

**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**

**ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ
ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ**

ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

Πτυχιακή Εργασία

Θέμα: Αθροιστική διήθηση σε στήλη εδάφους

**Επιβλέπουσα: Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη Μαρία,
Καθηγήτρια Πανεπιστημίου Θεσσαλίας**

Εκπόνηση: Κωνσταντάκος Σωτήριος

Τριμελής επιτροπή:

**Μ. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Καθηγήτρια Π.Θ.,
επιβλέπουσα**

Α. Δημήρκου, Καθηγήτρια Π.Θ.

Η. Χαλκίδης, Λέκτορας Π.Θ.

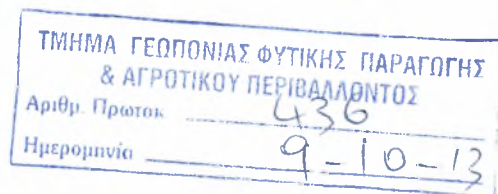
Βόλος 2013



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

Αριθ. Εισ.: 12214/1
Ημερ. Εισ.: 12/12/2013
Δωρεά: Συγγραφέα
Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ-ΦΠΑΠ
2013
ΚΩΝ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ



Περίληψη 1

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Θεωρία ακόρεστης ροής

1.1	Γενικά.....	2
1.2	Φάσεις και ζώνες του εδαφικού δείγματος.....	3
1.3	Κορεσμένο και ακόρεστο έδαφος.....	3
1.4	Φυσικές ιδιότητες του νερού και του εδάφους.....	4
1.5	Κινητική και δυναμική ενέργεια του νερού.....	8
1.6	Δυναμικό πίεσης και βαρύτητας, Υδραυλικό Φορτίο.....	9
1.7	Επιφανειακή τάση.....	11
1.8	Υδραυλική αγωγιμότητα.....	11
1.9	Η απορροφητικότητα.....	13
1.10	Η διήθηση του νερού στο έδαφος και τα μαθηματικά της μοντέλα...	13
1.11	Ο νόμος του Darcy.....	18
1.12	Η εξίσωση συνέχειας	20
1.13	Η εξίσωση Richards.....	21

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΥΛΙΚΑΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

2.1	Πειραματικές παραδοχές.....	25
2.2	Πειραματικές μέθοδοι.....	26
	2.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας.....	26
	2.2.2 Μέθοδος εκπομπής γ ακτινοβολίας.....	28
	2.2.3 Μέθοδος TDR.....	29
2.3	Λοιπές συσκευές.....	35

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

3.1	Εισαγωγή.....	37
3.2	Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση.....	37
3.3	Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.....	40
3.4	Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα.....	41
3.5	Πείραμα της αθροιστικής διήθησης.....	43
	ΣΥΝΟΨΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	55
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	57

Ευχαριστίες

Η υπόδειξη του θέματος της πτυχιακής μου διατριβής έγινε από την Καθηγήτρια και Διευθύντρια του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας κ. Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη την οποία θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά για τις πολύτιμες και ουσιαστικές συμβουλές και υποδείξεις της, για το ιδιαίτερο ενδιαφέρον της καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής μου καθώς και για την άψογη συνεργασία που είχα με όλο το Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής όλα τα χρόνια φοίτησης μου. Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω την Δρ. Αναστασία Αγγελάκη, Φυσικό, Διδάκτορα του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής, για τον πολύτιμο χρόνο που διέθεσε σε όλη την πορεία της διατριβής καθώς και για την ουσιαστική της συμβολή, τόσο στο θεωρητικό όσο και στο πειραματικό στάδιο της διατριβής μου. Επιπλέον θα ήθελα να ευχαριστήσω την Καθηγήτρια κ. Ανθή Δημήρκου και τον Λέκτορα κ. Ηρακλή Χαλκίδη για τον χρόνο που αφιέρωσαν για την διόρθωση της διατριβής μου. Τέλος θέλω να πω ένα μεγάλο ευχαριστώ στην οικογένεια μου για την απόλυτη στήριξη και εμπιστοσύνη που μου έδειξε κατά τη διάρκεια της προσπάθειας μου ως μαθητή, ως φοιτητή μα κυρίως ως άνθρωπο.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα πτυχιακή διατριβή πραγματεύεται πειραματικά το φαινόμενο της αθροιστικής διήθησης. Αρχικά, σχεδιάστηκε η κοκκομετρική καμπύλη του εδαφικού δείγματος. Έπειτα υπολογίστηκε η ηλεκτρική αγωγιμότητα (K_s) και στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε η πλήρωση της πειραματικής στήλης με το εδαφικό δείγμα. Κατά την μελέτη της αθροιστικής διήθησης γινόταν διαβροχή του εδαφικού δείγματος από την επιφάνεια του, εφαρμόζοντας λεπτό φίλμ νερού στην επιφάνεια του εδάφους. Κατά τη διάρκεια του πειράματος μετρήθηκαν με τη βοήθεια ογκομετρικών δοχείων οι εισερχόμενοι όγκοι νερού, ενώ ταυτόχρονα λαμβάνονταν μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας σε διάφορα βάθη της στήλης, μέσω της συσκευής TDR. Από την παραπάνω πειραματική διαδικασία :

- Σχεδιάστηκαν οι καμπύλες εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με τον χρόνο ($\theta(t)$).
- Σχεδιάστηκαν τα μέτωπα υγρασίας ($\theta(z)$).
- Σχεδιάστηκαν οι εισερχόμενοι όγκοι νερού σε συνάρτηση με τον χρόνο ($V(t)$) και εξήχθη εξίσωση που προσεγγίζει τα πειραματικά σημεία.
- Σχεδιάστηκε η αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με τον χρόνο ($I(t)$) και εξήχθη εξίσωση αθροιστικής διήθησης που προσεγγίζει τα πειραματικά σημεία.
- Για τους αρχικούς χρόνους διήθησης σχεδιάστηκε η γραφική παράσταση της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου ($I(t^{1/2})$).
- Πραγματοποιήθηκε εκτίμηση της απορροφητικότητας (S) του εδάφους για τους αρχικούς χρόνους διήθησης.
- Υπολογίστηκε η παράμετρος A της εξίσωσης του Philip (1957) η οποία παρατίθεται σε παρακάτω κεφάλαιο.

Κεφάλαιο 1^ο

Θεωρία ακόρεστης ροής

1.1. Γενικά

Το νερό και το έδαφος είναι απο τα βασικότερα στοιχεία που καταστούν τον πλανήτη μας κατοικίσιμο. Αυτά τα δύο πολύ σημαντικά στοιχεία βρίσκονται συνεχώς σε ένα σύστημα αλληλεπίδρασης το οποίο είναι αντικείμενο μελέτης πολλών επιστημών. Οι φυσικές ιδιότητες τόσο του νερού όσο και του εδάφους καθορίζουν την κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος. Παρακάτω θα αναφερθούμε σε βασικές έννοιες που σχετίζονται με το σύστημα νερό – έδαφος. Η γνώση των μηχανισμών κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, επιτρέπει τη σωστή και αποδοτικότερη διαχείριση των πολύτιμων υδάτινων πόρων του πλανήτη μας και την επίλυση πολλών σημαντικών περιβαλλοντικών -και όχι μόνο- προβλημάτων.

Στην παρακάτω προπτυχιακή εργασία, πραγματοποιήθηκαν εργαστηριακά πειράματα προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος, οι υδροδυναμικές παράμετροι του εδάφους και η αθροιστική διήθηση, πραγματοποιώντας μια προσομοίωση των συνθηκών του αγρού στο εργαστήριο.

Σε κάθε πείραμα κίνησης νερού είναι απαραίτητος είτε ο απευθείας είτε ο έμμεσος υπολογισμός των υδροδυναμικών μεταβλητών και παραμέτρων. Στην παρούσα εργασία για τον υπολογισμό των μεταβλητών και των παραμέτρων, χρειάστηκαν πολλές επαναλήψεις των πειραμάτων και αποκτήθηκε μεγάλη εμπειρία κατά το σχεδιασμό της πειραματικής διάταξης, αλλά και κατά την εφαρμογή των πειραματικών μεθόδων.

1.2. Φάσεις και ζώνες ενός εδαφικού δείγματος

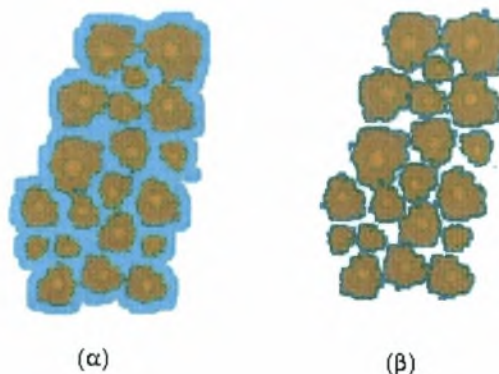
Το έδαφος είναι ένα πορώδες υλικό το οποίο διακρίνουμε την στερεή φάση, που αποτελείται από τα σωματίδια του εδάφους, την υγρή φάση η οποία περιλαμβάνει το νερό του εδάφους και την αέρια φάση.

Η υγρή φάση χωρίζεται σε δύο ζώνες κατά την έννοια μιας κατακόρυφης τομής:

- **Τη ζώνη αερισμού** ξεκινάει από τη φρεατική στάθμη και φτάνει μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Οι πόροι του εδάφους στη ζώνη αυτή είναι γεμάτοι με νερό, αέρα και υδρατμούς. Στη ζώνη αερισμού διακρίνουμε 3 υποζώνες: 1) η ζώνη του εδαφικού νερού, όπου το νερό εκτείνεται συνήθως από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι τη ζώνη των ριζών των φυτών, 2) η ενδιάμεση ζώνη και 3) η τριχοειδή ζώνη. Η ροή μέσα στη ζώνη αερισμού λέγεται ακόρεστη ροή. Επίσης, θεωρείται ότι η αέρια φάση δεν μετέχει στην κίνηση.
- **Τη ζώνη κορεσμού** στην οποία οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι νερό. Το άνω όριο αυτής της ζώνης καλείται φρεατική στάθμη και η πίεση σε όλα τα σημεία της φρεατικής στάθμης είναι ίση με την ατμοσφαιρική. Το κάτω όριο της ζώνης περιορίζεται συνήθως από ένα αδιαπέρατο όριο.

1.3 Κορεσμένο και ακόρεστο έδαφος

Ακόρεστο ονομάζεται το έδαφος του οποίου οι πόροι περιέχουν νερό και αέρα ενώ κορεσμένο είναι το έδαφος, του οποίου όλοι οι πόροι περιέχουν νερό. Στο Σχήμα 1 δίνεται μία εικόνα των πόρων ενός κορεσμένου (α) και ενός ακόρεστου εδάφους (β).



Σχήμα 1.1 α) Κορεσμένο έδαφος β) Ακόρεστο έδαφος

1.4 Φυσικές ιδιότητες του νερού και του εδάφους

Οι φυσικές ιδιότητες τόσο του νερού όσο και του εδάφους καθορίζουν την κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος. Το νερό (H_2O) είναι η βασικότερη αλλά και πιο διαδεδομένη χημική ένωση στον πλανήτη. Αποτελεί βασικό και κυρίαρχο συστατικό όλων των έμβιων οργανισμών της Γης και την απαραίτητη προϋπόθεση για την επιβίωσή τους. Ο ρόλος του είναι καθοριστικός για τη διατήρηση της ισορροπίας του γήινου οικοσυστήματος. Στον πλανήτη μας απαντάται και στις τρεις του μορφές (στερεό, υγρό, αέριο). Διακρίνεται από πληθώρα όχι μόνο φυσικών, αλλά και χημικών ιδιοτήτων, οι οποίες οφείλονται στη μοριακή του δομή και στον τρόπο σύνδεσης μεταξύ των ατόμων που το αποτελούν. Ο βιολογικός του ρόλος ανάγεται στο γεγονός ότι αποτελεί και βασικό συστατικό των κυττάρων, τα οποία συγκροτούν τον κάθε ζωντανό οργανισμό, ζωικό ή φυτικό. Ταυτόχρονα, η δυνατότητα ανακύκλωσής του (κύκλος του νερού) μέσω αδιάλειπτων μετατροπών μεταξύ των τριών μορφών του εξηγεί τη μεγάλη σημασία του, γι' αυτό και η έλλειψή του προκαλεί σοβαρά προβλήματα. Το έδαφος αποτελεί μια πολυδιάστατη έννοια και ταυτόχρονα ένα σύνθετο φυσικό-βιολογικό σύστημα. Γενικά, μπορούμε να πούμε πως είναι το ανώτατο στρώμα του φλοιού της γης, δηλαδή το καλλιεργήσιμο επιφανειακό στρώμα σε πάχος 35 ως 50 εκατοστά. Παρακάτω γίνεται αναφορά στις βασικότερες αρχές του συστήματος νερό-έδαφος.

1.4.1 Βασικά φυσικά μεγέθη

A) Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία του εδάφους

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

i) Υγρασία κατ' όγκο θ (%)

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

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w}{V_s + V_f} \quad (1.1)$$

Όπου V_w ο όγκος του νερού, όπου V_s ο όγκος του στερεού, όπου V_f ο όγκος της υγρής και αέριας φάσης μαζί και όπου V_t ο όγκος της αέριας της υγρής και της στερεής φάσης.

Για αμμώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού θ_s κυμαίνεται από 40 έως 50 % και για αργιλώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού θ_s παίρνει τιμές έως 60 % ή και περισσότερο (Τζιμόπουλος, 1994).

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

Σε φυσικές συνθήκες όμως, η περιεκτικότητα σε νερό στον κορεσμό είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους λόγω του αέρα μέσα στο έδαφος, κατά τη διάρκεια των κύκλων στράγγισης και διύγρανσης (Πουλοβασίλης, 1962).

ii) Υγρασία κατά βάρος, w (%)

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

$$w = \frac{M_w}{M_s} \quad (1.2)$$

Ξηρό έδαφος καλείται το αποξηραμένο έδαφος σε φούρνο, στους 105 °C. (Poulovassilis, 1962).

B) Βαθμός κορεσμού

Ο βαθμός κορεσμού S , εκφράζει τον όγκο του νερού μέσα στους πόρους του εδαφικού δείγματος σε ποσοστά % και δίνεται από την σχέση:

$$S = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \quad (1.3)$$

Για ξηρό έδαφος: $S = 0$ %

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

Η σχέση που συνδέει την υγρασία (θ) με το πορώδες (n) και τον βαθμό κορεσμού είναι η εξής:

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w(V_a + V_w)}{V_t(V_a + V_w)} = S \cdot n \quad (1.4)$$

Γ) Πυκνότητα στερεού ρ_s και φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση ρ_b

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

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}, \quad (1.5)$$

όπου M_s είναι η μάζα της στερεάς φάσης του εδάφους και V_s ο όγκος της στερεάς φάση του εδάφους. Η μονάδα μέτρησης της είναι $[ML^{-3}]$.

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

$$\rho_b = \frac{M_s}{V_s + V_a} \quad (1.6)$$

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

Δ) Πορώδες, n

Το πορώδες είναι το σύνολο του όγκου των πόρων του εδάφους και εκφράζεται σε ποσοστιαίες μονάδες. Δίνεται από την εξίσωση:

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

Για τα χονδρόκκοκα εδάφη (αμμώδη) το πορώδες έχει τιμή: 35 – 50 %, ενώ για τα λεπτόκκοκα εδάφη (αργιλώδη), τιμή: 40 – 60 % (Τζιμόπουλος, 1994).

Χώρος κενών ή χώρος πόρων είναι η υγρή φάση μαζί με την αέρια φάση.

Πορώδες Μέσο είναι το έδαφος στο σύνολό του, δηλαδή η στερεά μαζί με την υγρή και την αέρια φάση. Αποτελεσματικός χώρος πόρων είναι ο χώρος εκείνων των πόρων, οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους. Μη αποτελεσματικοί πόροι είναι εκείνοι, που ναί μεν αλληλοσυνδέονται, αλλά έχουν το ένα άκρο τους κλειστό.

Ε) Ειδικό βάρος, γ

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

$$\gamma = \frac{Mg}{V} = \rho g, \quad (1.8)$$

όπου g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, η οποία έχει τιμή περίπου 9.81 m/s^2 . Η μονάδα μέτρησης του ειδικού βάρους είναι $[\text{ML}^{-2}\text{T}^{-2}]$.

ΣΤ) Δείκτης κενών, e

Ο δείκτης κενών είναι ο λόγος του συνολικού όγκου της αέριας και της υγρής φάσης προς τον όγκο της στερεής φάσης του εδάφους και δίνεται από τη σχέση:

$$e = \frac{V_a + V_w}{V_s} = \frac{V_f}{V_t - V_f} = \frac{n}{1 - n}, \quad (1.9)$$

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

1.5 Κινητική και δυναμική ενέργεια του νερού

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

$$E_v = \frac{1}{2}mv^2 \quad (1.10)$$

όπου m είναι η μάζα και v η ταχύτητα του νερού.

Η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι πολύ αργή οπότε η κινητική του ενέργεια θεωρείται αμελητέα.

Ύψος ταχύτητας ορίζεται ο λόγος της κινητικής ενέργειας του νερού προς το βάρος του:

$$H_v = \frac{E_v}{mg} = \frac{v^2}{2g} \quad (1.11)$$

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

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

$$E_g = mgz = \rho_w Vgz, \quad (1.12)$$

όπου ρ_w η πυκνότητα του νερού, V είναι ο όγκος του νερού, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (περίπου $9,81 \text{ m/s}^2$) και z είναι το ύψος από ένα επίπεδο αναφοράς. Συνήθως ως επίπεδο αναφοράς ($z = 0$) λαμβάνεται η μέση στάθμη της θάλασσας. Για κάθε σώμα που μετακινείται ανάμεσα σε δύο σημεία ισχύει ότι η μεταβολή της δυναμικής του ενέργειας ισούται με το αντίθετο του έργου του βάρους του.

Αυτό που μελετάμε είναι η μεταβολή της δυναμικής ενέργειας που παρουσιάζει το νερό ανάμεσα σε δύο σημεία και δημιουργεί την κίνησή του από τη θέση υψηλότερης ενέργειας προς τη θέση χαμηλότερης ενέργειας και όχι η δυναμική ενέργεια του νερού στα σημεία αυτά.

Δυναμική ενέργεια πίεσης: Η πίεση του νερού των πόρων του εδάφους μετριέται σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση. Τα κορεσμένα εδάφη έχουν

θετική πίεση, γιατί η πίεση του νερού είναι μεγαλύτερη από την ατμοσφαιρική, ενώ τα ακόρεστα εδάφη έχουν αρνητική, γιατί η πίεση του νερού είναι μικρότερη από την ατμοσφαιρική.

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

$$E_p = p dV = \rho_w g h dV, \quad (1.13)$$

Όπου ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας και h είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους.

1.6 Δυναμικό πίεσης και βαρύτητας, Υδραυλικό Φορτίο

Δυναμικό είναι ο λόγος του έργου που απαιτείται για να μεταφερθεί εκτός πεδίου δυνάμεων κατάλληλο υπόθεμα προς το υπόθεμα αυτό.

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

$$\varphi_g = \frac{E_g}{m} = gz, \quad (1.14)$$

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

$$\varphi_g = H_g = \frac{E_g}{mg} = z. \quad (1.15)$$

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

Το **δυναμικό πίεσης** εκφρασμένο ως ο λόγος της δυναμικής ενέργειας του νερού προς τη μονάδα του όγκου, γράφεται:

$$\Phi_p = \frac{E_p}{dV} = p = \rho_w \cdot g \cdot h = \gamma \quad (1.16)$$

ή εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους (το οποίο ονομάζεται και ύψος πίεσης) δίνεται από τη σχέση:

$$H_p = h = \frac{P}{\gamma} \quad (1.17)$$

Στις παραπάνω σχέσεις, ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού, g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, h είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους και γ είναι το ειδικό βάρος του νερού.

Η αρνητική τιμή του ύψους πίεσης ονομάζεται μύζηση:

$$\psi = -h \quad (1.18)$$

Το δυναμικό της αρνητικής πίεσης ονομάζεται τριχοειδές δυναμικό και το 1963 καθιερώθηκε από την International Soc. Of Soil Sciences, ως μητρώο δυναμικό.

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

$$H = H_g + H_p = z + h, \quad (1.19)$$

όπου H είναι το υδραυλικό φορτίο, h είναι το ύψος πίεσης του νερού των εδαφικών πόρων και z είναι το ύψος θέσης. Το υδραυλικό φορτίο είναι θετικό για την κορεσμένη ροή και αρνητικό για την ακόρεστη ροή.

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

$$h = \frac{P_w - P_a}{\rho_w g}, \quad (1.20)$$

όπου p_w είναι η απόλυτη πίεση του εδαφικού νερού, p_a είναι η ατμοσφαιρική πίεση, ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού και g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας.

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

1.7 Επιφανειακή τάση

Με τον όρο επιφανειακή τάση εννοούμε μία από τις ιδιότητες της ύλης η οποία είναι δύναμη που παρατηρείται ως φυσικό φαινόμενο στην επιφάνεια των υγρών.

Τα μόρια στην επιφάνεια των υγρών φέρονται ως μη δεκτικά εξωτερικών δυνάμεων, από υπερκείμενα μόρια, με συνέπεια να έλκονται μεταξύ τους και προς το εσωτερικό της υγρής μάζας, από δυνάμεις συνοχής. Συνέπεια αυτού είναι να δημιουργείται μια συνισταμένη δύναμη, τάση, που και ονομάζεται **επιφανειακή τάση**. Λαμβάνοντας υπόψη ότι για v' αυξηθεί η επιφάνεια ενός υγρού απαιτείται ενέργεια διαφαίνεται ότι το πηλίκο της ενέργειας αυτής ανά μονάδα επιφάνειας είναι τελικά αυτό που ονομάζεται επιφανειακή τάση. Έτσι εξ αυτής ερμηνεύεται και η αιτία (το φαινόμενο) που η επιφάνεια του νερού συμπεριφέρεται ως ελαστική επιδερμίδα, έτσι ώστε να επιτρέπει στα έντομα να περπατούν επ' αυτής, καθώς επίσης και εκείνη της σφαιρικότητας που λαμβάνουν οι σταγόνες των υγρών, ως ελάχιστη δυνατή επιφάνεια. (Τζιμόπουλος, 1979)

1.8 Υδραυλική αγωγιμότητα

Ένα μέσο έχει υδραυλική αγωγιμότητα (k) ίση με τη μονάδα, όταν μεταβιβάζει στη μονάδα του χρόνου κάθετα στη διεύθυνση της υπόγειας ροής, τη μονάδα του όγκου νερού από μοναδιαία διατομή με υδραυλική κλίση ίση με τη μονάδα και την επικράτηση του κινηματικού ιξώδους. Το κινηματικό ιξώδες σχετίζεται με την εσωτερική τριβή, την αντίσταση δηλ. του υγρού στη ροή.

Η υδραυλική αγωγιμότητα έχει διαστάσεις ταχύτητας LT^{-1} και υπολογίζεται από τον νόμο του Darcy τον οποίο περιγράφουμε σε παρακάτω παράγραφο.

Γενικά οι γεωλογικοί σχηματισμοί χαρακτηρίζονται ως (Πίν. 1.1):

- Πολύ υδροπερατοί όταν $k \geq 10^{-1}$ m/s
- Υδροπερατοί όταν $10^{-6} < k < 10^{-1}$ m/s
- Λίγο υδροπερατοί όταν $10^{-9} < k < 10^{-6}$ m/s
- Πρακτικά στεγανοί όταν $k \leq 10^{-9}$ m/s

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

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

Η διαπερατότητα (K_s) συνδέεται με την υδραυλική αγωγιμότητα (k) με τη σχέση: $K_s = k\mu/\gamma$

όπου μ το δυναμικό ιξώδες (μονάδες $ML^{-1}T^{-1}$ δηλ. N_s/m^2) και γ το ειδικό βάρος του ρευστού (N/m^3)

Η υδραυλική αγωγιμότητα υπολογίζεται από επιτόπου πειραματικές μετρήσεις, από δοκιμαστικές αντλήσεις, από την κοκκομετρία με τη βοήθεια εμπειρικών τύπων, με εργαστηριακές μεθόδους και με ιχνηθετήσεις.

Η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα, ως μέτρο κίνησης του νερού σε ακόρεστο μέσο, είναι μικρότερη από την τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας σε κορεσμένο μέσο. Με βάση την περιεκτικότητα του νερού, η υδραυλική αγωγιμότητα ενός ακόρεστου μέσου (k_{unsat}) σε σχέση με την κορεσμένη τιμή (k) δίνεται από τη σχέση: $k_{unsat} = k [(S_s - S_o) / (1 - S_o)]^3$

Όπου S_s βαθμός κορεσμού και S_o ο υπολειμματικός κορεσμός που αντιπροσωπεύει το νερό των πόρων που δεν κινείται και δεσμεύεται από τις τριχοειδείς δυνάμεις. (Καλλέργης κ.ά, 2004)

1.9 Η απορροφητικότητα

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

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

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

όπου K_s είναι η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, θ_0 είναι η αρχική υγρασία του εδάφους, θ_1 είναι η εφαρμοζόμενη οριακή συνθήκη, H_0 είναι το μέτωπο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους (δηλαδή το ύψος του νερού στην επιφάνεια του εδάφους) και H_f είναι η ενεργός μύζηση στο υγρό μέτωπο.

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

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

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

1.10 Η διήθηση του νερού στο έδαφος και τα μαθηματικά της μοντέλα

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

Η διήθηση εξαρτάται από πολλούς παράγοντες όπως :

1. Η κατάσταση της επιφάνειας του εδάφους (π.χ. σχήμα και μέγεθος της διατομής των αρδευτικών αυλακιών), (Λαζακίδης και Σφήκας, 1991).

2. Η δομή, η υφή, η μηχανική σύσταση, η ομοιογένεια των κόκκων και των πόρων του εδάφους παίζουν επίσης σημαντικότατο ρόλο στο μηχανισμό διήθησης. Εδάφη που έχουν μεγάλους πόρους και ανοιχτή δομή παρουσιάζουν μεγάλη διηθητικότητα ενώ το αντίθετο συμβαίνει με τα συνεκτικά εδάφη, που αν και έχουν μεγάλο πορώδες, το μέγεθος των πόρων είναι μικρό. Μερικά εδάφη όταν διαβρέχονται διαστέλλονται με αποτέλεσμα να κλείνουν οι πόροι τους και να γίνονται σχεδόν αδιαπέραστα στο νερό και όταν ξηραίνονται σχηματίζουν ρωγμές. Στα αμμώδη εδάφη είναι δυνατό να παρατηρηθεί ταχύτητα διήθησης μεγαλύτερη των 25 cm/h, ενώ στα αργιλώδη ενδέχεται να είναι σχεδόν μηδενική, όταν έχει προκληθεί διάσπαση της δομής με την εκτέλεση για παράδειγμα καλλιεργητικών και άλλων εργασιών με εσφαλμένο τρόπο (Παπαρηγοράκης και Στόκα, 1988).

3. Η Λεπτή συμπαγής κρούστα που περιορίζει δραστικά τη διήθηση (Vandervaere et al, 1998). Η κρούστα αυτή δημιουργείται από την πρόσκρουση των σταγόνων της βροχής ή του καταιονισμού, ή κυρίως από τη μεταφορά λεπτόκοκκου υλικού με το νερό που εφαρμόζεται στο χωράφι με επιφανειακή άρδευση, το οποίο γεμίζει τους πόρους ανάμεσα στα εδαφομόρια. Η κρούστα αυτή μπορεί να προληφθεί αν η επιφάνεια του χωραφιού καλυφθεί από την καλλιέργεια και μπορεί να καταστραφεί με ελαφρό σκάλισμα πριν την εφαρμογή της άρδευσης.

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

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

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

7. Η περιεκτικότητα του νερού σε άλατα. Η χρόνια άρδευση με νερό που περιέχει άλατα προκαλεί προσθήκη των αλάτων στο έδαφος καταστρέφοντας τη δομή του. Για να βελτιωθεί το έδαφος, απαιτείται έκπλυση του εδάφους, ώστε να απομακρυνθούν τα άλατα (π.χ. με τη δημιουργία ορυζώνα. μετά από περίπου ένα χρόνο, τα άλατα έχουν ξεπλυθεί).

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

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

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

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

α) Εξίσωση Kostiakov

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

$$I(t) = K \cdot t^b \quad (1.23)$$

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

β) Εξίσωση Horton

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

$$I = i_c t + (i_o - i_c)(1 - e^{-bt}) / b \quad (1.24)$$

$$i_p = i_c + (i_o - i_c)e^{-bt} \quad (1.25)$$

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

γ) Εξίσωση του Philip

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

$$I(t) = K_s t + \sum_{m=1}^m S_m t^{m/2} \quad (1.26)$$

Οι δύο πρώτοι όροι της σειράς, αποτελούν την διπαμετρική εξίσωση του Philip:

$$I(t) = St^{1/2} + At \quad (1.27)$$

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

δ) Εξίσωση Τζιμόπουλου

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

$$I(t) = St^{1/2} + H(t - t_c) [I_c + K_s(t - t_c) - St^{1/2}] \quad (1.28)$$

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

ε) Εξίσωση του Parlange

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

1. την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού και
2. την απορροφητικότητα

και για το λόγο αυτό καλείται διπαμετρικό μοντέλο αθροιστικής διήθησης (Αγγελακη, 2004). Το μοντέλο αυτό δίνεται από την εξίσωση :

$$K_s t = I + S^2 / 2K_s \{ \exp(-2IK_s / S^2) - 1 \} \quad (1.29)$$

στ) Εξίσωση Green & Ampt

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

$$K_s t = I - S^2 / 2K_s \ln \{ 1 + (2K_s / S^2) I \} \quad (1.30)$$

1.12 Ο νόμος του Darcy

Ο νόμος του Darcy έχει θεμελιωθεί πάνω σε πειράματα υπό καθεστώς ισορροπίας (μόνιμη ροή). Δεχόμαστε όμως ότι ισχύει στιγμιαία και για τις μη μόνιμες ροές. Οι φυσικές υπόγειες ροές είναι κατά κανόνα «ανεπαίσθητα» μη μόνιμες και υπακούουν στον νόμο του Darcy.

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

$$\vec{q} = -K \overline{\text{grad}H}, \quad (1.31)$$

όπου:

$$\vec{q} = q_x \vec{i} + q_y \vec{j} + q_z \vec{k}, \quad (1.32)$$

$$\overline{\text{grad}H} = \frac{\partial H}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial H}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial H}{\partial z} \vec{k}. \quad (1.33)$$

Q είναι η παροχή, H είναι το ολικό δυναμικό ή υδραυλικό φορτίο, δηλαδή το άθροισμα του δυναμικού βαρύτητας z και του δυναμικού πίεσης h , γιατί όπως ήδη έχει αναφερθεί, το ύψος ταχύτητας θεωρείται αμελητέο κατά την κίνηση του νερού στο έδαφος. Έτσι ισχύει η σχέση:

$$H = z + h \quad (1.34)$$

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

$$\vec{q} = -K(\psi) \overline{\text{grad}H}, \quad (1.35)$$

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

Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής το υδραυλικό φορτίο είναι:

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

για άξονα z θετικό προς τα πάνω. Το h είναι η αρνητική πίεση του νερού των πόρων του εδάφους. Επειδή η συνάρτηση $K(\psi)$ επηρεάζεται πολύ από το φαινόμενο της υστέρησης, η παραπάνω εξίσωση χρησιμοποιείται μόνο για διύγρανση ή για στράγγιση. Εάν πρόκειται να περιγραφεί το φαινόμενο της κίνησης του νερού στο σύνολό του, τότε προτιμότερο είναι να χρησιμοποιείται η συνάρτηση $K(\theta)$, η οποία επηρεάζεται πολύ λιγότερο από το φαινόμενο της υστέρησης, Επομένως, έχουμε:

$$\bar{q} = -K(\theta)\overline{\text{grad}H} . \quad (1.37)$$

Και λόγω του ότι $H = h + z = -\psi + z$, έχουμε :

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

Ως **συντελεστής διάχυσης** του εδαφικού νερού ορίζεται το γινόμενο της υδραυλικής αγωγιμότητας $K(\theta)$ επί την κλίση $d\psi/d\theta$:

$$D(\theta) = -K(\theta)\frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.39)$$

Ο νόμος του Darcy λόγω της παραπάνω σχέσης, γίνεται:

$$\bar{q} = -D(\theta)\overline{\text{grad}\theta} - K(\theta)\bar{k} \quad (1.40)$$

Επίσης, οι τρεις συνιστώσες της ταχύτητας Darcy δίνονται από τις σχέσεις:

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

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

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

Οι παραπάνω εξισώσεις αποδεικνύουν ότι η παροχή του νερού ανά μονάδα επιφάνειας είναι ανάλογη προς την κλίση της εδαφικής υγρασίας κατά τη διεύθυνση της ροής, δηλαδή παρουσιάζουν μια αναλογία προς το νόμο της μοριακής διάχυσης των διαλυμάτων που είναι γνωστός ως Νόμος του Fick, γι' αυτό και η σταθερά της αναλογίας D ονομάστηκε συντελεστής διάχυσης. Θα πρέπει να τονίσουμε ότι η κίνηση του νερού μέσω των πόρων δεν γίνεται με μοριακή διάχυση, αλλά οι παραπάνω εξισώσεις αποτελούν απλώς μια μαθηματική τροποποίηση του Νόμου του Darcy, που εκφράζει ροή κατά μάζα. Έτσι ο όρος διάχυση χρησιμοποιείται εδώ για τη μαθηματική αναλογία και όχι για το φυσικό φαινόμενο. (Poulovasilis, 1970)

1.13 Η εξίσωση της συνέχειας

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

$$M = \iiint_U (\rho\theta) dU, \quad (1.42)$$

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

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{U_{\text{system}}} (\rho\theta) dU = 0 \quad (1.43)$$

Εφαρμόζουμε στην παραπάνω εξίσωση το θεώρημα μεταφοράς του Reynold's οπότε:

$$\iiint_{U_{\text{cv}}} \left\{ \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overline{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) \right\} dU = 0 \quad (1.44)$$

ή επειδή ο όγκος U είναι αυθαίρετος, είναι:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overline{\text{div}(\rho\theta\vec{V})} = 0 \quad (1.45)$$

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

$$\left. \begin{aligned} \rho \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\rho \overline{\text{div}(\theta\vec{v})} &\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overline{\text{div}(\theta\vec{v})} \\ \text{και επειδή } \vec{q} = \theta\vec{v} & \end{aligned} \right\} \Leftrightarrow$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}q} = -\left\{ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right\} \quad (1.46)$$

Στην παραπάνω σχέση \vec{v} είναι η μέση ταχύτητα του νερού διαμέσου των πόρων. Η εξίσωση αυτή αποτελεί την εξίσωση συνέχειας για την περίπτωση της ακόρεστης ροής και μονοδιάστατη κατακόρυφη κίνηση, η σχέση γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}q} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.47)$$

1.14 Η εξίσωση Richards

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overline{\text{div}\{K(\theta)\overline{\text{grad}\psi} - K(\theta)k\}} \Leftrightarrow \quad (1.48)$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.49)$$

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\psi} \frac{d\psi}{dt} = -C(\theta) \frac{d\psi}{dt}, \quad (1.50)$$

όπου $C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi}$ η ειδική υδραυλική χωρητικότητα του ακόρεστου μέσου.

Έτσι, με τη σχέση (1.50) η εξίσωση (1.49) γράφεται:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51)$$

Η εξίσωση (1.53) αποτελεί την εξίσωση Richards για την κίνηση του νερού στο έδαφος.

- Για την περίπτωση της εξίσωσης $\vec{q} = -D(\theta) \overline{\text{grad}} \theta - K(\theta) \vec{k}$ η εξίσωση συνέχειας γίνεται:

$$\frac{d\theta}{dt} = \overline{\text{div}} \cdot \left(D \overline{\text{grad}} \theta \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.52)$$

ή

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.53)$$

Οι εξισώσεις (1.51) και (1.53) είναι οι γενικές εξισώσεις συνέχειας και κίνησης του νερού σε ακόρεστο πορώδες μέσο, στο χώρο των τριών διαστάσεων και η μεν (1.51) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της μύζησης, η δε (1.53) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της εδαφικής υγρασίας. Οι εξισώσεις αυτές είναι εξισώσεις με μερικές παραγώγους μη γραμμικές, γιατί η υδραυλική αγωγιμότητα K και ο συντελεστής διάχυσης D είναι συναρτήσεις των ψ και θ . Οι εξισώσεις αυτές δεν έχουν ακόμη λυθεί με

αναλυτικές λύσεις, παρά μόνο με αριθμητικές και αριθμητικοαναλυτικές. Εάν παραλειφθεί ο τελευταίος όρος που εκφράζει την επίδραση της βαρύτητας, τότε οι εξισώσεις έχουν τη μαθηματική μορφή των μη γραμμικών εξισώσεων της θερμότητας.

Από τις εξισώσεις (1.51) και (1.53) προκύπτουν εύκολα οι εξισώσεις της μονοδιάστατης και δισδιάστατης ροής

- Μονοδιάστατη ροή:

$$\text{Διεύθυνση } x \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (1.54)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (1.55)$$

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.57)$$

- Δισδιάστατη ροή:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.58)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.59)$$

Η εξίσωση (9) που είναι η εξίσωση Richards για τη μονοδιάστατη κατακόρυφη ροή έχει το πλεονέκτημα ότι περιγράφει τη ροή τόσο στην ακόρεστη όσο και στην κορεσμένη ζώνη χωρίς να παρουσιάζει τους

περιορισμούς της εξίσωσης (10) η οποία είναι γνωστή σαν εξίσωση τύπου Fokker – Planck και δεν επιτρέπει την περιγραφή της ροής σε κορεσμένη ζώνη, γιατί εκεί η υγρασία θ παίρνει την τιμή της υγρασίας κορεσμού θ_s , οπότε ο συντελεστής διάχυσης απειρίζεται. Η εξίσωση αυτή, λοιπόν, δεν επιτρέπει την επίλυση του προβλήματος της διήθησης του νερού με εφαρμογή στην επιφάνεια θετικού φορτίου, ούτε τη μελέτη του σχηματισμού ή της απορρόφησης λάμας νερού που σχηματίζεται από βροχή έντασης μεγαλύτερης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού. Η εξίσωση (10) επιλύθηκε με αναλυτικές και ημιαναλυτικές μεθόδους (Philip 1969, Parlange 1971, Τολίκας 1981, Tolikas and Sidiropoulos 1984), με αριθμητικές μεθόδους όπως πεπερασμένες διαφορές (Vauclin et al 1979, Haverkamp 1983), με πεπερασμένα στοιχεία (Τζιμόπουλος 1975, 1978), πεπερασμένους όγκους ελέγχου (Αραμπατζής 2000), πεπερασμένες διαφορές – τεχνική Newton Raphson (Καλφούντζος 2002). Βασικό όμως πλεονέκτημα της εξίσωσης αυτής είναι ότι περιέχει τη συνάρτηση $K(\theta)$ αντί της $K(\psi)$ η οποία παρουσιάζει φαινόμενα υστέρησης.

Κεφάλαιο 2^ο

Εργαστηριακές συσκευές και πειραματικές μέθοδοι

2.1 Πειραματικές παραδοχές

Σε κάθε εργαστηριακό πείραμα γίνονται κάποιες παραδοχές και απλουστεύσεις σε σύγκριση με τις πραγματικές και πολύπλοκες συνθήκες που υπάρχουν στη φύση, όμως είναι γνωστό ότι πάντα όλοι οι νόμοι ξεκινούν από ένα απλό ιδανικό μοντέλο για να γίνει στη συνέχεια η επέκτασή τους στις πραγματικές μη ιδανικές συνθήκες. Έτσι τα αποτελέσματα της εργαστηριακής έρευνας αποτελούν καθοριστικούς παράγοντες για τη μελέτη του προβλήματος στη φύση και για την εξεύρεση λύσεων σε προβλήματα που αφορούν το υπό μελέτη φαινόμενο. Κατά τη διάρκεια εκπόνησης των πειραμάτων έγιναν οι εξής υποθέσεις:

- A)** Η πίεση της αέριας φάσης είναι πάντα σταθερή και ίση με την ατμοσφαιρική πίεση.
- B)** Η αέρια φάση δεν επηρεάζει την κίνηση της υγρής φάσης.
- Γ)** Το εδαφικό δείγμα είναι ομογενές και ισότροπο.
- Δ)** Η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή.
- Ε)** Η ροή είναι ισόθερμη.
- Στ)** Η συρρίκνωση του εδάφους κατά τη στράγγιση και η διόγκωση κατά τη δρύγρανση θεωρούνται αμελητέες.
- Ζ)** Το οσμωτικό δυναμικό θεωρείται αμελητέο.
- Η)** Για τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης $\psi(\theta)$ τα οποία προέκυψαν από τις αντίστοιχες καμπύλες $\psi(t)$ και $\theta(t)$, θεωρήθηκε ότι προήλθαν από διαδοχικές καταστάσεις ισορροπίας κατά τα διάφορα στάδια, τόσο της δρύγρανσης, όσο και της στράγγισης.

2.2 Πειραματικές μέθοδοι

2.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας

Η μέτρηση της εδαφικής υγρασίας μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους. Παλαιότερος τρόπος είναι η ζύγιση του εδάφους πριν και μετά τη διύγρυνσή του και από τη διαφορά των δύο μετρήσεων πραγματοποιείται ο υπολογισμός της υγρασίας του. Η μέθοδος αυτή είναι μεν απλή, αλλά χρονοβόρα.

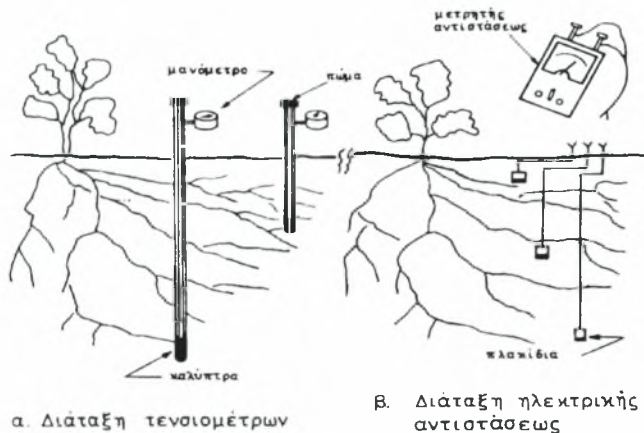
Μία άλλη μέθοδος που συνήθως χρησιμοποιείται για μέτρηση της υγρασίας στο χωράφι, είναι με χρήση της συσκευής διάχυσης νετρονίων. Περιγραφές του τρόπου λειτουργίας της δόθηκαν από τους Gardner, Kirkham και Wilford (1952). Η συσκευή διάχυσης νετρονίων δίνει καλά αποτελέσματα σε ελαφρά και μέσα, σχετικά ομοιόμορφα, εδάφη, παρουσιάζει μεγάλη ευαισθησία στα άλατα του εδαφικού διαλύματος, αλλά και στο είδος των ορυκτών που συνθέτουν τα εδαφομόρια κυρίως στα αργιλώδη εδάφη. Δε συνιστάται η χρήση της συσκευής αυτής για μέτρηση της υγρασίας των επιφανειακών στρώσεων του εδάφους.

Ο προσδιορισμός της υγρασίας στον αγρό μπορεί να γίνει έμμεσα, με μέτρηση της τάσης, εφόσον είναι γνωστή η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα тенσιόμετρα. Τенσιόμετρα στα οποία η αποκατάσταση της ισορροπίας ανάμεσα στην εσωτερική και εξωτερική τάση γίνεται πολύ γρήγορα, έχουν σχεδιαστεί από τους Miller (1951), Leonard και Low (1962), κ.λπ. Τα тенσιόμετρα δεν προσαρμόζονται το ίδιο καλά για παρατηρήσεις σε οποιοδήποτε τύπο εδάφους. Η χρήση τους σε ελαφρά εδάφη είναι πολύ αποτελεσματική, γιατί το μεγαλύτερο μέρος της υγρασίας τους που είναι διαθέσιμη στα φυτά, συγκρατείται με τάσεις που δεν ξεπερνούν τη μία ατμόσφαιρα. Αντίθετα, στα συνεκτικά εδάφη δεν ενδείκνυται η χρήση тенσιομέτρων, γιατί σε τάσεις μικρότερες της μιας ατμόσφαιρας αντιστοιχεί μικρό μόνο μέρος της διαθέσιμης στα φυτά υγρασίας. Σε τέτοια εδάφη χρησιμοποιείται συνδυασμός тенσιομέτρων και συσκευής ηλεκτρικής αντίστασης. Ο Thalheimer (2003) πρότεινε έναν τροποποιημένο τύπο тенσιομέτρου, ώστε να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα στη μέτρηση της πίεσης λόγω της διακύμανσης του ύψους του νερού μέσα σ' αυτό. Αποδείχθηκε πειραματικά ότι το тенσιόμετρο αυτό (μήκους 1 m), μέτρησε ικανοποιητικά πιέσεις εύρους από 0 έως 80 KPa.

Η μέθοδος της ηλεκτρικής αντίστασης στηρίζεται στην αρχή ότι μια μεταβολή της εδαφικής υγρασίας προκαλεί αντίστοιχη μεταβολή στην ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους ή κάποιου άλλου πορώδους μέσου που είναι τοποθετημένο μέσα στο έδαφος και βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με αυτό. Πλακίδια που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο ηλεκτρικής αντίστασης

έχουν επινοηθεί από τους Coleman και Hendrix (1949), Croneyetal. (1951), Tayloretal. (1961), κλπ. Για την εφαρμογή της παραπάνω μεθόδου είναι απαραίτητο να βρεθεί η σχέση που συνδέει την ηλεκτρική αντίσταση με την τάση του εδαφικού νερού και κατά συνέπεια, με την εδαφική υγρασία. Ο Cannell (1958) έδωσε διαγράμματα της σχέσης αυτής για διάφορους τύπους πλακιδίων. Οι συσκευές αντίστασης είναι ευαίσθητες στη συγκέντρωση αλάτων, στη θερμοκρασία και στην ύπαρξη λιπασμάτων στο έδαφος. Επίσης, οι συσκευές αντίστασης δεν είναι ευαίσθητες σε χαμηλές τάσεις, οπότε σε τέτοιες τάσεις πρέπει να χρησιμοποιούνται μόνο τενσιόμετρα. Για τάσεις πάνω από μία ατμόσφαιρα όμως η μέθοδος είναι αξιόπιστη και αποδεικνύεται πολύτιμη, γιατί μπορεί με ακρίβεια να προσδιορίσει τάσεις που φτάνουν μέχρι 60 atm. Στο Σχήμα 2.1 φαίνεται μια σχηματική απεικόνιση, τόσο της μεθόδου των τενσιομέτρων, όσο και της μεθόδου ηλεκτρικής αντίστασης (Παπαζαφειρίου, 1984).

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



Σχήμα 2.1 Διάταξη τενσιομέτρων και πλακιδίων ηλεκτρικής αντίστασης για τον προσδιορισμό της τάσης της εδαφικής υγρασίας

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

2.2.2 Μέθοδος εκπομπής γ ακτινοβολίας

Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή υπολογίζεται η εδαφική υγρασία μέσω της σχέσης που συνδέει την υγρασία και τον αριθμό κρούσεων των φωτονίων γ με το έδαφος.

Αρχικά στη μέθοδο αυτή χρησιμοποιήθηκε για την εκπομπή της γ ακτινοβολίας το ραδιενεργό στοιχείο Cesium – 137. Το στοιχείο αυτό έχει χρόνο ημιζωής 30 χρόνια και η ενέργεια των γ φωτονίων είναι 662 KeV. Αργότερα το Cesium – 137 αντικαταστάθηκε από το Americium – 241, το οποίο έχει χρόνο ημιζωής 433 χρόνια και η ενέργεια των φωτονίων είναι 62 KeV.

Η σχέση που συνδέει τη συχνότητα των φωτονίων με το μήκος κύματός τους είναι η εξής:

$$c_0 = \lambda \cdot f \quad (2.1)$$

όπου c_0 είναι η ταχύτητα του φωτός στο κενό ή στον αέρα ($c_0 = 3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$), f είναι η συχνότητα των φωτονίων και λ είναι το μήκος κύματος. Επειδή η ταχύτητα του φωτός είναι παγκόσμια σταθερά (αξίωμα Einsten) συχνότητα και μήκος κύματος είναι αντιστρόφως ανάλογα ποσά.

Η σχέση που δίνει την ενέργεια του κάθε φωτονίου είναι:

$$E = h \cdot f \quad (2.2)$$

όπου $h = 6,63 \cdot 10^{-34} \text{ Js}$ είναι η σταθερά του Planck. Σύμφωνα με τις παραπάνω σχέσεις, μικρότερη ενέργεια φωτονίων συνεπάγεται μικρότερη συχνότητα αυτών και άρα μεγαλύτερο μήκος κύματος.

Η γ ακτινοβολία είναι εγκάρσια ηλεκτρομαγνητικά κύματα μικρού μήκους κύματος και προέρχεται από την αποδιέγερση διεγερμένων πυρήνων. Το εύρος του μήκους κύματος για τη γ ακτινοβολία κυμαίνεται από περίπου 10^{-10} m έως περίπου 10^{-14} m , που σημαίνει ότι είναι μη ορατή ακτινοβολία. Αποτελείται από φωτόνια άρα δεν παρουσιάζει κάποιο φορτίο και δεν υπάρχει μεταφορά μάζας κατά τη διάδοσή της. Η διεισδυτική ικανότητα μιας ακτινοβολίας είναι αντιστρόφως ανάλογη του μήκους κύματός της και επειδή η γ ακτινοβολία αποτελείται από ακτίνες με πολύ μικρό μήκος κύματος συνεπάγεται ότι είναι πολύ διεισδυτικές. Σύμφωνα με τα παραπάνω λοιπόν η χρήση του Americium – 241 ως πηγή εκπομπής της γ ακτινοβολίας στη θέση του Cesium – 137, μείωσε τη διεισδυτική της ικανότητα κάνοντάς την πιο ασφαλή για τον άνθρωπο, αυξάνοντας την απορρόφησή της από τα υλικά.

Πριν από την έναρξη ενός πειράματος απαιτείται πάντα η βαθμονόμηση του οργάνου με μετρήσεις σε άδεια κολόνα και μετρήσεις όταν η κολόνα είναι γεμάτη με νερό. Επίσης, για να μην υπάρχει απόκλιση λόγω εξωτερικών παραγόντων και για να έχουμε ακρίβεια στις μετρήσεις, απαιτείται κατά την

έναρξη των πειραμάτων να γίνονται μετρήσεις σε κάποιο σταθερό υλικό, το οποίο στη συγκεκριμένη περίπτωση είναι ένας δίσκος αλουμινίου πάχους 2.08 cm και διαμέτρου 9 cm.

Η μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο της γ ακτινοβολίας στηρίζεται στην καταγραφή του αριθμού των κρούσεων στη μονάδα του χρόνου με το έδαφος. Συγκεκριμένα η σχέση που δίνει την εδαφική υγρασία είναι:

$$\theta = \left(\frac{1}{\chi \mu_w \rho_w} \right) \ln \left(\frac{N_d}{N_w} \right), \quad (2.3)$$

όπου χ είναι η διάμετρος του εδαφικού δείγματος, μ_w είναι ο συντελεστής μαζικής απορρόφησης του νερού, ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού, N_d είναι ο ρυθμός των κρούσεων κατά τη διέλευση της δέσμης από το ξηρό εδαφικό δείγμα και N_w είναι ο ρυθμός των κρούσεων κατά τη διέλευση της δέσμης από υγρό εδαφικό δείγμα.

Η μέθοδος της γ ακτινοβολίας αναπτύχθηκε το 1954 από τους Berman and Harris (Vachaud and Thony (1971)). Είναι αξιόπιστη μέθοδος και έχει χρησιμοποιηθεί από αρκετούς ερευνητές (Thony (1970) Vachaud and Thony (1971), Vauclin (1971), Elmaloglou (1980), Touma (1984), Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη (1986), Σισμάνης (1992), Αραμπατζής (2000), Ευαγγελίδης (2001)).

Τα πειράματα με γ ακτινοβολία πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Αγρονόμων Τοπογράφων της Πολυτεχνικής Σχολής του Α.Π.Θ., στο οποίο βρίσκεται η πηγή του Am – 241 καθώς και όλος ο απαραίτητος εξοπλισμός.

2.2.3 Μέθοδος TDR

i) Θεωρία

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

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

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

$$C = K \cdot C_o, \quad (2.4)$$

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

Όταν ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα ταξιδεύει διαμέσου μιας γραμμής μεταφοράς (transmission line) ή κυματοδηγού (wave guide), μέσα σε κάποιο υλικό, τότε η ταχύτητα του κύματος αυτού εξαρτάται από τη διηλεκτρική σταθερά (dielectric constant) του υλικού που περιβάλλει τη γραμμή μεταφοράς. Συγκεκριμένα, η σχέση μεταξύ ταχύτητας του κύματος και διηλεκτρικής σταθεράς είναι αντιστρόφως ανάλογη, δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι η διηλεκτρική σταθερά, τόσο μικρότερη είναι η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα μέσα στο υλικό αυτό.

Έστω ότι το υλικό μέσα στο οποίο διαδίδεται το ηλεκτρομαγνητικό κύμα είναι το έδαφος. Το έδαφος αποτελείται από αέρα, νερό, ανόργανα και οργανικά υλικά. Η διηλεκτρικές σταθερές για τα συστατικά του εδάφους αναγράφονται στον Πίνακα 2.1:

Πίνακας 2.1 Διηλεκτρικές σταθερές των συστατικών του εδάφους

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

Από τον Πίνακα 2.1 είναι φανερό πως η διηλεκτρική σταθερά του εδάφους καθορίζεται κυρίως από τη διηλεκτρική σταθερά του νερού που περιέχει. Αυτό έχει ως συνέπεια, η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα μέσα σε ένα κυματοδηγό, ο οποίος έχει θαφτεί μέσα στο έδαφος και η οποία εξαρτάται από τη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους, ουσιαστικά να εξαρτάται από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία.

Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα είναι εγκάρσια κύματα, τα οποία αποτελούνται από ένα μαγνητικό και ένα ηλεκτρικό πεδίο των οποίων οι εντάσεις είναι χωροχρονικά ημιτονοειδώς μεταβαλλόμενα μεγέθη, τα οποία μένουν πάντα κάθετα μεταξύ τους και ταυτοχρόνως κάθετα στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Τα μεγέθη αυτά είναι συμφασικά, δηλαδή παίρνουν ταυτόχρονα τις μέγιστες και τις ελάχιστες τιμές τους (Σχήμα 2.2).

Τα μικροκύματα είναι ακίνδυνα μη ορατά ηλεκτρομαγνητικά κύματα με μήκος κύματος, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.3, μεγαλύτερο των 700 nm. Όταν μία δέσμη μικροκυμάτων διαδοθεί μέσα σε μια γραμμή μεταφοράς η οποία έχει εισέλθει προσεκτικά στο έδαφος, τότε όταν αυτή φτάσει στο τέλος της γραμμής μεταφοράς, η δέσμη θα ανακλαστεί και θεωρητικά όλη η ενέργεια της δέσμης θα επιστρέψει πίσω, όπως ακριβώς συμβαίνει με το ορατό φως, όταν

αυτό ανακλάται στην επιφάνεια ενός κατόπτρου. Αν η απόσταση που διατρέχει το κύμα είναι γνωστή - ίση με τη γραμμή μεταφοράς, η οποία θα αναφέρεται στο εξής ως κυματοδηγός (wave guide), τότε είναι δυνατός ο υπολογισμός του χρόνου (transit time) που απαιτείται για να διατρέξει το κύμα την απόσταση αυτή (one way), με τη βοήθεια της σχέσης:

$$c = \frac{L}{t}, \quad (2.5)$$

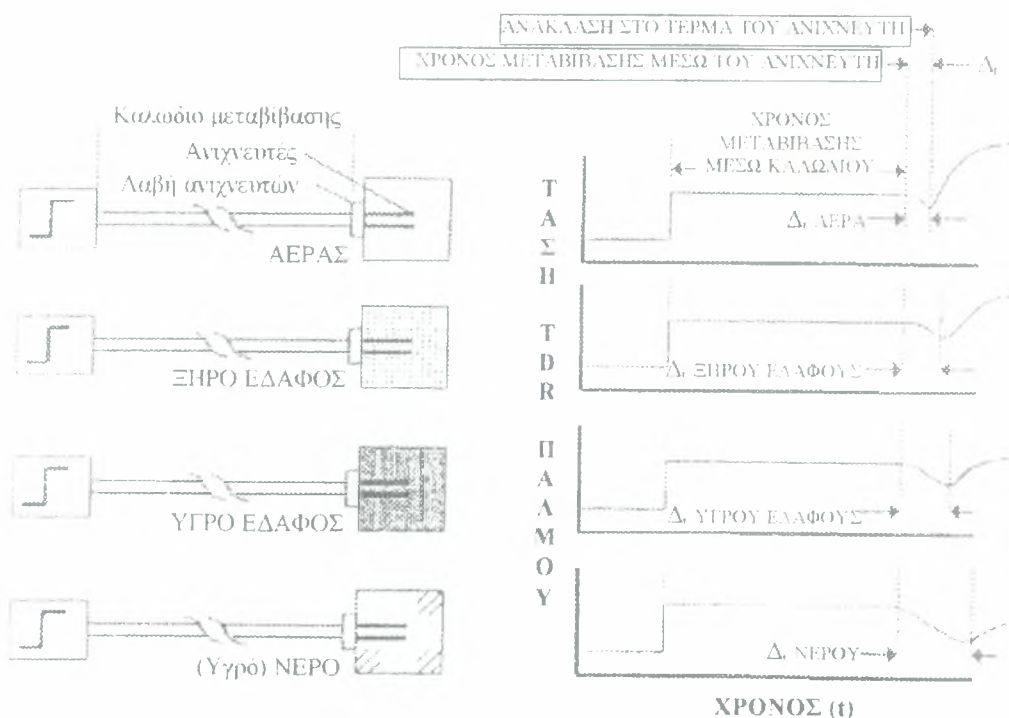
όπου L είναι το μήκος του κυματοδηγού σε cm, t είναι ο χρόνος μεταφοράς (ίσος με το χρόνο που απαιτείται για να διανύσει το κύμα τον κυματοδηγό προς τη μια κατεύθυνση) σε ns και c είναι η ταχύτητα του κύματος μέσα στο υλικό.

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

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{K_a}} \quad (2.6)$$

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

$$K_a = \left(\frac{tc_0}{L} \right)^2 \quad (2.7)$$



Σχήμα 2.4 Τυπικά διαγράμματα χρόνου ανάκλασης ηλεκτρικού παλμού για τον αέρα, για ξηρό έδαφος, για υγρό έδαφος και νερό

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

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

ii) Το σύστημα μέτρησης του TDR

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

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

$$\theta = -0.053 + 0.29 K_a - 5.5 \cdot 10^{-4} K_a^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} K_a^3, \quad (2.8)$$

όπου K_a είναι η διηλεκτρική σταθερά, η οποία δίνεται από την εξίσωση (2.7). Σημειώνεται ότι η διηλεκτρική σταθερά αναφέρεται πολλές φορές στη βιβλιογραφία με το ελληνικό γράμμα ϵ .

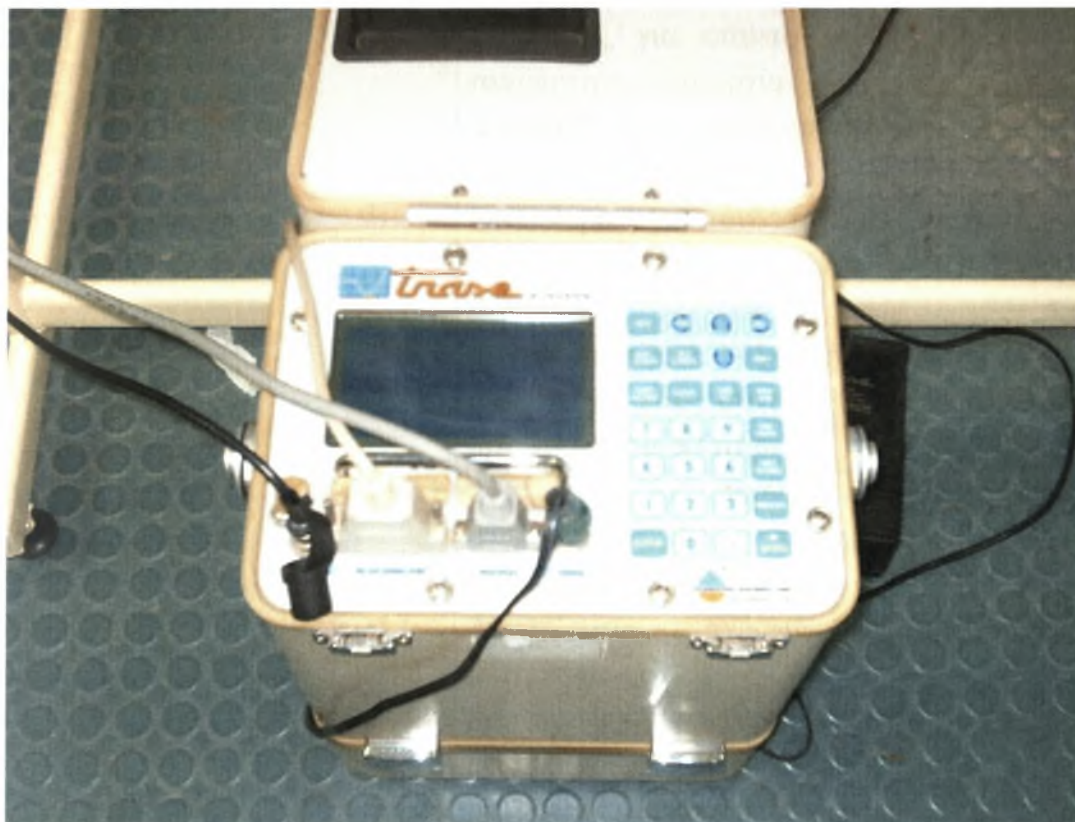
Έχει αποδειχθεί ότι η εξίσωση (2.8) δίνει πολύ καλά αποτελέσματα για ένα μεγάλο εύρος εδαφικών τύπων. Οι Roth et al. (1990) έδειξαν ότι το σφάλμα κατά τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με χρήση της εξίσωσης (2.8) είναι μικρότερο του $0,013 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$.

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

Στον Πίνακα 2.2 δίνονται τα τεχνικά χαρακτηριστικά της συσκευής TDR και στην Εικόνα 2.1 απεικονίζεται η συσκευή.

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

- α. Είναι εντελώς ακίνδυνη, από την άποψη της εκπομπής ακτινοβολίας.
- β. Δεν απαιτεί βαθμονόμηση πριν την έναρξη των πειραμάτων. Η βαθμονόμηση γίνεται άπαξ στα εργαστήρια της κατασκευάστριας εταιρείας με τη χρήση γ ακτινοβολίας.



Εικόνα 2.1 Η Συσκευή TDR

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 Ah. Χρόνος επαναφόρτισης: 12 h. Υποδοχή βοηθητικής πηγής 18 – 24 VAC 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 pinD – 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.

Είναι πάρα πολλοί οι ερευνητές που έχουν ασχοληθεί τα τελευταία χρόνια με τη μέθοδο μέτρησης της εδαφικής υγρασίας με τη συσκευή TDR. Έχουν γίνει προτάσεις βελτίωσης της εξίσωσης που συνδέει την εδαφική υγρασία με τη διηλεκτρική σταθερά, έχει μελετηθεί το κατά πόσο άλλοι παράγοντες όπως το μήκος του κυματοδηγού, η δομή και η πυκνότητα του εδάφους, το εύρος μέτρησης κλπ, μπορούν να επηρεάσουν τις μετρήσεις και γενικότερα έχουν γίνει προτάσεις βελτίωσης της μεθόδου (Ferre et al 2003 & 1996, Lin C – P

2003, Persson and Haridy 2003, Carlos et al 2002, Caron et al 2002, Huisman et al 2002, Nadler et al 2002 & 1991, Persson et al 2002, Kalfountzos et al 2002 & 2000, Σακελλάριου κ.α 1997, Young et al 1997, Timlin and Pachepsky 1996 & 2002, Vanclooster et al 1995 & 1993, Hook and Livingston 1995, Wardetal 1994, Heimovaara and Bouten 1994, Heimovaara 1994 & 1990, Dalton 1992, Kachanoski et al 1992, Knight 1992, Zeggelin et al 1992, Baker et al 1989, Dalton and van Genuchten 1986, Dasberg and Dalton 1985, κλπ), (Αγγελάκη 2004). Εκτός από τη συσκευή TDR (Trace) με αισθητήρες – κυματοδηγούς υπάρχει και η συσκευή TDR με αισθητήρες Probe για μετρήσεις εδαφικής υγρασίας στον αγρό για βάθη έως 1,20 m (Ντιούδης κ.α., 2000, 2003a, 2003b).

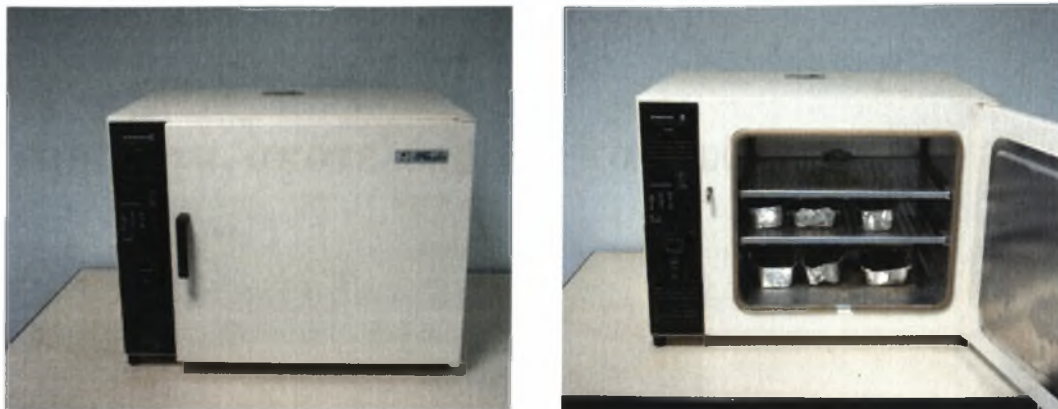
2.3 Λοιπές συσκευές

1. Για τη ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε ο ζυγός ακρίβειας δύο δεκαδικών ψηφίων της Εικόνας 2.2.



Εικόνα 2.2 Ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακρίβειας 2 δεκαδικών ψηφίων

2. Για την ξήρανση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε πυριαντήριο το οποίο απεικονίζεται στην Εικόνα 2.3.



Εικόνα 2.3 Εργαστηριακός φούρνος Termaks

3. Χρησιμοποιήθηκε συσκευή κοσκίνισματος του εδάφους Octagon 2000 (Εικόνα 2.4), που αποτελείται από σειρά κόσκινων με ελλοτούμενη 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 2.4 Συσκευή κοσκίνισματος με έξι κόσκινα διαφορετικών οπών

Κεφάλαιο 3^ο

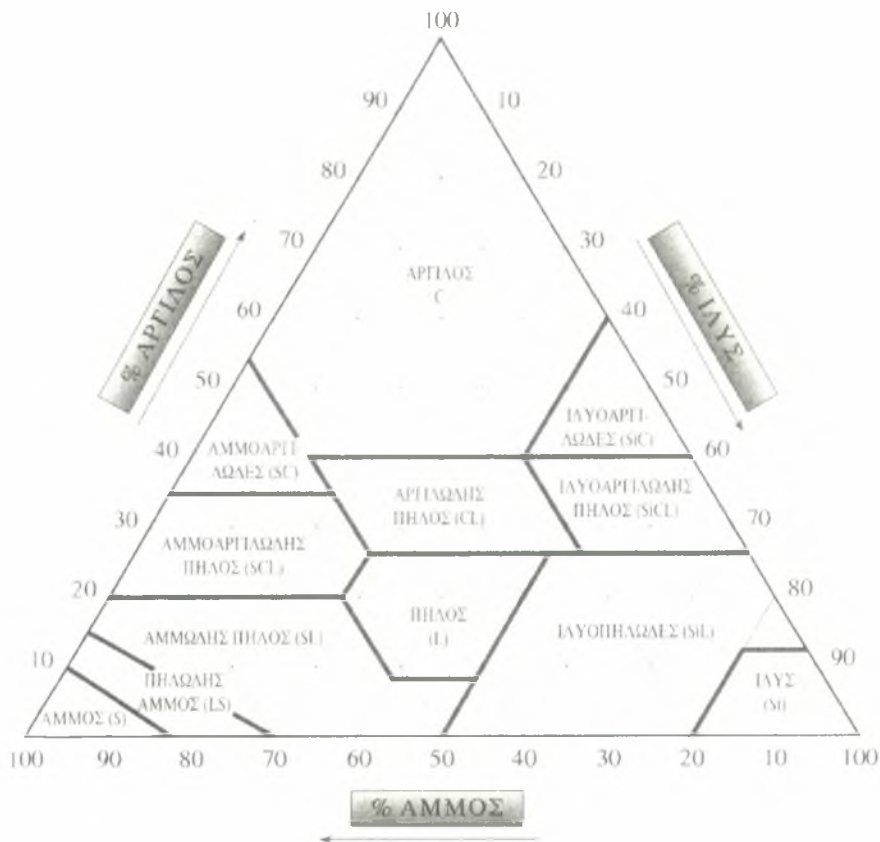
Πειράματα, αποτελέσματα και συζήτηση

3.1 Εισαγωγή

Στο παρακάτω κεφάλαιο θα περιγραφούν τα πειράματα τα οποία πραγματοποιήθηκαν σε στήλη ομογενούς εδάφους. Στο έδαφος που χρησιμοποιήθηκε έγινε μηχανική ανάλυση και σχεδιάστηκε η κοκκομετρική του καμπύλη. Μετρήθηκε πειραματικά η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού με την μέθοδο του σταθερού φορτίου. Στην συνέχεια πραγματοποιήθηκε πλήρωση της στήλης με συγκεκριμένη μέθοδο ώστε το έδαφος να είναι ομογενές. Ελέγχθηκε η ομοιογένεια του εδάφους στον κορεσμό. Μελετήθηκε πειραματικά η αθροιστική διήθηση του νερού, τα μέτωπα υγρασίας στο εδαφικό δείγμα και υπολογίστηκαν υδροδυναμικές παράμετροι.

3.2 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση

Το δείγμα που χρησιμοποιήθηκε ήταν πηλώδης άμμος. Για τον προσδιορισμό της μηχανικής σύστασης του εδαφικού μας δείγματος, έγινε μηχανική ανάλυση (μέθοδος Βουγιούκου) (Μήτσιος 2000, 2001 κ.α.) στο εργαστήριο του Ινστιτούτου Χαρτογράφησης και Ταξινόμησης Εδαφών Λάρισας (ΙΧΤΕΛ). Από τη μηχανική ανάλυση του εδαφικού δείγματος που χρησιμοποιήθηκε προέκυψε ότι έχει περιεκτικότητα: 78% άμμο, 10% ιλύς και 12% άργιλο, άρα το συμπέρασμα που προέκυψε ήταν ότι το έδαφος που χρησιμοποιήθηκε ήταν πηλώδης άμμος σύμφωνα με το διάγραμμα κατάταξης εδαφών. (Σχ. 3.1)



Σχήμα 3.1 Διάγραμμα κατάταξης εδαφών

Πριν την τοποθέτηση του στην πειραματική στήλη, το εδαφικό δείγμα παρέμεινε στο πυριαντήριο στους 105°C για 24 ώρες αφού απομακρύνθηκαν από αυτό τα ξένα υλικά. Μετά έγινε κονιοποίηση του εδάφους και αφέθηκε να αποκτήσει τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος ($20 - 21^{\circ}\text{C}$). Αμέσως μετά έγινε κοκκομετρική ανάλυση του δείγματος με τη χρήση κόσκινων.

Το ποσοστό του εδάφους που συγκρατήθηκε από κάθε κόσκινο υπολογίστηκε από την εξίσωση: $P\beta a(\Delta\kappa)\% = 100 \cdot (B\alpha / \Sigma\beta a)$

όπου:

Pβa: το ποσοστό του εδαφικού υλικού που συγκρατήθηκε στο κόσκινο.

Δκ: η διάμετρος των οπών του κόσκινου (mm).

Bα: η μάζα του εδάφους που συγκρατήθηκε από το κόσκινο(g).

Σβa: το συνολικό βάρος του εδάφους που πέρασε από τα κόσκινα (g).

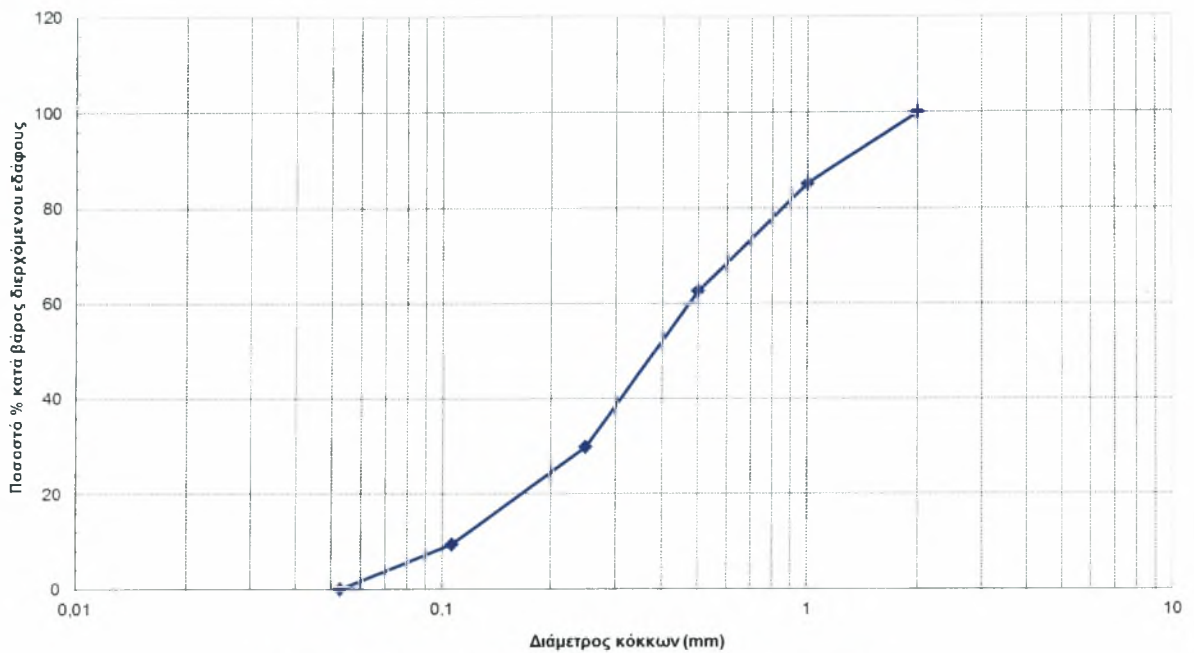
Στη συνέχεια υπολογίστηκε το ποσοστό του εδάφους που διήλθε από τα κόσκινα.

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

Πίνακας 3.1 Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων εδαφικού δείγματος

a/a	Διάμετρος d κόσκινου (mm)	Ποσοστό κατά βάρος συγκρ. εδαφικών τεμαχιδίων Pβa(Δκ)%	Ποσοστό κατά βάρος διερχ. Εδαφ. τεμαχιδίων Pβa(διερχ)%
1	2	0	100
2	1	14,91	85,08
3	0,5	22,61	62,46
4	0,25	32,63	29,83
5	0,1	20,45	9,37
6	0,05	9,37	0
Σύνολο		100	

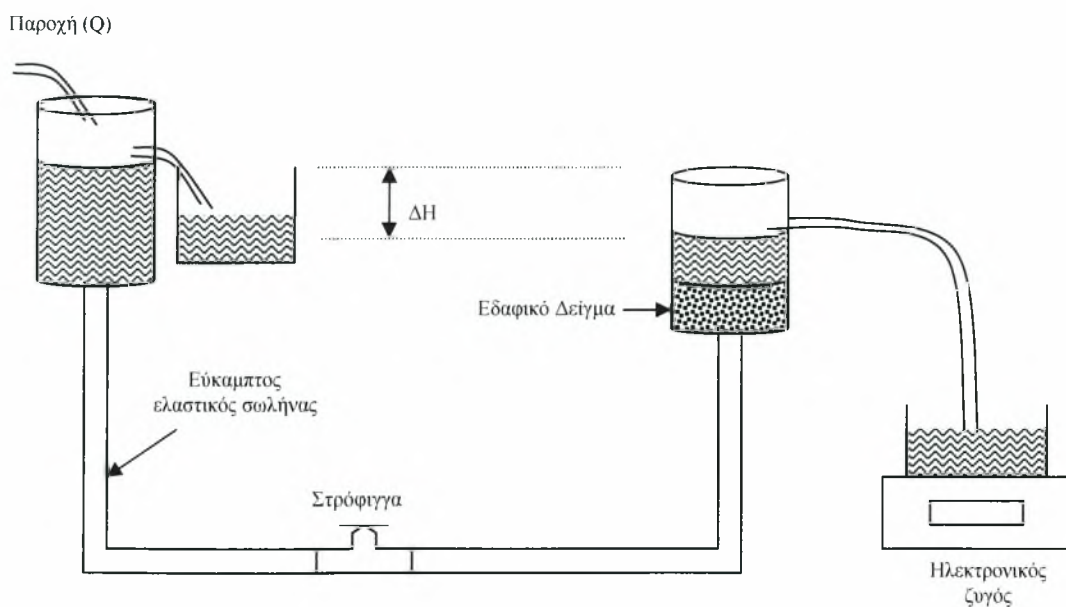
Κοκκομετρική καμπύλη



Σχήμα 3.2 Κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού δείγματος

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

Για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στο Σχήμα 3.3.



Σχήμα 3.3 Μέτρηση της υδραυλ. αγωγιμ. κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

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

$$Q = K_s \cdot A \cdot \Delta H \cdot L^{-1}$$

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

$$K_s = \frac{VL}{tA\Delta H}$$

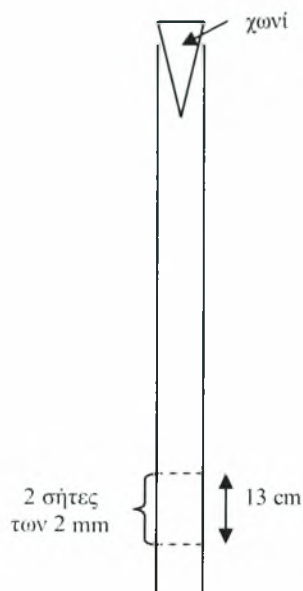
Επειδή η πυκνότητα του νερού έχει τιμή 1g/cm^3 , προκύπτει ότι οι μετρήσεις μάζας νερού ισοδυναμούν με μετρήσεις όγκου.

Για εδαφικό δείγμα που χρησιμοποιήθηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού υπολογίστηκε:

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

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

Η πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο εδαφικό μας δείγμα, είναι μία κολόνα από πλεξιγκλάς εσωτερικής διαμέτρου 6 cm και ύψους 1 m. Στον πυθμένα της τοποθετήθηκε γεώφασμα, υδραυλικής αγωγιμότητας πολύ μεγαλύτερης από αυτή του εδάφους με το οποίο επρόκειτο να πληρωθεί. Η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα έγινε με ειδικό τρόπο, ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή ομοιογένεια του δείγματος μέσα σε αυτή. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μία πλαστική σωλήνα μήκους 1m και εσωτερικής διαμέτρου 4,2cm, στο κάτω άκρο του οποίου είναι τοποθετημένες δύο σήτες σε απόσταση 13cm μεταξύ τους και με διάμετρο οπών 2 mm. (Σχήμα 3.4).



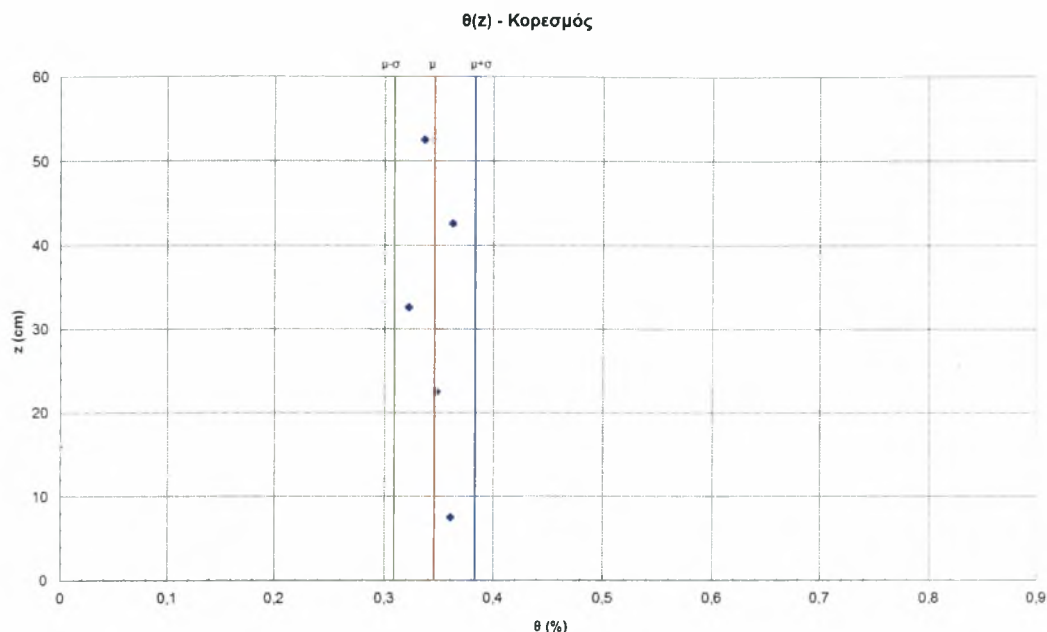
Σχήμα 3.4 Πλαστικός σωλήνα για την πλήρωση της στήλης

Η πειραματική στήλη διαθέτει από τη μία πλευρά της υποδοχές για τους αισθητήρες – κυματοδηγούς της συσκευής μέτρησης υγρασίας TDR. Η τοποθέτηση των αισθητήρων υγρασίας γινόταν διαδοχικά. Όταν η στάθμη του εδάφους έφτανε στη θέση υποδοχής, τότε τοποθετούνταν και ο εκάστοτε αισθητήρας υγρασίας. Τοποθετήθηκαν συνολικά 5 αισθητήρες υγρασίας σε διάφορα βάθη από την επιφάνεια του εδάφους όπως φαίνεται στον πίνακα 3.2.

Πίνακας 3.2 Βάθος τοποθέτησης των αισθητήρων υγρασίας

α/α	Θέση Αισθητήρα TDR	Αισθητήρας TDR	Απόσταση από επιφάνεια εδάφους (βάθος) z (cm)
1	Z_1	Probe 1	7.5
2	Z_2	Probe 2	22.5
3	Z_3	Probe 3	32.5
4	Z_4	Probe 4	42.5
5	Z_5	Probe 5	52.5

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



Σχήμα 3.5 Έλεγχος ομοιογένειας υγρασίας κορεσμού

Η μέση τιμή της επί τοις εκατό υγρασίας κορεσμού υπολογίστηκε ογκομετρικά $\theta_s=0,35$ η οποία είναι πολύ κοντά στη μέση τιμή υγρασίας που μετρήθηκε με τη συσκευή TDR ($\mu=0,343$).

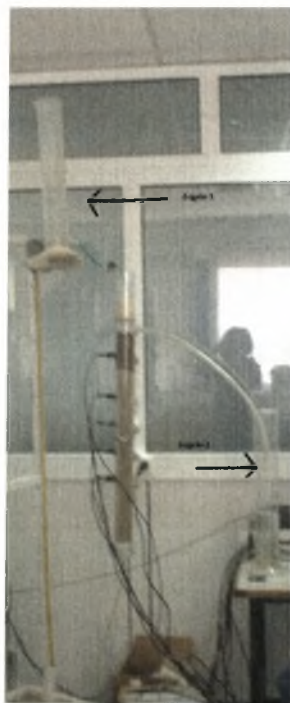
Στη συνέχεια δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή στην καλή μόνωση ώστε να αποφευχθούν τυχόν διαρροές νερού και ξεκίνησαν τα πειράματα που αφορούσαν την αθροιστική διήθηση.

3.5 Πείραμα αθροιστικής διήθησης

Για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στο σχήμα 3.6. Η διαβροχή με νερό γινόταν από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος, με τη βοήθεια ογκομετρικού δοχείου. Σε απόσταση 5cm πάνω από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος προσαρμόστηκε διάτρητη κυκλική επιφάνεια ίδιας διαμέτρου με την κολόνα με σκοπό την ομοιόμορφη διαβροχή του εδάφους όπως φαίνεται το Σχήμα 3.7.



Σχήμα 3.6 Πειραματική διάταξη για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης



Σχήμα 3.7 Δοχείο 1 (αριστερά) και δοχείο 2 (δεξιά) στην πειραματική διάταξη

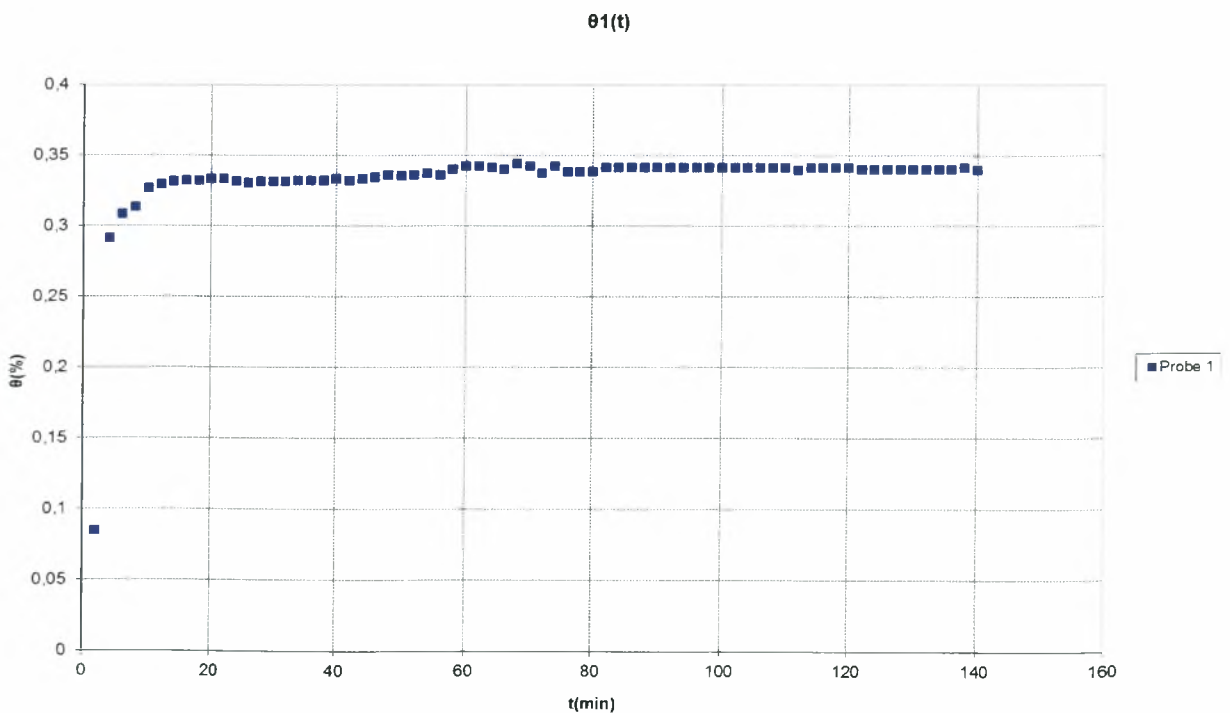
Ρυθμίζοντας τη ροή του ογκομετρικού δοχείου 1 (αριστερά) με τη βοήθεια της στρόφιγγάς του, επιτεύχθηκε στην επιφάνεια του εδάφους σταθερό φορτίο ίσο με 2mm περίπου, το οποίο παρέμενε σταθερό με υπερχειλίση καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος.

Με τη βοήθεια 2 ογκομετρικών δοχείων δοχείο 1 – του οποίου η στάθμη κατέβαινε – όσο και του ογκομετρικού δοχείο 2 – του οποίου η στάθμη ανέβαινε, μετρήθηκε από τη διαφορά των ενδείξεων ο αθροιστικός εισερχόμενος όγκος νερού μέσα από την εδαφική στήλη.

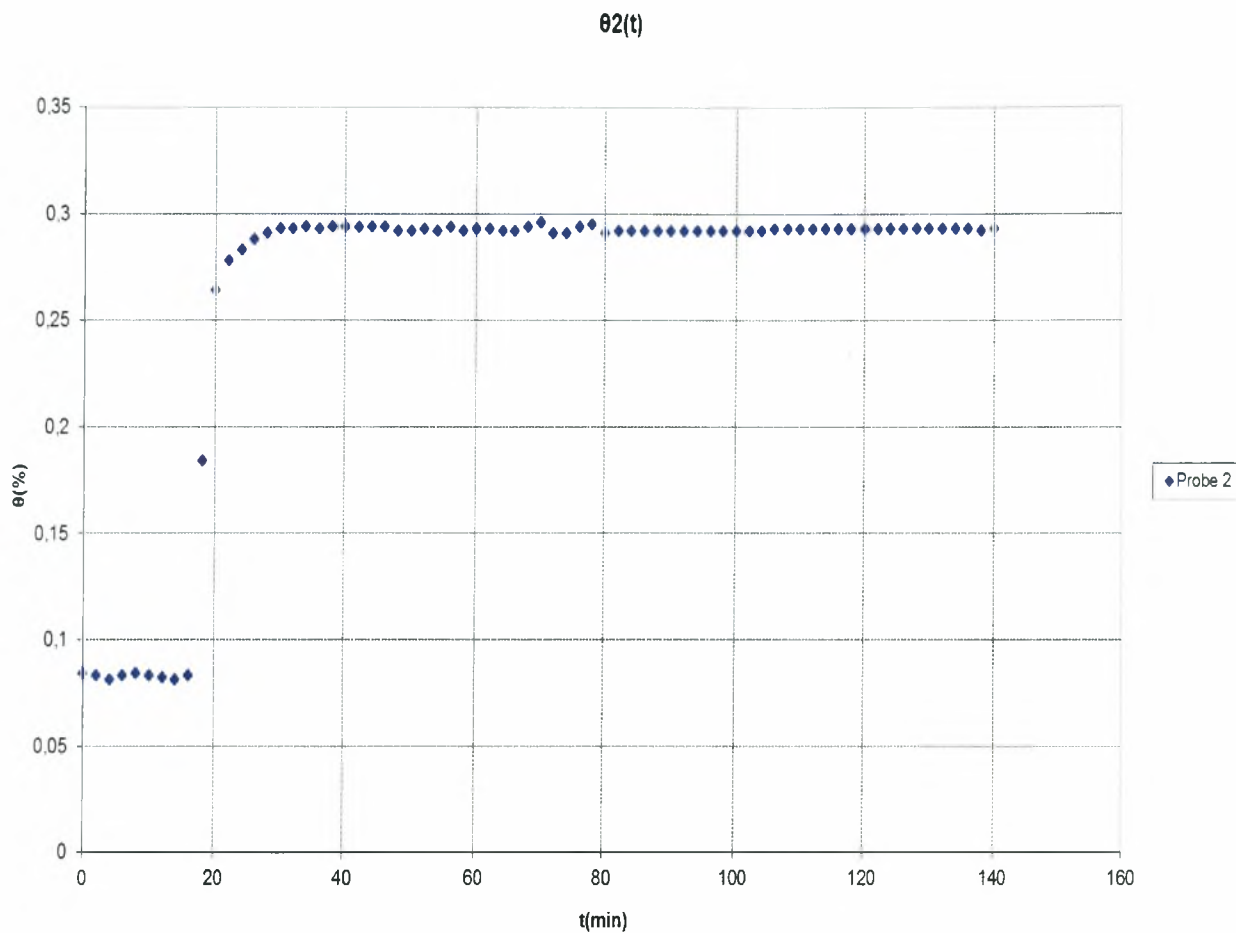
Ταυτοχρόνως με τις παραπάνω ογκομετρικές μετρήσεις, είχε ρυθμιστεί η συσκευή TDR να λαμβάνει μετρήσεις υγρασίας ανά συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα.

Πριν τη διαβροχή του εδάφους, πέντε κυματοδηγοί TDR παρεμβλήθηκαν στη στήλη προκειμένου να μετρηθεί η υγρασία του εδάφους στα βάθη 7cm, 22,5cm, 32,5cm, 42,5cm και 52,5cm, από την επιφάνεια της στήλης.

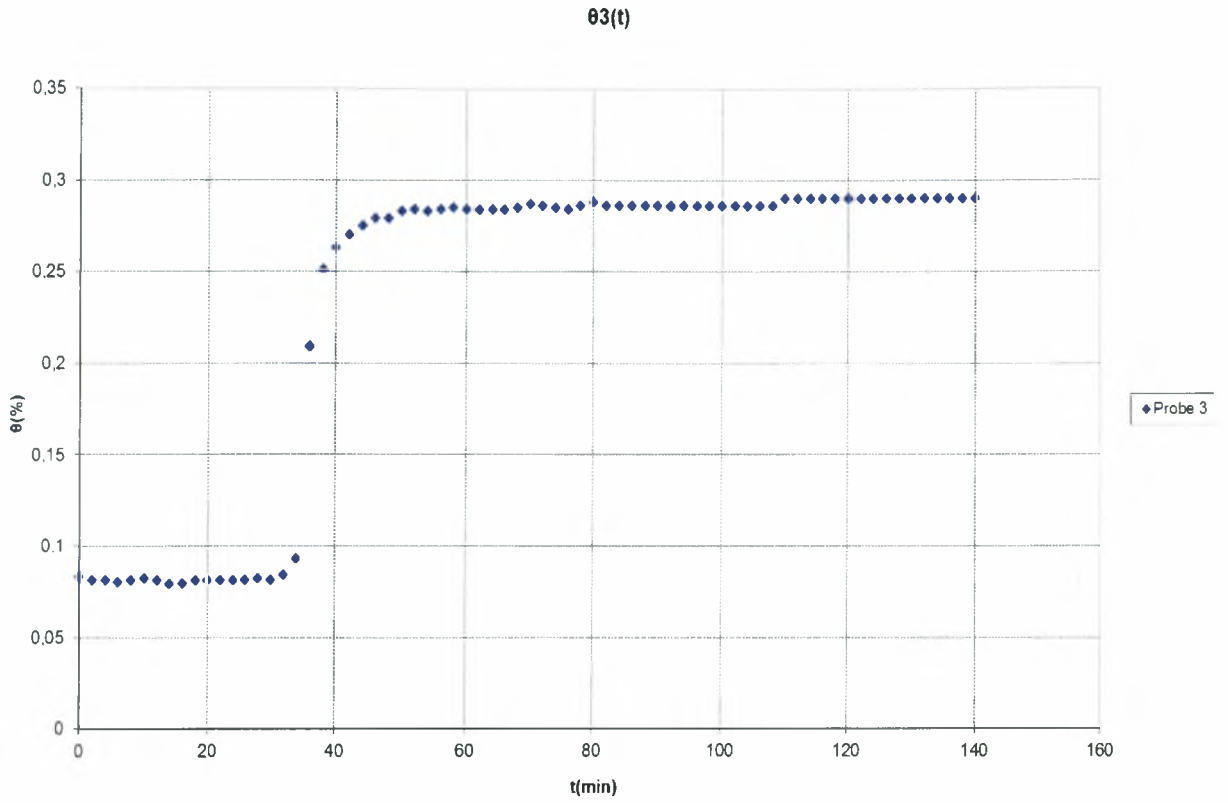
Η υγρασία του εδάφους σε συνάρτηση με τον χρόνο για κάθε αισθητήρα TDR (Probe) δίνεται ξεχωριστά στα παρακάτω διαγράμματα:



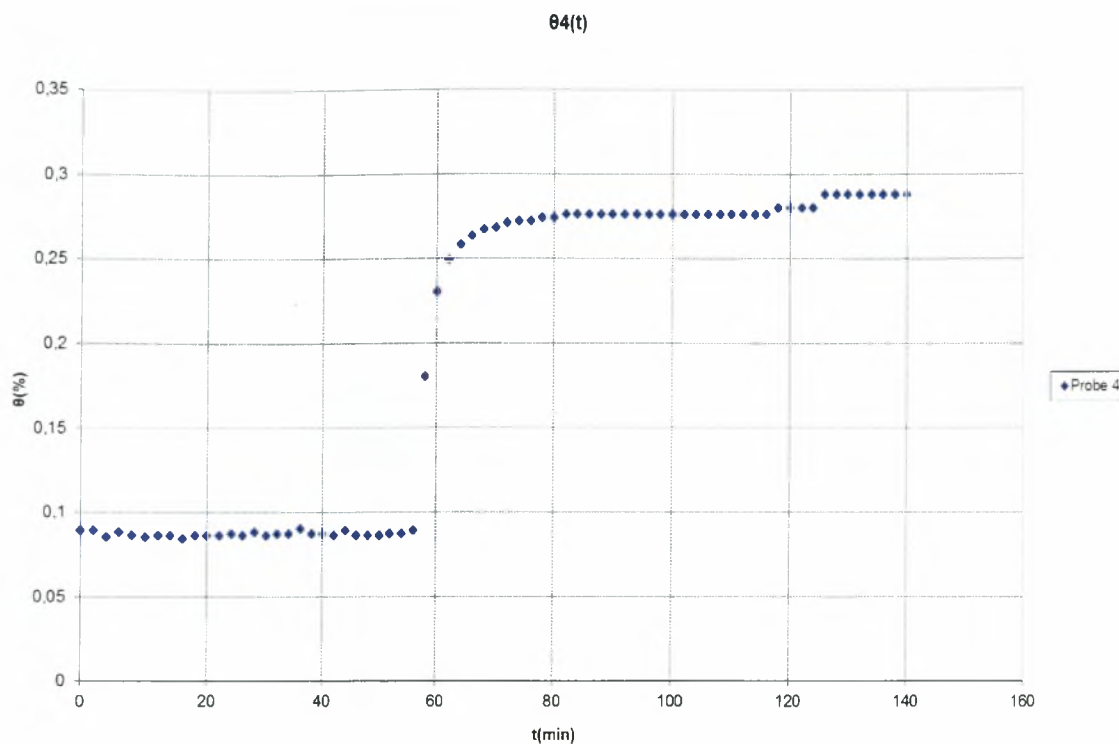
Σχήμα 3.8: Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για τον πρώτο αισθητήρα TDR (Probe 1)



Σχήμα 3.9: Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για τον δεύτερο αισθητήρα TDR (Probe 2)



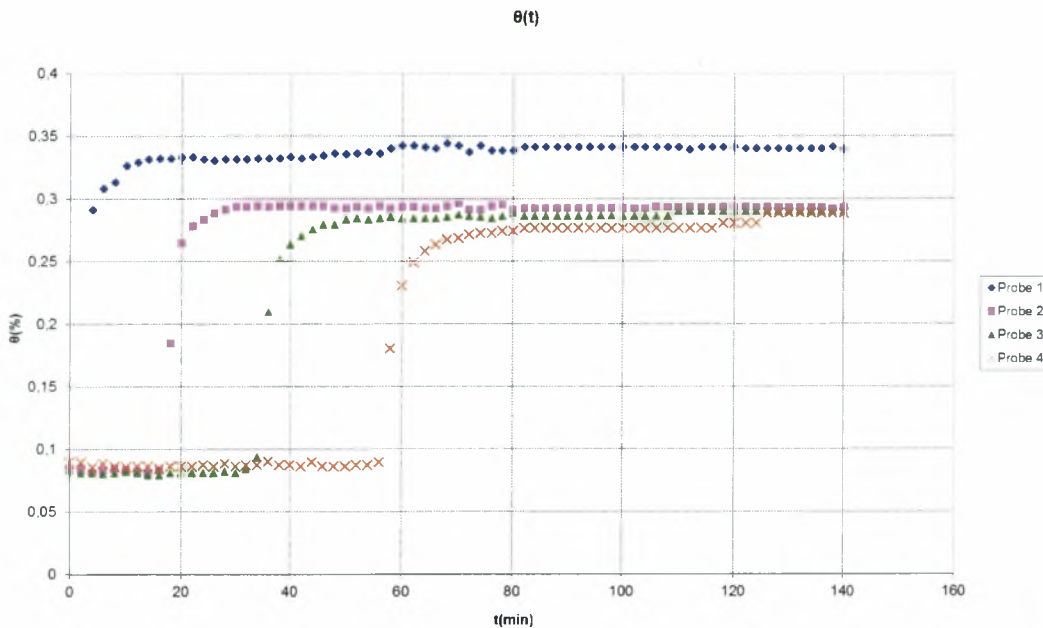
Σχήμα 3.10: Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για τον τρίτο αισθητήρα TDR (Probe 3)



Σχήμα 3.11: Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για τον τέταρτο αισθητήρα TDR (Probe 4)

Εδώ πρέπει να αναφέρουμε ότι ο πέμπτος αισθητήρας TDR (Probe 5) παρουσίασε πρόβλημα και δεν λάβαμε μετρήσεις υγρασίας γι' αυτόν τον αισθητήρα.

Στο σχήμα 3.12 παρουσιάζονται συγκεντρωμένες όλες οι μετρήσεις εδαφικής υγρασίας των αισθητήρων TDR.



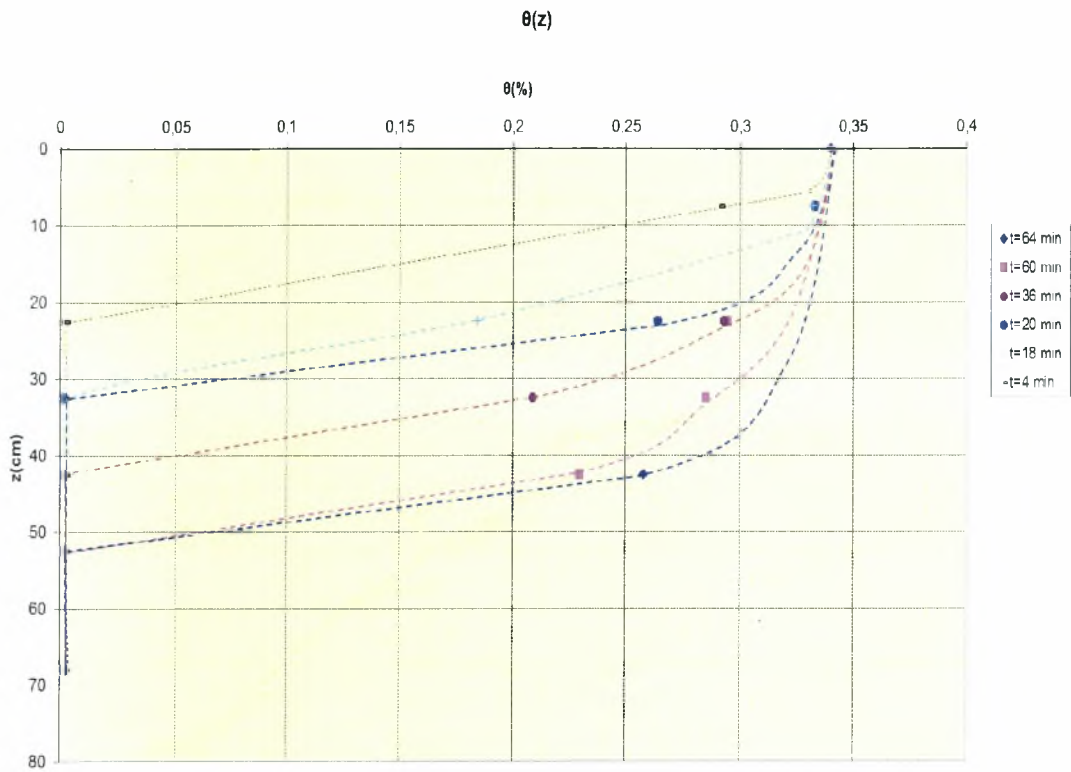
Σχήμα 3.12: Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για τους 4 αισθητήρες TDR

Από το σχήμα 3.12 παρατηρείται ότι λόγω της τοποθέτησης των αισθητήρων, ο πρώτος αισθητήρας αυξάνει την υγρασία του πιο νωρίς από τον δεύτερο, ο δεύτερος πιο νωρίς από τον τρίτο και ο τρίτος πιο νωρίς από τον τέταρτο. Επίσης παρατηρείται ότι στους αρχικούς χρόνους του φαινομένου, η κλίση της καμπύλης είναι πολύ μεγάλη. Για μικρούς χρόνους, λοιπόν, το φαινόμενο της διήθησης είναι πολύ έντονο, ενώ στη συνέχεια η κλίση αυτή μειώνεται αρκετά. Όπως είναι γνωστό, η κλίση της καμπύλης dI/dt εκφράζει τη στιγμιαία διηθητικότητα (όταν στην επιφάνεια του εδάφους επικρατούν συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης) ή την ταχύτητα διήθησης (όταν στην επιφάνεια του εδάφους επικρατούν συνθήκες πίεσης διαφορετικής της ατμοσφαιρικής).

Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται

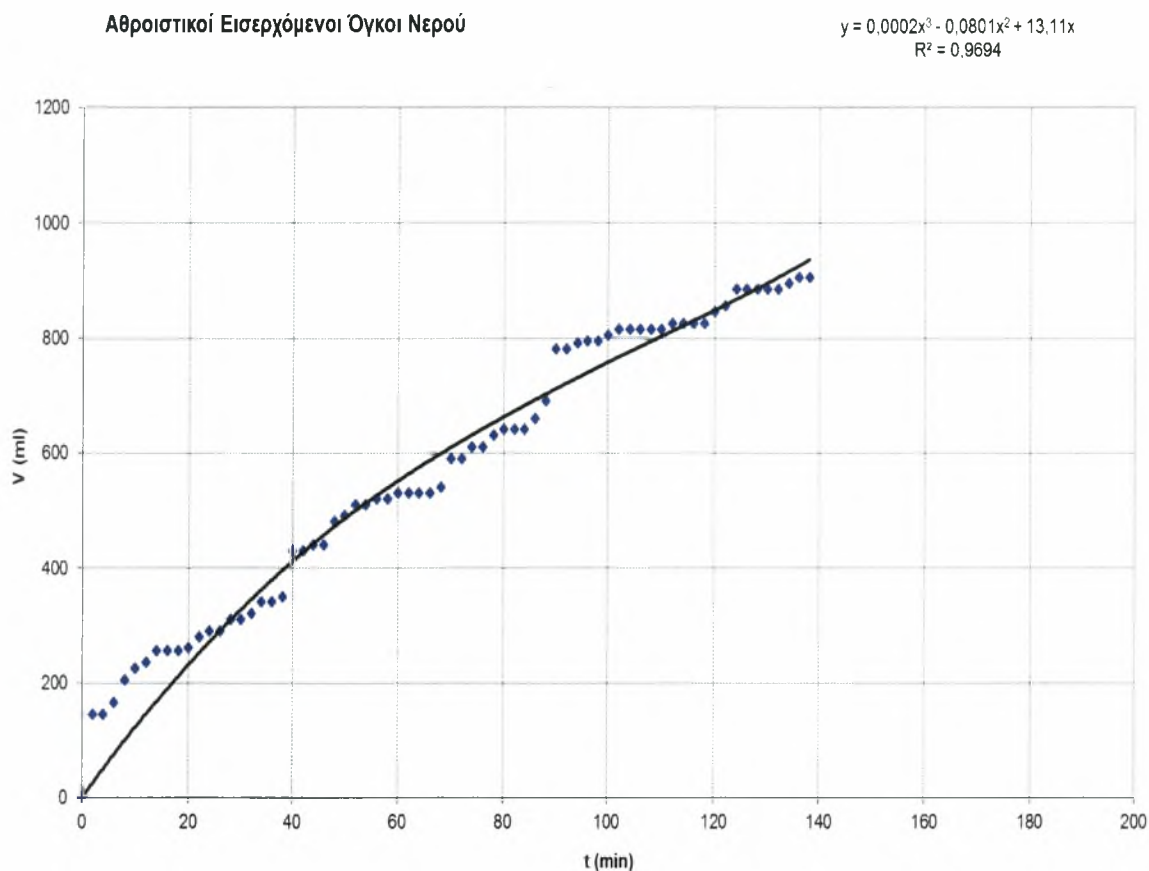
σε διάφορους παράγοντες, όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπίεστικότητα εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης. Συγκεκριμένα, όταν αρχίζει το φαινόμενο της διήθησης στο ξηρό έδαφος, τότε η επιφάνεια του εδάφους κατακλύζεται με νερό με αποτέλεσμα να κορεστεί απότομα. Τότε η υδραυλική κλίση στη στρώση του εδάφους που βρίσκεται πολύ κοντά στην επιφάνεια είναι πολύ απότομη. Όμως με την πάροδο του χρόνου, η υγρασία προχωρά σε μεγαλύτερα βάθη και η παραπάνω κλίση μειώνεται. Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας διήθησης, η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή. Η σταθερή αυτή τιμή της ταχύτητας διήθησης είναι πρακτικά ίση με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους (K_s). (Αγγελάκη, 2004) Η υγρασία άρχισε να αυξάνει στους αισθητήρες στα $t=5\text{min}$ (Probe1), $t=18\text{min}$ (Probe 2), $t=35\text{min}$ (Probe 3), $t=58\text{min}$ (Probe 4) λόγω της θέσης των αισθητήρων στην στήλη εδαφικού δείγματος.

Στο παρακάτω διάγραμμα (σχήμα 3.13) απεικονίζονται τα μέτωπα υγρασίας, δηλαδή η υγρασία σε συνάρτηση με το βάθος.



Σχήμα 3.13 Μέτωπα υγρασίας

Στο σχήμα 3.14 απεικονίζεται η καμπύλη των αθροιστικών εισερχόμενων όγκων νερού σε συνάρτηση με τον χρόνο. Από αυτό το διάγραμμα παρατηρείται σε διάφορους χρόνους η μεταβολή της υγρασίας σε συνάρτηση με τον βάθος, δηλαδή απεικονίζεται η διάδοση του προφίλ υγρασίας προς τα κάτω καθώς περνά ο χρόνος.



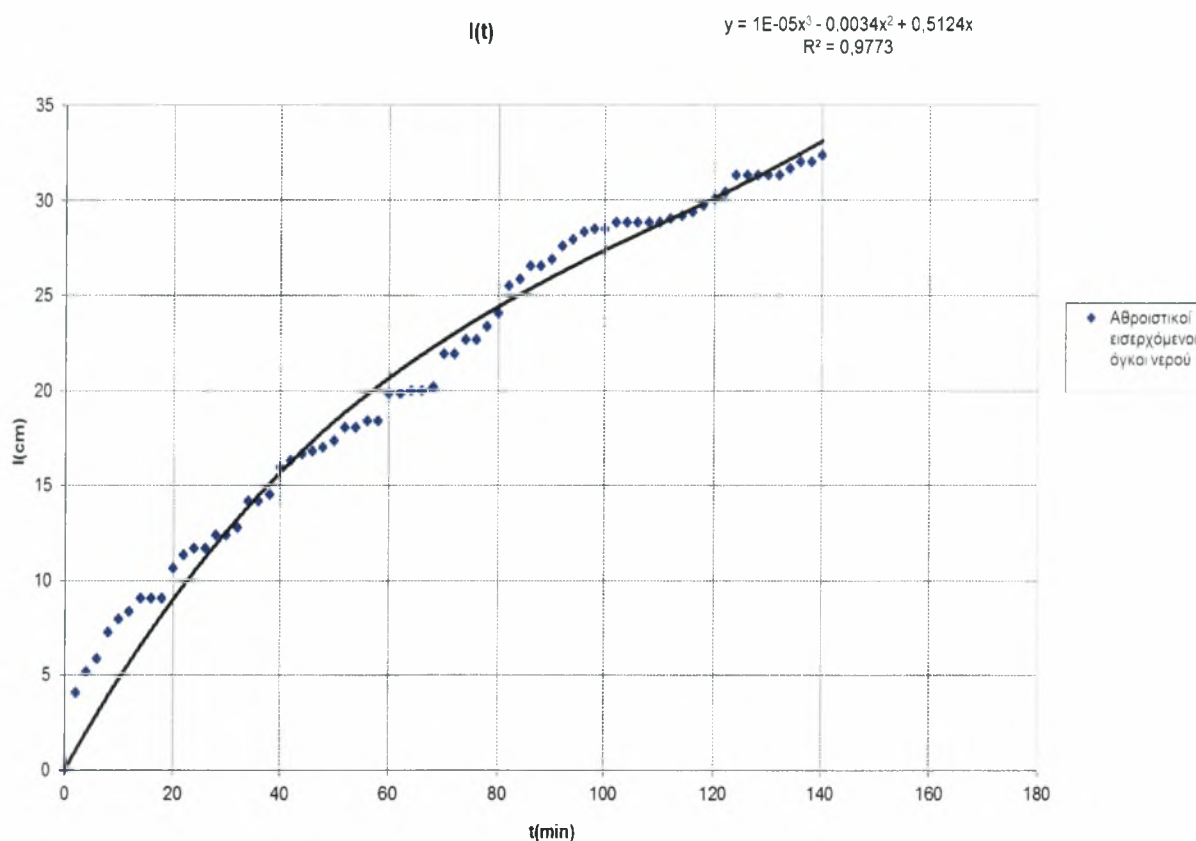
Σχήμα 3.14 Αθροιστικοί εισερχόμενοι όγκοι νερού σε συνάρτηση με τον χρόνο

Τα πειραματικά σημεία προσομοιώθηκαν με την παρακάτω εξίσωση:

$$V = 0,0002t^3 - 0,0801t^2 + 13,11t$$

$$R^2 = 0,9694$$

Διαιρώντας όλα τα σημεία (όγκους) του σχήματος 3.14 με το εμβαδόν της διατομής $E = \pi D^2/4 = 28,26 \text{ cm}^2$. Ο λόγος V/E μας δίνει την αθροιστική διήθηση I και το διάγραμμα της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με τον χρόνο παρατείνεται στο σχήμα 3.15.



Σχήμα 3.15 Αθροιστική διήθηση (I) σε συνάρτηση με τον χρόνο

Στο σχήμα 3.15 παρατηρείται μεγάλη κλίση της καμπύλης της αθροιστικής διήθησης για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, ενώ στη συνέχεια η κλίση αυτή μειώνεται προοδευτικά. Η καμπύλη που προσομοιώνει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία δίνεται από το πολώνυμο 3^{ου} βαθμού:

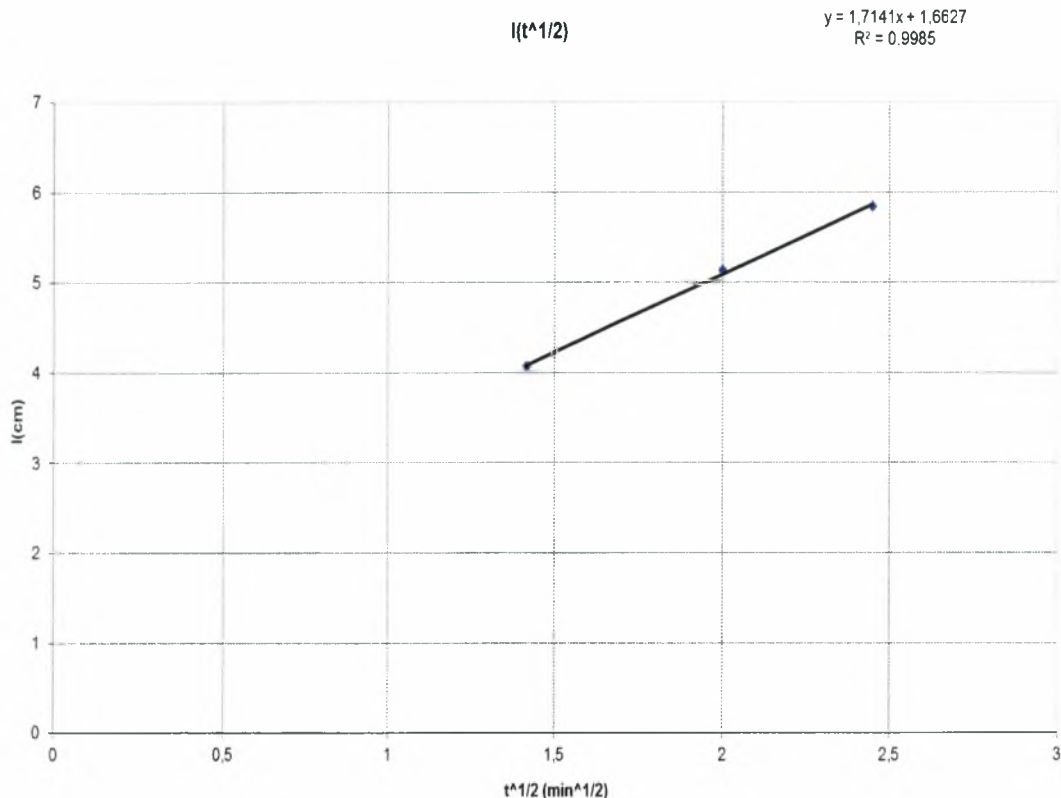
$$I = 1E-05t^3 - 0,0034t^2 + 0,5124t$$

$$R^2 = 0,9773$$

Εδώ πρέπει να αναφερθεί ότι η καμπύλη δεν είναι εκθετική διότι το παραπάνω πολώνυμο 3^{ου} βαθμού βρίσκεται στην μικρότερη δυνατή απόσταση από τα πειραματικά σημεία.

Για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, όπου επιδρούν μόνο οι τριχοειδείς δυνάμεις καθώς δεν έχουν επιδράσει ακόμη οι δυνάμεις βαρύτητας,

σχεδιάστηκε η καμπύλη της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου, έτσι ώστε να εκτιμηθεί η απορροφητικότητα S του εδάφους μέσω της εξίσωσης (1.27) του Philip (1969).



Σχήμα 3.16 Αθροιστική διήθηση (I) σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου ($t^{1/2}$)

Η απορροφητικότητα S υπολογίστηκε από την κλίση της ευθείας και βρέθηκε ίση με :

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

Για την άνωθεν τιμή απορροφητικότητας και χρησιμοποιώντας τα πειραματικά δεδομένα στην εξίσωση αθροιστικής διήθησης του Philip υπολογίστηκε η παράμετρος A ίση με:

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

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

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

ΣΥΝΟΨΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα πτυχιακή διατριβή μελετήθηκε πειραματικά το φαινόμενο της αθροιστικής διήθησης. Αφού σχεδιάστηκε η κοκκομετρική καμπύλη του εδαφικού δείγματος, υπολογίστηκε η ηλεκτρική αγωγιμότητα (K_s), η οποία βρέθηκε ίση με 0,21 cm/min. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε πλήρωση της πειραματικής στήλης με το εδαφικό δείγμα, με συγκεκριμένη μέθοδο, ώστε να εξασφαλίζεται η ομοιογένεια του εδάφους. Κατά την μελέτη της αθροιστικής διήθησης έγινε διαβροχή του εδαφικού δείγματος από την επιφάνεια του, εφαρμόζοντας λεπτή στρώση νερού 2mm στην επιφάνεια του εδάφους. Κατά τη διάρκεια του πειράματος μετρήθηκαν με τη βοήθεια ογκομετρικών δοχείων οι εισερχόμενοι όγκοι νερού, ενώ ταυτόχρονα λαμβάναμε μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας σε διάφορα βάθη της στήλης, μέσω της συσκευής TDR. Από την παραπάνω πειραματική διαδικασία :

- Σχεδιάστηκαν οι καμπύλες εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με τον χρόνο ($\theta(t)$).
 - Σχεδιάστηκαν τα μέτωπα υγρασίας ($\theta(z)$).
 - Σχεδιάστηκαν οι εισερχόμενοι όγκοι νερού σε συνάρτηση με τον χρόνο ($V(t)$) και εξήχθη εξίσωση που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία.
 - Σχεδιάστηκε η αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με τον χρόνο ($I(t)$) και εξήχθη πολυωνυμική εξίσωση αθροιστικής διήθησης 3^{ου} βαθμού που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία.
 - Για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, όταν δηλαδή επιδρούν μόνο οι τριχοειδείς δυνάμεις και όχι οι δυνάμεις βαρύτητας, σχεδιάστηκε η γραφική παράσταση της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου ($I(t^{1/2})$). Τα σημεία της γραφικής παράστασης προσεγγίστηκαν ικανοποιητικά με εξίσωση πρώτου βαθμού.
 - Από την παραπάνω εξίσωση, υπολογίστηκε μέσω της κλίσης η απορροφητικότητα (S) του εδάφους για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, η οποία βρέθηκε ίση με:

$$S=1,7141\text{cm}/\text{min}^{1/2}$$
 - Χρησιμοποιώντας την άνωθεν τιμή απορροφητικότητας υπολογίστηκε η παράμετρος A της εξίσωσης του Philip (1957), η οποία βρέθηκε ίση με:

$$A=0,1316\text{cm}/\text{min}$$
- Επίσης, επιβεβαιώθηκε πειραματικά ότι ισχύει η σχέση: $K_s/3 < A < 2K_s/3$

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

Βιβλιογραφία

1. Αγγελάκη Α., 2004. Διερεύνηση των Υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα . Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος
2. Αραμπατζής Γ., 2000. Εργαστηριακή έρευνα διύγρανσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
3. Γεωργιάδης Θ., Καλλέργης Γ., Φερεντίνος Γ. (2004). Φυσικό περιβάλλον και ρύπανση. Τόμος Α' «Το χερσαίο περιβάλλον ως αποδέκτης αποβλήτων».
4. Ευαγγελίδης Χ., 2001. Ανάλυση του φαινομένου ροής συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 178.
5. Καλφούντζος Δ., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., 2000. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη. 2^ο Εθνικό Συνέδριο Ε.Γ.Μ.Ε. Βόλος, Πρακτικά, τόμος Α, σελ. 93 – 100.
6. Καλφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ 177.
7. Λαζακίδης Σ., Σφήκας Σ. 1991. Πειραματικός προσδιορισμός αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο και αξιολόγησή της με τη μέθοδο Kostiaikov και Philip. Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών, Α.Π.Θ.
8. Μήτσιος Ι.Κ., Τούλιος Μ.Γ., Χαρούλης Α., Γάτσιος Φ., Φλωράς Σ., (2000) ‘Εδαφολογική μελέτη και εδαφολογικός χάρτης του

- αγροκτήματος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας στην περιοχή Βελεστίνου', Αθήνα 2000, σελ. 45.
9. Μήτσιος Ι.Κ. (2001) 'Εδαφολογία', Αθήνα 2001, σελ. 313.
 10. Ντιούδης Π., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Μασλάρης Ν., Νούσιος Γ., 2000. Διατάξεις άρδευσης με σταγόνες σε καλλιέργεια ζαχαρότευτλων. Πρακτικά 2ου Εθνικού Συνεδρίου Γεωργικής Μηχανικής, σελ. 149 – 156.
 11. Ντιούδης Π., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τερζίδης Γ., Μασλάρης Ν., Νούσιος Γ., 2003α. Διαφορετικές διατάξεις άρδευσης με σταγόνες σε καλλιέργεια ζαχαρότευτλων. Πρακτικά 9ου Πανελληνίου Συνεδρίου ΕΥΕ, σελ. 159 – 166.
 12. Ντιούδης Π., Φιλίντας Α., Λέλλης Θ., Κόκκορας Ι., 2003β. Επίδραση της συχνότητας άρδευσης με σταγόνες στην απόδοση της καλλιέργειας του αραβόσιτου (*Zea Mays L.*). Πρακτικά 9ου Πανελληνίου Συνεδρίου ΕΥΕ, σελ. 167 – 174.
 13. Παπαρηγοράκης Σ., Στόκα Α. 1988. Πειραματικός προσδιορισμός της αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο – υπολογισμός της στιγμιαίας διηθητικότητας. Διπλωματική Εργασία, Α. Π. Θ., Θεσσαλονίκη.
 14. Παπαζαφειρίου Ζ., 1984. Αρχές και Πρακτική των Αρδέσεων. Θεσσαλονίκη, 1984, σελ. 485.
 15. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδέσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
 16. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος Χ., Καλφούντζος Δ., 1997. Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR και στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων. Πρακτικά 7^{ου} Πανελληνίου Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., 14 – 18 Οκτωβρίου 1997, Πάτρα, σελ. 184 – 192.
 17. Σισμάνης, Σ., 1992. Πειραματική εύρεση του χρόνου λίμνασης νερού κατά τη διάρκεια άρδευσης σε ακόρεστο έδαφος και εξομοίωση με αριθμητικό μοντέλο. Εφαρμογές σε ομογενή και στρωματοποιημένα εδάφη. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 236.

18. Τζιμόπουλος Χ., 1975. Θεωρία πεπερασμένων στοιχείων, εφαρμογές στις ροές σε πορώδη μέσα. Σεμινάριο Μεταπτυχιακού Τμήματος Α.Π.Θ. Θεσσαλονίκη 1977, σελ. 77.
19. Τζιμόπουλος Χ., 1991. Γενικευμένη εξίσωση για την περιγραφή του φαινομένου της διήθησης του νερού στο έδαφος. Υδροτεχνικά, Τόμος 1, Τεύχος 2 – 3, σελ. 3 – 19.
20. Τζιμόπουλος Χ., 1994. Στραγγίσεις – Υδραυλική Φρεάτων', Θεσσαλονίκη, 1994, σελ. 227.
21. Baker, J. M. and Lascano, R. J. 1989. The spatial sensitivity of time domain reflectometry. *Soil Sci.* Vol. 147, No 5: 378 – 384.
22. Cannel, G. H., 1958. Effect of drying cycles on changes in resistance of soil moisture units. *Proc. S.S.S.A.*, (22): 233 – 272.
23. 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.
24. 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.
25. Coleman E. A. and Hendrix T. M., 1949. The fiberglass electrical soil moisture instrument. *Soil Sci.*, 67: 425 – 438.
26. Croney D., Coleman J. D. and Curren E. W. H., 1951. The electrical resistance method of measuring soil moisture. *British J. of Applied Physics*, 2: 85 – 91.
27. Dalton, F. N., and van Genuchten, M. Th. 1986. The time – domain reflectometry method for measuring soil water content and salinity. *Geoderma*, 38: 237 – 250.
28. Dalton, F. N., 1992. Development of time – domain reflectometry for measuring soil water content and bulk soil electrical conductivity. In *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no 30: 143 – 167.

29. Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, pp.590.
30. Dasberg, S., and Dalton, F. N., 1985. Time domain reflectometry measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (49): 293 – 297
31. Elmaloglou, S., 1980. Effects des stratifications sur les transferts des matières dans les sols. These de Docteur – Ingenieur, Université de Grenoble.
32. 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.
33. 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.
34. Gardner, Wilford, and Don Kirkham. 1952. Determination of soil moisture by neutron scattering. *Soil Sci.* 73: 391-401
35. Green W. H. & Ampt A. 1911. Studies on soil physics: The flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* pp. 1 – 4.
36. Havercamp R., 1983. Resolution de l' equation de l' infiltration de l' eau dans de sol. Approches analytiques et numeriques. These de Docteur es Sciences Physiques, Université de Grenoble, France.
37. Heimovaara, T. J., 1990. A computer – controlled 36 – channel Time Domain Reflectometry for monitoring soil water contents. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
38. Heimovaara, T. J., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
39. Hook, W.R., and Livingston, N. J., 1995. Errors in converting time domain reflectometry measurements of propagation velocity to estimates of soil water content' *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 35 – 41.

40. Horton R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5: 399 – 417.
41. 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.
42. Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., 2002. Study of soil water movement using time domain reflectometry. *Proceedings of the 17th World Congress of Soil Science, Controlling New Realities in the 21st Century, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002*, pp. 130 – 138.
43. Kachanoski, R. G., Pringle, E., and Ward, A., 1992. Field measurement of solute travel times using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (56): 47 – 52.
44. Knight, J. H., 1983. Infiltration functions from exact and approximate solutions of Richards equation. *Proceedings of the National Conference on advances in infiltration, December 12 – 13 Chicago, Illinois*, pp. 24 – 33.
45. Knight, J.H., 1992. Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.* (28): 2345 – 2352.
46. Kostiakov, A. N., 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. 6 Comm. Intern. Soil Sci. Soc. Russian, Part A*: 17 – 21.
47. Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1983. Comparison of soil water infiltration profiles. *Soil Sci.*, 135: 342 – 349.
48. Leonard, R. A., and Low, P. F., 1962. A self adjusting null – point tensionmeter. *Proc. S.S.S.A.*, (26): 123 – 125.
49. 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.
50. Miller, R. D., 1951. A technique for measuring soil water tensions in rapidly changing systems. *Soil Sci.* (72): 291 – 301.
 51. Nadler, A., Dasberg, S., Lapid, I., 1991. Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (55): 938 – 943.
 52. Nadler, A., Green, S. R., Vogeler, I., nad Clotier, B. E. 2002. Horizontal nad vertical TDR measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (66): 735 – 743.
 53. Onstad, C. A., Olson, T. C., Stong, L. R. 1973. An infiltration model tested with monolith moisture measurements. *Soil Sci.*, Vol.116: 13-17
 54. Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 1. One – dimensional absorption. *Soil Sci.* Vol. 111 (2), pp. 134 – 137.
 55. Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, Vol. 133, pp. 308 – 312.
 56. Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. *Soil Sci.* Vol 119, pp. 466 – 467.
 57. Parlange J. – Y., Lisle I., Braddock R. D. And Smith R. E., 1982. The three parameter infiltration equation. *Soil Sci.*, 133: 337 – 341.
 58. Parlange J. – Y., Haverkamp R. and Touma J., 1985. Infiltration under ponded conditions: 1. Optimal analytical solution and comparison with experimental observations. *Soil Sci.*, 139: 305 – 311.
 59. Parlange J. – Y., Starr J.-L., Haverkamp R., 1990. Numerical and Experimental Validation of a new Infiltration Equation. 4o National Congress EYE, Creta-GREECE, pp. 731-745.
 60. 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.
 61. Persson, M., and Haridy, S., 2003. Estimating water content from electrical conductivity measurements with short Time – Domain

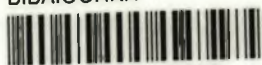
- Reflectometry probes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 478 – 482.
62. Philip J.R., 1957a. Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil. Sci.*, 83: 435 – 448.
63. Philip J.R., 1957b. Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil. Sci.*, 84: 257 – 264.
64. Philip J.R., 1957c. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration – dependent. II. *Austr. J. Physics*, 10: 29 – 42.
65. Philip J.R. , 1958, Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. *Soil. Sci.*, Vol. 85, pp. 278 – 286.
66. Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydrosociences*, Academic Press, N. Y., 5: 215 – 296.
67. Poulouvasilis A, 1962. Hysterisis of pore water: an application of the concept of the independent domains. *Soil Sci.*, (93), pp. 405 – 412.
68. Poulouvasilis A, 1969. The effect of pore water hysterisis on the hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, Vol 20, pp. 52 – 56.
69. Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, Vol 1, pp. 318 – 333
70. Roth K., Shulin R., Fluhler H., Attinger W., 1990. Calibration of time – domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resour. Res.* 26, pp., 2267 – 2273.
71. Talsma, T., Parlange J – Y., 1972. One dimensional infiltration. *Austr. J. Soil Res.*, Vol. 10, pp. 143 – 150
72. Taylor S. A., Evans D. D. and Kemper W. D. 1961. Evaluating soil water. *Utah Agr. Exp. Sta Bull No 426*, pp. 67.
73. Thalheimer, M., 2003. Tensiometer modification for diminishing errors due to the fluctuating inner water column. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 737 – 739.
74. Thony, J. L., 1970. Etude expérimentale des phénomènes d' hysterisis dans les écoulements en milieux poreux non satures' Thèse de Docteur

- Ingénieur Université de Grenoble, Grenoble, pp. 140.
75. Timlin, D., and Pachepsky, Y., 1996. Comparison of three methods to obtain the apparent dielectric constant from time domain reflectometry wave traces. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (60): 970 – 977.
 76. Timlin, D., and Pachepsky, Y., 2002. Infiltration measurement using a vertical time – domain reflectometry probe and a reflection simulation model. *Science*, Vol. 167, No 1, pp. 1 – 8.
 77. Tolikas P., Sidiropoulos E., 1984. Non linear diffusion with lineary varying diffusivity. *J. Hydrol.*, Vol 71, pp. 181 – 190.
 78. 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.
 79. Touma, J., 1984. Etude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés : rôle de l' air, influence de l' écoulement multidimensionnel de l' eau' Thèse de Docteur es – Science Physiques, Université de Grenoble, Grenoble, pp. 187.
 80. Touma, J., Vachaud, G., and Parlange, J – Y. 1984. Air and water flow in sealed, ponded vertical soil column: Experiment and model. *Soil Sci.* 137: 181 – 187.
 81. Tzimopoulos C., 1978. Finite elements solution of unsaturated porous media flow. *Proceedings of the 2nd International Conference on Finite Elements in Water Resources*, London, Pentech Press, pp. 1.37-1.49.
 82. Vachaud G. and Thony J. L., 1971. Hysterisis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resour. Res.*, 7: 111 – 127.
 83. Vanclooster, M, Mallants, D., Diels, J., Feyen, J., 1993. Determining local scale solute transport parameters using time domain reflectometry (TDR). *J. Hydrol.*, 148: 93 – 107.
 84. Vandervaere, J – P., Vauclin, M., Haverkamp, R., Peugeot, C., Thony, J – L., and Gilfedder, M., 1998. Prediction of crust- induced surface runoff with disc iniltrometer data. *Soil Sci.*, Vol. 163, No 1: 9 – 21.

85. Vauclin, M., 1971. *Effets dynamiques sur la relation suction – teneur en eau lors d'écoulement en milieu non saturé*. Thèse de Docteur – Ingénieur, Université de Grenoble.
86. Ward, A. L., Kachanoski, R. G., and Elrick, D. E., 1994. Laboratory measurements of solute transport using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (58): 1031 – 1039.
87. Young, M. H., Fleming, J. B., Wierenga, P. J., and Warrick, A. W., 1997. Rapid laboratory calibration of time domain reflectometry using upward infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (61): 707 – 712.
88. Zegelin, S. J., White, I., and Russel, G. F., 1992. A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil – water content' In *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no 30: 187 – 208.



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ



004000115030