δύναμη σε αυτό το στάδιο παίζει μικρό ρόλο. Συνεργιστικά δρουν και οι τριχοειδείς δυνάμεις της αέριας φάσης που ουσιαστικά «έλκουν» το νερό, με αποτέλεσμα ο ρυθμός διήθησης να είναι υψηλός.

Κατά την αναδιανομή, το νερό συνεχίζει να κατέρχεται και λόγω βαρύτητας άλλα οι τριχοειδείς δυνάμεις γίνονται μικρότερες - με ελάχιστη τιμή τη μηδενική στον κορεσμό - και συνεπώς ο ρυθμός διήθησης μειώνεται. Αν η παροχή νερού στην επιφάνεια του εδάφους συνεχιστεί για μεγάλο χρονικό διάστημα και είναι υψηλότερη του ρυθμού διήθησης, το έδαφος σε κάποια χρονική στιγμή θα κορεστεί. Αν διακοπεί, η κίνηση του νερού στην επιφάνεια σταματά και το επιφανειακό νερό αρχίζει να εξατμίζεται ή να διαπνέεται από τα φύλλα των φυτών, γεγονός που έχει άμεση επίπτωση στην μείωση της ποσότητας του νερού που διηθείται περαιτέρω. Η κάθοδος του νερού στο εσωτερικό του εδάφους συνεχίζεται με μειωμένο ρυθμό. Λόγω όμως της μείωσης της περιεκτικότητας σε νερό του ανώτερου στρώματος, αρχίζει η επίδραση των δυνάμεων μύζησης για την συγκράτηση του νερού στους μικρούς πόρους και των τριχοειδών δυνάμεων για την ανύψωση του νερού (αντίστροφα δηλαδή από ότι πριν). Το φαινόμενο της υστέρησης λαμβάνει χώρα σε αυτό το στάδιο.

Το τελικό στάδιο της κίνησης του νερού που ονομάζεται βαθιά διήθηση, συμβαίνει όταν το μέτωπο διαβροχής φθάνει τον υδροφόρο ορίζοντα.



**Σχήμα 1.7** : Περιεκτικότητα σε νερό ανάλογα με το βάθος κατά τα θεωρητικά στάδια της διήθησης: διείσδυση, αναδιανομή και βαθιά διήθηση (EPA, 1998).

Από τις προαναφερθείσες υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους αυτές που επηρεάζουν άμεσα το φαινόμενο της διήθησης είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού  $K_s$  και η απορροφητικότητα του εδάφους  $S$ . Η μεν πρώτη, επειδή εκφράζει τον μέγιστο ρυθμό ροής του βαρυντικού νερού σε κορεσμένο έδαφος και η δεύτερη, επειδή εκφράζει την δυνατότητά του να προσροφά ή να ελευθερώνει νερό λόγω των τριχοειδών δυνάμεων.

Από τους παράγοντες που επηρεάζουν τη διήθηση, εκτός από την διαθέσιμη παροχή (ή την ένταση της βροχόπτωσης) στην επιφάνεια του εδάφους και την αρχική διαθέσιμη υγρασία του εδάφους που βρέχεται – όσο μεγαλύτερη είναι τόσο μικρότερος ο αρχικός ρυθμός διήθησης - ο σημαντικότερος είναι η υφή η δομή και η μηχανική σύσταση του εδάφους. Στα συνεκτικά εδάφη παρότι το πορώδες τους είναι συνολικά μεγαλύτερο, δεν παρατηρούνται υψηλοί ρυθμοί διήθησης καθότι η δομή τους είναι σφικτή, έχουν υψηλό ποσοστό αργίλου (μέγεθος  $<0,002$  mm), διαστέλλονται και συστέλλονται εύκολα και το μέγεθος των πόρων τους είναι μικρό. Αντιθέτως, σε εδάφη που εμφανίζουν μικρό συνολικό πορώδες μπορούν να επιτευχθούν υψηλοί ρυθμοί διήθησης λόγω της ανοιχτής δομής και του μεγάλου μεγέθους των πόρων που συνήθως σχηματίζονται μεταξύ πιο χονδρόκοκκων σωματιδίων (πχ αμμώδη εδάφη). Επιπροσθέτως, σημαίνοντα ρόλο παίζει και η σταθερότητα των συσσωματωμάτων του εδάφους που συμβάλει ουσιαστικά στη

σταθερότητα της δομής του.

Επίσης σημαντικό ρόλο μπορεί να παίζει η ύπαρξη υπεδάφιου αδιαπέρατου ορίζοντα λίγο κάτω από το βάθος καλλιέργειας του εδάφους. Η στρώση αυτή λόγω υψηλής συμπίεσης του εδάφους, είναι πιθανό να δημιουργήσει φαινόμενα γρήγορου κορεσμού του ανωτέρου στρώματος, με αποτέλεσμα ακόμα και το λίμνασμα του νερού μέχρι την επιφάνεια του εδάφους, με ότι αυτό συνεπάγεται για την καλλιέργεια και την αρδευτική πρακτική.

Συχνά σε εδάφη παρατηρείται η ύπαρξη λεπτής κρούστας στην επιφάνεια του εδάφους, είτε λόγω της μηχανικής πρόσκρουσης των αρδευτικών ή βρόχινων σταγόνων είτε λόγω της μεταφοράς λεπτόκοκκου υλικού με το αρδευτικό νερό. Σαν αποτέλεσμα, καταστρέφεται η επιφανειακή δομή του εδάφους και λεπτόκοκκα σωματίδια μπλοκάρουν τους μεγαλύτερους πόρους, με αποτέλεσμα τον περιορισμό του αρχικού ρυθμού διήθησης, γεγονός που επηρεάζει συνολικότερα την εξέλιξη του φαινομένου.

Ομοίως, η ύπαρξη βλάστησης μπορεί να επηρεάσει τον ρυθμό διήθησης. Η φυτοκάλυψη των εδαφών από τη μία εμποδίζει μηχανικά την απευθείας επαφή του νερού που εφαρμόζεται με καταιονισμό, δημιουργώντας προβλήματα σε συνεκτικά εδάφη με το να δυσχεραίνει την ομοιόμορφη κατανομή του νερού και να προκαλεί διάβρωση. Από την άλλη εμποδίζει σημαντικά την καταστροφή της επιφανειακής δομής σε περιπτώσεις δημιουργίας κρούστας, όπως προαναφέρθηκε και μειώνει σημαντικά την ταχύτητα του νερού απορροής. Επιπλέον, συμβάλει σημαντικά μέσω του ριζικού συστήματος στην δημιουργία διόδων εισόδου του νερού σε συνεκτικά εδάφη, στη συνένωση των εδαφικών τεμαχιδίων με αποτέλεσμα τη βελτίωση της δομής σε ελαφρά και ανοιχτά εδάφη, ενώ συνδράμει έμμεσα στην δημιουργία οργανικής ουσίας, που ως γνωστόν, βελτιώνει τις φυσικοχημικές και όχι μόνο, ιδιότητες των εδαφών.

Ακόμη, η παρουσία ή η προσθήκη αλάτων με το αρδευτικό νερό στο έδαφος καταστρέφει τη δομή του εδάφους επιδρώντας άμεσα στη διηθητικότητα, ενώ σημαντικό ρόλο μπορεί να παίζει και η θερμοκρασία του νερού που διηθείται λόγω της επίδρασης στο ιξώδες του νερού. Νερό χαμηλής θερμοκρασίας έχει μεγαλύτερο ιξώδες και μικρότερη διηθητικότητα από νερό υψηλής θερμοκρασίας.

Τέλος, η τοπογραφία του εδάφους, κυρίως λόγω των κλίσεων μπορεί να επηρεάσει την διήθηση καθότι μειώνει την αρχική διαθέσιμη παροχή λόγω μεγαλύτερης απορροής, σε σχέση με το επίπεδο έδαφος.

Πολλοί είναι οι ερευνητές που ασχολήθηκαν στο παρελθόν με το θέμα της διήθησης του νερού σε μια ή περισσότερες εδαφικές στρώσεις και 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).

Την τελευταία δεκαετία, με την χρήση εξελιγμένων υπολογιστικών συστημάτων και αυτοματισμών καθώς και με τη βοήθεια της επιστήμης της πληροφορικής, δίνεται η δυνατότητα για αναλυτικότερη προσέγγιση στο θέμα της κίνησης του νερού στην ακόρεστη ζώνη του εδάφους. Έτσι, εκτός από την περαιτέρω διερεύνηση του φαινομένου, ειδικά σε ότι αφορά στο κομμάτι των εξισώσεων που το περιγράφουν, μεγάλο μέρος των προσπαθειών επικεντρώνεται στην μοντελοποίηση της κίνησης του νερού στην ζώνη αυτή καθώς και στην γραφική του απεικόνιση. Η διεθνής βιβλιογραφία είναι πλούσια και ενδεικτικά αναφέρονται οι έρευνες των Vogel et al (2000), Or and Tuller (2003), Touma et al (2006), Kohne et al (2008), Šimůnek and Van Genuchten (2008), Šimůnek et al (2008), Vogel and Ippisch (2008), Touma (2009), Carrick et al (2010), Pfletschinger et al (2012), Shein et al (2013) και Angelaki et al (2013).

### **1.9.1 Διηθητικότητα και ρυθμός διήθησης**

Κατά την περιγραφή του φαινομένου της διήθησης συχνά συγχέονται οι όροι της διηθητικότητας και του ρυθμού διήθησης. Σύμφωνα με τον Hillel (1998), ο όρος *διηθητικότητα* περιγράφει την ροή που προκαλείται όταν νερό υπό ατμοσφαιρική πίεση πέφτει στην επιφάνεια του εδάφους. Αντιθέτως, και προκειμένου να γίνει πιο σαφής ο διαχωρισμός των δύο εννοιών, ο ρυθμός διήθησης εκφράζει την επιφανειακή ροή του νερού κάτω από συνθήκες πίεσης διαφορετικές της ατμοσφαιρικής. Ο ρυθμός διήθησης μπορεί να είναι υψηλότερος από την διηθητικότητα σε περιπτώσεις όπου το νερό λιμνάζει πάνω από το έδαφος σε τέτοιο ύψος όπου δημιουργεί πιέσεις μεγαλύτερες της ατμοσφαιρικής στην επιφάνεια του εδάφους.

Διασαφηνίζοντας και τον τρόπο που επιδρά στην διηθητικότητα ο ρυθμός εφαρμογής του νερού στην επιφάνεια του εδάφους, μπορεί κανείς να πει, ότι, όταν το

νερό εφαρμόζεται αργά (στάγδην άρδευση) ή σε πιέσεις μικρότερες της ατμοσφαιρικής, τότε ο ρυθμός διήθησης μπορεί να είναι μικρότερος της διηθητικότητας. Όταν ο ρυθμός παροχής του νερού είναι μικρότερος από την διηθητικότητα τότε το νερό διεισδύει άμεσα στο έδαφος και ο ρυθμός παροχής «καθορίζει» το ρυθμό διήθησης. Όταν όμως ο ρυθμός παροχής του νερού είναι μεγαλύτερος από την διηθητικότητα τότε η διηθητικότητα «καθορίζει» το ρυθμό διήθησης (Hillel, 1998).

Συνεπώς ένας πιο ολοκληρωμένος και κατανοητός ορισμός για την διηθητικότητα είναι αυτός του Τζιμόπουλου (1981), όπου, «*διηθητικότητα* ονομάζεται η μέγιστη ροή που το εδαφικό προφίλ μπορεί να απορροφήσει διαμέσου της επιφανείας του, στην οποία βρίσκεται νερό υπό πίεση ίση με την ατμοσφαιρική».

Η ταχύτητα διήθησης στην αρχή του φαινομένου λέγεται *αρχική διηθητικότητα*, ενώ σε οποιαδήποτε στιγμή κατά τη διάρκειά του καλείται *στιγμιαία διηθητικότητα* (Παπαζαφειρίου, 1998). 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* και προσεγγίζει την τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού  $K_s$ . Γενικά θα μπορούσαμε να πούμε ότι όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας τόσο μεγαλύτερη είναι η διηθητικότητα ενός εδάφους.

## 1.9.2 Η απορροφητικότητα

Όπως προαναφέρθηκε, η κατανόηση του φαινομένου της διήθησης είναι σημαντική για τον προσδιορισμό της ροής σε ακόρεστο έδαφος στη ζώνη αερισμού. Μέχρι σήμερα υπήρξαν πολλά θεωρητικά μοντέλα που αναπτύχθηκαν για να περιγράψουν τη διήθηση σε πορώδη μέσα [π.χ Barry (1995), Parlange (1982)], τα οποία γενικά προσδιορίζουν το ρυθμό και τον σωρευτικό όγκο της διήθησης με βάση παραμέτρους όπως η απορροφητικότητα (Tindall, 1999).

Ο Philip (1957) πρώτος το εισήγαγε τον όρο της απορροφητικότητας (sorptivity,  $S$ ) ορίζοντάς τον ως ένα μέτρο της ικανότητας ενός μέσου ή υλικού να απορροφήσει ή να ελευθερώσει ένα υγρό λόγω δράσης των τριχοειδών δυνάμεων. Στην ουσία ο

όρος της απορροφητικότητας ποσοτικοποιεί την επίδραση του τριχοειδούς φαινομένου κατά την κίνηση ενός υγρού σε πορώδες μέσο (Tindall,1999).

Σύμφωνα με τον Philip (1957b, 1969) η απορροφητικότητα μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση

$$I = S \cdot \sqrt{t} \quad (1.59)$$

όπου  $I$  είναι η μονοδιάστατη αθροιστική διήθηση με σταθερό φορτίο πίεσης στην επιφάνεια διήθησης ( $L$ ) και  $t$  ο χρόνος ( $T$ ). Η παραπάνω σχέση όμως δεν επαρκεί για την πλήρη περιγραφή της διήθησης καθότι αγνοείται η επίδραση της βαρύτητας. Συνυπολογίζοντας και την βαρύτητα, γεγονός που ανταποκρίνεται περισσότερο στην πραγματική μονοδιάστατη κατακόρυφη διήθηση, η παραπάνω σχέση γίνεται

$$I = S \cdot \sqrt{t} + At \quad (1.60)$$

όπου  $A$  είναι μια σταθερή παράμετρος ( $LT^{-1}$ ) που σχετίζεται με την επίδραση της βαρύτητας (Fuentes et al., 1992) Εξισώσεις παρόμοιες με την παραπάνω, έχουν χρησιμοποιηθεί και για την περιγραφή της τρισδιάστατης διήθησης με αξονική συμμετρία (Αργυροκαστρίτης κ.α, 2009).

Η απορροφητικότητα είναι μια εγγενής ιδιότητα του εδάφους και εξαρτάται από την ύπαρξη φορτίου πίεσης στην επιφάνειά του καθώς και από τις αρχικές και τελικές τιμές της περιεκτικότητάς του σε υγρασία κατά το φαινόμενο της διήθησης. Η απορροφητικότητα, σαν παράμετρος της εξίσωσης διήθησης που εξήγαγε από τα προφίλ υγρασίας ο Phillip (1958,1969), δίνεται και από τη σχέση

$$S^2 = 2K_s \cdot (\theta_1 - \theta_0)(H_o - H_f) \quad (1.61)$$

όπου  $K_s$  είναι η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα,  $\theta_0$  είναι η αρχική υγρασία του εδάφους,  $\theta_1$  είναι η εφαρμοζόμενη οριακή συνθήκη,  $H_o$  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 (Αγγελάκη, 2004).

Η απορροφητικότητα είναι άμεσα συνδεδεμένη με τον συντελεστή διάχυσης

$D(\theta)$ . Η ποσοτική σχέση τους έχει διερευνηθεί κατά καιρούς από τους Parlange (1975), Brutsaert (1976), Vauclin et Haverkamp, (1985), Parlange et al (1980, 1987,1994), Lockington et al (1993) και άλλους, ενώ ο Dirksen (1975) χρησιμοποιεί την απορροφητικότητα για να υπολογίσει το συντελεστή διάχυσης. Σύμφωνα με τον Parlange (1975) η σχέση που συνδέει τα δύο μεγέθη είναι

$$S^2 = \int_{\theta_i}^{\theta_s} (1 + \theta) \cdot D(\theta) d\theta \quad (1.62)$$

Επιπροσθέτως, η σχέση (Vauclin et Haverkamp, 1985)

$$S^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} \theta \cdot D(\theta) d\theta \quad (1.63)$$

αποτελεί πρώτης τάξης προσέγγιση της απορροφητικότητας (Αγγελάκη, 2004).

Η λύση των παραπάνω εξισώσεων μπορεί να πραγματοποιηθεί γνωρίζοντας τη γραφική τους παράσταση και αντίστροφα. Η απορροφητικότητα εκφράζει τη δυνατότητα ενός μέσου (εδάφους) να προσροφά και να μεταφέρει νερό εξαιτίας των τριχοειδών δυνάμεων. Η χρήση της επομένως στην επιστήμη των αρδεύσεων είναι σημαντική.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2<sup>ο</sup>

### ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

#### 2.1 Εισαγωγή

Προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος, ειδικά σε συνθήκες αγρού, παρουσιάζονται πολλές δυσκολίες που μπορούν να ξεπεραστούν μόνο με ιδιαίτερα εξελιγμένο εξοπλισμό. Συνεπώς ο εργαστηριακός πειραματισμός αποτελεί την καλύτερη λύση για την εξαγωγή ασφαλέστερων συμπερασμάτων στο θέμα που πραγματεύεται η διατριβή, δηλαδή την μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος.

Οι μέχρι τώρα εργαστηριακές μελέτες έδειξαν ότι η διαδικασία της διήθησης είναι πολύπλοκη λόγω της υψηλής μη γραμμικότητας των χαρακτηριστικών του εδαφικού νερού και της διαπερατότητας του εδάφους και λόγω διάφορων ορίων και αρχικών συνθηκών που τίθενται (Yang et al, 2006). Η πολυπλοκότητα αυξάνεται περαιτέρω αν συνυπολογιστεί και η υστερητική συμπεριφορά λόγω των αλληλεπιδράσεων του νερού στο έδαφος (Dane and Wierenga 1975, Serrano 1990).

Προκειμένου να υπάρξουν διευκολύνσεις για την διεξαγωγή των πειραμάτων και τον προσδιορισμό ασφαλών συμπερασμάτων, πάντα σε σχέση με τις συνθήκες του φυσικού περιβάλλοντος και ανάλογα με τη μεθοδολογία που χρησιμοποιείται, σε κάθε εργαστηριακό πείραμα γίνονται κάποιες παραδοχές και απλουστεύσεις. Κάποιες από αυτές εκπορεύονται από τις αρχικές παραδοχές και απλουστεύσεις που προϋπήρξαν για την εξαγωγή των μαθηματικών σχέσεων που θα χρησιμοποιηθούν (π.χ η εξίσωση του Darcy) και κάποιες άλλες από διευκολύνσεις που πρέπει να υπάρξουν για την ομαλή διεξαγωγή της πειραματικής διαδικασίας. Στο συγκεκριμένο πείραμα έγιναν οι παρακάτω παραδοχές:

- 1) Το εδαφικό δείγμα θεωρείται ομογενές και ισότροπο.



- 2) Η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή.
- 3) Η ροή είναι ισόθερμη.
- 4) Η αέρια φάση δεν επηρεάζει την κίνηση της υγρής φάσης.
- 5) Η πίεση της αέριας φάσης είναι πάντα σταθερή και ίση με την ατμοσφαιρική πίεση.
- 6) Το οσμωτικό δυναμικό θεωρείται αμελητέο.
- 7) Η συρρίκνωση του εδάφους κατά τη στράγγιση και η διόγκωση κατά τη διύγρανση θεωρούνται αμελητέες.
- 8) 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 διύγρανσης, όσο και της στράγγισης.

Στο θεωρητικό μέρος της διατριβής αναφέρθηκε ότι για τον προσδιορισμό της χαρακτηριστικής καμπύλης ενός εδάφους (ή και εδαφικού δείγματος) πρέπει να συσχετιστούν οι τιμές μύζησης και της περιεχόμενης υγρασίας του εδάφους. Συνεπώς στη συγκεκριμένη πειραματική διαδικασία του προσδιορισμού της χαρακτηριστικής καμπύλης δείγματος εδάφους σε εδαφική στήλη, απαιτείται ο προσδιορισμός των βασικών υδροδυναμικών παραμέτρων, δηλαδή ύψους πίεσης  $h$  της περιεχόμενης κατ' όγκο εδαφικής υγρασίας  $\theta$  και της υδραυλικής αγωγιμότητα κορεσμού  $k_s$ .

Κατά τη διάρκεια του πειράματος γινόταν καταγραφή των πιέσεων και της εδαφικής υγρασίας μέσα στη στήλη εδάφους. Η παρακολούθηση της μεταβολής των πιέσεων του εδαφικού νερού (τιμές της μύζησης) πραγματοποιήθηκε με τη χρήση κεραμικών καψών και μετατροπέων πίεσης, τα οποία συνδεδεμένα μεταφέρουν τις μεταβολές της πίεσης σε καταγραφικό (data logger) και από εκεί σε Η/Υ. Αντίστοιχα, η καταμέτρηση της υγρασίας έγινε με τη μέθοδο TDR (Time Domain Reflectometry) και τα δεδομένα αποθηκεύονταν σε Η/Υ, όπου έγινε και η τελική σύνθεση των αποτελεσμάτων για τον σχηματισμό της χαρακτηριστικής καμπύλης, το σχεδιασμό των διαγραμμάτων και γενικά όλη η επεξεργασία των δεδομένων.

## 2.2 Μέθοδοι μετρήσεων

### 2.2.1 Μέθοδοι μέτρησης της εδαφικής υγρασίας

Η μέτρηση/καταγραφή της εδαφικής υγρασίας είναι θεμελιώδης παράγοντας για την επιστήμη των αρδεύσεων. Παρακάτω αναφέρονται συνοπτικά οι κυριότερες μέθοδοι.

1. Με την απλή άλλα χρονοβόρα μέτρηση της διαφοράς του βάρους του εδάφους πριν και μετά την ύγρανσή του. Το ποσοστό της διαθέσιμης υγρασίας υπολογίζεται σε κατά βάρος περιεκτικότητα (% κ.β).
2. Με χρήση της συσκευής διάχυσης ή διασποράς νετρονίων. Η χρήση της συσκευής αυτής δε συνιστάται για μέτρηση της υγρασίας των επιφανειακών στρώσεων του εδάφους. Επιπλέον δεν βρίσκει καλή εφαρμογή στα ξηρά περιβάλλοντα.
3. Με μέτρηση της τάσης, καθότι υπάρχει μια σαφής σχέση μεταξύ της τάσης του νερού του εδάφους και της περιεκτικότητας σε νερό. Η τάση (tension) ή μύζηση (suction) ή αρνητική πίεση (negative pressure) όπως αλλιώς ονομάζεται είναι η δύναμη με την οποία το νερό συγκρατείται απ' το έδαφος. Για κάθε τιμή υγρασίας του εδάφους αντιστοιχεί και μια τιμή μύζησης ή δυναμικού του εδαφικού νερού και έτσι έχουμε ζεύγη τιμών υγρασίας – τάσης/μύζησης που παρουσιάζονται μέσω της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους. Μετρώντας την τάση με τα τενσιόμετρα και εφόσον είναι γνωστή η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους επιτυγχάνουμε τον καθορισμό της υγρασίας.
4. Η μέθοδος της ηλεκτρικής αντίστασης. Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στην αρχή ότι κάθε μεταβολή στην ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους ή κάποιου άλλου πορώδους μέσου που είναι τοποθετημένο μέσα στο έδαφος και βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με αυτό, προέρχεται από αντίστοιχη μεταβολή της εδαφικής υγρασίας. Οι αισθητήρες που χρησιμοποιούνται για το σκοπό αυτό αποτελούνται από δύο ηλεκτρόδια, τα οποία βυθίζονται στο έδαφος σε επιθυμητό βάθος. Παρουσιάζουν ιδιαίτερη ευαισθησία στη μεγάλη συγκέντρωση αλάτων, ενώ απαιτούν συνεχή βαθμονόμηση. Ωστόσο, οι αισθητήρες αυτοί είναι σχετικά απλοί στην κατασκευή τους, είναι χαμηλού

κόστους και γι' αυτό χρησιμοποιούνται σε πολλά συστήματα αυτόματης άρδευσης, παρά τα μειονεκτήματα που εμφανίζουν (Γράβαλος κ.α, 2009).

5. Η μέθοδος εκπομπής γ ακτινοβολίας η οποία εφαρμόζεται στο εργαστήριο.
6. Η μέθοδος μέτρησης ανάκλασης ηλεκτρομαγνητικού παλμού (TDR) που θα αναλυθεί στη συνέχεια.

### 2.2.2 Η μέθοδος TDR

Η μέθοδος T.D.R. (Time Domain Reflectometry) είναι γνωστή ως μέθοδος μέτρησης ανάκλασης ηλεκτρομαγνητικού παλμού ή χρονικής ανακλασιμετρίας. Είναι μια μη πυρηνική μέθοδος, γρήγορη και ανεξάρτητη από τον τύπο του εδάφους (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη κ.α.,1997). Επιπλέον χρησιμοποιείται με την ίδια ευκολία στον αγρό και στο εργαστήριο.

Η μέθοδος αυτή αναπτύχθηκε για να προσδιορίζει το περιεχόμενο του εδάφους σε νερό (Topp et al., 1980) και την ηλεκτρική του αγωγιμότητα ταυτόχρονα (Dalton et al., 1984). Η πρώτη εφαρμογή του TDR για μετρήσεις στο νερό του εδάφους αναφέρθηκε από τους Topp et al το 1980. Τα κύρια πλεονεκτήματα της μεθόδου σε σχέση με άλλες μεθόδους μέτρησης εδαφικής υγρασίας συνοψίζονται στα εξής:

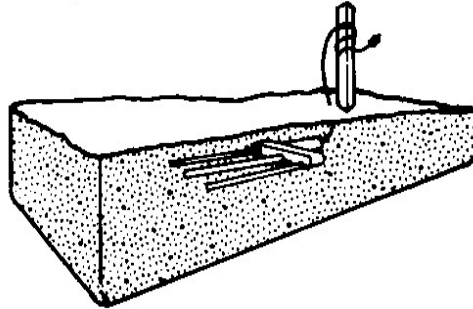
- Οι απαιτήσεις βαθμονόμησης είναι ελάχιστες εκτός τις εφαρμογές που απαιτούν υψηλότερη ακρίβεια.
- Παρέχει υψηλή ακρίβεια μετρήσεων, περίπου 1-2 % της ογκομετρικής περιεκτικότητας σε νερό και ταυτόχρονα εξαιρετική χωροχρονική ανάλυση.
- Δεν υπάρχει κίνδυνος ακτινοβολίας όπως συμβαίνει σε τεχνικές χρήσης νετρονίων ή ακτίνων γ.
- Οι μετρήσεις είναι ταχείες, λαμβάνονται εύκολα και με την χρήση αυτοματισμών να μπορούν να είναι συνεχείς.

Ο τρόπος λειτουργίας της μεθόδου είναι συνοπτικά ο εξής: Από μια ειδική συσκευή εκπέμπονται ηλεκτρομαγνητικοί παλμοί (EM) κατά μήκος ενός ομοαξονικού καλωδίου, το οποίο καταλήγει σε έναν ειδικά σχεδιασμένο κυματοδηγό

(waveguide) που ενσωματώνεται στο πορώδες μέσο και μεταφέρει τους παλμούς στο σε αυτό.



(α)



(β)

**Εικόνα 2.1 :** (α) Κυματοδηγός (waveguide) με ομοαξονικό καλώδιο (β) ενσωμάτωση στο έδαφος οριζόντια

Όταν ένας παλμός μικροκυμάτων ταξιδεύει σε μια γραμμή μετάδοσης-μεταφοράς, συμπεριφέρεται όπως μια ακτίνα φωτός. Ασυνέχειες στην γραμμή μετάδοσης και παρεμβολή διάφορων υλικών γύρω του, προκαλούν ολική ή μερική ανάκλαση της ενέργειας. Όταν ο παλμός φτάσει στο τέλος της γραμμής μετάδοσης, το σύνολο σχεδόν της υπολειπόμενης ενέργειας του παλμού ανακλάται πίσω διαμέσου της γραμμής μετάδοσης. Το ίδιο συμβαίνει περίπου και με μια ακτίνα ορατού φωτός, η οποία ταξιδεύοντας μέσα σε ένα σωλήνα, ανακλάται στην επιφάνεια ενός κατόπτρου που βρίσκεται στο τέλος του σωλήνα. Η απόσταση που διανύει ο παλμός είναι γνωστή και ίση με το μήκος του κυματοδηγού. Συνεπώς, μπορεί να υπολογιστεί ο χρόνος μετάδοσης (transit time) του παλμού από μια σχέση της μορφής

$$c = \frac{L}{t} \quad (2.1)$$

όπου  $c$  είναι η ταχύτητα του παλμού μέσα στο υλικό,  $L$  είναι το μήκος του κυματοδηγού σε cm και  $t$  είναι ο χρόνος μεταφοράς, δηλαδή ο χρόνος που απαιτείται για να διανύσει ο παλμός τον κυματοδηγό προς τη μια κατεύθυνση σε nanoseconds.

Ωστόσο, η ταχύτητα του παλμού εξαρτάται από το υλικό που περιβάλλει τη γραμμή μετάδοσης και ειδικότερα από την φαινόμενη διηλεκτρική σταθερά του υλικού  $K_a$ . Αυτό προκύπτει και από την παρακάτω σχέση η οποία συνδέει την

ταχύτητα  $c$  του κύματος μέσα στο υλικό διάδοσης με τη φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του υλικού  $K_\alpha$  και την ταχύτητα του φωτός στο κενό  $c_0$ .

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{K_\alpha}} \quad (2.2)$$

Συνεπώς η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του υλικού που περιβάλλει τον κυματοδηγό μπορεί να υπολογιστεί, με συνδυασμό των 2.1 και 2.2, από τη σχέση:

$$K_\alpha = \left( \frac{tc_0}{L} \right)^2 \quad (2.3)$$

Συνεπώς, ο χρόνος διαδρομής του παλμού TDR κατά μήκος ενός κυματοδηγού που βρίσκεται μέσα στο έδαφος, εξαρτάται από την διηλεκτρική σταθερά του εδάφους ( $K_\alpha$ ). Η σχέση δε μεταξύ ταχύτητας του κύματος και διηλεκτρικής σταθεράς είναι αντιστρόφως ανάλογη, δηλαδή, η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα μέσα σε ένα υλικό μειώνεται ανάλογα με την αύξηση της διηλεκτρικής σταθεράς του υλικού.

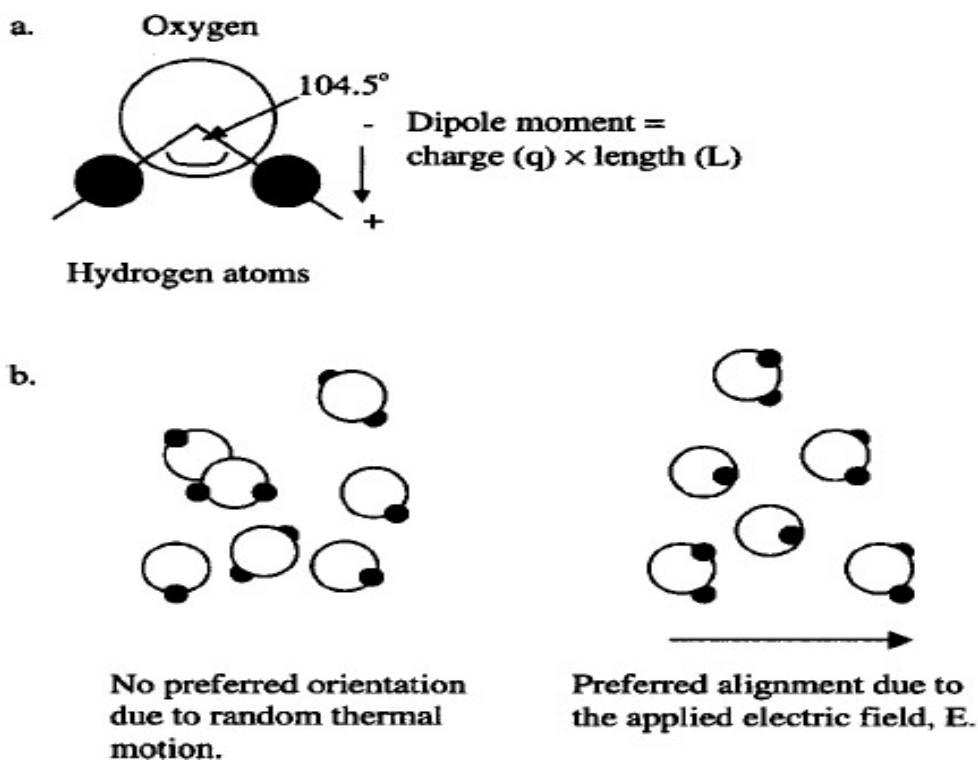
**Πίνακας 2.1:** Τιμές διηλεκτρικής σταθεράς διάφορων υλικών

Υλικό	Διηλεκτρική Σταθερά
Αέρας	1,05
Έλαιο Ηλίανθου	20,42
Ανόργανα Υλικά	2 – 4
Αιθανόλη	21,39
Απεσταγμένο Νερό	80,22

Στο έδαφος, η υγρή φάση του νερού συχνά απαντάται είτε ως ελεύθερο νερό είτε ως δεσμευμένο νερό. Η κινητικότητα του τελευταίου περιορίζεται λόγω της προσρόφησης στις επιφάνειες των εδαφικών τεμαχιδίων. Η τιμή της σχετικής διηλεκτρικής σταθεράς για τον αέρα είναι 1, για τα κοινά ορυκτά των εδαφών και των πετρωμάτων κυμαίνεται μεταξύ 4,5 έως 10 (Keller, 1989, Robinson and Friedman,

2003), ενώ για το απεσταγμένο νερό είναι 80,22 (πίνακας 2.1 ). Λόγω της υψηλής της τιμής για το νερό, η διηλεκτρική σταθερά κάθε πορώδους υλικού που διαθέτει νερό, επηρεάζεται έντονα από την περιεκτικότητά του σε αυτό. Συνεπώς, έχει υψηλό βαθμό συσχέτισης με την περιεχόμενη κατ' όγκο περιεκτικότητα σε νερό  $\theta$  (Topp et al, 1980. Roth et al, 1990, Υυ et al 1997).

Η προέλευση του φαινομένου αυτού είναι ο ασύμμετρος ιονισμός στο μόριο ύδατος, που οδηγεί σε μια μικρή μετατόπιση των κέντρων θετικού και αρνητικού φορτίου, δημιουργώντας έτσι ένα μόνιμο δίπολο της τάξης των  $6.216 \times 10^{-30}$  cm. Όταν εφαρμοστεί ένα εναλλασσόμενο ηλεκτρικό πεδίο τα μόρια ξεπερνούν την τυχαία θερμική κίνηση τους και ευθυγραμμίζονται με το πεδίο (Εικ. 2.2). Η διαδικασία της ευθυγράμμισης αποθηκεύει ηλεκτρική ενέργεια, η οποία απελευθερώνεται όταν η ύπαρξη του πεδίου παύει να υπάρχει και περιγράφεται ως το πραγματικό μέρος της διηλεκτρικής σταθεράς (Robinson et al., 2003).



**Εικόνα 2.2:** (α) Η διπολική ροπή ενός μορίου νερού. (β) τα μόρια νερού τυχαία ευθυγραμμισμένα (αριστερά) και ευθυγραμμισμένα με ένα εξωτερικό ηλεκτρικό πεδίο (δεξιά)(Robinson et al., 2003).

Υπάρχουν πολλές περιπτώσεις όπου η μέθοδος TDR βρίσκει εφαρμογή. Για

παράδειγμα, έχει χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό της χωρικής κατανομής της περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους (Oswald et al, 2003) και του χιονιού (Previati et al, 2011), τον προσδιορισμό της περιεκτικότητας σε νερό ξυλώδους βιομάζας (Paz et al, 2010) και άλλων υλικών από ξύλο (Previati et al, 2012 και Pichler et al, 2011). Επίσης, έχει χρησιμοποιηθεί σε καινοτόμες πειραματικές εφαρμογές, όπως, η παρακολούθηση της υγρασίας της επιφάνειας του εδάφους με σκοπό την βαθμονόμηση των δορυφορικών εικόνων, που με τη σειρά τους χρησιμοποιούνται στην εκτίμηση της επίδρασης της υγρασίας του εδάφους στο κλίμα (Dorigo et al, 2011). Ακόμη έχει χρησιμοποιηθεί για σκοπούς προγραμματισμού άρδευσης (Robinson et al, 2008), τεχνικών άρδευσης και λίπανσης (Paul 2002, Seo and Lee 2005), ενώ η ερευνητική εφαρμογή της στις γεωτεχνικές επιστήμες και κυρίως στα πεδία των επιστημών του νερού, του εδάφους είναι ευρεία. Έτσι, οι παρατηρήσεις της υγρασίας με βάση τη μέθοδο αυτή, έχουν χρησιμοποιηθεί για να υποστηρίξουν τη βαθμονόμηση και την αξιολόγηση των μοντέλων πρόσληψης νερού των ριζών (Musters and Bouten 2000, Jansson et al 1999, Ladekarl et al 2005, van der Keur et al 2001, Schelde et al 1998) καθώς και για την εκτίμηση των ποσοστών εξατμισοδιαπνοής (Wilson et al 2001, Young et al, 1997).

Οι Weihermüller et al (2007) χρησιμοποίησαν 2 τεχνικές ραντάρ εδάφους (ground penetrating radar, GPR) για να χαρτογραφήσουν την χωρική διακύμανση της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό, σε κλίμακα πεδίου. Τα αποτελέσματα συγκρίθηκαν με αυτά που λήφθηκαν, εκτός των άλλων και με τη μέθοδο (TDR). Οι Brocca et al (2009) μέσω ενός φορητού ανακλασίμετρου TDR, πραγματοποίησαν 35 σειρές μετρήσεων, σε τρία πειραματικά πεδία έκτασης από 400 έως 9000m<sup>2</sup> στην κεντρική Ιταλία. Αναλύοντας στατιστικά τα αποτελέσματα των μετρήσεων, προσπάθησαν να προσδιορίσουν τα πεδία που αντιπροσώπευαν τη μέση υγρασία του εδάφους. Οι Santi et al (2009) χρησιμοποίησαν τις επίγειες μετρήσεις με TDR ως βάση σύγκρισης, με δεδομένα που λήφθηκαν με ραδιόμετρα μικροκυμάτων από αεροσκάφος, προκειμένου να σχηματίσουν χάρτες υγρασίας εδάφους στη βόρεια Ιταλία. Οι Nasta et al (2010) χρησιμοποίησαν φορητή συσκευή TDR για να καταγράψουν τη χωροχρονική παραλλακτικότητα της υγρασίας επιφανειακού στρώματος εδάφους κατά την μετάβαση από τη ξηρή στην υγρή εποχή του έτους. Οι Pfletschinger et al (2012), χρησιμοποίησαν αισθητήρες TDR για τη μέτρηση της περιεχόμενης υγρασίας και τον προσδιορισμό του υγρού μετώπου σε στήλη εδάφους εφαρμόζοντας αρδεύσεις διαφορετικών ποσοτήτων και εντάσεων. Σκοπός της

εργασίας ήταν να διερευνηθούν τα φαινόμενα της την διήθησης, την αναδιανομής, της εξάτμισης και της βαθιάς διήθησης, στην ακόρεστη ζώνη του εδάφους, σε μη ισόθερμες συνθήκες και σε περιβάλλον που προσομοιάζει ξηρές κλιματικές συνθήκες. Οι Parlange et al. (1998) διερεύνησαν την κίνηση του νερού σε καλλιεργούμενα εδάφη βασιζόμενοι σε μετρήσεις ανά 20 λεπτά για την περιεχόμενη υγρασία με τη χρήση κυματοδηγών TDR σε διάφορα βάθη εδάφους (10, 20 και 30cm). Όμοια και οι Saito et al (2006), Sakai et al (2009), Steenpass et al (2010), Deb et al (2011), χρησιμοποίησαν την ίδια μέθοδο για τους πειραματικούς τους σκοπούς.

Τέλος, έχουν πραγματοποιηθεί πολλές έρευνες σχετικά με την βελτίωση της μεθόδου, διερευνώντας την εξίσωση που συνδέει την εδαφική υγρασία με τη διηλεκτρική σταθερά, την επίδραση διάφορων παραγόντων στις μετρήσεις όπως η δομή και η πυκνότητα του εδάφους, το εύρος μέτρησης, η θερμοκρασία, το μήκος του κυματοδηγού καθώς και την χρήση της μεθόδου σε διάφορους τύπους εδαφών.

Για παράδειγμα, ένα σημαντικό ζήτημα που περιορίζει την εφαρμοσιμότητα των αισθητήρων και της μεθόδου TDR, είναι η επίδραση επί της μέτρησης της διηλεκτρικής σταθεράς των διηλεκτρικών απωλειών που συμβαίνουν σε αλατούχα και αργιλώδη εδάφη. Η κύρια υπόθεση πίσω από τη χρήση της μεθόδου αυτής, είναι ότι οι απώλειες, που εκπροσωπούνται από το φανταστικό μέρος της εξίσωσης περιγράφει το φαινόμενο, είναι αμελητέες. Συνεπώς, μόνο το πραγματικό μέρος της καθορίζει την αξία της διηλεκτρικής σταθεράς που μετράται με τη μέθοδο αυτή. Η υπόθεση αυτή δεν ισχύει για αγωγίμα εδάφη (π.χ αργιλώδη εδάφη) ή όταν υπάρχουν στο εδαφικό διάλυμα υψηλές συγκεντρώσεις ηλεκτρολύτη (π.χ άλατα), διότι, υπό αυτές τις συνθήκες, η συμβολή του φανταστικού μέρους είναι σημαντική (Bittelli 2011). Ένα από τα κύρια αποτελέσματα αυτών των μη υπολογιζόμενων διηλεκτρικών απωλειών, για τις μετρήσεις που λαμβάνονται με τη μέθοδο TDR, είναι η υπερεκτίμηση της περιεκτικότητας σε νερό (Bittelli et al 2008, Topp et al, 2000). Επιπροσθέτως, παρουσιάστηκαν έρευνες που επεξεργάστηκαν σύνθετες εξισώσεις βαθμονόμησης της μεθόδου προκειμένου να αντιμετωπιστούν οι επιδράσεις του εδάφους και του δεσμευμένου νερού, που σχετίζονται με τη θερμοκρασία του εδάφους και την περιεκτικότητα σε άργιλο (Evet et al 2005, Schwartz et al 2009a και 2009b). Επιπλέον, η μέθοδος TDR έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για αξιόπιστες μετρήσεις όχι μόνο των υδατικών χαρακτηριστικών και παραμέτρων του υπο εξέταση εδάφους αλλά και για την ερμηνεία των φαινομένων της διάλυσης και μεταφοράς διαλυτών ουσιών σε εργαστηριακές και πραγματικές συνθήκες (Mallants et al 1996,



Comegna et al 1999, Vogeler et al 2001, Regalado et al 2003, Coppola et al. 2011).

Άλλες έρευνες που πραγματοποιήθηκαν γενικότερα για τη βελτίωση της μεθόδου παρουσίασαν οι, Heimovaara et al 2004, Jones et al 2005, Evett et al 2005, Chen et al. 2006 και 2007, Bittelli et al 2008, Skierucha 2009, Schwartz et al 2009 και Wagner et al 2007, 2009 και 2011. Επιπλέον, έρευνα σχετικά με τον προσδιορισμό υδροδυναμικών παραμέτρων του εδάφους, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο TDR παρουσιάστηκε από τους Σακελλαρίου κ.α 1997, Ferre et al 1996 και 2003, Lin C – P 2003, Persson et al 2002, Persson and Haridy 2003, Carlos et al 2002, Caron et al 2002, Huisman et al 2002 και 2004, Kalfountzos et al 2002, Πιτσίλκα 2010, Μπατσίλας 2010, Αγγελάκη 2004, 2011 και 2013, Pflutschinger et al (2012),.

### 2.2.3 Συσκευή Μέτρησης TDR

Η συσκευή TDR που χρησιμοποιήθηκε για την εκτέλεση του πειράματος είναι το μοντέλο Trace 6050X1 (εικόνα 2.3) της εταιρίας Soil Moisture Equipment Corporation. Σύμφωνα με το εγχειρίδιο χρήσης της συσκευής, η μέτρηση περιλαμβάνει μια σειρά των κύκλων χρονικών κύκλων που επαναλαμβάνονται μέχρι να καλυφθεί το επιδιωκόμενο χρονικό διάστημα. Ο χρόνος μετράται από ένα εξαιρετικά ακριβές χρονόμετρο ικανό να μετρήσει το χρόνο σε picoseconds ( $1\text{ps} = 10^{-12}\text{ s}$ ).

Με την έναρξη ενός χρονικού κύκλου, εκπέμπεται ηλεκτρομαγνητικός παλμός, που διαδίδεται μέσω του κυματοδηγού. Όπως περιγράφηκε και παραπάνω, μέρος ή όλη η ενέργεια του παλμού ανακλάται πίσω στον κυματοδηγό, ανάλογα με την διηλεκτρική σταθερά του υλικού που τον περιβάλλει. Το χρονόμετρο μετράει σε συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα την «αποτελεσματική τάση», δηλαδή την ενέργεια, της γραμμής διάδοσης σε μία ακριβή στιγμή. Στον πρώτο κύκλο, για παράδειγμα, μία μέτρηση θα γίνει 10 picoseconds μετά την αρχή μέτρησης του χρόνου. Αυτή η τιμή θα αποθηκευτεί στη συσκευή. Στον επόμενο κύκλο, η μέτρηση θα γίνει 20 picoseconds μετά την αρχή του χρόνου, τιμή η οποία επίσης θα αποθηκευτεί. Για κάθε διαδοχικού κύκλου η μέτρηση θα λαμβάνει χώρα 10 picoseconds αργότερα από τον προηγούμενο κύκλο. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται, μέχρι οι αποθηκευμένες τιμές της «αποτελεσματικής τάσης» να καλύπτουν το πλήρες

διάστημα που μας ενδιαφέρει.

Η σχέση που χρησιμοποιείται από τη συσκευή TDR για απευθείας μετρήσεις της κατ' όγκο υγρασίας του εδάφους στον αγρό ή στο εργαστήριο, είναι η σχέση που συνδέει την  $K_{\alpha}$  με την υγρασία (% κ.ο.) του εδάφους. Σύμφωνα με τους Torpp et al. (1980) η σχέση που συνδέει τη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους με την περιεχόμενη κατ' όγκο υγρασία του, είναι:

$$\theta = -0.053 + 0.29 K_{\alpha} - 5.5 \cdot 10^{-4} K_{\alpha}^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} K_{\alpha}^3 \quad (2.4)$$

όπου  $K_{\alpha}$  είναι η διηλεκτρική σταθερά, η οποία δίνεται από την εξίσωση (2.3) και στη διεθνή βιβλιογραφία συχνά συμβολίζεται με το ελληνικό γράμμα  $\epsilon$ .

Σύμφωνα με το εγχειρίδιο χρήσης της συσκευής, όταν το έδαφος είναι ξηρό, η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους κυμαίνεται μεταξύ 2 έως 4. Όταν το 25% του όγκου του εδάφους καταλαμβάνεται από νερό, τότε η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους είναι 11 – 12. Σε καλλιεργούμενα εδάφη η τιμή της φαινομενικής διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους ( $K_{\alpha}$ ) εξαρτάται πρωτίστως από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία και είναι κατά κύριο λόγο ανεξάρτητη από τον τύπο του εδάφους.

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

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 A, για επαναφόρτιση μπαταρίας ή ανεξάρτητη λειτουργία. Υποδοχή εξωτερικής μπαταρίας 12 V για ανεξάρτητη λειτουργία.
Θύρες σύνδεσης	BNC θύρα – για σύνδεση κυματοδηγών. RS – 232 σειριακή θύρα για μεταφορά δεδομένων. Θύρα multiplex 15 pin D – SUB, για διαδοχική και συνεχή καταγραφή από πολλαπλούς αισθητήρες.
Μνήμη	256 KB με ικανότητα αποθήκευσης τουλάχιστον

	170 γραφημάτων / 5400 αναγνώσεις. Δυνατότητα καταγραφής με εύρος λήψης μέτρησης. Αυτογραφική ικανότητα ανάγνωσης με εσωτερικό εύρος (χρονικό βήμα) από μία την ημέρα έως μία το λεπτό.
Ηλεκτρονικά Χαρακτηριστικά	Μέγεθος τάσης μετρούμενου παλμού: 1.5 V. Ανάλυση μετρήσεων: 10 ps. Οθόνη: 128X256 LCD. Ενδεικτική λυχνία φόρτισης συσσωρευτή. Προστασία από βραχυκύκλωμα.



**Εικόνα 2.3:** Η συσκευή TDR (Trace 6050X1).

## 2.2.4 Χαρακτηριστικά και μέτρηση της πίεσης

Το σύστημα που χρησιμοποιήθηκε για τις καταγραφές των τιμών της πίεσης κατά τη διάρκεια της πειραματικής διαδικασίας αποτελείται από τα εξής επιμέρους στοιχεία.

Την κεραμική κάψα που εισέρχεται στο εδαφικό δείγμα και τη δεξαμενή νερού με την οποία συνδέεται άμεσα. Η κάψα έχει κυλινδρικό σχήμα, με εξωτερική διάμετρο 6,35 mm, εσωτερική 4,35 mm, μήκος 2,9 cm, διάμετρο πόρων 2,5 μm,

παροχή ανά μονάδα επιφάνειας  $50 \text{ ml/h}\cdot\text{cm}^2$  και τιμή εισόδου του αέρα  $0,5 \text{ atm}$ . Στο ένα άκρο της είναι κλειστή και συνδέεται με τη δεξαμενή πλήρωσης νερού, η οποία πρέπει να είναι πάντα γεμάτη και διαθέτει βαλβίδα εξαέρωσης. Η κάψα έρχεται σε ισορροπία με την υγρασία του εδάφους που βρίσκεται γύρω από αυτή. Το νερό ρέει έξω από την κάψα όταν το έδαφος ξηραίνεται και δημιουργεί μεγαλύτερη τάση, ή εισέρχεται μέσα σε αυτήν όταν το έδαφος γίνεται υγρότερο και έχει μικρότερη τάση.

Τον μετατροπέα πίεσης (pressure transducer) ο οποίος συνδέεται με την κεραμική κάψα με εύκαμπτο σωλήνα. Η σύνδεση αυτή εξασφαλίζει την μεταφορά της πίεσης σε αυτόν, σύμφωνα με το νόμο του Pascal, όπου η αύξηση της πίεσης σε οποιοδήποτε σημείο σε ένα υγρό οδηγεί σε μια παρόμοια αύξηση σε κάθε άλλο σημείο στο υγρό. Η μεταβολή αυτή της πίεσης γίνεται αισθητή στον μετατροπέα μέσω ευαίσθητης μεταλλικής μεμβράνης που περιέχει, η οποία γίνεται κοίλη ή κυρτή, όταν δέχεται αρνητικές ή θετικές πιέσεις, αντίστοιχα. Η μεμβράνη συνδέεται με τη σειρά της με τέσσερις ροοστάτες, σε συνδεσμολογία γέφυρας Wheatstone, ώστε να παράγει ηλεκτρικό σήμα, ανάλογο με τη μεταβολή των πιέσεων. Έτσι, κάθε αλλαγή στην πίεση του υγρού, μεταφέρεται στην μεμβράνη, η κίνηση της οποίας μεταφράζεται σε ηλεκτρικό σήμα.

Ο μετατροπέας πίεσης που χρησιμοποιήθηκε της Εταιρείας Pioden Controls Ltd (UK) φαίνονται στην εικόνα 2.4 και τα τεχνικά του χαρακτηριστικά παρουσιάζονται στον πίνακα 2.3.



**Εικόνα 2.4 :** Μετατροπέας πίεσης (pressure transducer)

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.

**Πίνακας 2.3:** Τεχνικά χαρακτηριστικά μετατροπέα πίεσης

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

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 2.5 απεικονίζεται ο καταχωρητής δεδομένων και στην εικόνα 2.6 φαίνεται συνολικά η διάταξη μέτρησης της πίεσης.



**Εικόνα 2.5:** Καταχωρητής δεδομένων (Data Logger)



**Εικόνα 2.6:** Διάταξη μέτρησης της πίεσης. Η κεραμική κάψα της πειραματικής στήλης συνδέεται με εύκαμπτο σωλήνα με τον μετατροπέα πίεσης, ο οποίος με τη σειρά του συνδέεται με το καταγραφικό (data logger)

## 2.2.5 Λοιπές συσκευές και μέθοδοι

Για τη συνολική προετοιμασία του εδαφικού δείγματος που χρησιμοποιήθηκε πριν την έναρξη της πειραματικής διαδικασίας - και μέχρι την πλήρωση της στήλης με έδαφος - χρησιμοποιήθηκαν οι παρακάτω συσκευές:

Αρχικά απομακρύνθηκαν οι ξένες ύλες από το υπό εξέταση έδαφος. Στη συνέχεια, τοποθετήθηκε το δείγμα στο πυριαντήριο (εικόνα 2.7) στους 105°C για 24 ώρες και στη συνέχεια κονιορτοποιήθηκε και αφέθηκε να αποκτήσει τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος (20 – 21°C).



**Εικόνα 2.7:** Εργαστηριακός φούρνος Termaks για την ξήρανση των δειγμάτων εδάφους

Έπειτα πραγματοποιήθηκε κοκκομετρική ανάλυση του δείγματος με τη χρήση κόσκινων. Η συσκευή κοσκίνισματος που χρησιμοποιήθηκε είναι η Octagon 2000 (εικόνα 2.8) που αποτελείται από σειρά κόσκινων με διαδοχικά μειούμενη 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 2.8:** Σύσκευή κοσκινίσματος

Το υπό εξέταση έδαφος ζυγίστηκε με τον ζυγό ακρίβειας δύο δεκαδικών ψηφίων της εικόνας 2.9.



**Εικόνα 2.9:** Ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακρίβειας 2 δεκαδικών ψηφίων για τη ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων.



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3<sup>ο</sup>

### ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

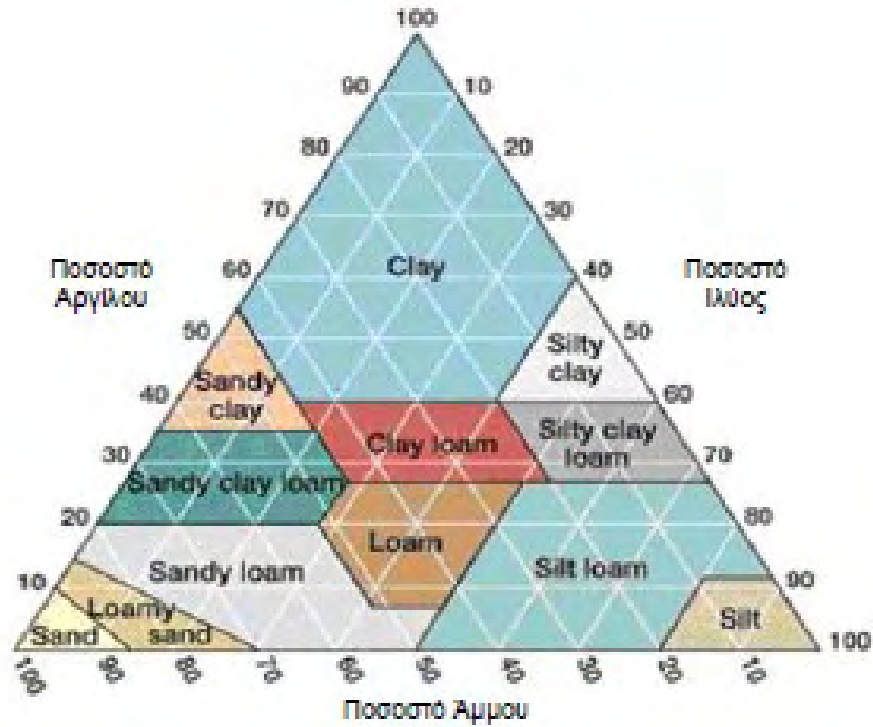
#### 3.1 Γενικά

Σε αυτό το κεφάλαιο περιγράφεται η πειραματική διαδικασία που ακολουθήθηκε, οι μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν καθώς και τα αποτελέσματα που προέκυψαν. Η διαδικασία συνοπτικά έχει ως εξής:

Αρχικά, πραγματοποιήθηκε μηχανική ανάλυση στο έδαφος που χρησιμοποιήθηκε. Κατόπιν, σχεδιάστηκε η κοκκομετρική του καμπύλη και μετρήθηκε πειραματικά η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με την μέθοδο του σταθερού φορτίου. Έπειτα, αφού το εδαφικό δείγμα τοποθετήθηκε στη διαφανή στήλη πλεξικλάς, ελέγχθηκε η ομοιομορφία του στο κορεσμό. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε πλήρωση της στήλης με νερό και ακολούθησε 1<sup>η</sup> στράγγιση και 2<sup>η</sup> διήθηση, κατά τη διάρκεια των οποίων μετρήθηκαν η υγρασία σε διάφορα βάθη της στήλης και η πίεση των πόρων του εδάφους. Αναλυτικότερα οι πειραματικές διαδικασίες περιγράφονται παρακάτω.

#### 3.2 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική καμπύλη

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μηχανικής ανάλυσης που πραγματοποιήθηκε το έδαφος που χρησιμοποιήθηκε αποτελείται από 78% άμμο, 10% ιλύ και 12% άργιλο. Με βάση το τριγωνικό διάγραμμα κατάταξης των εδαφών (Διάγραμμα 3.1), χαρακτηρίστηκε ως πηλώδης άμμος (Loamy Sand).



**Διάγραμμα 3.1:** Διάγραμμα κατάταξης εδαφών

Για να σχεδιαστεί η κοκκομετρική καμπύλη, πρέπει πρώτα να υπολογιστεί η ποσότητα του εδάφους που συγκρατήθηκε από κάθε κόσκινο, να προσδιοριστεί δηλαδή η κοκκομετρική του σύσταση. Για το σκοπό αυτό έγινε χρήση της παρακάτω εξίσωσης:

$$\text{Πβ}\alpha: D = 100 \cdot (B\alpha / \Sigma B\alpha) \quad (3.1)$$

όπου:

Πβ\alpha: το % ποσοστό του εδαφικού υλικού που συγκρατήθηκε στο κόσκινο.

D: η διάμετρος των οπών του κόσκινου σε mm.

B\alpha: η μάζα του εδάφους που συγκρατήθηκε από το κόσκινο σε gr.

\Sigma B\alpha: το συνολικό βάρος του εδάφους που πέρασε από τα κόσκινα gr.

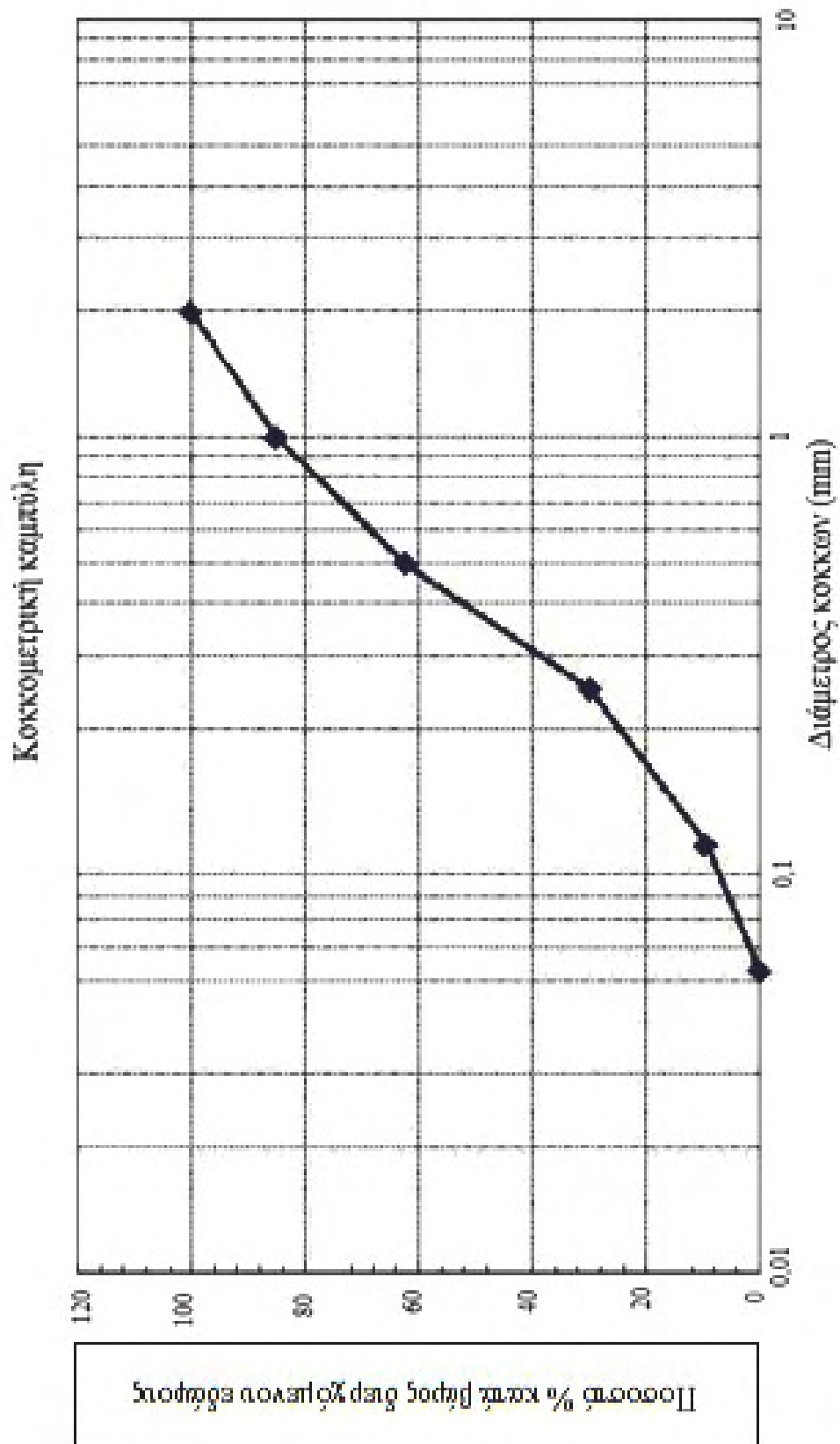
Ο πίνακας 3.1 που ακολουθεί, παρουσιάζει τα αποτελέσματα της εφαρμογής της παραπάνω εξίσωσης όπου υπολογίστηκε αρχικά το ποσοστό του εδάφους που διήλθε από τα κόσκινα. Τα ποσοστά της δεξιάς στήλης (ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων), προκύπτουν, αφαιρώντας διαδοχικά από το

συνολικό % ποσοστό του εδάφους, το επί τοις εκατό (%) κατά βάρος ποσοστό των συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχίων.

**Πίνακας 3.1:** Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων

<b>a/a</b>	<b>D διάμετρος κόσκινου (mm)</b>	<b>Ποσοστό % κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων</b>	<b>Ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων (αθροιστικά)</b>
<b>1</b>	2,000	0	100
<b>2</b>	1,000	14,91	85,09
<b>3</b>	0,500	22,61	62,48
<b>4</b>	0,250	32,63	29,85
<b>5</b>	0,106	20,45	9,40
<b>6</b>	0,053	9,40	0

Η αθροιστική καμπύλη κατανομής του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων σε ημιλογαριθμική κλίμακα ονομάζεται κοκκομετρική καμπύλη και αναπαριστά την δομή του εδάφους. Η καμπύλη που αντιπροσωπεύει το έδαφος που χρησιμοποιήθηκε φαίνεται στο γράφημα 3.1.



**Γράφημα 3.1:** Κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού δείγματος

### 3.3 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer)

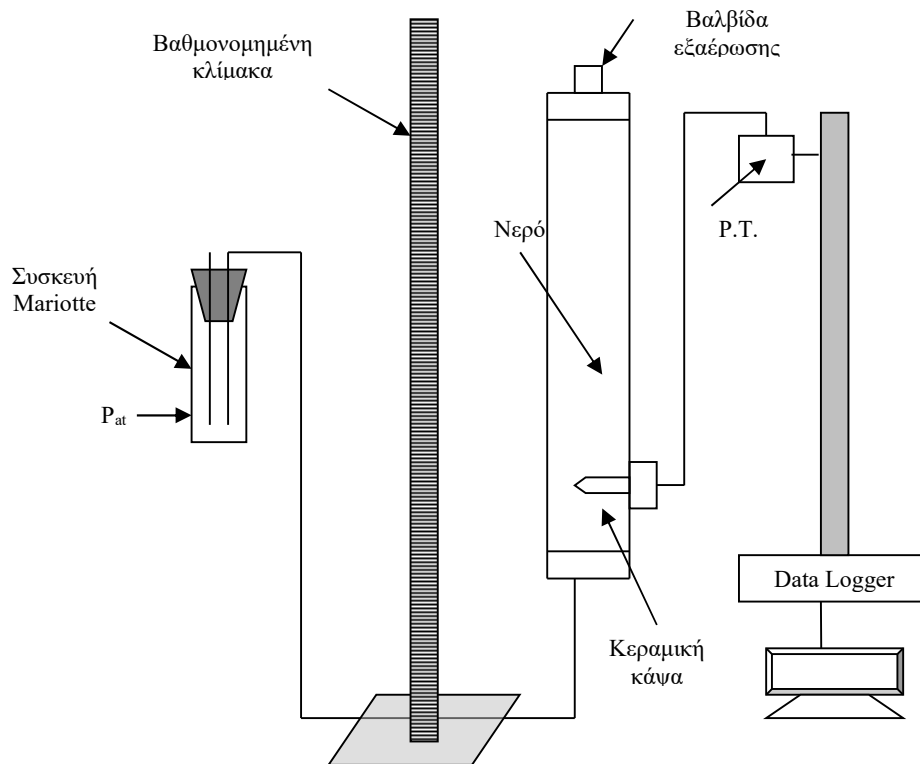
Απαραίτητη διαδικασία για την λήψη αξιόπιστων μετρήσεων κατά τη διάρκεια κάθε πειραματικής διαδικασίας, είναι η βαθμονόμηση των οργάνων που θα λάβουν μετρήσεις. Η συσκευή TDR δεν απαιτεί βαθμονόμηση ενώ η διαδικασία είναι επιβεβλημένη για τους μετατροπείς πίεσης (pressure transducers).

Όπως προαναφέρθηκε, οι μετατροπείς πίεσης είναι συσκευές που μετατρέπουν τις υφιστάμενες αλλαγές στην πίεση του νερού στο έδαφος σε ηλεκτρικό σήμα, το οποίο καταγράφεται από ειδική συσκευή (data logger). Η σχέση που συνδέει την πίεση με την τάση που λαμβάνει το data logger είναι της μορφής

$$h=Ax+B \quad (3.2)$$

όπου:  $h$  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. Ουσιαστικά, η βαθμονόμηση αποσκοπεί στο να προσδιορίσει τους συντελεστές  $A$  και  $B$  ώστε οι μετρήσεις που λαμβάνουμε να είναι τελικά σε μονάδες πίεσης (cm) και να επιβεβαιώσει ότι η σχέση ανάμεσα στην πίεση και την τάση, είναι γραμμική.

Για τη βαθμονόμηση χρησιμοποιήθηκαν μια διαφανής στήλη ειδικής κατασκευής από πλεξιγκλάς, με εσωτερική διάμετρο 6cm, δύο κεραμικές κάψες και δύο μετατροπείς πίεσης. Χρησιμοποιήθηκε μόνο η μία από τις δύο κεραμικές κάψες λόγω προβλήματος. Η στήλη στο πάνω μέρος διαθέτει βαλβίδα εξαερισμού, η οποία όμως παρέμενε κλειστή κατά τη διάρκεια της βαθμονόμησης για να μην υπάρχουν μεταβολές στην πίεση και στο κάτω μέρος της συνδέθηκε εύκαμπτος σωλήνας που κατέληγε στη συσκευή Mariotte. Η τελευταία, κατάλληλα τοποθετημένη σε μεταλλικό πλαίσιο ώστε να μπορεί να μετακινείται εύκολα σε κατακόρυφο βαθμονομημένο άξονα, ήταν συνεχώς και σταθερά πληρωμένη με νερό σε συγκεκριμένη στάθμη. Στην συνέχεια έγινε πλήρωση της στήλης με νερό, απομακρύνθηκε ο εγκλωβισμένος αέρας και έκλεισε η βαλβίδα, ενώ ο έλεγχος για διαρροές ήταν συνεχής. Στο Σχήμα 3.1 παρουσιάζεται ένα σκαρίφημα της διάταξης βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (P.T.3) που χρησιμοποιήθηκε.



**Σχήμα 3.1:** Σκαρίφημα βαθμονόμησης του pressure transducer (P.T.3)

Η συσκευή Mariotte μετακινούνται κατακόρυφα προς τα πάνω και προς τα κάτω. Σε κάθε θέση λαμβάνονταν δύο τιμές. Η τιμή της πίεσης  $\Psi$  σε cm, που ουσιαστικά ήταν η απόσταση σε cm από την κεραμική κάψα και η αντίστοιχη τιμή  $X$  της τάσης του μετατροπέα σε mV. Από τις μετρήσεις που ελήφθησαν σε διάφορα σημεία κατά την κατακόρυφη κίνηση της συσκευής Mariotte σχεδιάστηκε για τον μετατροπέα της πίεσης που χρησιμοποιήθηκε στο πείραμα (P.T.3), σε υπολογιστικό φύλλο Excel η γραφική παράσταση  $h=f(x)$  με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Η γραφική παράσταση που προέκυψε είναι η ευθεία ( $R^2=0,9992$ ) που απεικονίζεται στο γράφημα 3.2 και η εξίσωση που προσομοιώνει τις πειραματικές τιμές είναι:

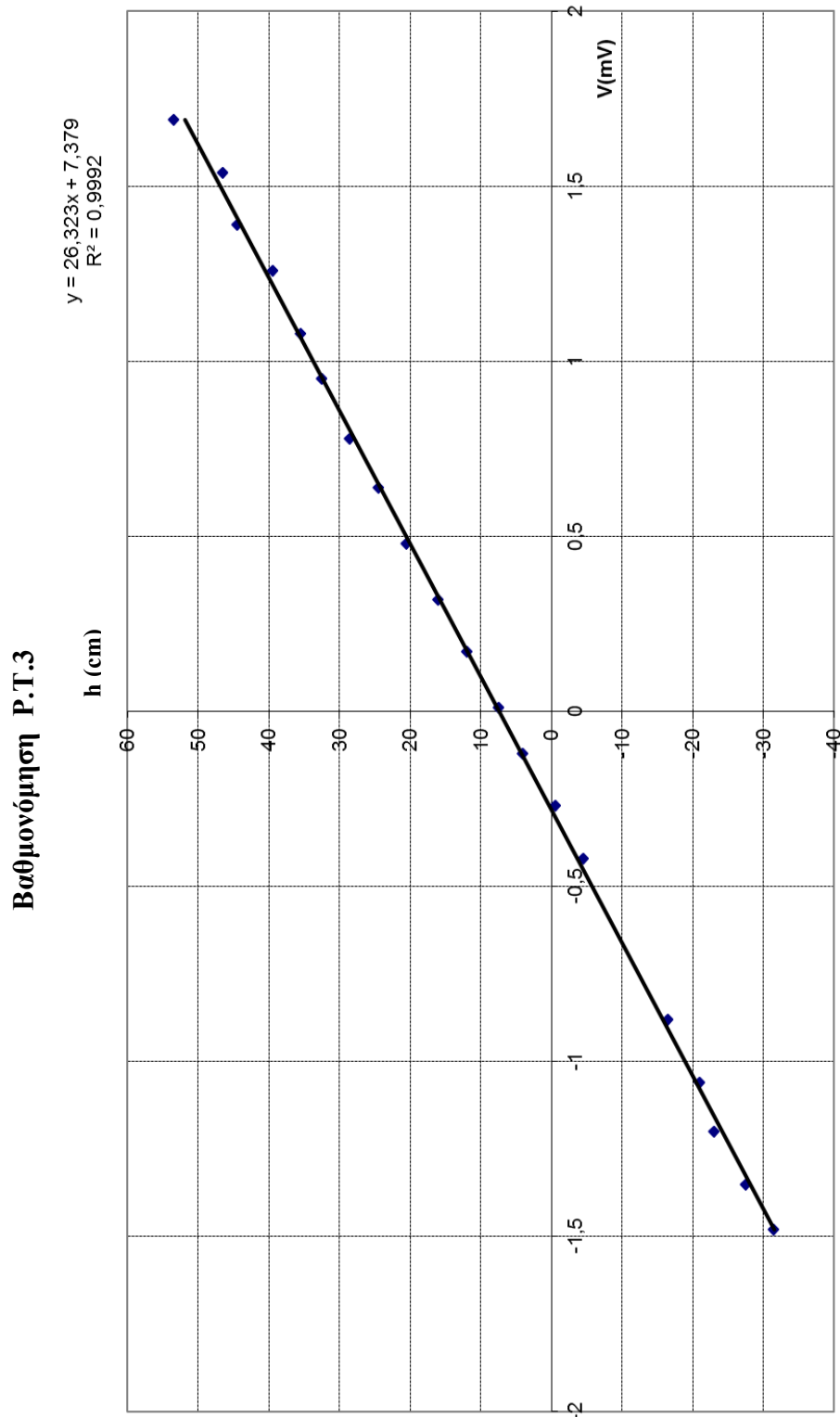
$$h = 26,323 x + 7,379$$

Συνεπώς, οι τιμές των συντελεστών  $A$  και  $B$  που προσδιορίστηκαν είναι :

$$A = 26,323$$

$$B = 7,379$$

Τα δεδομένα αυτά εισήχθησαν στο λογισμικό πρόγραμμα του συστήματος μέτρησης της πίεσης, ώστε να λαμβάνονται οι μετρήσεις σε μονάδες πίεσης (cm).



**Γράφημα 3.2:** Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης P.T.3

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



**Εικόνα 3.1:** Διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τη μέτρηση 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, δηλαδή ο όγκος του νερού  $V$  που διέρχεται από το εδαφικό δείγμα σε χρόνο  $t$ .

$K_s$  είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού.

$A$  είναι η επιφάνεια του εδαφικού δείγματος και ισούται με  $\pi D^2/4$ .



$\Delta H$  είναι η διαφορά φορτίου.

$L$  είναι το ύψος του εδαφικού δείγματος.

Από τη σχέση (3.3) προκύπτει η σχέση υπολογισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού  $K_s$ :

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

Η γενική αρχή λειτουργίας της διάταξης της εικόνας 3.1 είναι η εξής: Νερό παροχετεύθηκε στο πάνω μέρος του δοχείου που περιείχε το έδαφος. Η στάθμη του νερού στο δοχείο διατηρείται σταθερή λόγω απορροής του πλεονάζοντος νερού μέσω ενός εύκαμπτου σωλήνα, ενώ το νερό που διηθείται καταλήγει σε ειδικό δοχείο, πάνω σε ζυγό ακριβείας. Εφόσον η πυκνότητα του νερού έχει τιμή  $1\text{g/cm}^3$ , προκύπτει ότι οι μετρήσεις μάζας νερού ισοδυναμούν με μετρήσεις όγκου.

Συνεπώς, για το εδαφικό δείγμα του πειράματος η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού υπολογίστηκε ότι είναι:

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

### 3.5 Πλήρωση της πειραματικής στήλης με το εδαφικό δείγμα

Το έδαφος στο οποίο μελετήθηκε η κίνηση του νερού, τοποθετήθηκε σε πειραματική στήλη από πλεξιγκλάς με ύψος 1m και εσωτερική διάμετρο 6 cm. Προκειμένου να αποκλειστούν τυχόν διαρροές από τον πυθμένα της, τοποθετήθηκε γεωύφασμα, του οποίου η υδραυλική αγωγιμότητα, ξεπερνά κατά πολύ αυτή του εδάφους με το οποίο επρόκειτο να πληρωθεί. Επίσης, η κατά το δυνατόν βέλτιστη ομοιογένεια του εδαφικού δείγματος που τοποθετήθηκε στη στήλη, πραγματοποιήθηκε με την αργή και σταδιακή πλήρωση (με έδαφος), χρησιμοποιώντας ειδικό πλαστικό σωλήνα. Ο σωλήνας αυτός είχε μήκος 1 m, εσωτερική διάμετρο 4,2 cm, στο πάνω άκρο του προσαρμόζεται κατάλληλο χωνί και στο κάτω άκρο του είναι τοποθετημένες δύο σήτες σε απόσταση 13cm μεταξύ τους, με διάμετρο σπών 2 mm (εικόνα 3.2).



**Εικόνα 3.2:** Πλαστικός σωλήνα για την πλήρωση της στήλης

Εκτός όμως από την ομοιογένεια του εδαφικού δείγματος, η πλήρωση της στήλης με τον πλαστικό σωλήνα, επιτρέπει και τη διαδοχική τοποθέτηση των κυματοδηγών. Η πειραματική στήλη διέθετε από τη μία πλευρά της υποδοχές για τους κυματοδηγούς της συσκευής μέτρησης υγρασίας TDR οποίων η τοποθέτηση γινόταν διαδοχικά, όταν η στάθμη του εδάφους έφτανε στη θέση υποδοχής. Τοποθετήθηκαν συνολικά 5 αισθητήρες υγρασίας, σε διάφορα βάθη από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος, όπως φαίνεται και στον παρακάτω πίνακα.

**Πίνακας 3.2:** Αποστάσεις των αισθητήρων υγρασίας από την επιφάνεια του εδάφους

<b>a/a</b>	<b>Αισθητήρας TDR</b>	<b>Απόσταση από επιφάνεια εδάφους (βάθος) z (cm)</b>
<b>1</b>	$Z_1$	7,5
<b>2</b>	$Z_2$	22,5
<b>3</b>	$Z_3$	32,5
<b>4</b>	$Z_4$	42,5
<b>5</b>	$Z_5$	52,5

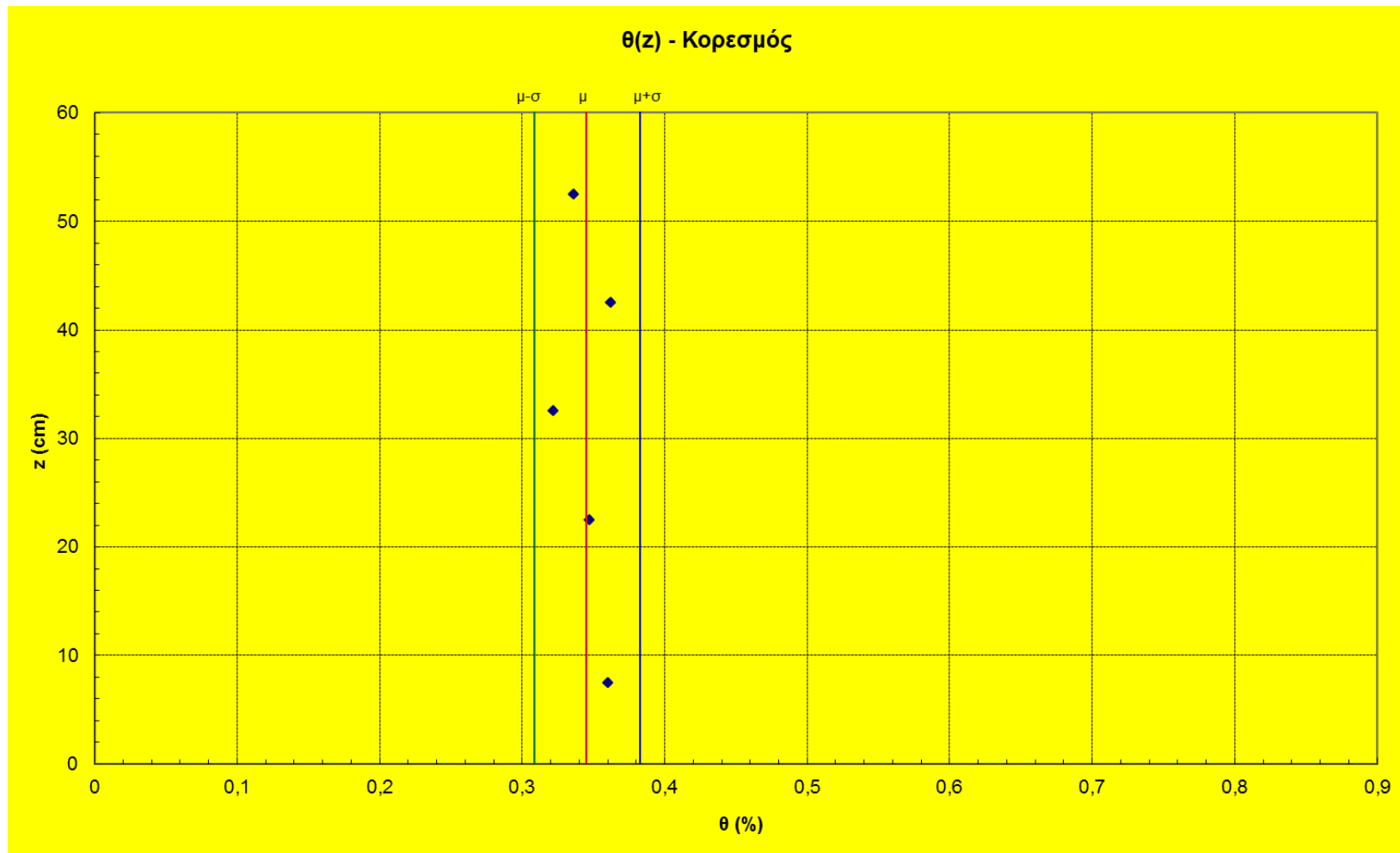
## 3.6 Χαρακτηριστικές καμπύλες εδάφους – Φαινόμενο Υστέρησης

### 3.6.1 Έλεγχος ομοιομορφίας Υγρασίας Κορεσμού

Πριν ξεκινήσει η κύρια πειραματική διαδικασία για τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών καμπυλών, μελετήθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού ( $\theta_s$ ) μέσα στην εδαφική στήλη. Η πειραματική στήλη πληρώθηκε με νερό μέχρι τον κορεσμό και με τη βοήθεια των τιμών υγρασίας κορεσμού που ελήφθησαν από τους αισθητήρες TDR, ελέγχθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κατά μήκος της στήλης.

Η μέση τιμή της επί τοις εκατό υγρασίας κορεσμού υπολογίστηκε ογκομετρικά  $\theta_s=0,35 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , ενώ η μέση τιμή ( $\mu$ ) που υπολογίστηκε από τις τιμές εδαφικής υγρασίας του TDR είναι 0,343.

Οι μετρήσεις υγρασίας ( $\theta$ ) σε συνάρτηση με το βάθος ( $z$ ) φαίνονται στο γράφημα 3.3 όπου παρατηρείται ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού κατά μήκος της εδαφικής στήλης.



**Γράφημα 3.3 :** Έλεγχος ομοιογένειας υγρασίας κορεσμού

### 3.6.2 Πειραματική διάταξη μελέτης χαρακτηριστικών καμπυλών

Η πειραματική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για τον σχεδιασμό των χαρακτηριστικών καμπυλών του εδάφους κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση και τη 2<sup>η</sup> διήθηση, φαίνεται στην εικόνα 3.3.



**Εικόνα 3.3:** Πειραματική διάταξη για τη μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών του εδάφους.

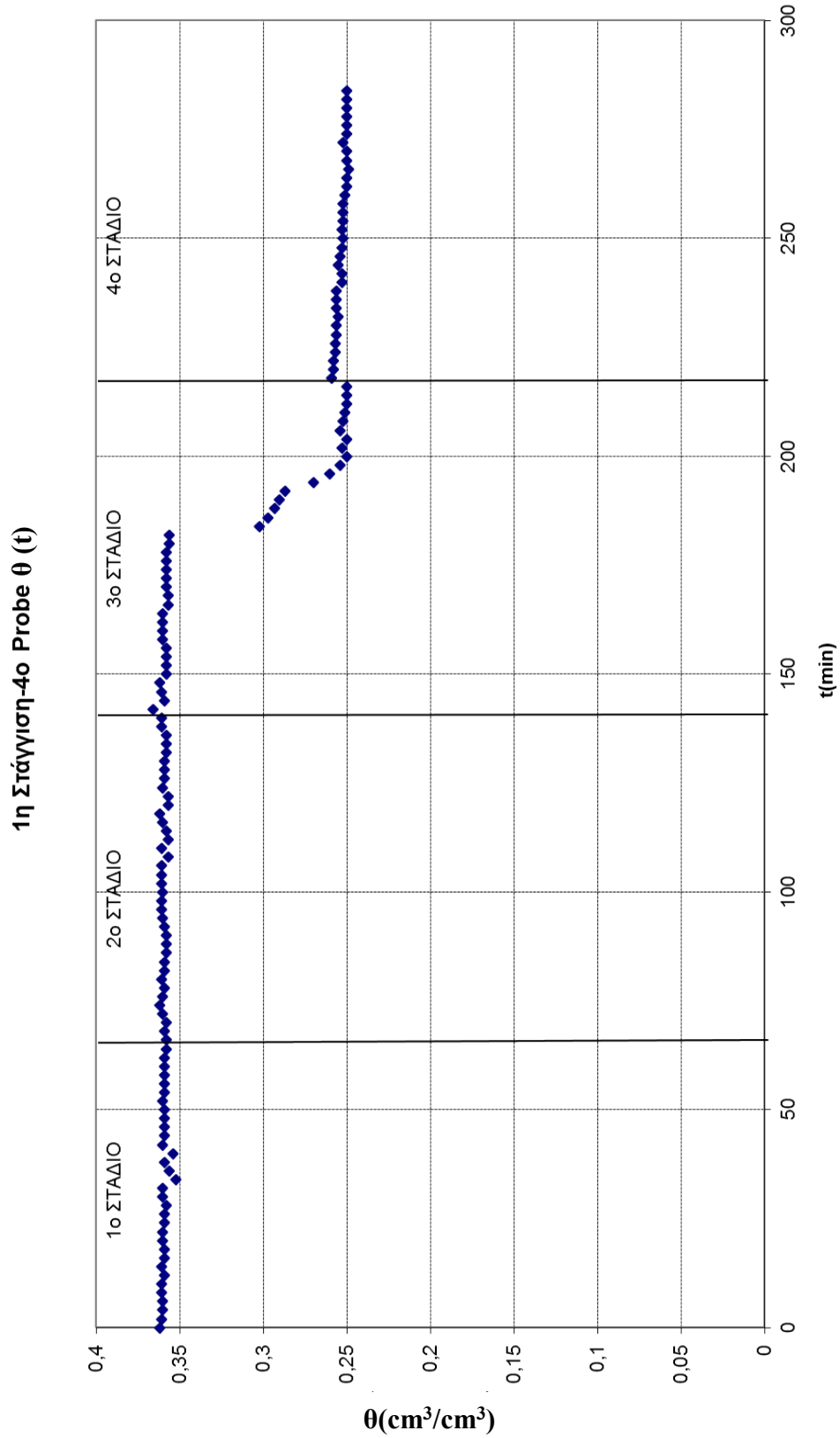
### 3.6.3 Πρώτη στράγγιση

Μετά τον κορεσμό της πειραματικής στήλης που πραγματοποιήθηκε από τον πυθμένα της ξεκίνησε η διαδικασία της πρώτης στράγγισης. Στον πυθμένα της στήλης όπως προαναφέρθηκε υπήρχε γεωύφασμα με υδραυλική αγωγιμότητα μεγαλύτερη από αυτή του εδαφικού δείγματος ώστε να συγκρατεί το έδαφος και να είναι περατό, ώστε να αποτρέπεται το λίμνασμα του νερού. Στη βάση της στήλης, είχε συνδεθεί εύκαμπτος διαφανής σωλήνας που κατέληγε δοχείο στο οποίο συλλεγόταν το νερό που στράγγιζε (δοχείο στράγγισης).

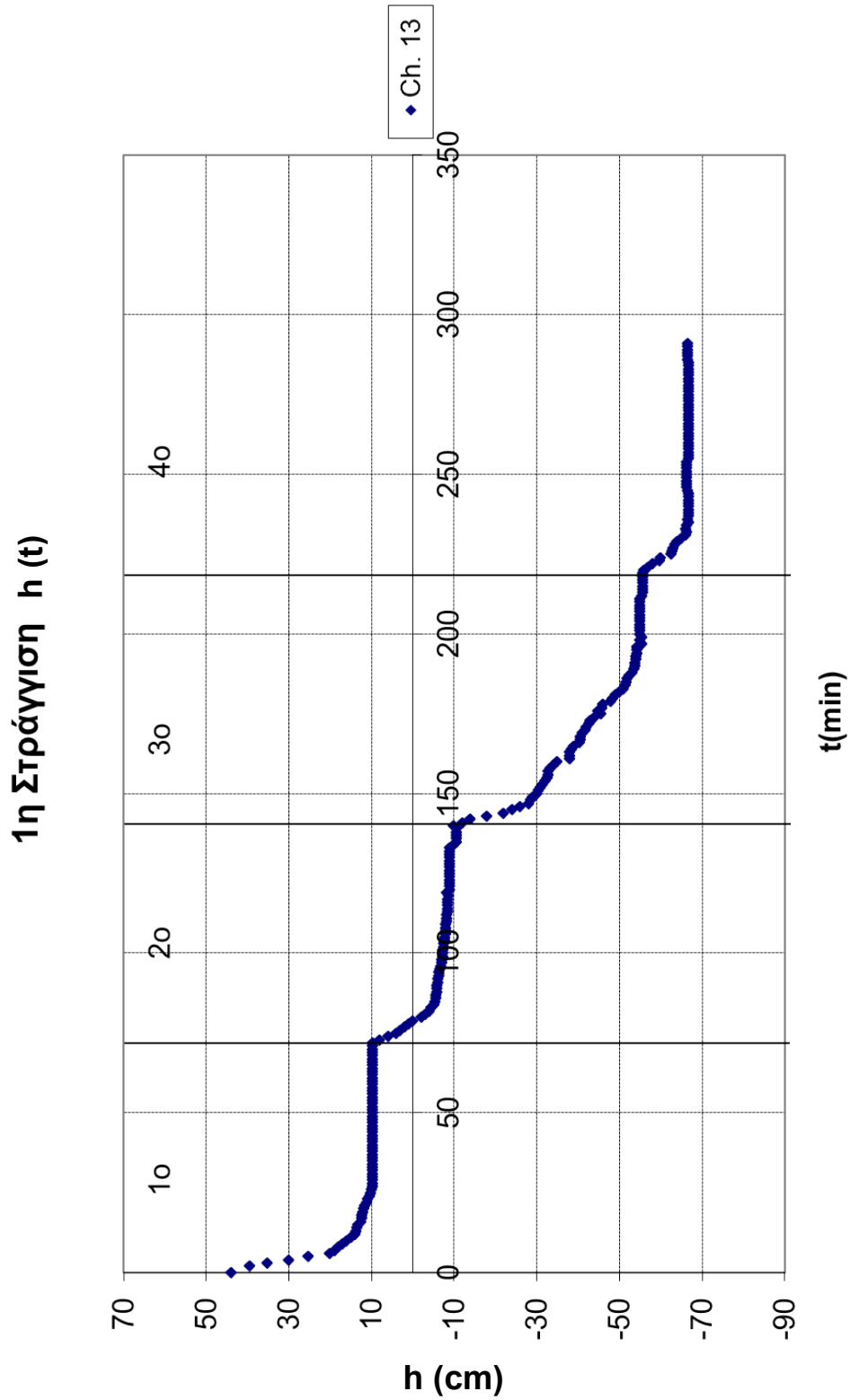
Κατά τη διάρκεια της στράγγισης μετρήθηκαν ταυτόχρονα οι μεταβολές της εδαφικής υγρασίας και της πίεσης. Οι μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας ελήφθησαν από τον 4<sup>ο</sup> αισθητήρα TDR (4o probe) και οι μετρήσεις της πίεσης ελήφθησαν από τον αισθητήρα Ch 13. Η στράγγιση χωρίστηκε σε τέσσερα (4) στάδια, κατά τα οποία η επιφάνεια του νερού του δοχείου στράγγισης απείχε 9,2 cm πάνω από την κεραμική κάψα και 11,5 cm, 56,5 cm και 68 cm κάτω από την κεραμική κάψα. Η σταθεροποίηση της εδαφικής υγρασίας και της πίεσης ήταν το κριτήριο για την περάτωση του κάθε σταδίου.

- **1<sup>ο</sup> Στάδιο:** 9,2 cm από την κεραμική κάψα, 65min.
- **2<sup>ο</sup> Στάδιο:** -11,5 cm από την κεραμική κάψα , 139 min.
- **3<sup>ο</sup> Στάδιο:** -56,5 cm από την κεραμική κάψα , 217 min.
- **4<sup>ο</sup> Στάδιο:** -68 cm από την κεραμική κάψα, 285 min

Από τις μετρήσεις που λήφθηκαν σχηματίστηκαν οι γραφικές παραστάσεις εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο  $\theta(t)$  και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο  $h(t)$ , όπως φαίνεται στα γραφήματα 3.4 και 3.5.



**Γράφημα 3.4:** Πειραματικές τιμές εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο  $\theta(t)$  κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση.



Γράφημα 3.5: Πειραματικές τιμές της πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο  $h(t)$ , κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση



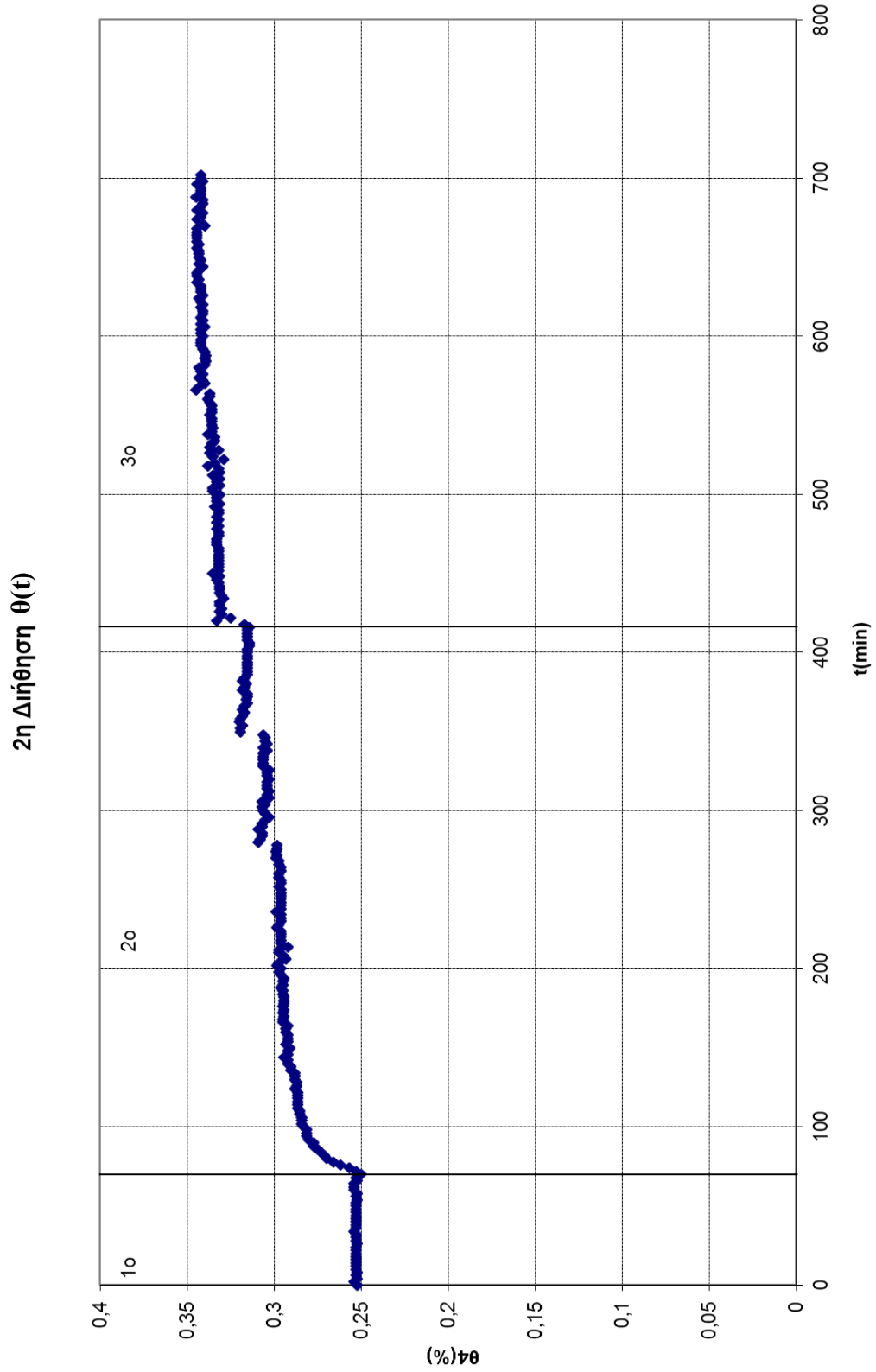
Από τα γραφήματα 3.4 και 3.5 παρατηρείται ότι η πίεση, σε αντίθεση με την εδαφική υγρασία μεταβάλλεται αμέσως, από το πρώτο στάδιο της στράγγισης. Αυτό οφείλεται στο ότι η μεταβλητή της πίεσης είναι πιο ευαίσθητη στις μεταβολές σε σχέση με τη μεταβλητή της εδαφικής υγρασίας.

#### 3.6.4. Δεύτερη διήθηση

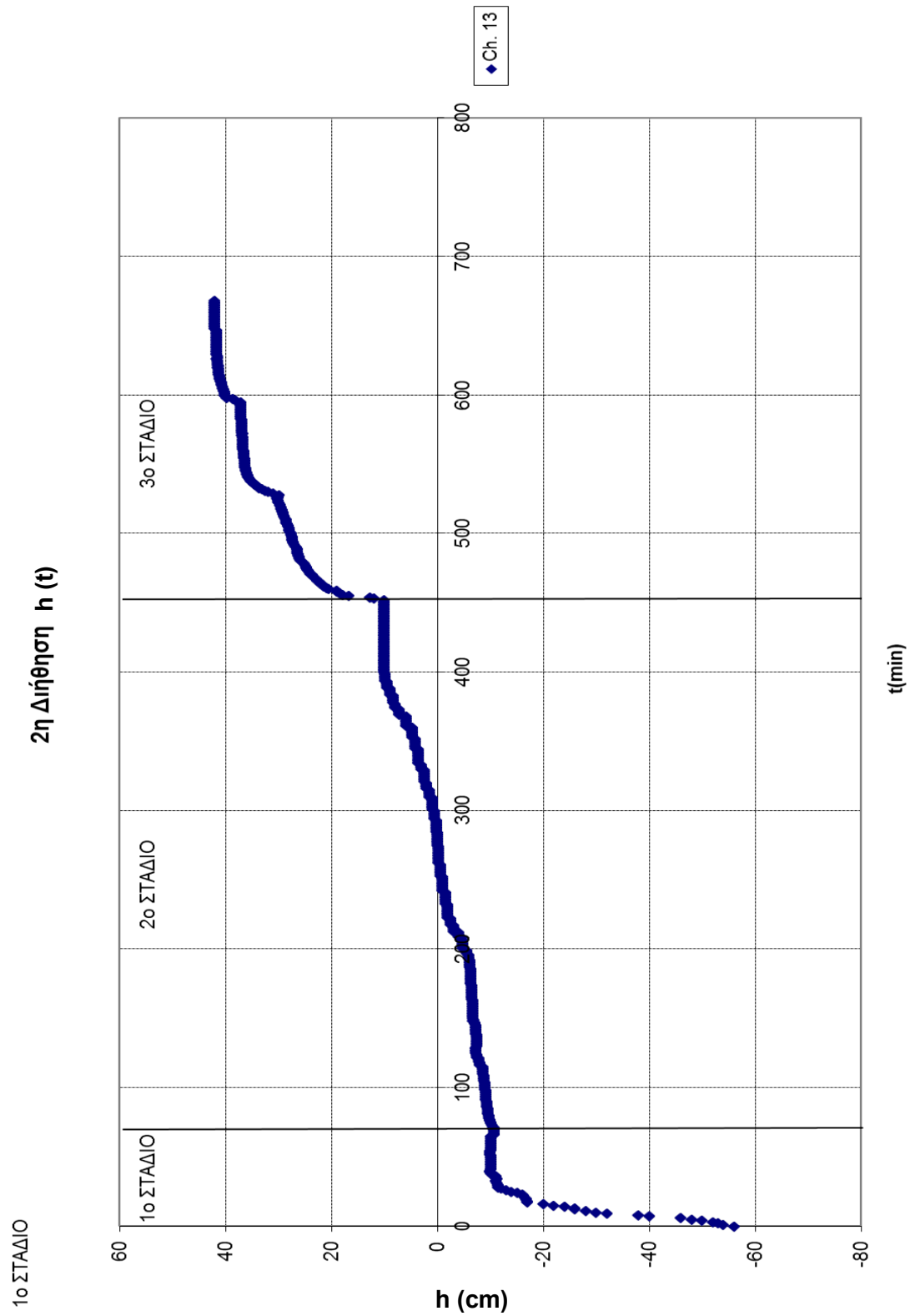
Μετά τη 1η στράγγιση, ακολούθησε η 2η διήθηση, η οποία έγινε σε τρία στάδια, αφού αποσυνδέθηκε το δοχείο στράγγισης και συνδέθηκε η φιάλη Mariote. Ακολουθήθηκε η αντίστροφη διαδικασία, υψώνοντας διαδοχικά τη φιάλη προς τα επάνω. Τα στάδια που εφαρμόστηκαν ήταν τα εξής:

- **1<sup>ο</sup> Στάδιο:** -10 cm από την κεραμική κάψα, 70 min
- **2<sup>ο</sup> Στάδιο:** +11 cm από την κεραμική κάψα, 138 min
- **3<sup>ο</sup> Στάδιο:** +40 cm από την κεραμική κάψα , 215 min

Η μεταβολή της υγρασίας και της πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο δίνεται στα γραφήματα 3.6 και 3.7 αντίστοιχα.



**Γράφημα 3.6:** Πειραματικές τιμές εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο  $\theta(t)$  κατά τη 2<sup>η</sup> διήθηση



**Γράφημα 3.7:** Πειραματικές τιμές της πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο  $h(t)$  κατά τη 2<sup>η</sup> διήθηση

Από τα παραπάνω γραφήματα 3.6 και 3.7 επιβεβαιώνεται ότι η πίεση είναι πιο ευαίσθητη σε μεταβολές μεταβλητή από την υγρασία. Επιπλέον παρατηρείται ότι οι τιμές της πίεσης (cm) σταθεροποιούνται στα ύψη που έχουν οριστεί σε κάθε στάδιο δηλαδή τις αποστάσεις της επιφάνειας του νερού της στήλης mariotte από την κεραμική κάψα.

### 3.6.5 Χαρακτηριστικές καμπύλες

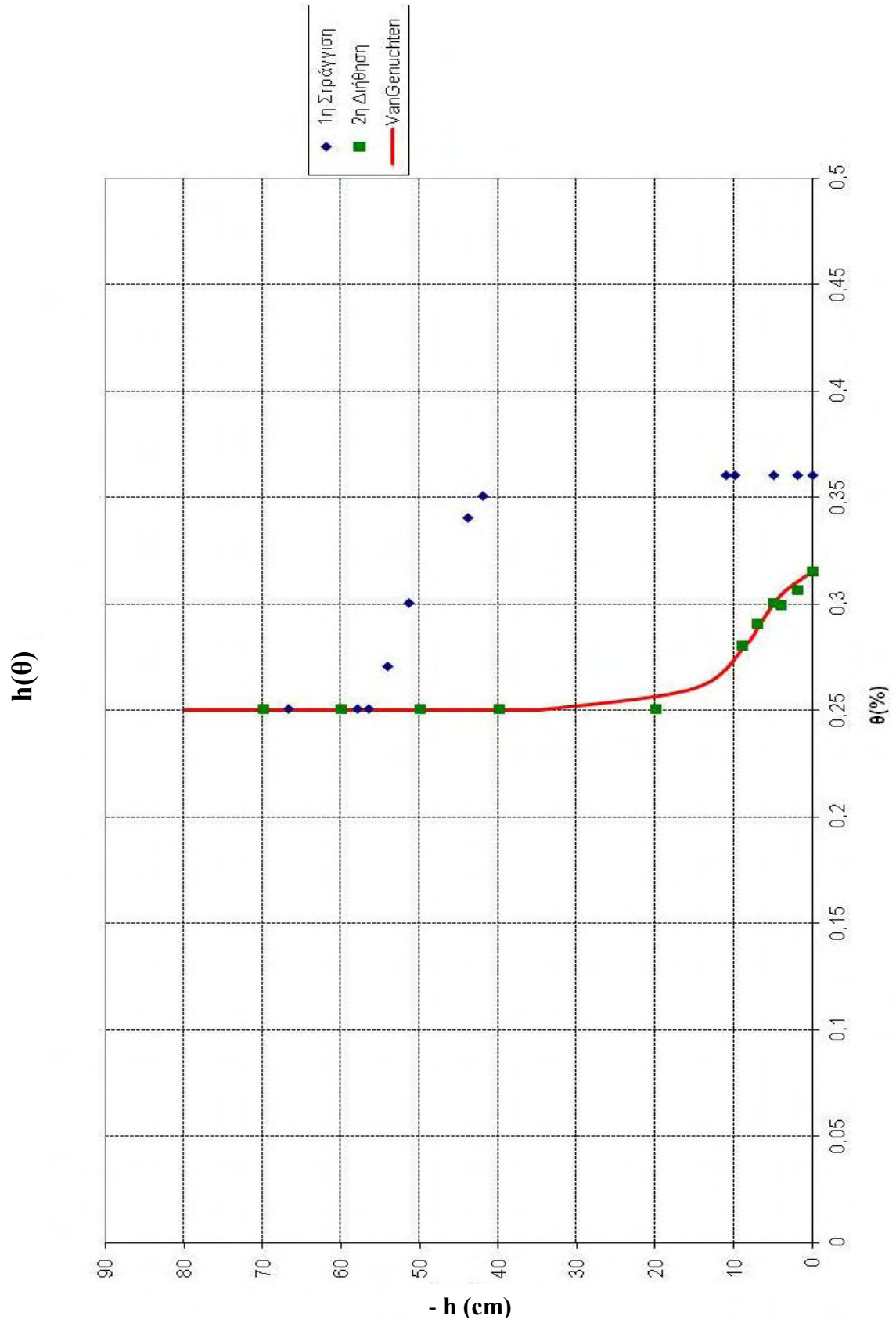
Από τα γραφήματα εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο  $\theta(t)$  και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο  $h(t)$  σχεδιάστηκε η χαρακτηριστική καμπύλη  $h(\theta)$  του εδάφους για την 1η στράγγιση και τη 2η διήθηση (γράφημα 3.8).

Προκειμένου να εξαχθεί η καμπύλη της 2ης διήθησης, εισήχθησαν οι πειραματικές τιμές της υγρασίας και της μύζησης της 2ης διήθησης στο υπολογιστικό πρόγραμμα RETC (Van Genuchten et al, 1991) το οποίο προσδιόρισε τις παραμέτρους  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$ ,  $m$ ,  $n$ . Οι τιμές των παραμέτρων αυτών που έδωσε το μοντέλο αυτό παρατίθενται στον παρακάτω πίνακα.

**Πίνακας 3.3:** Τιμές των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης της 2<sup>ης</sup> διήθησης Muelem – van Genuchten, που εξήχθησαν από το πρόγραμμα RETC

Παράμετρος	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$n$	$m$
Τιμή RETC	0,30925	0,2479	0,1338	3,20035	0,68753

Με βάση τις τιμές των παραμέτρων του πίνακα 3.3 και την εξίσωση 1.24 εξήχθη η καμπύλη van Genuchten για τη 2<sup>η</sup> διήθηση, η οποία φαίνεται στο γράφημα 3.8.



Γράφημα 3.8: Χαρακτηριστική καμπύλη  $h(\theta)$  του εδάφους για την 1η στράγγιση και τη 2η διήθηση.

Όπως ήταν αναμενόμενο, παρατηρήθηκε υστέρηση μεταξύ των φάσεων της στράγγισης και της διήθησης, γεγονός που, όπως αναφέρθηκε και στο θεωρητικό τμήμα της παρούσας, μπορεί να αποδοθεί σε διάφορους παράγοντες. Επιπλέον, παρατηρείται διαφορά στις τιμές της υγρασίας κορεσμού κατά την έναρξη της στράγγισης και το τέλος της διήθησης, με τιμές 0,36 και 0,315 αντίστοιχα. Το γεγονός αυτό μπορεί να εξηγηθεί αν λάβουμε υπόψη ότι κατά τη φάση της διήθησης, εγκλωβίζεται αέρας στους πόρους.

### 3.6.6 Ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα

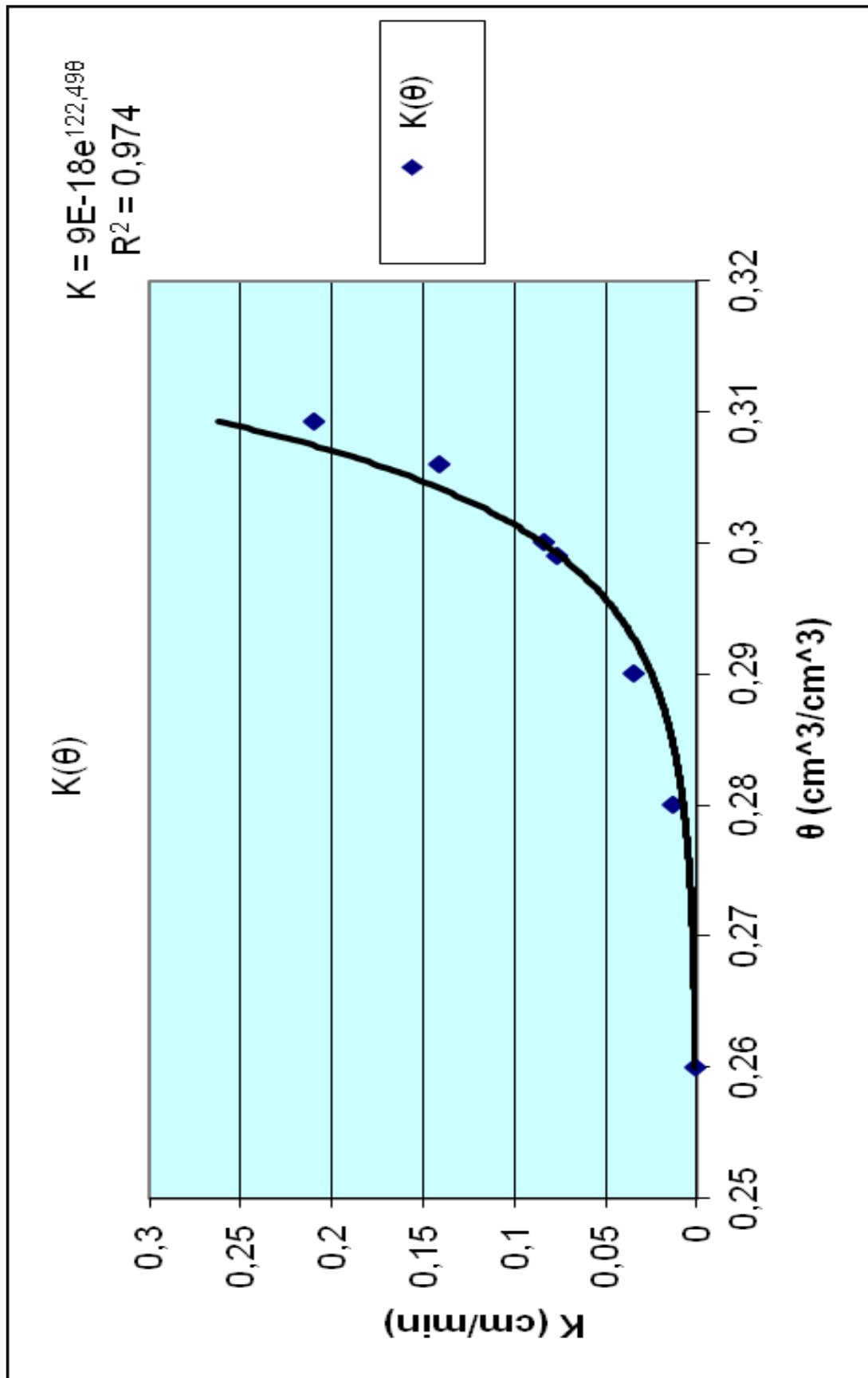
Όπως προαναφέρθηκε στο θεωρητικό μέρος, η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα υπολογίζεται από την ημιεμπειρική εξίσωση Mualem – Van Genuchten

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[ 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (1.26)$$

Η υδραυλική αγωγιμότητα ουσιαστικά δείχνει την ευκολία που το νερό κινείται σε πορώδη μέσα, όπως το έδαφος. Σε ακόρεστο έδαφος όπου η υγρασία μεταβάλλεται ως προς το χρόνο και τη θέση χωρικά και χρονικά, η υδραυλική αγωγιμότητα, εξαρτάται, εκτός από τα χαρακτηριστικά του εδάφους και από την υπάρχουσα υγρασία. Καθώς το νερό μειώνεται στο έδαφος μειώνεται και η υδραυλική αγωγιμότητα. Ο προσδιορισμός της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας είναι ιδιαίτερα χρήσιμος στην επιστήμη των αρδεύσεων, καθώς αποτελεί βασικό εργαλείο για τον προσδιορισμό του ρυθμού εφαρμογής του αρδευτικού νερού στον αγρό.

Το γράφημα που ακολουθεί, προκύπτει από την εφαρμογή των πειραματικών δεδομένων στην παραπάνω σχέση και η εξίσωση που προκύπτει είναι της μορφής

$$K(\theta) = 9 \cdot 10^{-18} \cdot e^{122,49\theta}$$



Γράφημα 3.9: Ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα

### 3.6.7 Συντελεστής Διάχυσης

Για τον προσδιορισμό του συντελεστή διάχυσης, χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις

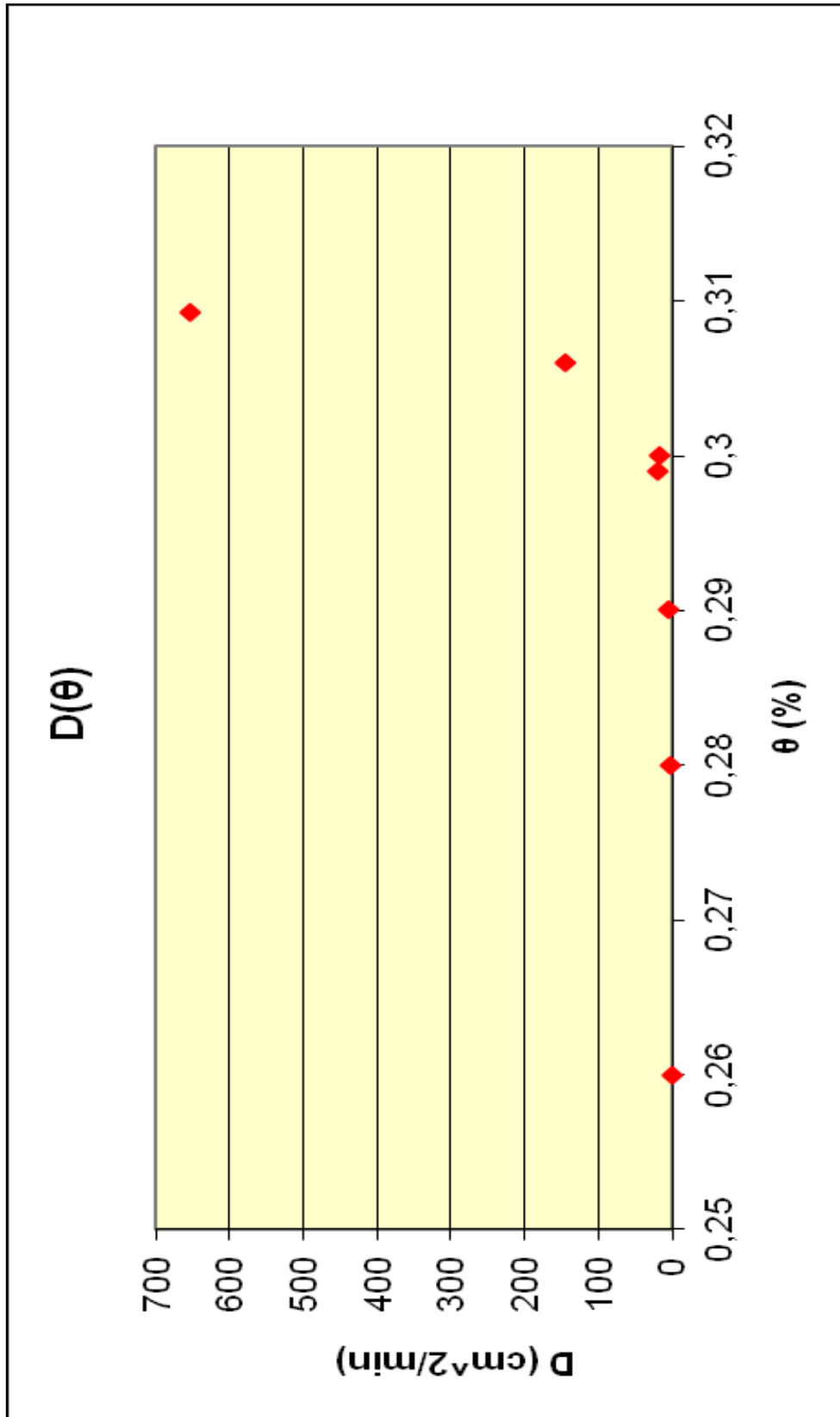
$$D(\theta) = -\frac{K(\theta)}{C(\theta)},$$

όπου  $C(\theta) = -d\theta/d\psi$  είναι ο όρος της υδραυλικής χωρητικότητας.

Το πλεονέκτημα της χρήσης του συντελεστή διάχυσης αντί της περιεχόμενης υγρασίας είναι η μεταβολή του πρώτου σε στενότερα όρια τιμών σε σχέση με την  $K(\theta)$ . Επιπλέον χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της απορροφητικότητας του εδάφους ( $S$ ).

Εισάγοντας τα ζεύγη των τιμών της υγρασίας και της μύζησης που προέκυψαν κατά την πειραματική διαδικασία της 2<sup>ης</sup> διήθησης ( $\theta, h$ ) στις ανωτέρω σχέσεις, υπολογίστηκαν πρώτα οι τιμές της υδραυλικής χωρητικότητας  $C(\theta)$  και έπειτα οι τιμές του συντελεστή διάχυσης  $D(\theta)$ .





Γράφημα 3.10: Συντελεστής διάχυσης

## ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η παρούσα πειραματική διαδικασία πραγματοποιήθηκε με σκοπό την μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος.

Το έδαφος που χρησιμοποιήθηκε, υποβλήθηκε αρχικά σε κοκκομετρική ανάλυση και χαρακτηρίστηκε ως πηλώδης άμμος (LS) και κατόπιν, μετρήθηκε εργαστηριακά η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου. Η τιμή που προσδιορίστηκε ήταν ίση με 0,21cm/min.

Το εδαφικό δείγμα τοποθετήθηκε σε πειραματική κυλινδρική στήλη από πλέξιγκλας με σκοπό τον προσδιορισμό των υδροδυναμικών παραμέτρων. Για να προσδιοριστούν οι παράμετροι αυτοί, απαιτούνται μετρήσεις της περιεχόμενης υγρασίας και της πίεσης. Για λόγους αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων, πριν την εισαγωγή του εδαφικού δείγματος στη στήλη πραγματοποιήθηκε βαθμονόμηση του μετατροπέα πίεσης. Επίσης, για την διασφάλιση της ομοιογένειας του εδαφικού δείγματος, κατά την εισαγωγή του στη στήλη χρησιμοποιήθηκε ειδικός πλαστικός σωλήνας, που παράλληλα εξυπηρετεί και στην τοποθέτηση των κυματοδηγών για τη μέτρηση της υγρασίας, σε κατάλληλες υποδοχές πλευρικά της στήλης. Κατόπιν, πραγματοποιήθηκαν οι κατάλληλες συνδέσεις με τις κεραμικές κάψες, τους μετατροπείς πίεσης, τον καταγραφέα δεδομένων (data logger), τη συσκευή TDR και τον H/Y.

Αρχικά πραγματοποιήθηκε διήθηση από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης και με τη μέθοδο TDR μετρήθηκε η υγρασία, σε διάφορα βάθη, καθώς και η πίεση των πόρων του εδάφους. Κατόπιν, με τη σύγκριση των τιμών υγρασίας κορεσμού που πάρθηκαν ογκομετρικά με τις τιμές που ελήφθησαν από τους αισθητήρες TDR ελέγχθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού κατά μήκος της στήλης. Δεν διαπιστώθηκε σημαντική απόκλιση μεταξύ του μέσου όρου των τιμών.

Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε η 1<sup>η</sup> στράγγιση και η 2<sup>η</sup> διήθηση - διύγρανση. Από τις μετρήσεις υγρασίας και πίεσης που λήφθηκαν, σχεδιάστηκαν οι καμπύλες εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο  $\theta(t)$  και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο  $h(t)$ , ενώ από το συνδυασμό τους προέκυψε η χαρακτηριστική καμπύλη. Όπως ήταν αναμενόμενο, μεταξύ των καμπυλών

στράγγισης και διήθησης παρατηρήθηκε έντονος υστερητικός βρόγχος, γεγονός το οποίο οφείλεται κυρίως στο ότι το υπό εξέταση έδαφος είναι ελαφρύ.

Επιπροσθέτως, παρατηρήθηκαν τα παρακάτω:

1) Διαφορά στην περιεχόμενη υγρασία κορεσμού στην έναρξη της στράγγισης και στο τέλος της 2<sup>ης</sup> διήθησης, με τιμές 0,36 και 0,315 αντίστοιχα

2) Κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση, η τιμή της αρχικής υγρασίας κορεσμού που προέκυψε ήταν 0,36 ενώ από το διάγραμμα ομοιομορφίας κορεσμού η αντίστοιχη τιμή ήταν 0,35.

Η πρώτη διαφορά αυτή μπορεί να εξηγηθεί αν θεωρήσουμε ότι ο όγκος αυτός καταλαμβάνεται από εγκλωβισμένο αέρα. Η θεώρηση αυτή είναι επιστημονικά αποδεκτή και έχει παρατηρηθεί σε πλειάδα αντίστοιχων πειραμάτων.

Για τη δεύτερη διαφορά μπορούμε να ισχυριστούμε ότι κατά τη στράγγιση, μέχρι το νερό να φτάσει στο ύψος του τέταρτου κυματοδηγού κατά σειρά, από τον οποίο λήφθηκαν και οι μετρήσεις, το έδαφος κορέστηκε και άλλο, με αποτέλεσμα να έχουμε υψηλότερη τιμή. Η διαφορά αυτή κυμαίνεται μέσα στα όρια του πειραματικού σφάλματος.

Τα πειραματικά δεδομένα επεξεργάστηκαν θεωρητικά για τον προσδιορισμό της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας και του συντελεστή διάχυσης. Κατά τη θεωρητική επεξεργασία, χρησιμοποιήθηκε το υπολογιστικό μοντέλο RETC, με το οποίο προσομοιώθηκε η 2<sup>η</sup> διήθηση με την εξίσωση του μοντέλου Van Genuchten. Ακολούθως, σχηματίστηκαν τα αντίστοιχα γραφήματα των τιμών της  $K(\theta)$  και του συντελεστή διάχυσης  $D(\theta)$ .

Στο γράφημα των τιμών της υδραυλικής αγωγιμότητας με την υγρασία του εδάφους  $K(\theta)$  προσομοιώθηκε με τη βοήθεια του excel καμπύλη με αρκετά ικανοποιητικό συντελεστή συσχέτισης  $R^2 = 0,974$  και προσδιορίστηκε εκθετική εξίσωση της μορφής  $K(\theta) = 9 \cdot 10^{-18} \cdot e^{122,49 \theta}$ .

Τα αποτελέσματα που εξήχθησαν και οι μέθοδοι που ακολουθήθηκαν στη παρούσα εργασία μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως εργαλεία για την περαιτέρω διερεύνηση των υδροδυναμικών παραμέτρων των εδαφών καθώς και σε μελέτες άρδευσης και στράγγισης.

## Βιβλιογραφία

### Ελληνική Βιβλιογραφία

1. Αγγελάκη Α., 2004. Διερεύνηση των Υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα . Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος 2004, σελ 38.
2. Αγγελάκη Α., Κωσταντάκος Σ., Καψοσιδέρης Φ., Σακκελαρίου-Μακραντωνάκη Μ., 2013. Αθροιστική διήθηση με εφαρμογή μικρού σταθερού φορτίου στην επιφάνεια του εδάφους. Πρακτικά 8<sup>ου</sup> Εθνικού Συνεδρίου Γεωργικής Μηχανικής, Βόλος, 25-26 Σεπτεμβρίου 2013, σελ 219-223.
3. Αλεξίου, Ι., 2005. Ανάλυση και προσομοίωση του συστήματος νερού-εδάφους-ατμόσφαιρας σε σχέση με την ανάπτυξη και απόδοση ετήσιων καλλιεργειών. Διδακτορική διατριβή. Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη 2005, σελ 16, 24
4. Αργυροκαστρίτης Ι., Γ. Κάργας, Π. Κερκίδης. Πειραματική επαλήθευση της εξίσωσης διήθησης με μεταβαλλόμενη απορροφητικότητα υπό συνθήκες διήθησης με εφαρμογή σταθερού αρνητικού φορτίου. Πρακτικά 11<sup>ου</sup> Συνεδρίου ΕΥΕ, σελ. 329-335. Βόλος, Μάιος 2009.
5. Ασημακόπουλος, Δ., 2002. Η πλήρης ανάκτηση κόστους νερού στην Οδηγία 2000/60. Πρακτικά της Ημερίδας «2000/60 Οδηγία – Πλαίσιο για τα Νερά – Εναρμόνιση με την ελληνική πραγματικότητα». Ε.Μ.Π. Αθήνα.
6. Γράβαλος Ι., Α. Ατζέμης, Μ. Σαββουλίδης, Χ. Χαδίνη, Δ. Κατέρης, Π. Ξυραδάκης, Ζ. Τσιρόπουλος, Α. Δαλακούρας, 2009. Πρακτικά Κοινού Συνεδρίου ΕΥΕ & ΕΕΔΥΠ, «Ολοκληρωμένη διαχείριση υδατικών πόρων σε συνθήκες κλιματικών αλλαγών», Βόλος, 27-30 Μαΐου 2009, σελ. 387-394
7. 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 2001, σελ 22.
8. Καλλέργης, Γ. 1999. Εφαρμοσμένη – Περιβαλλοντική Υδρογεωλογία. Τόμος Α. 2<sup>η</sup> Έκδοση. Έκδοση Τ.Ε.Ε., Αθήνα.
9. Καρφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης -στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος.
10. Παπαζαφειρίου, Γ.Ζ., 1984. Αρχές και Πρακτική των Αρδεύσεων. Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη, σελ. 154.

11. Παπαζαφειρίου, Γ.Ζ., 1998. Αρχές και πρακτική των αρδεύσεων. Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη.
12. Παπαζαφειρίου, Γ.Ζ., 1999. Οι ανάγκες σε νερό των καλλιεργειών. Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη.
13. Πιτσιλκά Α., 2010. Διερεύνηση υδροδυναμικών Παραμέτρων σε ακόρεστη ροή σε στρωματοποιημένο έδαφος. Μεταπτυχιακή Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Βόλος, 2010.
14. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., (1986). Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
15. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., 1989. Επίδραση της υστέρησης στην εξομοίωση του προβλήματος της διήθησης του νερού σε εδαφικό δείγμα εδραζόμενο επί πορώδους κάψας. 4ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης. Ηράκλειο Κρήτης. Νοέμβριος 1989. Υδροτεχνικά, 4(4):435-446.
16. Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη, Μ., 1996. Εκτίμηση παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους με ένα αλγόριθμο τύπου Taylor. Υδροτεχνικά, 6:78-88
17. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος Χ., Καλφούντζος Δ., 1997. Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR και στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων. Πρακτικά 7<sup>ου</sup> Πανελληνίου Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., 14 – 18 Οκτωβρίου 1997, Πάτρα, σελ. 184 – 192.
18. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., 2003. Σημειώσεις Γενικής Υδραυλικής & Στοιχείων Υδρολογίας, Πανεπιστημιακές Εκδόσεις Θεσσαλίας, Βόλος, 2004.
19. Τζιμόπουλος Χ., 1981. Γεωργική Υδραυλική. Τόμος Ι: Εξατμισοδιαπνοή – Δηθητικότητα – Ατομικά Δίκτυα., σελ. 164.
20. Τερζίδης Γ., Παπαζαφειρίου Ζ, 1997, Γεωργική Υδραυλική, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ 172-174.

### **Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία**

1. A. Angelaki, M. Sakellariou-Makrantonaki, C. Tzimopoulos, 2013. Theoretical and Experimental Research of Cumulative Infiltration, Transport in Porous Media 100:247–257, DOI 10.1007/s11242-013-0214-2.
2. Barry, D.A., Parlange, J.-Y., Haverkamp, R., Ross, P.J. (1995). "Infiltration under ponded conditions: 4. An explicit predictive infiltration formula." Soil Sci., 160:8-17. 1995.
3. Bittelli M. 2011. Measuring Soil Water Content: A Review. HortTechnology June 2011, vol. 21 no. 3, 293-300.
4. Bittelli M., Fiorenzo Salvatorelli F., Rossi Pisa P., 2008. Correction of TDR-based soil water content measurements in conductive soils. Geoderma 143,

- 133–142.
5. Brutsaert, W., 1976, The concise formulations of diffusive sorption of water in a dry soil, *Water Resour. Res.* 12, 1118–1124.
  6. Carrick S., Almond P., Buchan G., Smith N., 2010. In situ characterization of hydraulic conductivities of individual soil profile layers during infiltration over long time periods. *European Journal of Soil Science*. Volume 61, Issue 6, December 2010, Pages: 1056–1069.
  7. 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.
  8. 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.
  9. Chen, R. P., Daita, R. K., Drnevich, V. P., and Kim, D. H. 2006. “Laboratory TDR monitoring of physico-chemical process in lime kiln duststabilized clayey soil.” *Chinese J. Geotech. Eng.*, 28 (2), 249–255.
  10. Chen, R. P., Drnevich, V. P., Kim, D. H., Yu X., Nowack L. R., Chen Y., 2007. Time Domain Reflectometry Surface Reflections for Dielectric Constant in Highly Conductive Soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, ASCE, p. 1597- 1608.
  11. Dalton, F.N., W.N. Herkelrath, D.S. Rawlins, and J.D. Rhoades. 1984. Time domain reflectometry: Simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe. *Science (Washington, DC)* 224:989–990
  12. Dane, J. H., and Wierenga, P. J. \_1975\_. “Effect of hysteresis on the prediction of infiltration, redistribution and drainage of water in a layered soil.” *J. Hydrol.*, 25, 229–242.
  13. Deb, S.K., Shukla, M.K., Sharma, P., & Mexal, J.G. 2011. Coupled liquid water, water vapor, and heat transport simulations in an unsaturated zone of a sandy loam field. *Soil Science*.
  14. Dirksen, C., 1975, Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39, 22–27.
  15. Dorigo, W.A.; Wagner, W.; Hohensinn, R.; Hahn, S.; Paulik, C.; Xaver, A.; Gruber, A.; Drusch, M.; Mecklenburg, S.; van Oevelen, P.; *et al.* The International Soil Moisture Network: A data hosting facility for global *in situ* soil moisture measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2011, 15, 1675–1698.
  16. EPA, 1998. Estimation of infiltration rate in the vadose zone: compilation of simple mathematical models. Volume 1. United States Environmental Protection Agency. EPA/600/R-97/128a.
  17. Evett, S.R., Tolk, J.A., Howell, T.A., 2005. TDR laboratory calibration in travel time, bulk electrical conductivity, and effective frequency. *Vadose Zone J.* 4:1020–1029.
  18. Feng, W., Lin, C. P., Deschamps, R. J., Drnevic, V. P., 1999. Theoretical model of a multisection time domain reflectometry measurement system, *Water Resour. Res.*, 35(8), 2321–2331.
  19. 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.

20. 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.
21. Fredlund, D., Sheng, D., Zhao, J., 2011. Estimation of soil suction from the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 48, 2011.
22. Fuentes C., R. Haverkamp, and J-Y Parlange, 1992. Parameter constraints on closed-form soil-water relationships. *J. Hydrol.* 134: 117-142
23. Ghanbarian-Alavijeh, B., Hunt, A.G., 2012. Unsaturated hydraulic conductivity in porous media: Percolation theory. *Geoderma* 187–188 (2012) 77–84.
24. Greco, R. and Guida, A., 2008. Field measurements of topsoil moisture profiles by vertical TDR probes, *J. Hydrol.*, 348, 442–451.
25. Guber, A., Pachepsky Ya., Van Genuchten, M., Rawls, W., Simunek, J., Jacques, D., Nicholson, T., and Cady, R., 2006. Field-Scale Water Flow Simulations Using Ensembles of Pedotransfer Functions for Soil Water Retention. *Vadose Zone Journal* 5:234–247 (2006).
26. Heimovaara T. J., Huisman J. A., Vrugt J. A., Bouten W., “Obtaining the spatial distribution of water content along a TDR probe using the SCEM-UA bayesian inverse modeling scheme,” *Vadose Zone J.*, vol. 3, pp. 1128–1145, Nov. 2004.
27. Hillel Daniel, 2004. *Introduction to environmental Soil Physics*, Elsevier Science (USA), p 13.
28. Hillel, D., 1980, *Fundamentals of Soil Physics.*, Academic Press, New York, N.Y., 413 pp.
29. Hillel Daniel, 1998. *Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications*, Academic Press, New York, N.Y., p. 386-387.
30. 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.
31. Huisman J. A., Bouten W., Vrugt J. A., Ferr P. A., 2004. “Accuracy of frequency domain analysis scenarios for the determination of complex dielectric permittivity,” *Water Resour. Res.*, vol. 40, p. W02 401.
32. International Soil Science Society, 1963. *Soil Physics terminology*. H. C. Aslyng (Chairman) Bull., vol. 23:7-10.
33. Jones S. B., Or D., 2005. “Thermal and geometrical effects on bulk permittivity of porous mixtures containing bound water,” in *Electromagnetic Aquametry*. New York: Springer-Verlag, pp. 71–92.
34. Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., 2002. Study of soil water movement using time domain reflectometry. *Proceedings of the 17<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Controlling New Realities in the 21<sup>st</sup> Century*, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002, pp. 130 – 138.
35. Keller, G.V. 1989. Electrical properties. Section V *In* R.S. Carmichael (ed.) *CRC practical handbook of physical properties of rocks and minerals*. CRC Press, Boca Raton, FL.
36. Kohne, J.M., Kohne, S., Simunek J., 2008. A review of model applications for structured soils: a) Water flow and tracer transport. *Journal of Contaminant Hydrology*, 104, 4–35
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.
38. Lockington, D., 1993, Estimating the sorptivity for a wide range of diffusivity dependence on water content, *Transport in Porous Media* **10**, 95–101.
  39. Miller, G., Khoury, C., Muraleetharan, K., Liu, C., Kibbey T., 2008. Effects of soil skeleton deformations on hysteretic soil water characteristic curves: Experiments and simulations. *Water Resources Research*. Volume 44, Issue 5, May 2008.
  40. Nasta, P., Sica, B., Chirico, G.B., Ferraris, S., Romano. N., 2010. Analysis of near-surface soil moisture spatial and temporal dynamics in an experimental catchment in Southern Italy. *Procedia Environmental Sciences* **19** (2013), 188 – 197.
  41. Nuth M., Laloui L., 2008. Advances in modelling hysteretic water retention curve in deformable soils. *Computers and Geotechnics*, Volume 35, Issue 6, November 2008, Pages 835–844.
  42. Or, D., Tuller, M., 2003. Hydraulic conductivity of partially saturated fractured porous media: flow in a cross-section. *Adv. Water Resour.* **26**, 883–898.
  43. Oswald, B.; Benedickter, H.R.; Bachtold, W.; Fluhler, H., 2003. Spatially resolved water content profiles from inverted time domain reflectometry signals. *Water Resour. Res.*, **39**, 1357.
  44. Parlange, J.-Y., 1975, On solving the flow equation in unsaturated soils by optimization: Horizontal infiltration, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **39**, 415–418.
  45. Parlange, J.-Y., Braddock, R. D., and Chu, B. T., 1980, First integrals of the diffusion equation; an extension of the Fujita solutions, *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**, 908–911
  46. Parlange, J.-Y., Lise, I., Braddock, R.D. and Smith, R.E. (1982). “The three parameter infiltration equation.” *Soil Sci.*, **133**(6): 337-341.
  47. Parlange, J.-Y., Haverkamp, R., Rand, R. H., Rendon, L., and Schmitz, G. H., 1987, Water movement in soils. The role of analytical solutions, in *Future Developments in Soil Science Research*, Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wisconsin, pp. 11–21.
  48. Parlange, J. -Y., Barry, D. A., Parlange, M. B., Lockington, D. A., Haverkamp, R., 1994. Sorptivity calculation for arbitrary diffusivity. *Transport in Porous Media* .June 1994, Volume 15, Issue 3, pp 197-208.
  49. Parlange, M.B., Cahill, A.T., Nielsen, D.R., Hopmans, J.W., & Wendroth, O. 1998. Review of heat and water movement in field soils. *Soil and Tillage Research*, **47**(1-2), 5–10.
  50. Paul, W. Prospects for controlled application of water and fertiliser, based on sensing permittivity of soil. *Comput. Electron. Agric.* **2002**, **36**, 151–163.
  51. Paz, A.; Thorin, E.; Topp, G.C. Dielectric mixing models for water content determination in woody biomass. *Wood Sci. Technol.* **2010**, **45**, 249–259.
  52. Pedroso, M., Williams, D., 2010. A novel approach for modeling soil–water characteristic curves with hysteresis. *Computers and Geotechnics* Volume 37, Issue 3, April 2010, Pages 374–380.
  53. Peron, H., Hueckel, T., and Laloui, L. 2007. An improved volume measurement for determining soil water retention curves. *Geotechnical Testing Journal*, **30**: 1–8.
  54. 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.
55. 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.
  56. Pflöschinger, H., Engelhardt, I., Piepenbrink, M., Königer, F., Schuhmann, R., Kallioras, A., Schüth C., 2012. Soil column experiments to quantify vadose zone water fluxes in arid settings. *Environmental Earth Sciences*, March 2012, Volume 65, Issue 5, pp 1523-1533
  57. Pham QH, Fredlund DG, Barbour SL, 2003. A study of hysteresis models for the soil water characteristic curves. *Canadian Geotechnical Journal*, 42, 1548-1568.
  58. Philip, John R (1957b). The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations".*Soil Science* 84: 257–264.
  59. Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydrosociences*, Academic Press, N. Y., 5: 215 – 296
  60. Pichler, V.; Homolák, M.; Skierucha, W.; Pichlerová, M.; Ramírez, D.; Gregor, J.; Jaloviar, P. Variability of moisture in coarse woody debris from several ecologically important tree species of the Temperate Zone of Europe. *Ecohydrology* 2011, 5, 424–434.
  61. Poulouvalissis A, 1962. Hysteresis of pore water: an application of the concept of the independent domains. *Soil Sci.*, (93), pp. 405 – 412.
  62. Poulouvalissis A, 1969. The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, Vol 20, pp. 52 – 56.
  63. Poulouvalissis A, 1969. The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, Vol 20, pp. 52 – 56.
  64. Previati, M.; Canone, D.; Bevilacqua, I.; Boetto, G.; Pognant, D.; Ferraris, S. Evaluation of wood degradation for timber check dams using time domain reflectometry water content measurements. *Ecol. Eng.* 2012, 44, 259–268.
  65. Previati, M.; Godio, A.; Ferraris, S. Validation of spatial variability of snowpack thickness and density obtained with GPR and TDR methods. *J. Appl. Geophys.* 2011, 75, 284–293.
  66. Robinson, D.A.; Campbell, C.S.; Hopmans, J.W.; Hornbuckle, B.K.; Jones, S.B.; Knight, R.; Ogden, F.; Selker, J.; Wendroth, O. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: A review. *Vadose Zone J.* 2008, 7, 358–389.
  67. Robinson D.A. and S.P. Friedman. 2003. A method for measuring the solid particle permittivity or electrical conductivity of rocks, sediments, and granular materials. *J.Geophys.Res.B.* 108, B2, 5:1–9.
  68. Roth, K., Schulin, R., Fluhler, H., Attinger, W., 1990. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.*, 26, 2267-2273.
  69. Russo, D., W. A. Jury and G. L. Butters, 1989. Numerical analysis of solute transport during transient irrigation. 1. The effect of hysteresis and profile heterogeneity. *Water Resources Research*, 25: 2109-2118.
  70. Saito, H., Simunek, J., & Mohanty, B.P. 2006. Numerical analysis of coupled water, vapor, and heat transport in the vadose zone. *Vadose Zone Journal*, 5(2), 784–800.
  71. Sakai, M., Toride, N., & Simunek, J. 2009. Water and vapor movement with condensation and evaporation in a sandy column. *Soil Science Society of*

- America Journal, 73(3), 707–717.
72. Sakellariou-Maktantonaki M., C. Tzimopoulos and D. Gouliaras, 1987. Analysis of a closed-form analytical model to predict the hydraulic conductivity function. *Journal of Hydrology*, 92: 289-300.
  73. Salager, S., El Youssoufi, M.S., and Saix, C. 2007. Experimental study of the water retention curve as a function of void ratio. In *Computer Applications In Geotechnical Engineering: Proceedings of Sessions of GeoDenver*, Denver, Colo., 18–21 February 2007.
  74. Salager, S., El Youssoufi, M.S., and Saix, C. 2010. Definition and experimental determination of a soil-water retention surface. *Canadian Geotechnical Journal* 47 (2010) 609-622.
  75. Schwartz R. C., Evett S. R., Pelletier M. G., and Bell J. M., 2009. “Complex permittivity model for time domain reflectometry soil water content sensing: I. Theory,” *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, vol. 73, no. 3, pp. 886–897,
  76. Seo, Y. and Lee, J., 2005. Characterizing preferential flow of nitrate and phosphate in soil using time domain reflectometry, *Soil Sci.*, 170,47–54.
  77. Shein E.V., Dembovetsky A.V., Panina S.S., 2013. Modeling soil water movement under low head ponding and gravity infiltration using data determined with different methods. *Procedia Environmental Sciences* 19. pp 553 – 557
  78. Šimůnek, J., Van Genuchten, M.Th., 2008. Modelling nonequilibrium flow and transport with HYDRUS. *Vadose Zone J.* 7 (2), 782–797 Special Issue “Vadose Zone Modelling”.
  79. Šimůnek, J., Köhne, J.M., Kodešová, R., Šejna, M., 2008c. Simulating nonequilibrium movement of water, solutes and particles using HYDRUS—a review of recent applications. *Soil & Water Res.* 3, S42–S51 2008 (Special Issue 1).
  80. Skierucha, W., 2009. “Temperature dependence of time domain reflectometry - Measured soil dielectric permittivity,” *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, vol. 172, no. 2, pp. 186–193.
  81. Steenpass, C., Vanderborght, J., Herbst, M., Šimůnek, J., & Vereecken, H. 2010. Estimating soil hydraulic properties from infrared measurements of soil surface temperatures and TDR data. *Vadose Zone Journal*, 9(4), 910–924.
  82. Schwartz, R.C., Evett, S.R., Bell, J.M., 2009a. Complex permittivity model for time domain reflectometry soil water content sensing. II, Calibration. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 73:898–909.
  83. Schwartz, R.C., Evett, S.R., Pelletier, M.G., Bell, J.M., 2009b. Complex permittivity model for time domain reflectometry soil water content sensing. I. Theory. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 73:886–897.
  84. Thony, J. L., 1970. Etude experimentale des phenomenes d’ hysteresis dans les ecoulements en milieux poreux non satures. These de Docteur – Ingenieur Universite de Grenoble, Grenoble, pp. 140.
  85. Tindall, J.A., Kunkel, J.R. (1999). *Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
  86. 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.
  87. Topp, G.C., Zegelin, S., White, I., 2000. Impacts of the real and the imaginary components of relative dielectric permittivity on time domain reflectometry measurements in soils. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 64:1244–1252.

88. Touma, J., 2009. Comparison of the soil hydraulic conductivity predicted from its water retention expressed by the equation of Van Genuchten and different capillary models. *European Journal of Soil Science*. Volume 60, Issue 4, August 2009, Pages: 671–680.
89. Touma, J., Voltz, M., Albergel, J., 2006. Determining soil saturated hydraulic conductivity and sorptivity from single ring infiltration tests. *European Journal of Soil Science*. Volume 58, Issue 1, February 2007, Pages: 229–238.
90. Vogel, T., Gerke, H.H., Zhang, R., van Genuchten, M.Th., 2000. Modelling flow and transport in a two-dimensional dual-permeability system with spatially variable hydraulic properties. *J. Hydrol.* 238, 78–89.
91. Vogel, H.J., Ippisch, O., 2008. Estimation of a critical spatial discretization limit for solving the Richards' equation at large scales. *Vadose Zone J.* 7 (1), 112–114.
92. Wagner N., Trinks E., Kupfer K., 2007. “Determination of the spatial TDR-sensor characteristics in strong dispersive subsoil using 3D-FEM frequency domain simulations in combination with microwave dielectric spectroscopy,” *Meas. Sci. Technol.*, vol. 18, no. 4, pp. 1137–1146.
93. Wagner N., Scheuermann A., 2009. “On the relationship between matric potential and dielectric properties of organic free soils,” *Can. Geotech. J.*, vol. 46, no. 10, pp. 1202–1215.
94. Wagner N., Emmerich K., Bonitz F., Kupfer K., 2011. Experimental Investigations on the Frequency- and Temperature-Dependent Dielectric Material Properties of Soil, *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, vol. 49, No. 7.
95. Wang, Q. J., Horton, R. and Fan, J. 2009. An analytical solution for one-dimensional water infiltration and redistribution in unsaturated soil. *Pedosphere*. 19(1): 104–110.
96. Weihermüller L., Huisman J.A., Lambot S., Herbst M., Vereecken H., 2007. Mapping the Spatial Variation of Soil Water Content at the Field Scale with Different Ground Penetrating Radar Techniques. *Journal of Hydrology* Volume 340, Issues 3–4, 15 July 2007, Pages 205–216.
97. Wolf, T. Aaron, 2009. A Long Term View of Water and International Security. *Universities Council on Water Resources. Journal of Contemporary Water Research & Education*. August 2009. Issue 142. pages 67-75.
98. Yang H., Rahardjo H., Leong E.-C., 2006. Behavior of Unsaturated Layered Soil Columns during Infiltration. *Journal of hydrologic engineering*. ASCE. pp 329-337.
99. Yannopoulos, S. and E. Sidiropoulos, 1994. Hydraulic conductivity prediction models, as employed in unsaturated flow simulations. *International conference on Hydraulic Engineering Software, Hydrosoft, 94*. In: *Hydraulic Engineering Software V Vol. 1: Water Resources and distribution*. W. R. Blain and K. L. Katsifarakis (Eds.), Computational mechanics Publications, Southampton Boston, p. 205-212.

### Πηγές Διαδικτύου

1. Robinson, D.A., S.B. Jones, J.M. Wraith, D. Or, and S.P. Friedman., 2003b. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in

soils using time domain reflectometry. Διαθέσιμο στο [www.vadosezonejournal.org](http://www.vadosezonejournal.org). Vadose Zone J. 2:444–475 (τελευταία πρόσβαση 12-9-2013).