

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ & ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
Αριθμ. Πρωτοκ. 193
Ημερομηνία 27-9-2006

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ  
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Κατσαρός Α. Δημήτριος

**Θέμα:** *«ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΛΑΦΟΣ  
ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΗΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ».*

**ΥΠΕΥΘΥΝΗ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ: Κ<sup>α</sup> Μ. ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ - ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ**

ΝΕΑ ΙΩΝΙΑ 2005



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

Αριθ. Εισ.: 5732/1  
Ημερ. Εισ.: 24-08-2007  
Δωρεά: Συγγραφέα  
Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ - ΦΠΑΠ  
2005  
ΚΑΤ

**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**

**ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ  
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

Κατσαρός Α. Δημήτριος

**Θέμα: «ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΛΑΦΟΣ  
ΚΑΤΑ ΤΗ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΗΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ».**

**ΥΠΕΥΘΥΝΗ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ: Κ<sup>α</sup> Μ. ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ - ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ**

**ΝΕΑ ΙΩΝΙΑ 2005**

## ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

- **Μαρία Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη, Δρ.**, Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο « Αρδεύσεις – Στραγγίσεις, Υδραυλική ». Επιβλέπουσα της πτυχιακής.
- **Κωνσταντίνος Κίττας**, Καθηγητής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο « Γεωργικές Κατασκευές ».
- **Στέργιος Τζώρτζιος, Ph.D.** Καθηγητής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο « Βιομετρία, με έμφαση στις Εφαρμογές Στατιστικής στις Γεωπονικές Επιστήμες και Πληροφορικής στα Βιολογικά συστήματα ».

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα πτυχιακή διατριβή έγινε στα πλαίσια των ερευνητικών δραστηριοτήτων του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής γεωπονικών επιστημών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Κατά την διάρκεια εκπόνησης της πτυχιακής μου διατριβής, υπήρξαν άνθρωποι που συνεργάστηκα μαζί τους και που χωρίς τις πολύτιμες γνώσεις τους και συμβουλές τους η ολοκλήρωση της διατριβής μου θα ήταν αδύνατη.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τη καθηγήτριά μου κα. Μαρία Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη για την καθοδήγηση και τη πολύτιμη βοήθειά της, κατά τη διάρκεια της πτυχιακής μου διατριβής αλλά και κατά τη διάρκεια της φοίτησης μου στη σχολή .

Ακόμη θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή κ. Κωνσταντίνο Κίττα, και τον καθηγητή κ. Στέργιο Τζώρτζιο για τον χρόνο που αφιέρωσαν για την διόρθωση της διατριβής μου.

Εξίσου υπήρξαν σημαντικές οι βοήθειες των κ.κ. Δημητρίου Καλφούντζου (Δρ., Γεωπόνος Ερευνητής με ειδίκευση στη Διαχείριση Υδατικών Πόρων) όπως και της κας. Αναστασίας Αγγελάκη (Φυσικός, Δρ., Πανεπιστημίου Θεσσαλίας) καθώς και του κ. Νικολάου Παπανίκου (Μέλος Ε.Ε.ΔΙ.Π του εργαστηρίου), τους οποίους επίσης ευχαριστώ θερμά, που με βοήθησαν με τις ειδικές γνώσεις και υποδείξεις τους κατά την διάρκεια της εκπόνησης της πτυχιακής μου διατριβής.

Τέλος, θα ήθελα να αναφέρω την αμέριστη συμπαράσταση και βοήθεια που υπέδειξε όλο το χρονικό διάστημα των σπουδών μου η οικογένεια μου.

*Στους γονείς μου και στην  
αδερφή μου Ευαγγελία.*

# ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1	Γενικά.....	1
1.2	Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους.....	1
1.3	Κινητική ενέργεια του νερού.....	6
1.4	Δυναμική ενέργεια του νερού.....	6
	1.4.1 Δυναμική ενέργεια βαρύτητας .....	6
	1.4.2 Δυναμική ενέργεια πίεσης .....	7
1.5	Δυναμικό βαρύτητας.....	7
1.6	Δυναμικό πίεσης.....	8
1.7	Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους.....	10
1.8	Ο νόμος του Darcy.....	11
1.9	Η υδραυλική αγωγιμότητα.....	13
1.10	Ο συντελεστής διάχυσης.....	14
1.11	Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα.....	15
1.12	Η απορροφητικότητα.....	15
1.13	Η εξίσωση συνέχειας .....	16
1.14	Η εξίσωση Richards.....	17
1.15	Η διήθηση του νερού στο έδαφος και οι παράγοντες που την επηρεάζουν.....	19
1.16	Διηθητικότητα και ταχύτητα διήθησης.....	21
1.17	Αθροιστική διήθηση.....	23
1.18	Μαθηματικά μοντέλα διήθησης.....	25

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2**

### **ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ**

2.1	Εισαγωγή.....	28
2.2	Μέθοδοι μετρήσεων.....	29
	2.2.1 Συστήματα μέτρησης και ελέγχου.....	29
	2.2.2 Περιγραφή μετρητικών συστημάτων.....	33
	2.2.3 Τύποι αισθητήρων.....	35
	2.2.4 Αρχές λειτουργίας των μετρητικών συστημάτων.....	36
	2.2.5 Αναλογικά και ψηφιακά συστήματα.....	36
	2.2.6 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας .....	37
	2.2.7 Μέθοδος TDR.....	38
	2.2.8 Μέτρηση της πίεσης.....	47
2.3	Λοιπές συσκευές.....	52

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3**

### **ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ**

3.1	Γενικά.....	54
3.2	Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση.....	54
3.3	Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer).....	58
3.4	Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.....	63
3.5	Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα.....	64



3.6	Πρώτη δύγρανση.....	66
3.6α	Δεύτερη δύγρανση.....	69

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΕΠΙΛΟΓΟΣ

4.1	Συμπεράσματα.....	72
4.2	Βιβλιογραφία.....	73



# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1<sup>ο</sup>

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

### 1.1 Γενικά

Το έδαφος είναι ένα σύνθετο υλικό στο οποίο υπάρχουν και οι τρεις φάσεις της ύλης, η στερεή, η υγρή και η αέρια. Τη στερεή φάση του εδάφους αποτελούν τα ανόργανα και οργανικά συστατικά του εδάφους, ενώ η υγρή φάση συνίσταται από νερό που περιέχει διαλυμένα τόσο στερεά όσο και αέρια συστατικά. Οι επικρατέστερες δυνάμεις που συντελούν στην κίνηση του νερού στο έδαφος είναι οι τριχοειδής δυνάμεις και η βαρύτητα, ενώ η αέρια φάση θεωρείται ότι δεν μετέχει στην κίνηση. Η παρούσα εργασία αναφέρεται σε φαινόμενα διήθησης και στράγγισης του νερού στο έδαφος, χωρίς να λαμβάνει υπόψη της φαινόμενα θερμοδυναμικής.

Στο παρόν κεφάλαιο θα δοθούν μερικές βασικές έννοιες που θα χρησιμοποιηθούν, τόσο στο θεωρητικό όσο και στο πειραματικό μέρος της παρούσας εργασίας.

### 1.2 Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους

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

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

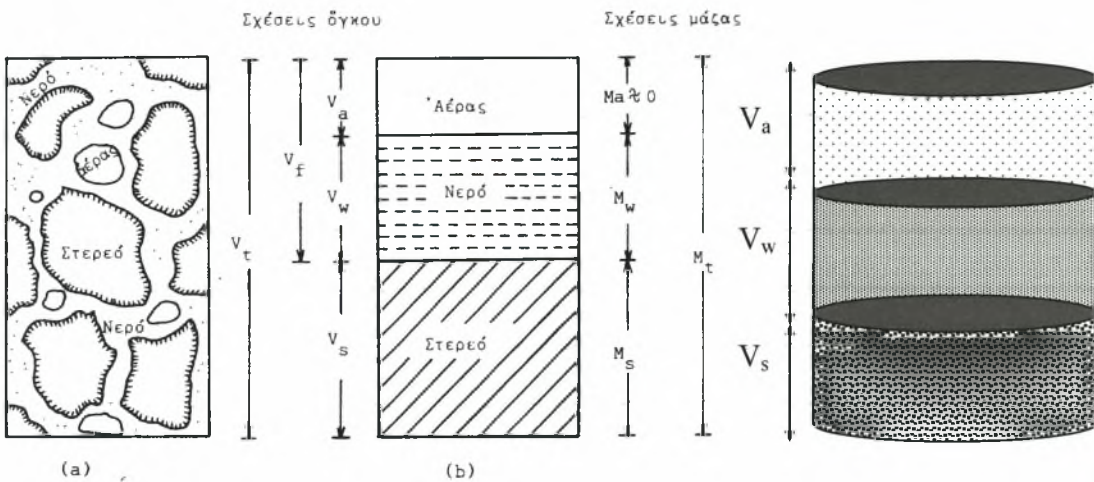
### α) Πυκνότητα στερεού, $\rho_s$

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

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

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

Οι διαστάσεις της είναι  $[ML^{-3}]$ .



Σχήμα 1.3 Σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος

(a) Πραγματικό έδαφος

(b) Ιδεατό έδαφος

### β) Φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση, $\rho_b$

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

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

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

### γ) Ειδικό βάρος, $\gamma$

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

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

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

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

### δ) Πορώδες, $n$

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

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

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

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

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

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

*Χώρος κενών ή χώρος πόρων (void space or pore space)* είναι η υγρή φάση μαζί με την αέρια φάση.

*Πορώδες Μέσο (porous medium)* είναι το έδαφος στο σύνολό του, δηλαδή η στερεά μαζί με την υγρή και την αέρια φάση.

*Αποτελεσματικός χώρος πόρων (effective pore space)* είναι ο χώρος εκείνων των πόρων, οι οποίοι συνδέονται μεταξύ τους.

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

### **ε) Δείκτης κενών, e**

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

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

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

Ο δείκτης κενών είναι αδιάστατο μέγεθος.

### **στ) Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία του εδάφους**

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

#### **i) Υγρασία κατά βάρος, w (%)**

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

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

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

#### **ii) Υγρασία κατ' όγκο θ (%)**

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

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

Για αμμώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού  $\theta_s$  κυμαίνεται από 40 έως 50 %.

Για αργιλώδη εδάφη σε κατάσταση κορεσμού η υγρασία κορεσμού  $\theta_s$  παίρνει τιμές έως 60 % ή και περισσότερο.

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

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

### ζ) Βαθμός κορεσμού, S

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

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

Για ξηρό έδαφος:  $S = 0 \%$

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

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

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

### 1.3 Κινητική ενέργεια του νερού

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

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

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

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

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

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

### 1.4 Δυναμική ενέργεια του νερού

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

#### 1.4.1. Δυναμική ενέργεια βαρύτητας

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

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

όπου  $m$  είναι η μάζα του νερού,  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του νερού,  $V$  είναι ο όγκος του νερού,  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας (για την Ελλάδα περίπου  $9,81 \text{ m/s}^2$ ) και  $z$  είναι το ύψος από ένα επίπεδο αναφοράς το οποίο επιλέγουμε αυθαίρετα. Συνήθως ως επίπεδο αναφοράς ( $z = 0$ ) λαμβάνεται η μέση στάθμη της θάλασσας. Για κάθε σώμα που μετακινείται ανάμεσα σε δύο θέσεις ισχύει ότι η μεταβολή στη δυναμική του ενέργεια ισούται με το αντίθετο του έργου του βάρους του.

Η διαφορά δυναμικής ενέργειας που παρουσιάζει το νερό ανάμεσα σε δύο σημεία δημιουργεί την κίνησή του από τη θέση υψηλότερης ενέργειας προς τη θέση

χαμηλότερης ενέργειας. Κατά τη μελέτη της κίνησης του νερού ανάμεσα σε δυο σημεία, εκείνο που ενδιαφέρει δεν είναι οι τιμές της δυναμικής ενέργειας του νερού στα σημεία αυτά, αλλά οι διαφορές τους.

### 1.4.2 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 ( $dW = Fdx = pdSdx = pdV$ ). Άρα:

$$E_p = pdV = \rho_w gh dV, \quad (1.13)$$

Στην εξίσωση (1.13)  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του νερού,  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας και  $h$  είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους.

### 1.5 Δυναμικό βαρύτητας

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

Έτσι, το δυναμικό βαρύτητας  $\varphi_g$  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*.



## 1.6 Δυναμικό πίεσης

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

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

ή εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους γράφεται:

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

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

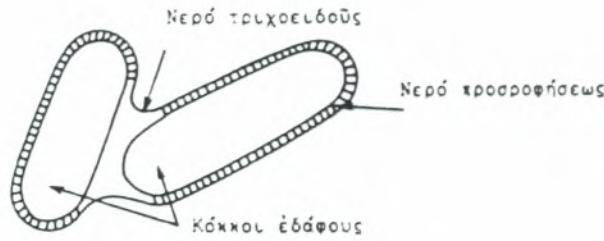
Στις παραπάνω σχέσεις,  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του νερού,  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας,  $h$  είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους και  $\gamma$  είναι το ειδικό βάρος του νερού.

Η αρνητική τιμή του ύψους πίεσης ονομάζεται *μύζηση (suction)  $\psi$* :

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

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

Το μητρώο δυναμικό του νερού του εδάφους προκύπτει από τις δυνάμεις του τριχοειδούς, καθώς και από τις δυνάμεις προσρόφησης, που οφείλονται στο στερεό μητρώο. Έτσι, για αργιλώδη εδάφη η προσρόφηση παίζει σημαντικό ρόλο και δημιουργεί γύρω από τους κόκκους του εδάφους λεπτά υδάτινα φιλμ, τα οποία συγκρατούνται στους κόκκους ακόμα και στις υψηλές μυζήσεις. Στα αμμώδη εδάφη τα φαινόμενα τριχοειδούς κυριαρχούν και η προσρόφηση δεν παίζει μεγάλο ρόλο. Γενικά, όμως, τα υδάτινα υμένια βρίσκονται σε ισορροπία με τα κοίλα μέρη του νερού του τριχοειδούς (Σχήμα 1.4) και έτσι, το δυναμικό πίεσης προκύπτει από τη συνδυασμένη δράση και των δύο μηχανισμών, χωρίς να είναι δυνατό να απομονωθεί ο ένας μηχανισμός από τον άλλο (Τζιμόπουλος 1979).



Σχήμα 1.4 Ισορροπία μεταξύ των υδατινών υμένων και του νερού του τροχοειδούς.

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 – θετικό για την κορεσμένη ροή, αρνητικό για την ακόρεστη ροή – και  $z$  είναι το ύψος θέσης, για άξονα θετικό προς τα πάνω.

Στη σχέση (1.19) λαμβάνονται υπόψη μόνο τα δυναμικά βαρύτητας και πίεσης, παραλείποντας άλλες τυχόν επιδράσεις (π.χ. οσμωτική πίεση).

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

$$h = \frac{p_w - p_a}{\rho_w g} \quad (1.20)$$

όπου  $p_w$  είναι η απόλυτη πίεση του εδαφικού νερού,  $p_a$  είναι η ατμοσφαιρική πίεση,  $\rho_w$  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  $h > 0$ .

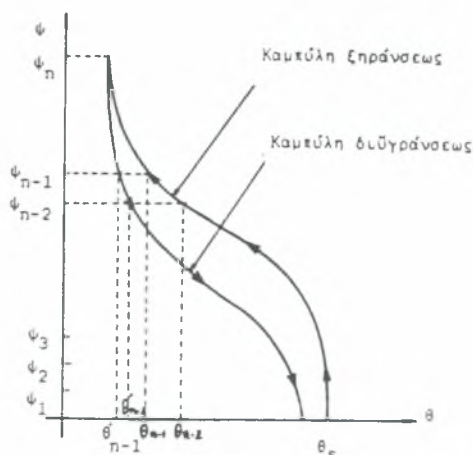
Αξίζει εδώ να σημειωθεί ότι ο λόγος της διαφοράς ενέργειας προς ένα μικρό διάστημα μήκους εκφράζει τη δύναμη που εφαρμόζεται στο εδαφικό νερό με κατεύθυνση από υψηλότερα προς χαμηλότερα δυναμικά. Η δύναμη αυτή ισούται με την κλίση  $-d\phi/ds$ , όπου το αρνητικό πρόσημο εκφράζει ότι η δύναμη δρα προς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

## 1.7 Η Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους

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

Κατά τη στράγγιση, όταν το νερό απομακρύνεται από το έδαφος, η πίεση ή το δυναμικό του νερού που παραμένει στο έδαφος μειώνεται, εκφράζεται δηλαδή με μεγαλύτερο αρνητικό αριθμό. Η μύζηση δηλαδή αυξάνεται. Κατά τη διύγρανση, όταν δηλαδή προστίθεται νερό στο έδαφος, η πίεση, ή το δυναμικό του αυξάνεται, δηλαδή εκφράζεται με μικρότερους αρνητικούς αριθμούς. Άρα η μύζηση μειώνεται. Οι καμπύλες στράγγισης και διύγρανσης έχουν συνήθως σιγμοειδή μορφή και ποτέ δε συμπίπτουν. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως υστέρηση (*hysteresis*). Το φαινόμενο της υστέρησης έχει αποδοθεί σε πολλούς παράγοντες όπως στον εγκλωβισμό αέρα σε τυφλούς πόρους, στη διαφορετική γωνία επαφής κατά τη στράγγιση και τη διύγρανση, στην ανομοιόμορφη κατανομή του πορώδους και στο φαινόμενο της επίδρασης της φιάλης με μελάνι (*the ink bottle effect*), σύμφωνα με το οποίο, για το γέμισμα ενός πόρου απαιτείται μύζηση μικρότερη από ότι για το άδειασμα του πόρου.

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



Σχήμα 1.5 Χαρακτηριστικές καμπύλες υγρασίας με φαινόμενα υστέρησης

## 1.8 Ο νόμος του Darcy

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

$$q = -Ki \quad (1.21)$$

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

$$i = \frac{dH}{ds}, \quad (1.22)$$

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

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

$$\vec{q} = -K \overline{\text{grad}H}, \quad (1.23)$$

όπου:

$$\vec{q} = q_x \vec{i} + q_y \vec{j} + q_z \vec{k}, \quad (1.24)$$

$$\overline{\text{grad}H} = \frac{\partial H}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial H}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial H}{\partial z} \vec{k}. \quad (1.25)$$

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

$$H = z \pm h \quad (1.26)$$

Ο τύπος (1.23) μπορεί να προκύψει και απευθείας από τις εξισώσεις Navier – Stokes έπειτα από ορισμένες μαθηματικές επεξεργασίες και απλουστευτικές παραδοχές (Bear 1972).

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

$$\vec{q} = -K(\psi) \cdot \overline{\text{grad} H} . \quad (1.27)$$

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

Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής το υδραυλικό φορτίο είναι:

$$H = h + z = -\psi + z , \quad (1.28)$$

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

Επειδή η συνάρτηση  $K(\psi)$  επηρεάζεται πολύ από το φαινόμενο της υστέρησης, η εξίσωση (1.27) χρησιμοποιείται μόνο για διύγρανση ή για στράγγιση. Εάν πρόκειται να περιγραφεί το φαινόμενο της κίνησης του νερού στο σύνολό του (διύγρανση – στράγγιση), τότε προτιμότερο είναι να χρησιμοποιείται η συνάρτηση  $K(\theta)$ , η οποία επηρεάζεται πολύ λιγότερο από το φαινόμενο της υστέρησης, όπως απέδειξαν το 1966 οι Topp και Miller, το 1969 ο Pouloussis και το 1970 ο Thony. (Αγγελακη, 2004). Επομένως, η εξίσωση (1.27) γράφεται:

$$\vec{q} = -K(\theta) \overline{\text{grad} H} . \quad (1.29)$$

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

$$\vec{q} = K(\theta) \overline{\text{grad} \psi} - K(\theta) \vec{k} . \quad (1.30)$$

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

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.31)$$

Ο νόμος του Darcy λόγω της σχέσης (1.31), γίνεται:

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

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

$$q_x = -D \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (1.32\alpha)$$

$$q_y = -D \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (1.32\beta)$$

$$q_z = -D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K \quad (1.32\gamma)$$

## 1.9 Η υδραυλική αγωγιμότητα

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

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

$$K = \left| - \frac{\bar{q}}{\text{grad}H} \right| \quad (1.33)$$

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

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

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

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

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

### 1.10 Ο συντελεστής διάχυσης

Το 1907 ο Buckingham εισήγαγε τον όρο:

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.34)$$

χωρίς όμως να τον ονομάσει. Ο όρος αυτός εξομοιώθηκε με ένα συντελεστή διάχυσης από τους Childs και Collis – George (1948, 1950) και ονομάζεται σήμερα γενικά *συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού (soil – water diffusivity D)*. Οι διαστάσεις του D είναι  $[L^2T^{-1}]$ .

## 1.11 Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα

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

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

Η φυσική σημασία της ειδικής υδραυλικής χωρητικότητας είναι ότι εκφράζει την αύξηση ή την ελάττωση της εδαφικής υγρασίας κατά  $d\theta$  όταν μεταβληθεί η μύζηση κατά  $d\psi$ .

Οι διαστάσεις της είναι  $[L^{-1}]$ .

## 1.12 Η απορροφητικότητα

Η απορροφητικότητα (*sorptivity*  $S$ ) του εδάφους, είναι το φυσικό χαρακτηριστικό που έχει το έδαφος να συγκρατεί το νερό εξαιτίας των τριχοειδών δυνάμεων. Η απορροφητικότητα του εδάφους είναι συνάρτηση της αρχικής υγρασίας του εδάφους  $\theta_0$  και της εφαρμοζόμενης οριακής συνθήκης  $\theta_1$ .

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

$$S^2 = 2K_s(\theta_1 - \theta_0)(H_0 - H_f) \quad (1.36)$$

όπου  $K_s$  είναι η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα,  $\theta_0$  είναι η αρχική υγρασία του εδάφους,  $\theta_1$  είναι η εφαρμοζόμενη οριακή συνθήκη,  $H_0$  είναι το μέτωπο πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους (δηλαδή το ύψος του νερού στην επιφάνεια του εδάφους) και  $H_f$  είναι η ενεργός μύζηση στο υγρό μέτωπο.

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

$$I = S \cdot t^{1/2}, \quad (1.37)$$



όπου  $I$  είναι η αθροιστική διήθηση,  $S$  είναι η απορροφητικότητα και  $t$  είναι ο χρόνος. Η εξίσωση (1.37) μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, όταν η ταχύτητα διήθησης είναι πολύ μεγάλη.

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

$$S^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} \theta \cdot D(\theta) d\theta \quad (1.38)$$

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

$$S^2 = \int_{\theta_i}^{\theta_s} (1 + \theta) \cdot D(\theta) d\theta. \quad (1.39)$$

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

### 1.13 Η εξίσωση της συνέχειας

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

$$M = \iiint_U (\rho\theta) dU, \quad (1.40)$$

όπου  $\rho$  είναι η πυκνότητα του νερού και  $\theta$  είναι η εδαφική υγρασία. Η μεταβολή της μάζας του νερού σε συνάρτηση με το χρόνο είναι μηδέν:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{U_{system}} (\rho\theta) dU = 0 \quad (1.41)$$

Εφαρμόζουμε στη (1.41) το θεώρημα μεταφοράς του Reynold's οπότε:

$$\iiint_{U_{cv}} \left\{ \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overline{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) \right\} dU = 0 \quad (1.42)$$

ή επειδή ο όγκος  $U$  είναι αυθαίρετος, είναι:

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overline{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) = 0 \quad (1.43)$$

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

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

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\left\{ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right\} \quad (1.44)$$

Στην παραπάνω σχέση  $\vec{v}$  είναι η μέση ταχύτητα του νερού διαμέσου των πόρων. Η εξίσωση (1.44) αποτελεί την *εξίσωση συνέχειας* για την περίπτωση της ακόρεστης ροής.

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη κίνηση, η σχέση (1.44) γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.45)$$

### 1.14 Η εξίσωση Richards

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \left\{ K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} \psi - K(\theta) \vec{k} \right\} \Leftrightarrow \quad (1.46)$$

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

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\psi} \frac{d\psi}{dt} = -C(\theta) \frac{d\psi}{dt}, \quad (1.48)$$

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

Έτσι με τη σχέση (1.48) η εξίσωση (1.47) γράφεται:

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

Η εξίσωση (1.49) αποτελεί την εξίσωση Richards για την κίνηση του νερού στο έδαφος.

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

$$\frac{d\theta}{dt} = \overrightarrow{div} \cdot (D \overrightarrow{grad} \theta) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.50)$$

ή

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51)$$

Οι εξισώσεις (1.49) και (1.51) είναι οι γενικές εξισώσεις συνέχειας και κίνησης του νερού σε ακόρεστο πορώδες μέσο, στο χώρο των τριών διαστάσεων και η μεν (1.49) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της μύζησης, η δε (1.51) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της εδαφικής υγρασίας. Οι εξισώσεις αυτές είναι εξισώσεις με μερικές παραγώγους μη γραμμικές, γιατί η υδραυλική αγωγιμότητα  $K$  και ο συντελεστής διάχυσης  $D$  είναι συναρτήσεις των  $\psi$  και  $\theta$ . Οι εξισώσεις αυτές δεν έχουν ακόμη λυθεί με αναλυτικές λύσεις, παρά μόνο με αριθμητικές και αριθμητικοαναλυτικές. Εάν παραλειφθεί ο τελευταίος όρος που εκφράζει τη επίδραση της βαρύτητας, τότε οι εξισώσεις έχουν τη μαθηματική μορφή μη γραμμικών εξισώσεων της θερμότητας.

Από τις εξισώσεις (1.49) και (1.51) προκύπτουν εύκολα οι εξισώσεις της μονοδιάστατης και δισδιάστατης ροής:

- *Μονοδιάστατη ροή:*

$$\text{Διεύθυνση } x \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (1.49\alpha)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (1.51\alpha)$$

$$\text{Διεύθυνση } z \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.49\beta)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51\beta)$$

- Δισδιάστατη ροή:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.49\gamma)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.51\gamma)$$

### 1.15 Η διήθηση του νερού στο έδαφος και οι παράγοντες που την επηρεάζουν

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 (Παπαγρηγοράκης και Στόκα, 1988).

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

4. Υπεδάφιας αδιαπέραστης στρώσης . 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, Kostiakov 1932, Horton 1940, Talsma and Parlange 1972, Onstad et al 1973, Knight 1983, Kunze 1983, Parlange 1971, 1972, 1975, 1982, 1985, 1990, Philip 1957, 1958, 1969, 1973, 1983, Touma et al 1984, Tzimopoulos 1991, Αγγελάκη , 2004, κ.α.)

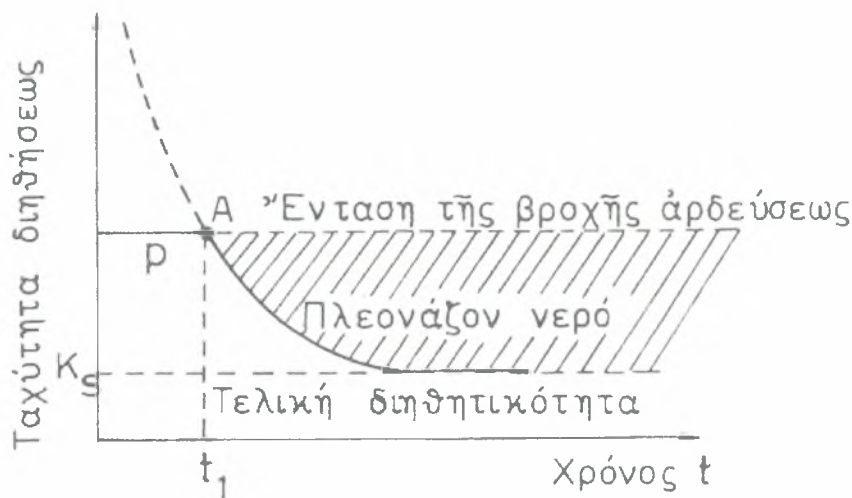
## **1.16 Διηθητικότητα και ταχύτητα διήθησης**

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

Όταν κατά τη διάρκεια της βροχής η του ποτίσματος η ένταση του νερού στην επιφάνεια του εδάφους είναι μικρότερη από τη διηθητικότητα, το νερό διηθείται αρκετά γρήγορα προς τα κάτω , ενώ όταν η ένταση της βροχής ξεπερνά τη διηθητικότητα, η διαδικασία διήθησης καθορίζεται από το μέτωπο της εδαφικής

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

Με την πάροδο του χρόνου η διηθητικότητα ελαττώνεται και για μεγάλους χρόνους τείνει ασυμπτωτικά σε μία σταθερή τιμή που λέγεται *σταθερή διηθητικότητα* ή *τελική ή βασική διηθητικότητα*. Πολλές φορές συνχέεται ο όρος *διηθητικότητα* με τον όρο *ταχύτητα διήθησης*. Ο Hillel (1974, 1980) διαχωρίζει τις δύο έννοιες και δίνει για τη *διηθητικότητα* τον ορισμό που αναφέρθηκε παραπάνω, ενώ για την *ταχύτητα διήθησης* δίνει τον ορισμό της ροής του νερού διαμέσου της επιφάνειας του εδάφους με συνθήκες διαφορετικής της ατμοσφαιρικής. Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπιεστότητα εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης. Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας διήθησης, η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή (Σχήμα 1.6, Τζιμόπουλος, 1981). Η σταθερή αυτή τιμή της ταχύτητας διήθησης είναι πρακτικά ίση με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους ( $K_s$ ).



**Σχήμα 1.6** Ταχύτητα διήθησης σαν συνάρτηση του χρόνου κατά τη διάρκεια άρδευσης με ένταση σταθερή, μικρότερη από την αρχική τιμή της διηθητικότητας του εδάφους, αλλά μεγαλύτερη από την τελική τιμή αυτής.

### 1.17 Αθροιστική διήθηση

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

$$I = \int i dt \quad (1.52)$$

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

$$I = \int_0^z (\theta - \theta_i) dz \quad (1.53)$$

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

$$\lim_{t \rightarrow 0} I(t) = 0, \quad \lim_{t \rightarrow \infty} I(t) = \infty \quad (1.54)$$

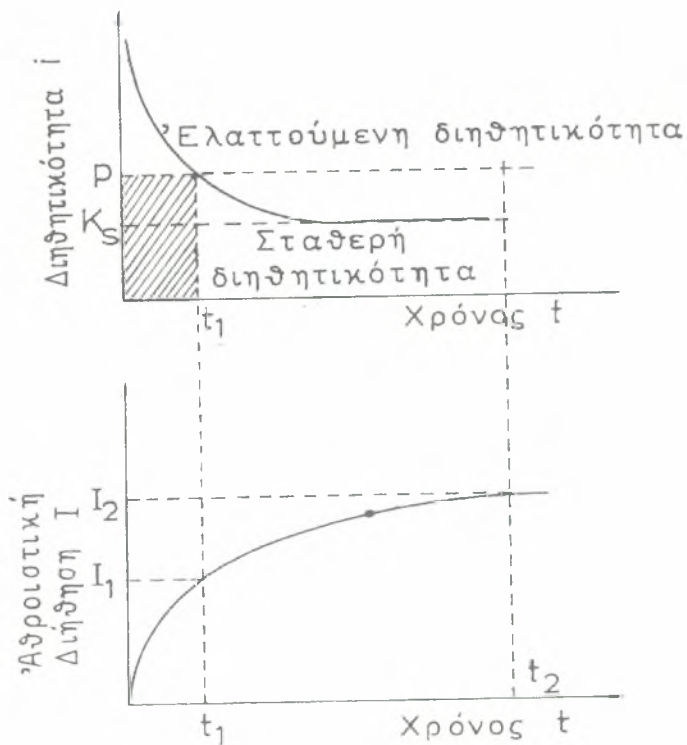
$$\lim_{t \rightarrow 0} i(t) = \infty, \quad \lim_{t \rightarrow \infty} i(t) = K_s \quad (1.55)$$



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

Η αθροιστική διήθηση είναι συνάρτηση του χρόνου και η κλίση της μειώνεται προοδευτικά με το χρόνο (Σχήμα 1.7). Η φυσική σημασία της αθροιστικής διήθησης είναι ότι εκφράζει αθροιστικά την ποσότητα του νερού που έχει περάσει σε μια δεδομένη χρονική στιγμή από την επιφάνεια του εδάφους (Αγγελάκη, 2004).

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



**Σχήμα 1.7** Διηθητικότητα και αθροιστική διήθηση σαν συνάρτηση του χρόνου όταν στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μια λεπτή στρώση νερού.

Στο Σχήμα 1.7 φαίνεται η διηθητικότητα και η αθροιστική διήθηση σαν συνάρτηση του χρόνου, όταν στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μια λεπτή στρώση νερού.

## 1.18 Μαθηματικά μοντέλα διήθησης

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:

$$I(t) = K \cdot t^b \quad (1.56)$$

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:

$$I = i_c t + (i_o - i_c)(1 - e^{-bt})/b \quad (1.57)$$

$$i_p = i_c + (i_o - i_c)e^{-bt} \quad (1.58)$$

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:

$$I(t) = K_i t + \sum_{m=1}^m S_m t^{m/2}, \quad (1.59)$$

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:

$$I(t) = St^{1/2} + H(t - t_c) [I_c + K_s (t - t_c) - St^{1/2}], \quad (1.60)$$

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

### ε) Εξίσωση του Parlange

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

1. την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού και
2. την απορροφητικότητα

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

$$K_s t = I + S^2 / 2KS \{ \exp(-2IKs/S^2) - 1 \} \quad ( \text{Αγγελακη} , 2004 ).$$

## 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 :

$$K_s t = I - S^2 / 2KS \ln \{ 1 + 2Ks / S^2 I \} \text{ ( Αγγελακη , 2004 )}.$$

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2<sup>ο</sup>

### ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

#### 2.1 Εισαγωγή

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

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

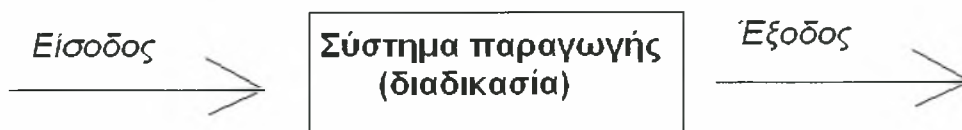
- Η πίεση της αέριας φάσης είναι πάντα σταθερή και ίση με την ατμοσφαιρική πίεση.
- Η αέρια φάση δεν επηρεάζει την κίνηση της υγρής φάσης.
- Το εδαφικό δείγμα είναι ομογενές και ισότροπο.
- Η πυκνότητα του νερού είναι σταθερή.
- Η ροή είναι ισόθερμη.
- Η συρρίκνωση του εδάφους κατά τη στράγγιση και η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

Ακόμα, σε κάθε πείραμα κίνησης νερού είναι απαραίτητος είτε ο απευθείας είτε ο έμμεσος υπολογισμός των υδροδυναμικών μεταβλητών  $h$  (ύψους πίεσης) και  $\theta$  (εδαφικής υγρασίας) και της παραμέτρου  $K_s$  (υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού). Στην παρούσα διατριβή 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.

## 2.2 Μέθοδοι μετρήσεων

### 2.2.1 Συστήματα μέτρησης και ελέγχου

Ένα σύστημα θα πρέπει να το κατανοήσουμε ως μία ευρύτερη έννοια. Μπορεί να είναι ένα εργαλείο, μια συσκευή, ένα μηχάνημα, μία γραμμή παραγωγής ή ένα ολόκληρο εργοστάσιο (σχ 2.2.1). στην είσοδό του έχουμε την πρώτη ύλη ή ένα μερικώς κατεργασμένο προϊόν και στην έξοδό του ένα προϊόν ολοκληρωμένο

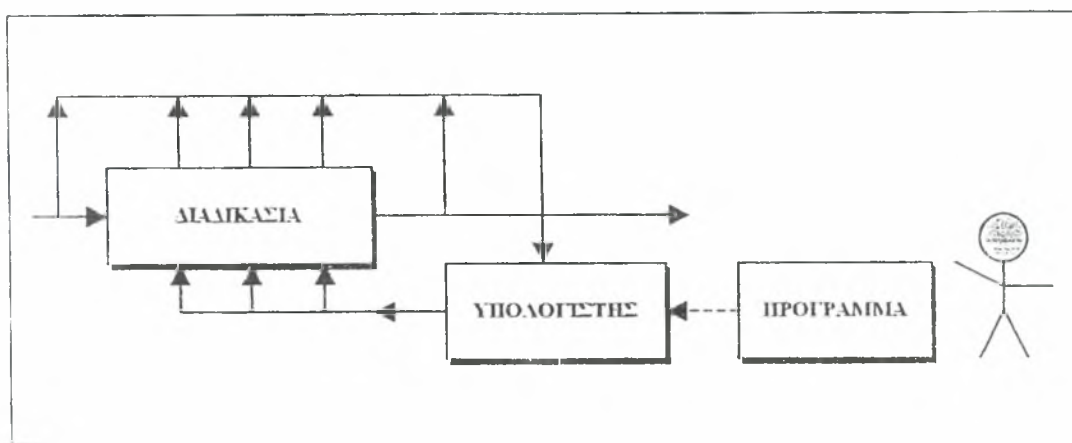


Σχ 2.2.1 Ένα σύστημα παραγωγής

Ως υπόβαθρο για μία περαιτέρω μελέτη των συστημάτων μέτρησης και των χαρακτηριστικών τους είναι χρήσιμο να παρουσιαστούν με γενικό τρόπο οι εφαρμογές, στις οποίες ενσωματώνονται. Στη συνέχεια θα εξεταστούν οι εφαρμογές αυτές με τη βοήθεια σχημάτων.

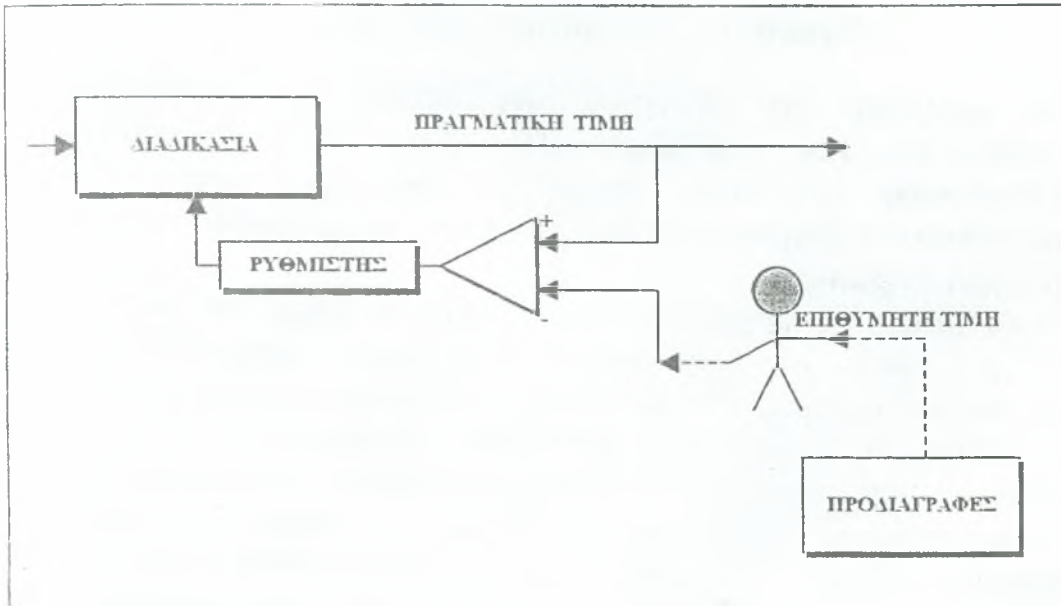
Ο άνθρωπος παρατηρεί την έξοδο, μετρά με βάση την αντίληψη του και μετά την αξιολόγηση (συγκρίνει πραγματικές με προαπαιτούμενες τιμές, διαπιστώνει τις

αποκλίσεις, αναλύει τις αιτίες και επιλέγει τον τρόπο αποκατάστασης) προβαίνει σε μηχανική διόρθωση. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν εργασίες που εκτελούνται με απλά εργαλεία όπως λίμες, πλάνες και άλλα. (σχ 2.2.1.1. α). η μέτρηση μπορεί να γίνει με κάποιο όργανο, του οποίου ο άνθρωπος παρατηρεί την έξοδο (σχ. 2.2.1.1 β). Από τα παραπάνω προκύπτει ότι ο άνθρωπος είναι ο διαμορφωτικός παράγοντας, δηλαδή αυτός που ελέγχει τη μηχανή και κατ' επέκταση μία ολόκληρη διαδικασία, φυσικά με όλες τις ανθρώπινες ατέλειες (μεγάλος χρόνος αντίδρασης, ανάγκη για εκπαίδευση, γρήγορη κόπωση, λανθασμένη εκτίμηση, σφάλματα, και άλλα). Το κύκλωμα ανάδρασης κλείνει δια μέσου του οφθαλμού, εγκεφάλου, και βραχίονα του ανθρώπου.



Σχ. 2.2.1.1 Το κύκλωμα ανάδρασης κλείνει διαμέσου του ανθρώπου

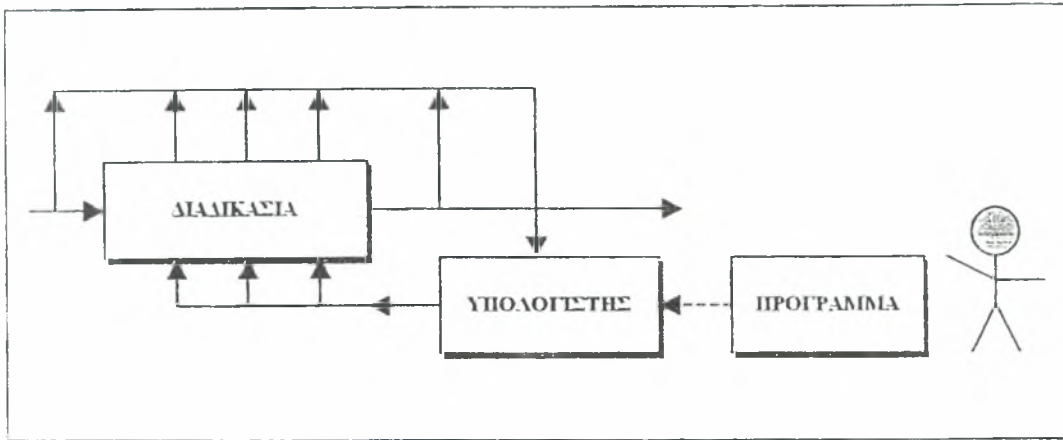
Στον αυτόματο έλεγχο η παρουσία του ανθρώπου στο κύκλωμα ανάδρασης (feedback) αντικαθίσταται από έναν ρυθμιστή (regulator), ο οποίος διορθώνει τη λειτουργία του συστήματος ώστε η απόκλιση μεταξύ πραγματικής και επιθυμητής τιμής να είναι σχεδόν μηδενική (σχήμα 2.2.1.2). Στην κατηγορία αυτή ο άνθρωπος βρίσκεται στην άκρη της διαδικασίας (όπως για παράδειγμα κατά τον έλεγχο ενός υποβοηθούμενου συστήματος διεύθυνσης γεωργικού ελκυστήρα, τον έλεγχο μιας χημικής διαδικασίας, κ.α.). Ακόμη και αν υπάρχουν περισσότεροι ρυθμιστές, ο άνθρωπος καθίσταται πάλι δεσμευτικός παράγοντας.



**Σχ. 2.2.1.2 Η παρουσία του ανθρώπου αντικαθίσταται από ένα ρυθμιστή**

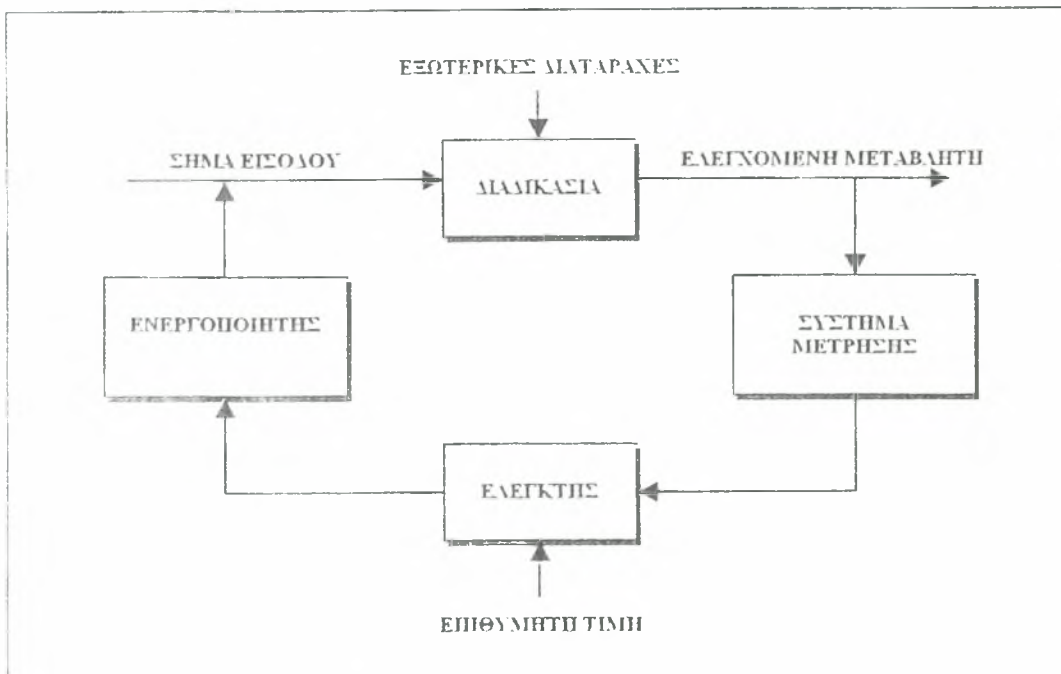
Στο σχήμα 2.2.1.3 παρουσιάζεται ο έλεγχος με την βοήθεια ενός υπολογιστή (computer – aided). Ο υπολογιστής λαμβάνει και επεξεργάζεται πληροφορίες από περισσότερα σημεία της διαδικασίας και επιστρέφει σε αυτή ένα ή περισσότερα σήματα ελέγχου. Η λειτουργία του υπολογιστή καθορίζεται από το πρόγραμμα, το οποίο πρέπει ο άνθρωπος να επεξεργαστεί προκαταβολικά και σύμφωνα με τα δεδομένα. Αυτό το σύστημα ελέγχου είναι πολύ γρήγορο και εξαρτάται από την αξιοπιστία του προγράμματος (δηλαδή η ελεγχόμενη διαδικασία θα πρέπει να συμπεριφέρεται σωστά σε κάθε ενδεχόμενη βλάβη συμπεριλαμβανομένης και αυτής του υπολογιστή). Η τεχνολογία των υπολογιστών, λόγω της σπουδαιότητάς της, υφίσταται διαρκώς βελτιώσεις, με αποτέλεσμα οι υπολογιστές να μην είναι το κρίσιμο σημείο μιας εφαρμογής. Αντίθετα τα εξωτερικά αυτόνομα στοιχεία (όπως αισθητήρες και ενεργοποιητές) ενός υπολογιστή αποτελούν συχνά περιοριστικό παράγοντα.





Σχ 2.2.1.3 Ο έλεγχος πραγματοποιείται με την βοήθεια υπολογιστή

Μια εξαιρετικά ενδιαφέρουσα προσέγγιση των συστημάτων μέτρησης είναι η ενσωμάτωσή τους στα συστήματα αυτομάτου ελέγχου (automatic control systems). Στο σχήμα 2.2.1.4 παρουσιάζεται το δομικό διάγραμμα λειτουργίας ενός τέτοιου συστήματος. Προφανώς, οι μεταβλητές (variables) που ελέγχονται από ένα τέτοιο σύστημα ανάδρασης, χρειάζεται προηγουμένως να μετρηθούν, άρα αυτά τα συστήματα ελέγχου θα πρέπει να έχουν το λιγότερο ένα σύστημα μέτρησης.



Σχ. 2.2.1.4 Ο έλεγχος πραγματοποιείται με τη βοήθεια υπολογιστή

Παραδείγματα αυτού του τύπου των εφαρμογών είναι ατελείωτα. Ένα πολύ κοινό παράδειγμα είναι ο έλεγχος της θέρμανσης ενός χώρου με ηλεκτρονόμο. Ο χώρος είναι η ελεγχόμενη διαδικασία. Ο ηλεκτρονόμος οδηγείται από ένα σήμα ανάλογο του σφάλματος μεταξύ της επιθυμητής θερμοκρασίας του χώρου που καθορίζεται από τον άνθρωπο και της πραγματικής θερμοκρασίας του χώρου που μετρείται από κάποιο κατάλληλο θερμοστοιχείο (δηλαδή έναν απλό θερμοστάτη που δουλεύει με την αρχή της παραμόρφωσης ενός ελάσματος). Παραδείγματα πιο πολύπλοκων συστημάτων ελέγχου συναντώνται στη βιομηχανία, στα αεροσκάφη, τα τελευταία χρόνια και στα αυτοκινούμενα γεωργικά μηχανήματα. Ένα απλό σύστημα ελέγχου μπορεί να χρειάζεται πληροφορίες από περισσότερες συσκευές μέτρησης όπως θερμοζεύγη, αισθητήρες μεταβλητής μαγνητικής αντίστασης, κ.α. πολύ ελεγκτές στη βιομηχανία και στα οχήματα χρησιμοποιούν συστήματα μέτρησης πολλαπλών αισθητήρων.

Εάν προσπαθήσουμε να διακρίνουμε λειτουργίες όπως :

- Της παρατήρησης
- Του ελέγχου
- Της ανάλυσης

ώστε να ταξινομήσουμε τις διάφορες εφαρμογές θα διαπιστώσουμε ότι είναι αρκετά δύσκολο.

### **2.2.2 Περιγραφή μετρητικών συστημάτων**

Ένα μετρητικό σύστημα συνδέει κάποιο «μέσον» με έναν παρατηρητή και τον πληροφορεί για το τι συμβαίνει στις διάφορες παραμέτρους που περιγράφουν την «κατάσταση» του μέσου.

Κάθε μετρητικό σύστημα, λοιπόν, μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελείται από μια αλυσίδα στοιχείων. Το πρώτο στοιχείο είναι σε επαφή με το μέσον και είναι το αισθητήριο της μετρητικής συσκευής. Αυτό το αισθητήριο επηρεάζεται από τις

συνθήκες που επικρατούν στο μέσον με αποτέλεσμα ένα ή περισσότερα φυσικά χαρακτηριστικά του, να μεταβάλλονται σαν συνάρτηση των συνθηκών που επιζητούμε να μετρήσουμε. Παραδείγματος χάριν, ο όγκος μιας ελαστικής σφαίρας, μετρούμενο μέγεθος η διάμετρος, είναι η συνάρτηση της πίεσης στο σημείο όπου βρίσκεται η σφαίρα.

Στο άλλο άκρο της αλυσίδας έχουμε το στοιχείο εξόδου που είναι σε επαφή με τον παρατηρητή στον οποίο παρουσιάζει το αποτέλεσμα των μετρήσεων με μορφή παραλήπτη. Παράδειγμα, τέτοιου στοιχείου είναι μια οθόνη τερματικού ή μια βελόνη με μια διαβάθμιση.

Ανάμεσα στα δύο αυτά απαραίτητα στοιχεία της αλυσίδας, μπορούμε να έχουμε άλλα τρία στοιχεία. Το πρώτο είναι το στοιχείο μεταβολής που μετατρέπει την μεταβολή του αισθητήρα σε κάποια άλλη μεταβλητή που είναι πιο εύκολη στον χειρισμό, διατηρώντας όμως τα στοιχεία της αρχικής μεταβολής. Παράδειγμα η μεταβολή της διαμέτρου της σφαίρας που αναφέραμε πιο πάνω να εκφραστεί με την μορφή κάποιου ηλεκτρικού σήματος.

Ένα άλλο στοιχείο της αλυσίδας, είναι το στοιχείο χειρισμού όπου το σήμα «βελτιώνεται». Δηλαδή, έχουμε μεταβολή του μεγέθους αλλά όχι της φύσης του σήματος. Παράδειγμα τέτοιου στοιχείου είναι ο ενισχυτής, όπου ένα μικρό σήμα στην είσοδο του στοιχείου χειρισμού εμφανίζεται στην έξοδο, πολλαπλασιασμένο με μια σταθερά.

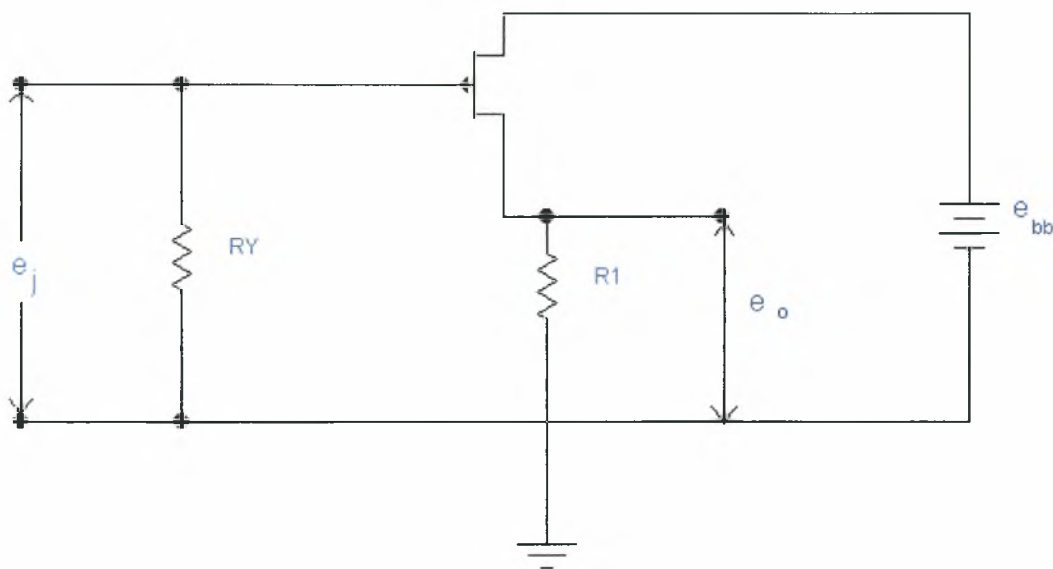
Τέλος, έχουμε το στοιχείο μεταφοράς όπου η πληροφορία μεταφέρεται από ένα σημείο σ' ένα άλλο. Αυτό το στοιχείο, μπορεί να είναι ένας άξονας ή ένα σύστημα τηλεμετρίας, σύστημα πομπού δέκτη. Σε ένα μετρητικό σύστημα, καθένας μπορεί να έχει και άλλα στοιχεία, όπως συστήματα καταγραφής και αποθήκευσης της πληροφορίας. Τέτοια συστήματα είναι καταγραφικά ακίδας ή μνήμη ηλεκτρονικού υπολογιστή ή η ταινία μαγνητοφώνου.

### 2.2.3 Τύποι αισθητήρων

Κάθε αισθητήρας για να λειτουργήσει, χρειάζεται ενέργεια που την παίρνει είτε από το ρευστό, είτε από κάποια βοηθητική πηγή. Με βάση λοιπόν, το πώς παρέχεται η ενέργεια στον αισθητήρα, μπορούμε να διακρίνουμε τους αισθητήρες σε παθητικούς (passive) και σε ενεργητικούς (active) αισθητήρες.

Στους πρώτους, όλη η ενέργεια που χρειάζονται, δίνεται από το ρευστό ή το σήμα εισόδου. Παράδειγμα είναι το ροόμετρο τύπου στροβίλου (τουρμπίνας) όπου όλη η ενέργεια που χρειάζεται ο αισθητήρας, δίνεται από το ρευστό.

Στους ενεργητικούς αισθητήρες, έχουμε μια βοηθητική πηγή ενέργειας, που καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της ζήτησης. Παράδειγμα είναι ένας πιεζοηλεκτρικός αισθητήρας με το σύστημα ενισχυτή σχ 2.2.2



Σχ 2.2.2

Ο πιεζοηλεκτρικός αισθητήρας, παράγει κάποια μικρή διαφορά δυναμικού  $e_j$  αλλά η απαιτούμενη ισχύς είναι ελάχιστη γιατί η ένταση του ρεύματος είναι μικρή και η αντίσταση  $R_g$  μεγάλη. Στην έξοδο όμως του ενισχυτή, η διαφορά του δυναμικού  $e_o$ , είναι μεγάλη και επειδή η ένταση του ρεύματος μέσα από την αντίσταση φορτίου  $R_L$  είναι μεγάλη, καταναλώνεται μεγάλη ισχύς που την δίνει στο σύστημα η πηγή ενέργειας  $e_{bb}$ .

## 2.2.4 Αρχές λειτουργίας των μετρητικών συστημάτων

Η μέτρηση ρευστομηχανικών μεγεθών, βασίζεται συνήθως στην παρατήρηση κάποιου φυσικού φαινομένου, η μέτρηση του οποίου γίνεται με δύο τρόπους, την μέθοδο της απόκλισης και την μέθοδο του μηδενισμού.

Στη μέθοδο της απόκλισης, το μέγεθος που θέλουμε να μετρήσουμε, δημιουργεί μια μεταβολή σε κάποιο φυσικό μέγεθος, που με τη σειρά της προκαλεί μια όμοια αλλά αντίθετη αντίδραση στο μετρητικό σύστημα. Η αντίδραση αυτή σχετίζεται με κάποια μεταβολή που μπορεί να μετρηθεί από έναν παρατηρητή. Σαν παράδειγμα η αντίδραση αυτή μπορεί να είναι κάποια μετατόπιση, η οποία θα συνεχισθεί έως ότου το σύστημα φθάσει σε κάποια ισορροπία. Τότε, μετρώντας κανέναν την μετατόπιση μπορεί να βγάλει κάποιο συμπέρασμα για το μέγεθος που την δημιούργησε. Αυτό βέβαια, προϋποθέτει ότι είναι γνωστή η σχέση ανάμεσα στα δύο φαινόμενα, πράγμα που συνήθως απαιτεί βαθμονόμηση.

Στη μέθοδο του μηδενισμού, η προσπάθεια είναι να μηδενιστεί η απόκλιση του οργάνου δημιουργώντας ένα κατάλληλο φαινόμενο που προκαλεί στο όργανο ίση και αντίθετη απόκλιση. Αυτό μας επιτρέπει απευθείας σύγκριση του άγνωστου μεγέθους με κάποιο βασικό (standard) μέγεθος.

Συστήματα που χρησιμοποιούν την μέθοδο της απόκλισης τείνουν να είναι μεγάλα και δύσχρηστα σε αντίθεση με τα συστήματα μηδενισμού, που είναι πιο ευαίσθητα στις μεταβολές του μετρούμενου μεγέθους. Η ευαισθησία τους όμως αυτή προκαλεί προβλήματα στην περίπτωση δυναμικών μετρήσεων, όπου είναι δύσκολο να πετύχει κανέναν την ισορροπία στο μηδέν που χρειάζεται για να γίνει η μέτρηση.

## 2.2.5 Αναλογικά και ψηφιακά συστήματα

Μια άλλη σπουδαία διαφορά για την κατάταξη των μετρητικών συστημάτων, έχει σχέση με τη φύση του συστήματος που περιέχει την πληροφορία.

Έτσι, τα συστήματα διακρίνονται σε δύο κατηγορίες, ανάλογα με το αν το σήμα είναι αναλογικό ή ψηφιακό.

Ένα σύστημα χαρακτηρίζεται σαν αναλογικό όταν το σημαντικό μέρος της πληροφορίας είναι η ακριβής τιμή του μεγέθους του σήματος. Αντίθετα, τα ψηφιακά

συστήματα είναι δυαδικής μορφής, κατάσταση ON/OFF. Η αριθμητική τιμή του σήματος είναι συνδεδεμένη με την κατάσταση μιας σειράς διακοπών, θέση ON ή OFF.

Σε ένα τυπικό ψηφιακό σύστημα, τιμές της τάξης μεταξύ +3 και +5V, αντιστοιχούν σε κατάσταση ON ενώ τιμές 0 έως 0,8V, αντιστοιχούν σε κατάσταση OFF. Έτσι το αποτέλεσμα είναι το ίδιο, ανεξάρτητα αν η τάση είναι 3 ή 4V. Αυτό σημαίνει ότι το σύστημα δεν μπορεί να αλλοιωθεί εύκολα από εξωτερικές μεταβολές της τάσης.

Επίσης και το πιο ελάχιστο σημαντικό ψηφίο μεταφέρεται στην ίδια μορφή όπως και το πιο σημαντικό. Έτσι δεν υπάρχει όριο ακριβείας στον αριθμό των δεκαδικών ψηφίων που μπορούν να μεταφερθούν. Στην περίπτωση που υπάρχει μεικτό, αναλογικό/ψηφιακό σύστημα, το όριο συνήθως μπαίνει από τις συσκευές που μετατρέπουν το αναλογικό σε ψηφιακό.

Η πλειοψηφία των αισθητήρων παράγει σήμα αναλογικής μορφής. Από την άλλη μεριά όμως η χρήση των ηλεκτρονικών υπολογιστών απαιτεί ψηφιακά συστήματα που μπορούν να διαβαστούν εύκολα από τον υπολογιστή. Γι' αυτό υπάρχει ευρεία χρήση συστημάτων μετατροπής σημάτων από αναλογικά σε ψηφιακά (analog to digital converters).

## 2.2.6 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας

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

1. Με ζύγιση του εδάφους πριν και μετά τη δΐγγραυσή του και από τη διαφορά των δύο μετρήσεων πραγματοποιείται ο υπολογισμός της υγρασίας του. Η μέθοδος αυτή είναι μεν απλή, αλλά χρονοβόρα.

2. Με χρήση της *συσκευής διάχυσης νετρονίων*. Δε συνιστάται η χρήση της συσκευής αυτής για μέτρηση της υγρασίας των επιφανειακών στρώσεων του εδάφους.

3. Με μέτρηση της τάσης, εφόσον είναι γνωστή η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα *τενσιόμετρα*. Τενσιόμετρα στα οποία η αποκατάσταση της ισορροπίας ανάμεσα στην εσωτερική και εξωτερική τάση

γίνεται πολύ γρήγορα, έχουν σχεδιαστεί από τους Miller (1951), Leonard και Low (1962), κ.λπ.

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

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

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

## 2.2.7 Μέθοδος TDR

### i) Γενικά

Από το 1939, γεωλόγοι και άλλοι επιστήμονες αναγνώρισαν τη σχέση μεταξύ διηλεκτρικών ιδιοτήτων του εδάφους και άλλων υλικών και της περιεκτικότητας τους σε υγρασία. Όμως, τους έλλειπαν τα απαραίτητα όργανα ώστε να μπορούν να αξιοποιήσουν αυτή την ιδιότητα (Skaling, 1992 ; Dalton, 1992). η μέθοδος μέτρησης χρόνου ανάκλασης ηλεκτρομαγνητικού παλμού, που είναι γνωστή στην διεθνή βιβλιογραφία ως TDR (Time Domain Reflectometry) κι είχε αναπτυχθεί κατά τον δεύτερο παγκόσμιο πόλεμο ως Radar έρευνας, χρησιμοποιήθηκε ως μια μέθοδος προσδιορισμού αυτών των διηλεκτρικών σχέσεων. Το 1960 ανακαλύφθηκε ένας εμπορικός καταγραφικός παλμογράφος που θεωρείτο επίτευγμα της νέας τεχνολογίας. Σήμερα, η TDR είναι μία μέθοδος «τεχνολογίας αιχμής» για διάφορες εφαρμογές, συμπεριλαμβανομένης και του προσδιορισμού της εδαφικής υγρασίας.

Στις αρχές της δεκαετίας του 80, η Soil Moisture Equipment Corp. έδειξε ενδιαφέρον για μία τεχνολογία γνωστή ως TDR, για επί τόπου μέτρηση της κα' όγκου εδαφικής υγρασίας. Αυτή η νεοεμφανιζόμενη τεχνολογία είχε πολλά θετικά στοιχεία. Ήταν μία μη-ραδιενεργός μέθοδος, γρήγορη και ανεξάρτητη του εδαφικού τύπου.

Αυτή η μεθοδολογία μπορεί να εφαρμοστεί σε όργανα με χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή για αυτόματη ανάλυση, είναι εξαιρετικά γρήγορη συγκρινόμενη με μεθόδους προσδιορισμού της υγρασίας ξηρού βάρους και εκείνη την εποχή, είχε αρχικά φανεί πως ήταν ανεξάρτητη από την αλατότητα και άλλες επιδράσεις στις παρατηρούμενες καμπύλες κυμάτων.

Με την εφαρμογή της μεθόδου TDR έχουν ασχοληθεί κατά καιρούς αρκετοί ερευνητές με πρώτους, την ομάδα των Torpp *et al.* (1982 a), οι οποίοι μελέτησαν την ανταπόκρισή της σε μη ομοιογενή υγρά εδάφη θεωρητικά και πειραματικά.

Σε δεύτερη εργασία, των Torpp *et al.* (1982 b), η ίδια ερευνητική ομάδα εφάρμοσε την τεχνική TDR με παράλληλες ασυνεχείς γραμμές μεταβίβασης στο έδαφος για την μέτρηση της εδαφικής υγρασίας κατά τη διάρκεια διήθησης, στράγγισης, εξάτμισης και ανόδου της στάθμης νερού σε συνθήκες στήλης υλιοπλώδους εδάφους, ύψους 1,05 m στο εργαστήριο. Τρεις τύποι εγκατάστασης και πολλοί τύποι γραμμών μεταβίβασης αξιολογήθηκαν. Συγκρίσεις της κατ' όγκων περιεκτικότητας υγρασίας από εργαστηριακές μετρήσεις με αυτές του TDR έδειξαν διαφοροποιήσεις που ήταν πάντοτε  $< 0,03 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ . Οι τάσεις των τιμών TDR με το χρόνο έδειξαν ότι αυτές οι διαφοροποιήσεις ενδεχομένως οφείλονται στις διαφοροποιήσεις της πυκνότητας του εδάφους.

Οι Dasberg και Dalton (1985) έκαναν ταυτόχρονες μετρήσεις της κατ' όγκου περιεκτικότητας σε νερό και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας χρησιμοποιώντας TDR με μία μονή παράλληλη γραμμή μεταβίβασης. Οι μετρήσεις της περιεκτικότητας σε νερό που διεξήχθησαν με το TDR έδειξαν μία καλή συσχέτιση με τους εργαστηριακούς προσδιορισμούς ( $r^2 = 0,84$ ) και ήταν συγκρίσιμες με μετρήσεις που έγιναν με τη συσκευή νετρονίων.

Οι Torpp και Davis (1985) χρησιμοποίησαν για την μέτρηση της εδαφικής υγρασίας σε καλλιέργεια καλαμποκιού την μέθοδο TDR, με γραμμές μεταφοράς παραλλήλων καλωδίων, σε διάφορα μεγέθη μήκους από 0,25 έως ένα μέτρο οι οποίες είχαν τοποθετηθεί κατακόρυφα κατά τη διάρκεια της σποράς σε 3 σημεία ενός αγροτεμαχίου. Μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας γίνονταν με ένα φορητό TDR περιοδικά κατά τη διάρκεια της περιόδου ανάπτυξης. Συγκρίσεις των μετρήσεων με μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας στο ίδιο έδαφος στο εργαστήριο έδειξαν ότι γενικά οι τιμές τους συνεπίπτανε. Οι τυπικές αποκλίσεις των διαφορών μεταξύ TDR και εργαστηριακών τιμών ήταν  $\pm 0,02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .



Οι Heimovara και Bouten (1990) χρησιμοποίησαν ένα TDR σύστημα 36 καναλιών ελεγχόμενο από ηλεκτρονικό υπολογιστή για χωρική και χρονική μεταβολή δυναμική καταγραφή της εδαφικής υγρασίας. Επίσης παρουσίασαν έναν αλγόριθμο για αυτόματες αναλύσεις ενός μεγάλου αριθμού μετρήσεων σε διαφορετικές θέσεις σε προκαθορισμένους εσωτερικούς χρόνους.

Οι Herkelrath *et al.* (1991) πέτυχαν αυτόματη εγγραφή της εδαφικής υγρασίας σε αγρούς απομακρυσμένων περιοχών με χρήση TDR.

Οι Nadler *et al.* (1991) περιγράφουν μέτρηση με TDR της εδαφικής υγρασίας και ηλεκτρικής αγωγιμότητας σε στρωματοποιημένη εδαφική στήλη.

Ο Dalton (1992) αναφέρει ότι η μέθοδος TDR για την μέτρηση της εδαφικής υγρασίας και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας μπορεί να χρησιμεύσει στην ταχεία μέτρηση της περιεχόμενης εδαφικής υγρασίας και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδάφους στον αγρό, εκεί όπου υπάρχει μεγάλη μεταβλητότητα στις εδαφικές συνθήκες και στα λυσίμετρα καθώς και στα εργαστηριακά πειράματα.

Οι Zegelin *et al.* (1992) μελέτησαν τις εμπειρικές και θεωρητικές σχέσεις μεταξύ της υγρασίας  $\theta$  και της διηλεκτρικής σταθεράς  $K_a$ , παράγοντες που επηρεάζουν την ακρίβεια και την ανάλυση των μετρήσεων, τον όγκο του εδάφους που μετράτε από τους ανιχνευτές του TDR και τις χωρικές συναρτήσεις βάρους των, την επίδραση της γεωμετρίας και του προσανατολισμού των ανιχνευτών και την επίδραση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας του εδάφους στις μετρήσεις του TDR. Παρουσίασαν συγκριτικές δοκιμές της χρήσης του TDR στον αγρό με εξομοιωμένη βροχόπτωση και υπό παρατεταμένη ξήρανση και ύγρανση λόγω εξατμισοδιαπνοής σε ημερήσια ή ωριαία βάση.

Οι Nielsen *et al.* (1995) μέτρησαν με την μέθοδο TDR την περιεκτικότητα σε νερό σε μια εδαφική στρώση 0-50mm. οι τιμές TDR ήταν γραμμικά συσχετισμένες ( $r^2=0,84$ ) με αυτές της εργαστηριακής μεθόδου, όταν οι κυματοδηγοί ήταν σε βάθος 25 χιλιοστών, ενώ όταν τοποθέτησαν σε βάθος 13 χιλιοστών παρατηρήθηκαν μεγάλες αποκλίσεις.

Οι Noborio *et al.* (1996) μελέτησαν την αθροιστική διηθητικότητα με ανιχνευτή TDR τοποθετημένο κατακόρυφα εντός ομογενούς πηλοαμμώδους στήλης. Η μέθοδος έδωσε ικανοποιητικές εκτιμήσεις τόσο για την θέση του υγρού μετώπου όσο και για την αθροιστική διήθηση.

Οι Perdok *et al.* (1996) μελέτησαν την επίδραση της κατά βάρους υγρασίας και της φαινομενικής πυκνότητας στις διηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους και ανέπτυξαν

μια απλή μαθηματική σχέση για τον προσδιορισμό της διηλεκτρικής σταθεράς συναρτήσει των δύο αυτών παραμέτρων.

Ταυτόχρονα και άλλοι ερευνητές όπως οι Topp *et al.* (1988), Zegelin *et al.* (1989), Constantz and Murphy (1990), Knight (1992), Vanclooster *et al.* (1993), Heimovara (1994), Heimovara *et al.* (1994), Hook and Livingston (1995), Ferre *et al.* (1996), Mallants *et al.* (1996), Vogeler *et al.* (1996), Kalfountzos *et al.* (2002), Sakellariou-Makrantonaki *et al.* (2002) ασχολήθηκαν με την εφαρμογή της μεθόδου TDR στην μέτρηση της εδαφικής υγρασίας.

## ii) 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:

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

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

Όταν ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα ταξιδεύει διαμέσου μιας γραμμής μεταφοράς (transmission line) ή κυματοδηγού (waveguide), μέσα σε κάποιο υλικό, τότε η ταχύτητα του κύματος αυτού εξαρτάται από τη διηλεκτρική σταθερά (dielectric constant) του υλικού που περιβάλλει τη γραμμή μεταφοράς. Συγκεκριμένα, η σχέση μεταξύ ταχύτητας του κύματος και διηλεκτρικής σταθεράς είναι αντιστρόφως

ανάλογη, δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι η διηλεκτρική σταθερά, τόσο μικρότερη είναι η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα μέσα στο υλικό αυτό.

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

**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 μικροκύματα είναι ακίνδυνα μη ορατά ηλεκτρομαγνητικά κύματα με μήκος κύματος μεγαλύτερο των 700 nm. Όταν μία δέσμη μικροκυμάτων διαδοθεί μέσα σε μια γραμμή μεταφοράς η οποία έχει εισέλθει προσεκτικά σε έδαφος, τότε όταν αυτή φτάσει στο τέλος της γραμμής μεταφοράς, τότε η δέσμη θα ανακλαστεί και θεωρητικά όλη η ενέργεια της δέσμης θα επιστρέψει πίσω, όπως ακριβώς συμβαίνει με το ορατό φως, όταν αυτό ανακλάται στην επιφάνεια ενός κατόπτρου. Αν η απόσταση που διατρέχει το κύμα είναι γνωστή - ίση με τη γραμμή μεταφοράς, την οποία θα αναφέρεται στο εξής ως κυματοδηγός (waveguide) - , τότε είναι δυνατός ο υπολογισμός του χρόνου (transit time) που απαιτείται για να διατρέξει το κύμα την απόσταση αυτή (one way), με τη βοήθεια της σχέσης:

$$c = \frac{L}{t} \quad (2.2)$$

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

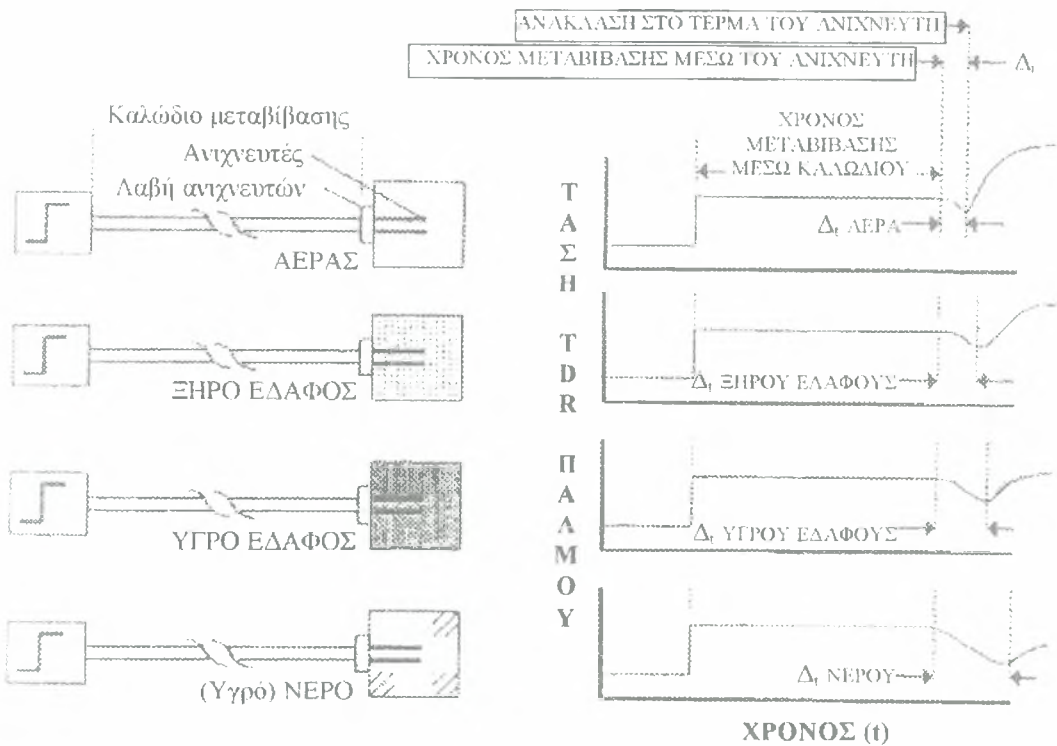
Η ταχύτητα  $c$  του κύματος μέσα στο υλικό διάδοσης συνδέεται με τη φαινόμενη διηλεκτρική σταθερά του υλικού  $K_\alpha$  και την ταχύτητα του φωτός στο κενό  $c_0$  με τη σχέση:

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{K_\alpha}} \quad (2.3)$$

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

$$K_\alpha = \left( \frac{tc_0}{L} \right)^2 \quad (2.4)$$

Στο Σχήμα 2.1 παρουσιάζονται κάποια τυπικά διαγράμματα της τάσης του παλμού σαν συνάρτηση του χρόνου για διάφορες περιπτώσεις, από τις οποίες φαίνεται ο χρόνος μεταβίβασης του παλμού.



**Σχήμα 2.1** Τυπικά διαγράμματα χρόνου ανάκλασης ηλεκτρικού παλμού για τον αέρα, για ξηρό έδαφος, για υγρό έδαφος και νερό

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

Η σχέση της  $K_a$  με την υγρασία (% κ.ο.) του εδάφους, έγινε με μετρήσεις της  $K_a$  σε κελιά δοκιμών, στα οποία η υγρασία (% κ.ο.) ήταν γνωστή. Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται από τη συσκευή TDR για απευθείας μετρήσεις στον αγρό ή στο εργαστήριο, της κατ' όγκο υγρασίας του εδάφους (Αγγελάκη, 2004).

### iii) 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):

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

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

Έχει αποδειχθεί ότι η εξίσωση (2.5) δίνει πολύ καλά αποτελέσματα για ένα μεγάλο εύρος εδαφικών τύπων. Οι Roth et all (1990) έδειξαν ότι το σφάλμα κατά τη

μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με χρήση της εξίσωσης (2.5) είναι μικρότερο του  $0,013 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

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

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

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

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

β. Δεν απαιτεί βαθμονόμηση πριν την έναρξη των πειραμάτων. Η βαθμονόμηση γίνεται άπαξ στα εργαστήρια της κατασκευάστριας εταιρείας με τη χρήση  $\gamma$  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	± 2% ή καλύτερη όταν χρησιμοποιείται ο υποδοχέας του κατασκευαστή.
Θερμοκρασία λειτουργίας	0 – 45°C.
Πηγή ισχύος	Εφοδιασμένο με δύο ηλεκτρολυτικές μπαταρίες ολικής χωρητικότητας 7 A h. Χρόνος επαναφόρτισης: 12 h. Υποδοχή βοηθητικής πηγής 18 – 24 V AC ή DC, 2 A, για επαναφόρτιση μπαταρίας ή ανεξάρτητη λειτουργία. Υποδοχή εξωτερικής μπαταρίας 12 V για ανεξάρτητη λειτουργία.
Θύρες σύνδεσης	BNC θύρα – για σύνδεση κυματοδηγών. RS – 232 σειριακή θύρα για μεταφορά δεδομένων. Θύρα multiplex 15 pin D – SUB, για διαδοχική και συνεχή καταγραφή από πολλαπλούς αισθητήρες.
Μνήμη	256 KB με ικανότητα αποθήκευσης τουλάχιστον 170 γραφημάτων / 5400 αναγνώσεις. Δυνατότητα καταγραφής με εύρος λήψης μέτρησης. Αυτογραφική ικανότητα ανάγνωσης με εσωτερικό εύρος (χρονικό βήμα) από μία την ημέρα έως μία το λεπτό.
Ηλεκτρονικά Χαρακτηριστικά	Μέγεθος τάσης μετρούμενου παλμού: 1.5 V. Ανάλυση μετρήσεων: 10 ps. Οθόνη: 128X256 LCD. Ενδεικτική λυχνία φόρτισης συσσωρευτή. Προστασία από βραχυκύκλωμα.

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

### 2.2.8 Μέτρηση της πίεσης

Για τη μέτρηση της πίεσης χρησιμοποιήθηκε ένα σύστημα που αποτελείται από δεξαμενή νερού συνδεδεμένη με κεραμική κάψα (tensionmeter), η οποία εισέρχεται στο εδαφικό δείγμα, από το μετατροπέα πίεσης (pressure transducer), από το σύστημα ελέγχου και καταγραφής των μετρήσεων (Data Logger TDL2e) και τέλος από το τροφοδοτικό σύστημα.

Η άμεση ανταπόκριση του συστήματος και η ακρίβεια της μεθόδου εξαρτάται από της κατασκευαστικές προδιαγραφές, αλλά και από πολλούς άλλους παράγοντες, όπως το σωστό σχεδιασμό της δεξαμενής νερού, την άμεση επαφή της κεραμικής κάψας με το έδαφος, δηλαδή χωρίς την ύπαρξη κενών, την καλή εφαρμογή του συστήματος κάψα-δεξαμενή νερού με την κολόνα, την πλήρη απουσία φυσαλίδων από το όλο σύστημα και τη θερμοκρασία του χώρου, η οποία πρέπει να διατηρείται σταθερή σε όλη τη διάρκεια των μετρήσεων.

Το τασίμετρο (tensiometer) του συστήματος μέτρησης πίεσης αποτελείται από μία διάταξη που περιλαμβάνει την κεραμική κάψα, η οποία είναι προσαρμοσμένη σε

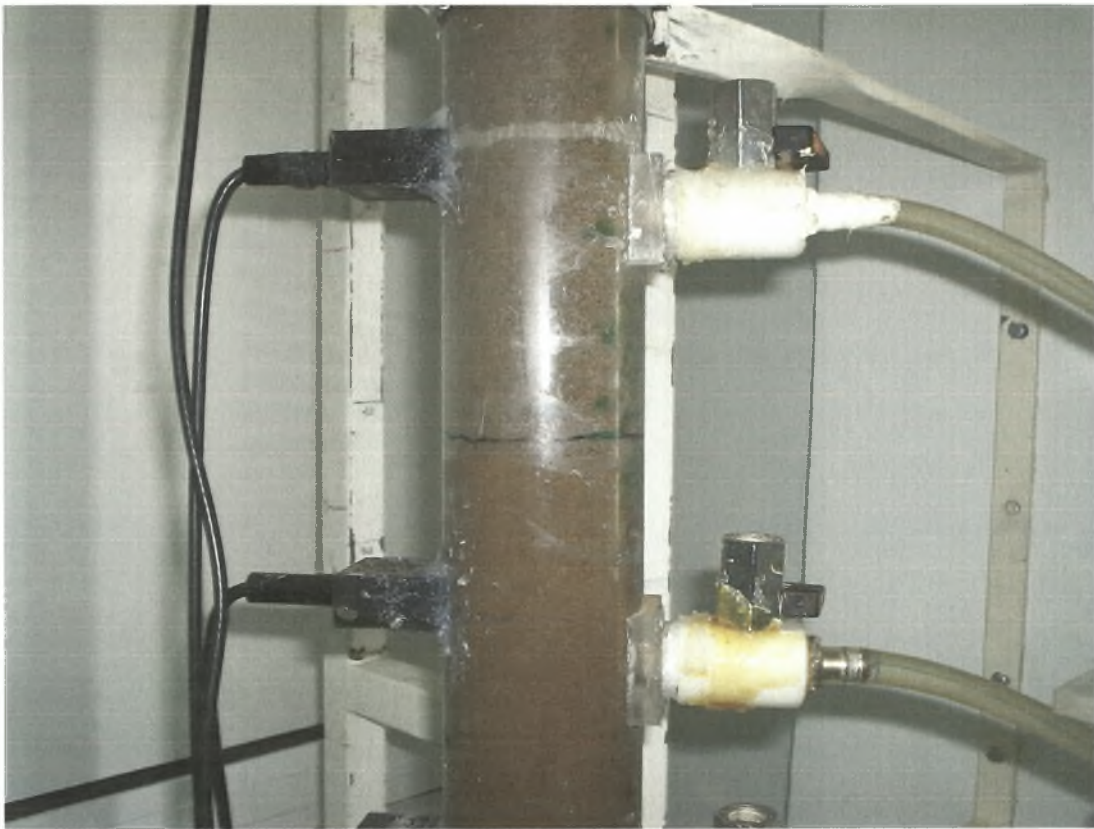


κυλινδρική δεξαμενή. Η κεραμική κάψα, που είναι κυλινδρική και κλειστή κατά το ένα άκρο της, έχει εξωτερική διάμετρο 6,35 mm και εσωτερική 4,35 mm, μήκος 2,9 cm, διάμετρο πόρων 2,5  $\mu\text{m}$ , παροχή ανά μονάδα επιφάνειας 50 ml/h·cm<sup>2</sup> και τιμή εισόδου του αέρα 0,5 atm.

Η δεξαμενή νερού με την οποία είναι συνδεδεμένη η κεραμική κάψα, είναι πάντα πληρωμένη με νερό και διαθέτει βαλβίδα εξαέρωσης.

Πριν την έναρξη των πειραμάτων η κεραμική κάψα πρέπει να είναι κορεσμένη.

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



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

Ο μετατροπέας πίεσης (pressure transducer) (Εικόνα 2.3) είναι ηλεκτρικό όργανο που χρησιμοποιείται για τη μετατροπή της πίεσης σε ηλεκτρικό σήμα, ώστε να μπορούμε να λάβουμε τις μετρήσεις πίεσης στον Η/Υ. Ο μετατροπέας πίεσης συνδέεται με το τασίμετρο διαμέσου εύκαμπτου σωλήνα γεμάτου με νερό, ώστε να

μεταφέρεται σε αυτόν η πίεση που δέχεται το τασίμετρο σύμφωνα με το Νόμο του Pascal. Ο μετατροπέας πίεσης περιέχει μία πολύ ευαίσθητη μεταλλική μεμβράνη, η οποία γίνεται κοίλη ή κυρτή, όταν δέχεται αρνητικές ή θετικές πιέσεις, αντίστοιχα. Στη μεμβράνη επικολλώνται τέσσερις μεταβλητές αντιστάσεις (ροοστάτες R), σε συνδεσμολογία γέφυρας Wheatstone. Όταν εφαρμόζεται θετική πίεση στη μεμβράνη, τότε οι δύο αντιστάσεις αυξάνονται κατά  $\Delta R$  και οι άλλες δύο μειώνονται κατά  $\Delta R$ . Όταν εφαρμόζεται αρνητική πίεση συμβαίνει ακριβώς το αντίθετο. Η συνδεσμολογία αυτή έχει μεγάλη αντοχή σε εξωτερικούς ηλεκτρικούς παράγοντες και χρησιμοποιείται, γιατί δίνει σήμα εξόδου διαφορικό από μονοπολική τροφοδοσία, με θετική μεταβολή για θετικές πιέσεις και αρνητική μεταβολή για αρνητικές πιέσεις.



**Εικόνα 2.3** Μετατροπέας πίεσης (pressure transducer)

Στα πειράματα της παρούσας έρευνας χρησιμοποιήθηκε μετατροπέας πίεσης της Εταιρείας Pioden Controls Ltd (UK) με τεχνικά χαρακτηριστικά που δίνονται στον Πίνακα 2.3.

**Πίνακας 2.3** Τεχνικά χαρακτηριστικά μετατροπέα πίεσης

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

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

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

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



Εικόνα 2.4 Καταχωρητής δεδομένων (Data Logger)



Εικόνα 2.5 Σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη και το μετατροπέα πίεσης.

### 2.3 Λοιπές συσκευές

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



**Εικόνα 2.6** Ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακρίβειας 2 δεκαδικών ψηφίων

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



**Εικόνα 2.7** Εργαστηριακός φούρνος Termaks

3. Χρησιμοποιήθηκε συσκευή κοσκίνισματος του εδάφους Octagon 2000 (Εικόνα 2.8), που αποτελείται από σειρά κόσκινων με ελατούμενη διάμετρο οπών από πάνω προς τα κάτω. Οι διάμετροι των οπών των κόσκινων που διαθέτει η συσκευή είναι: 2,000 mm, 1,000 mm, 0,500 mm, 0,250 mm, 0,106 mm και 0,053 mm.



**Εικόνα 2.8** Συσκευή κοσκίνισματος με έξι κόσκινα διαφορετικών οπών

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3<sup>ο</sup>

### ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ

#### 3.1 Γενικά

Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφονται η πειραματικές διαδικασίες που έγιναν κατά την διάρκεια διήθησης σε στρωματοποιημένο έδαφος το οποίο αποτελείται από ένα αμμώδες έδαφος το οποίο βρίσκεται πάνω από ένα πηλοαμμώδες.

#### 3.2 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση

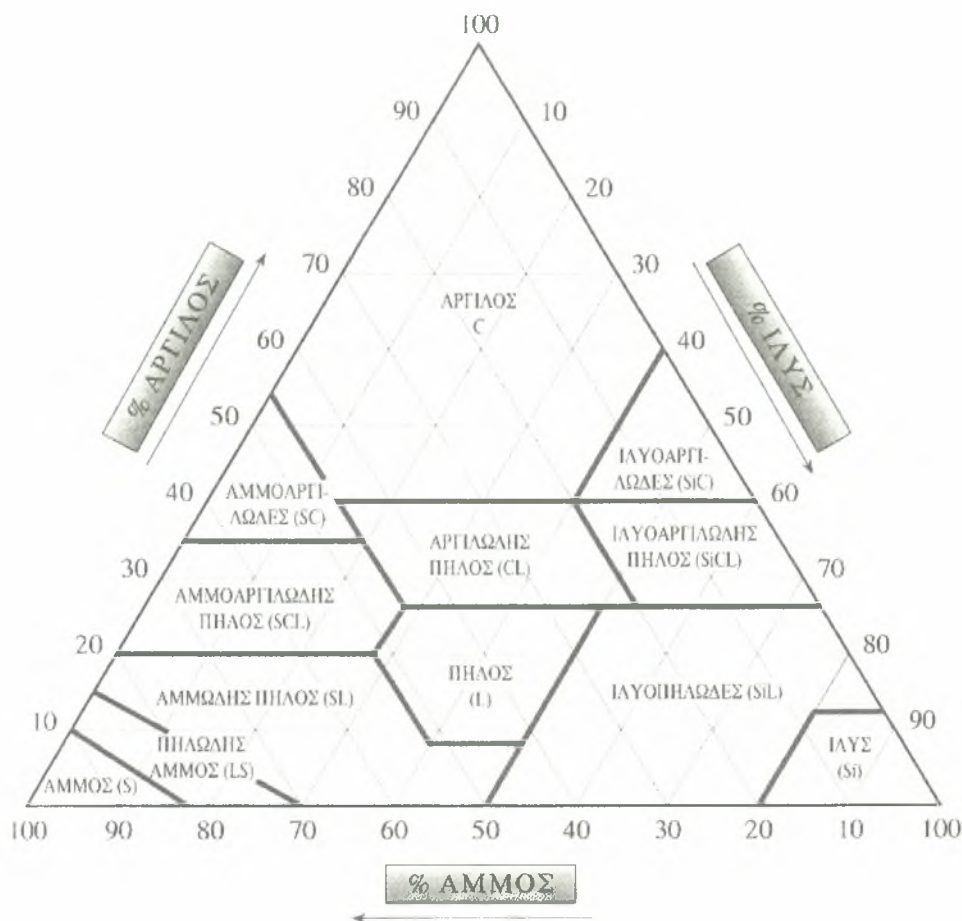
Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν αμμοπηλώδες και αμμώδες έδαφος. Για τον προσδιορισμό της μηχανικής σύστασης των εδαφών αυτών, έγινε μηχανική ανάλυση (μέθοδος Βουγιούκου) (Μήτσιος 2000, 2001) στο εργαστήριο του Ινστιτούτου Χαρτογράφησης και Ταξινόμησης Εδαφών Λάρισας (ΙΧΤΕΛ). Από τη μηχανική ανάλυση των δειγμάτων αυτών προέκυψαν:

1. Αμμοπηλώδες: περιεκτικότητα 75% άμμο, 18% ιλύς και 7% άργιλο,

2. Αμμώδες: περιεκτικότητα 91% άμμο, 6% ιλύς και 3% άργιλο,

οπότε τα εδάφη χαρακτηρίστηκαν: 1. πηλοαμμώδες (Sandy Loam - SL) και 2. αμμώδες (Sandy - S), με βάση το τριγωνικό διάγραμμα κατάταξης των εδαφών (Σχήμα 3.1).

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



**Σχήμα 3.1** Διάγραμμα κατάταξης εδαφών

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

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

όπου:

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

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

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

Σβ $\alpha$ : το συνολικό βάρος του εδάφους που πέρασε από τα κόσκινα (g).

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

Τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης φαίνονται στους Πίνακες 3.1α και 3.1β. Η κοκκομετρική σύσταση του εδαφικού δείγματος παριστάνεται με την αθροιστική καμπύλη κατανομής του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων και παρουσιάζεται σε ημιλογαριθμική κλίμακα στα Σχήματα 3.2α και 3.2β αντίστοιχα. Η

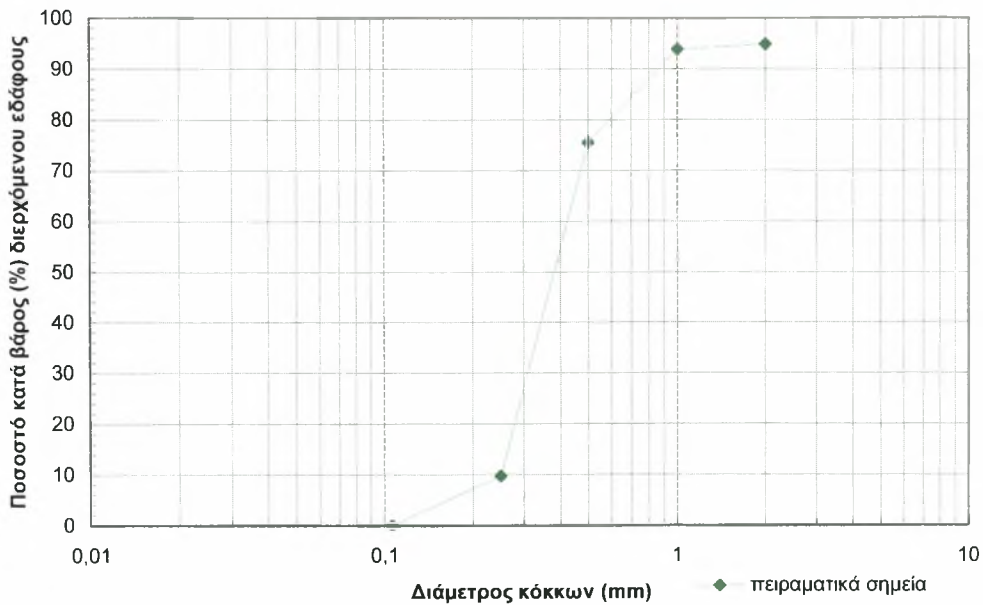


κοκκομετρική καμπύλη δίνει πληροφορίες όσον αφορά στην ομοιομορφία του εδάφους από πλευράς μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.

**Πίνακας 3.1α** Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το εδαφικό δείγμα

Αμμοπηλώδες

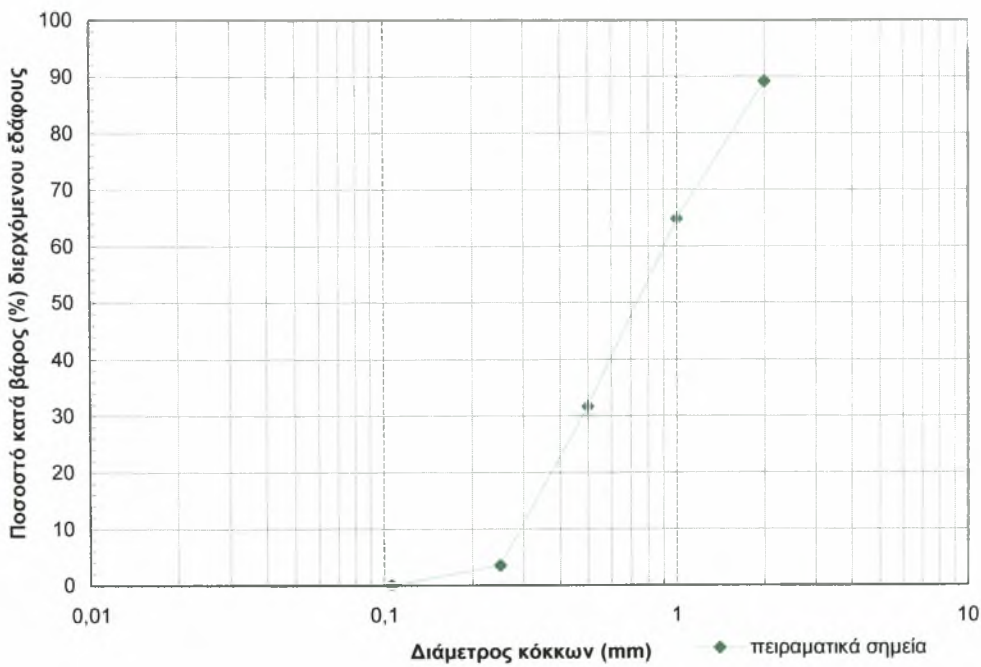
α/α	Διάμετρος κόσκινου (mm)	Ποσοστό % κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων	Ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων (αθροιστικά)
1	1,000	5,138	94,862
2	0,500	6,12	93,88
3	0,250	24,53	75,47
4	0,106	90,18	9,82
5	0,053	100	0



**Σχήμα 3.2α** Κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού δείγματος Αμμοπηλώδες

**Πίνακας 3.1β** Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το εδαφικό δείγμα Αμμώδες

a/a	Διάμετρος κόσκινου (mm)	Ποσοστό % κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων	Ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων (αθροιστικά)
1	1,000	10,803	89,197
2	0,500	35,110	64,89
3	0,250	68,340	31,66
4	0,106	96,55	3,43
5	0,053	100	0



**Σχήμα 3.2β** Κοκκομετρική καμπύλη εδαφικού δείγματος Αμμώδες

### 3.3 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer)

Με τον όρο βαθμονόμηση ενός οργάνου εννοούμε την ανάπτυξη μιας σχέσης ανάμεσα στα σήματα εισόδου και εξόδου του οργάνου. Προκειμένου αυτή η βαθμονόμηση να έχει νόημα, θα πρέπει όλες οι παράμετροι εκτός από μία, αυτής που θέλουμε να μελετήσουμε την επίδραση, να παραμείνουν σταθερές κατά την διάρκεια της βαθμονόμησης.

Τότε η σχέση εισόδου – εξόδου, που υπολογίζεται, ισχύει υπό τον όρο ότι όλες οι άλλες παράμετροι παραμένουν σταθερές.

Μεταβάλλοντας με την σειρά τους, κάθε μια από αυτές τις παραμέτρους, μπορούμε να έχουμε μια οικογένεια σχέσεων, η οποία μερικές φορές με κατάλληλη επιλογή αδιάστατων ή και διαστατικών μεγεθών να μπορεί να γραφεί σαν συνάρτηση δύο μόνο μεταβλητών.

Προκειμένου να βαθμονομήσουμε ένα όργανο, θα πρέπει να είμαστε σε θέση να μετρήσουμε τα σήματα εισόδου με ακρίβεια που να είναι καλύτερη από την ακρίβεια που έχει το όργανο που μελετούμε. Η πρακτική είναι, να βαθμονομήσουμε ένα όργανο με βάση κάποιο άλλο που είναι δέκα φορές πιο ακριβές.

Το ερώτημα όμως τίθεται ποιος εγγυάται αυτή την ακρίβεια. Υπάρχουν δύο τρόποι. Ο ένας, να έχει κατασκευασθεί με βάση διεθνής κανονισμούς, ή να χρησιμοποιηθεί ένα όργανο που έχει ελεγχθεί και βαθμονομηθεί από ένα ανεξάρτητο, συνήθως, κρατικό οργανισμό. Στην Αμερική ο οργανισμός που κρατάει τα βασικά μέτρα είναι το National Bureau of Standards (NBS), στη Γαλλία το Ινστιτούτο των Σεβρών, στην Αγγλία το NEL, κ.λ.π.

Η διαδικασία της βεβαίωσης ότι το όργανο έχει βαθμονομηθεί με βάση όργανα που καταλήγουν σε κάποιο βασικό οργανισμό μέτρων και σταθμών, λέγεται traceability.

Το γεγονός ότι έχει χρησιμοποιηθεί το κατάλληλο όργανο για τη βαθμονόμηση, δεν σημαίνει ότι αυτή είναι ακριβής γιατί θα πρέπει παράλληλα να εκπληρωθεί η βασική προϋπόθεση ότι όλα τα άλλα φαινόμενα που επηρεάζουν το σύστημα, έχουν βρεθεί και διατηρηθεί σταθερά κατά τη διάρκεια της βαθμονόμησης.

Πριν αρχίσει να εκτελείται το πείραμα έγινε η βαθμονόμηση του Pressure Transducer (P.T.), που χρησιμοποιήθηκε. Με τη βαθμονόμηση υπολογίστηκαν οι

συντελεστές της σχέσης που συνδέει την τάση του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) με την πίεση του νερού στο έδαφος. Η σχέση αυτή είναι γραμμική της μορφής:

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

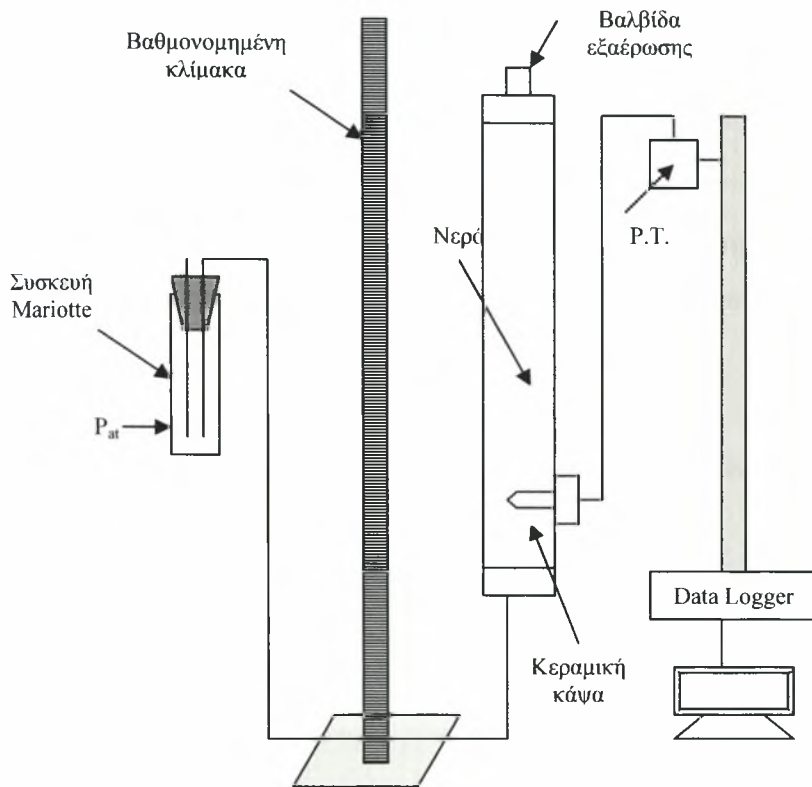
όπου:  $Y$  είναι η πίεση του νερού στο έδαφος,  $X$  είναι η ένδειξη του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) σε mV και  $A$ ,  $B$  είναι οι συντελεστές που υπολογίζονται από τη βαθμονόμηση του συστήματος.

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

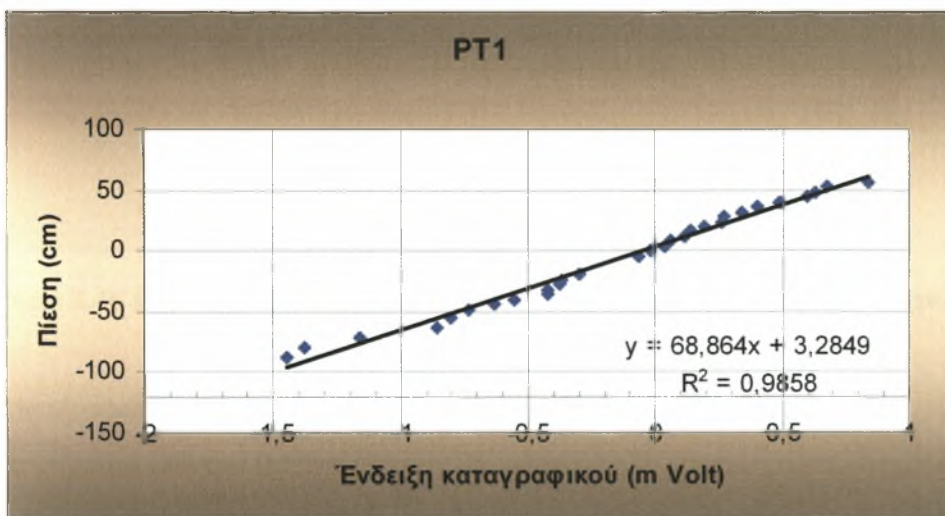
Στη συνέχεια στη στήλη τοποθετήθηκε η κεραμική κάψα και συνδέθηκε και ο μετατροπέας πίεσης (pressure transducer). Η θέση του μετατροπέα πίεσης και της στήλης ήταν σταθερή καθ' όλη τη διάρκεια των πειραμάτων. Στο κάτω μέρος της στήλης συνδέθηκε ένας εύκαμπτος σωλήνας και συνδέθηκε με τη στήλη Mariotte. Η στήλη είχε συνεχώς σταθερή στάθμη και είχε τοποθετηθεί σε κατάλληλη συσκευή, ώστε να μπορεί να μετακινείται εύκολα κατά τον κατακόρυφο άξονα.

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

Η στήλη Mariotte μετακινούταν κατακόρυφα και λαμβάνονταν για κάθε θέση του δοχείου ( $Y$  σε cm) σε σχέση με την κεραμική κάψα, οι ενδείξεις τάσης του καταγραφικού ( $X$  σε mV). Αυτή η διαδικασία έγινε τόσο κατά την άνοδο του δοχείου (δηλαδή με κατεύθυνση από κάτω προς τα πάνω), όσο και κατά την κάθοδό του (δηλαδή με κατεύθυνση από πάνω προς τα κάτω). Από τις μετρήσεις που ελήφθησαν σχεδιάστηκε η γραφική παράσταση  $Y=f(X)$ , η οποία είναι ευθεία και από την οποία υπολογίστηκε η γραμμική σχέση που συνδέει τις δύο μεταβλητές (Σχήμα 3.4). Έτσι υπολογίστηκαν οι σταθερές  $A$  και  $B$  της εξίσωσης (3.2) με της γραμμική παρεμβολή (linear regression), του λογισμικού προγράμματος Excel, το οποίο χρησιμοποιεί τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων.



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



Σχήμα 3.4α Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (pressure transducer 1)

Από την εξίσωση:

$$Y=68,864X+3,2849 \quad (\text{με συντελεστή προσδιορισμού } R^2=0,9858),$$

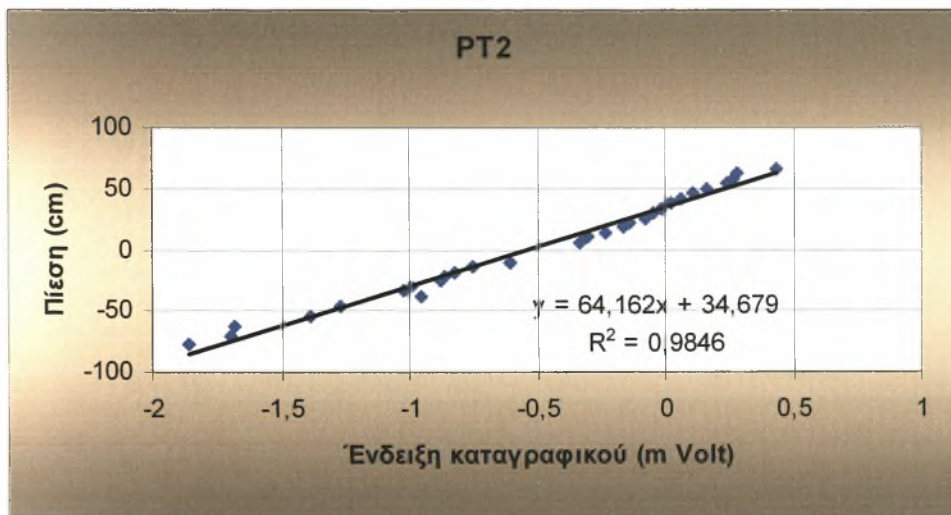
προσδιορίστηκαν οι σταθερές:

$$A = 68,864$$

$$B = 3,2849$$

οι οποίες εισήχθησαν στο λογισμικό πρόγραμμα του συστήματος μέτρησης της πίεσης, ώστε να λαμβάνονται οι μετρήσεις σε μονάδες πίεσης (mbar).

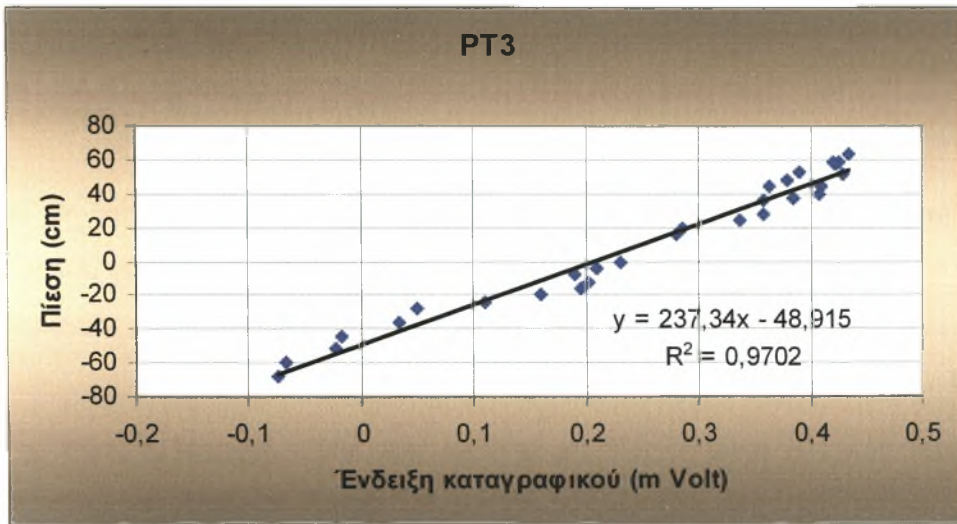
Το ίδιο επαναλήφθηκε και για τους αισθητήρες PT2, PT3 και PT4 και πήραμε τα εξής αποτελέσματα αντίστοιχα:



**Σχήμα 3.4β** Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (pressure transducer 2)

Με εξίσωση  $Y=64,162X+34,679$

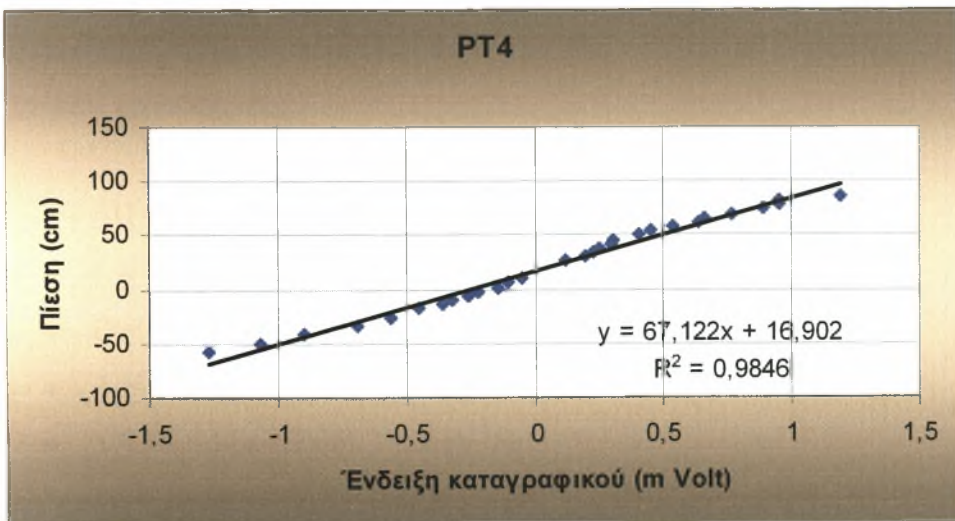
όπου  $A=64,162$  και  $B=34,679$



Σχήμα 3.4γ Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (pressure transducer 3)

Με εξίσωση  $Y=237,34X+48,915$

όπου  $A=237,34$  και  $B=48,915$



Σχήμα 3.4δ Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (pressure transducer 4)

Με εξίσωση  $Y=67,122X+16,902$

όπου  $A=67,122$  και  $B=16,902$

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

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

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

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

όπου Q είναι η παροχή νερού που ισούται με V/t (V είναι ο όγκος νερού που διέρχεται από το εδαφικό δείγμα και t είναι ο χρόνος), A είναι η επιφάνεια του εδαφικού δείγματος και ισούται με  $\pi D^2/4$ , ΔH είναι η διαφορά φορτίου, L είναι το ύψος του εδαφικού δείγματος και  $K_s$  είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού. Από τη σχέση (3.3) προκύπτει:

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

Επειδή η πυκνότητα του νερού έχει τιμή  $1\text{g/cm}^3$ , προκύπτει ότι οι μετρήσεις μάζας νερού ισοδυναμούν με μετρήσεις όγκου. Για τα εδαφικά μας δείγματα λοιπόν, οι μετρήσεις είχαν ως εξής:

Αμμώδες - Αμμοπηλώδες

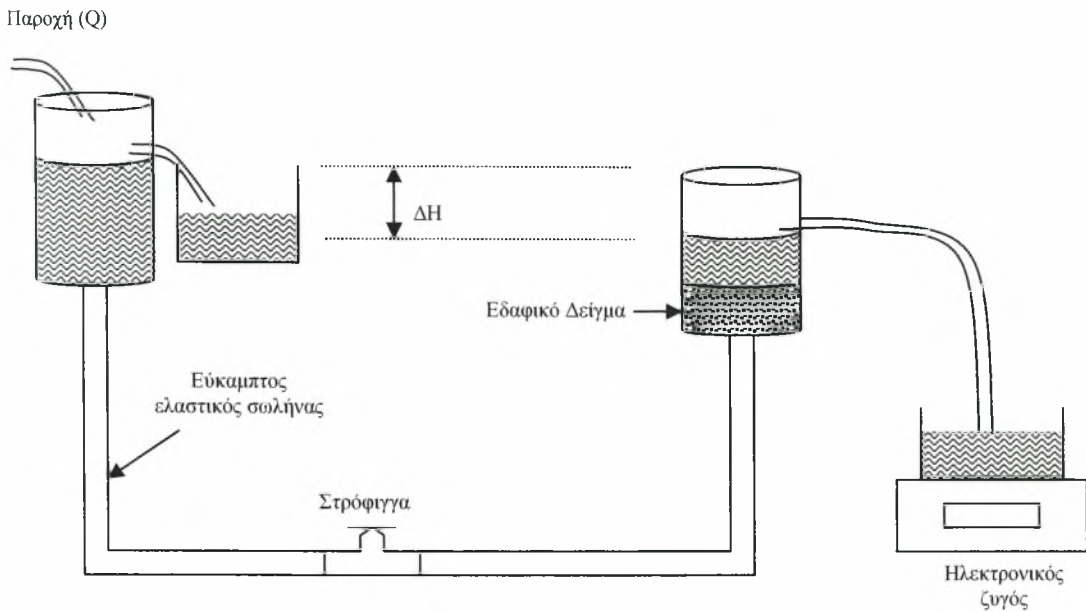
- |         |                         |                        |
|---------|-------------------------|------------------------|
| • ΔH =  | 15 cm                   | 15 cm                  |
| • L =   | 13 cm                   | 12 cm                  |
| • D =   | 6 cm                    | 6 cm                   |
| • A =   | 28,26 cm <sup>2</sup>   | 28,26 cm <sup>2</sup>  |
| • V/t = | 54 cm <sup>3</sup> /min | 8 cm <sup>3</sup> /min |

και τελικά:

$$K_s = 1,65 \text{ cm/min} = 99 \text{ cm/h} \text{ Για αμμώδες}$$

$$K_s = 0,226 \text{ cm/min} = 13,56 \text{ cm/h} \text{ Για αμμοπηλώδες}$$

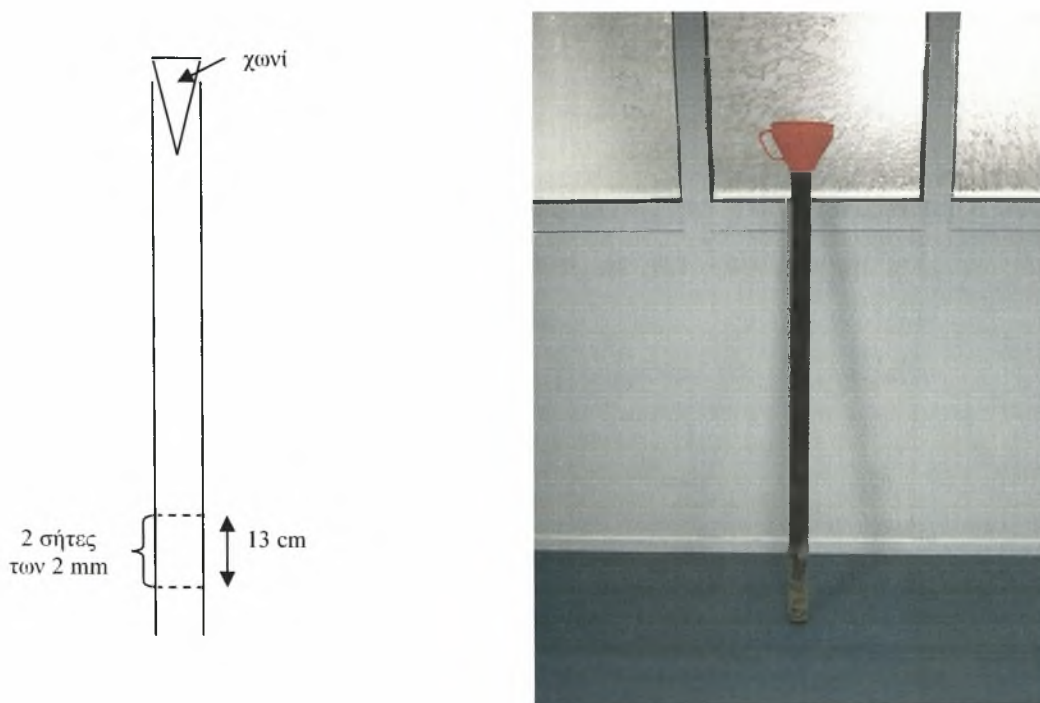




**Σχήμα 3.5** Διάταξη μέτρησης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

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

Η πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο εδαφικό 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 γίνεται με ειδικό τρόπο, ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή ομοιογένεια του δείγματος μέσα σε αυτή. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μία πλαστική σωλήνα μήκους 1m και εσωτερικής διαμέτρου 4,2 cm, στο κάτω άκρο του οποίου είναι τοποθετημένες δύο σήτες σε απόσταση 13 cm μεταξύ τους και με διάμετρο οπών 2 mm (Σχήματα 3.6).



**Σχήμα 3.6** Πλαστική σωλήνα για την πλήρωση της στήλης

Η πειραματική στήλη διαθέτει από τη μία πλευρά της υποδοχείς 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 6 αισθητήρες υγρασίας σε διάφορες αποστάσεις από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος όπως φαίνεται στον πίνακα 3.2

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

α/α	Αισθητήρας TDR	Απόσταση από επιφάνεια εδάφους (βάθος) z (cm)
1	$Z_1$	10
2	$Z_2$	20
3	$Z_3$	35
4	$Z_4$	45

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

### 3.6 Πρώτη Διύγρανση

Η διύγρανση πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας την φιάλη Marriotte. Το ύψος της φιάλης marriotte υπολογίστηκε σύμφωνα με την κατακόρυφη μεζούρα που τοποθετήσαμε στη βάση στήριξης της κολόνας.

Η απόσταση των κεραμικών κάψων από την επιφάνεια του εδάφους είναι:

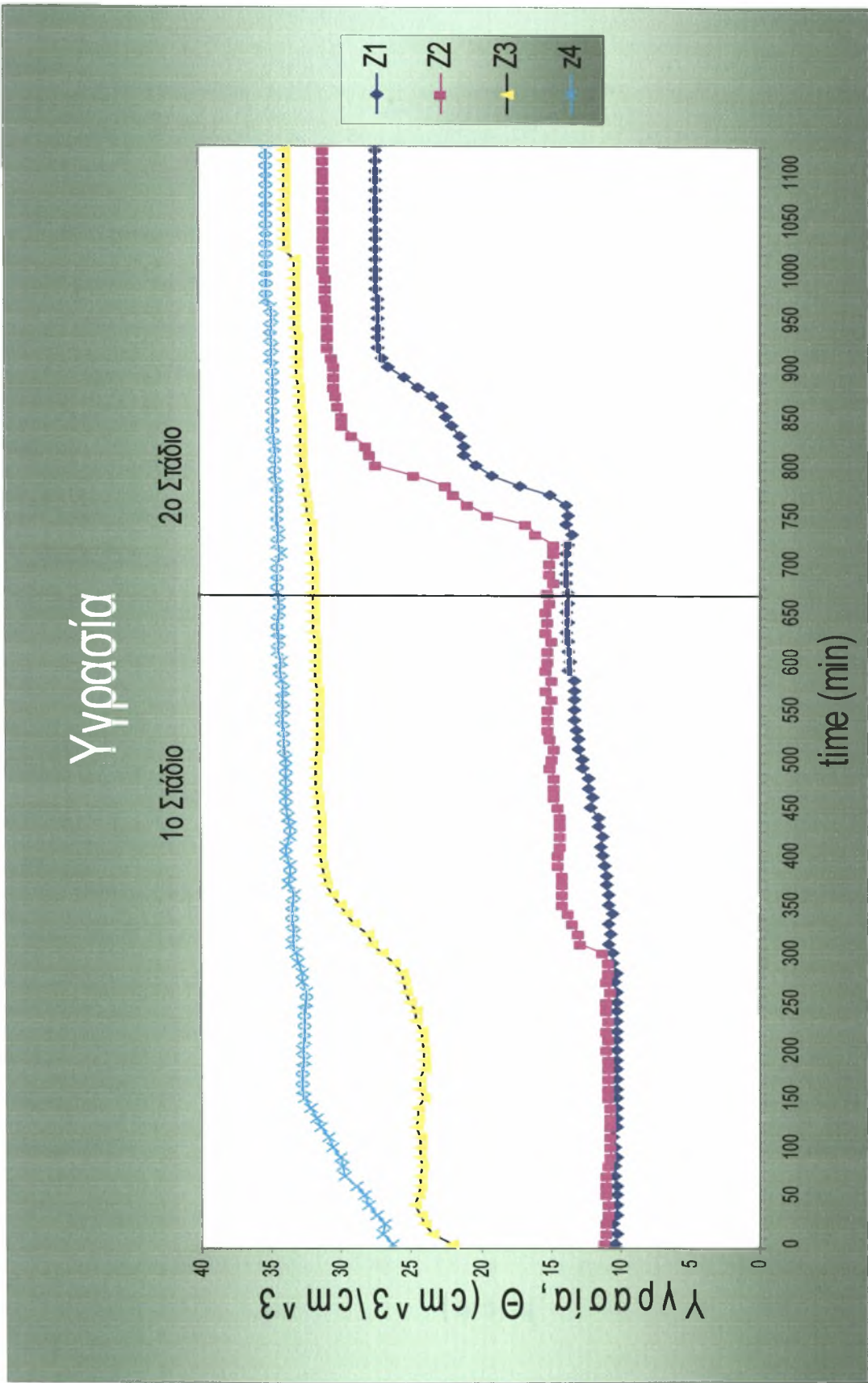
- $T1 = 11,5 \text{ cm}$
- $T2 = 21 \text{ cm}$
- $T3 = 36,5 \text{ cm}$
- $T4 = 47 \text{ cm}$

Η απόσταση της επιφάνειας του εδάφους από την κατακόρυφη μεζούρα είναι 35 cm και της διεπιφάνειας 65cm. Η απόσταση των κεραμικών κάψων από την μεζούρα είναι:

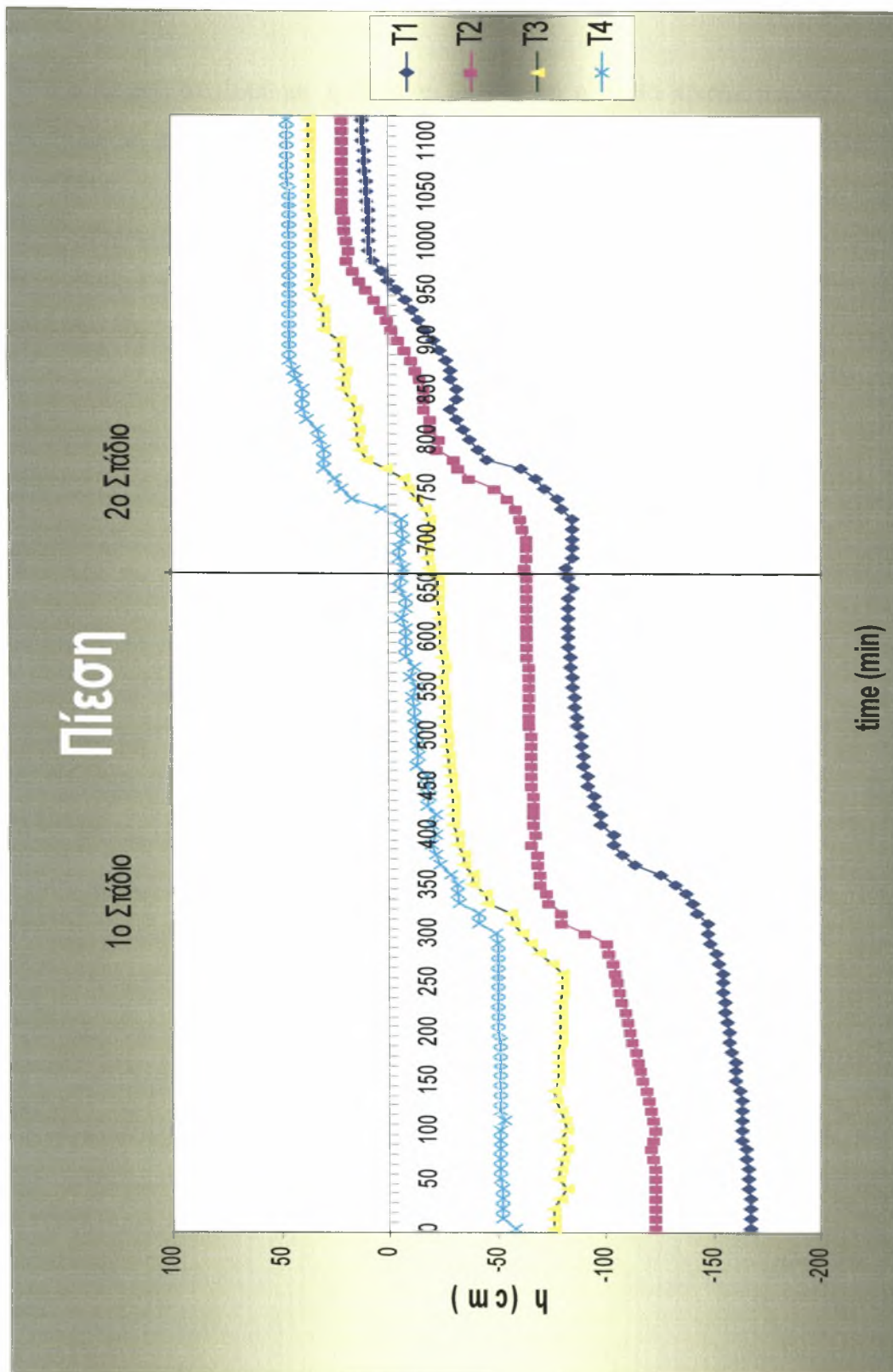
- $T1 = 47 \text{ cm}$
- $T2 = 57 \text{ cm}$
- $T3 = 72 \text{ cm}$
- $T4 = 82 \text{ cm}$

Η διύγρανση πραγματοποιήθηκε σε 2 στάδια. Κατά το πρώτο στάδιο της διύγρανσης η Marriotte τοποθετήθηκε στη διεπιφάνεια του εδάφους (65 cm). Στο δεύτερο στάδιο τοποθετήθηκε στα 0 cm της κατακόρυφης μεζούρας.

Οι μετρήσεις υγρασίας έδωσαν την καμπύλη υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο, που φαίνεται στο Σχήμα 3.7 και οι μετρήσεις πίεσης έδωσαν την καμπύλη του Σχήματος 3.8,



Σχήμα 3.7 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 1<sup>η</sup> διύγρανση



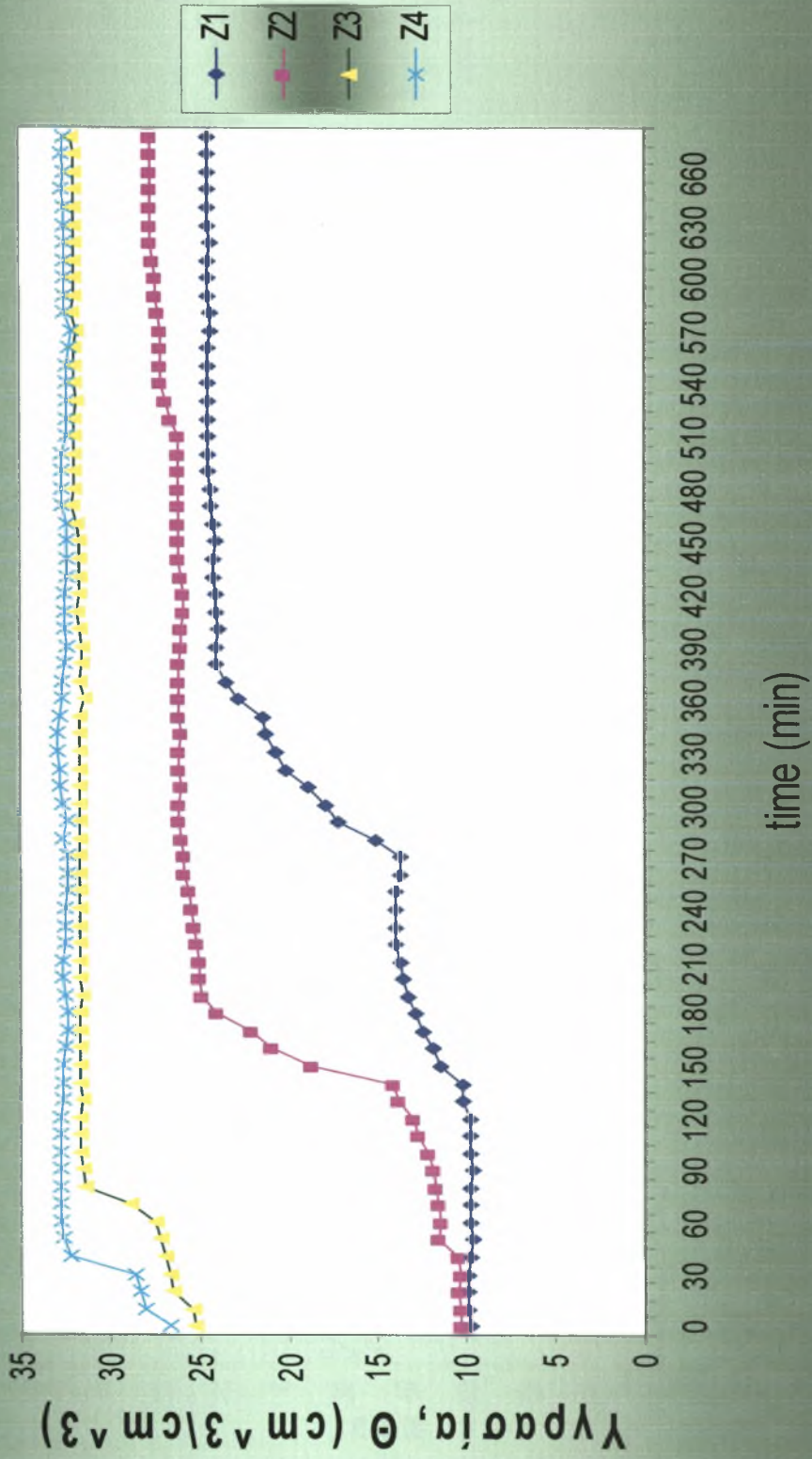
Σχήμα 3.8 Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 1<sup>η</sup> διύγρανση

### 3.6α Δεύτερη Διύγρανση

Στη συνέχεια ακολούθησε η δεύτερη διύγρανση η οποία πραγματοποιήθηκε σε ένα στάδιο με την φιάλη Marriotte τοποθετημένη στο ύψος της επιφάνειας του εδάφους.

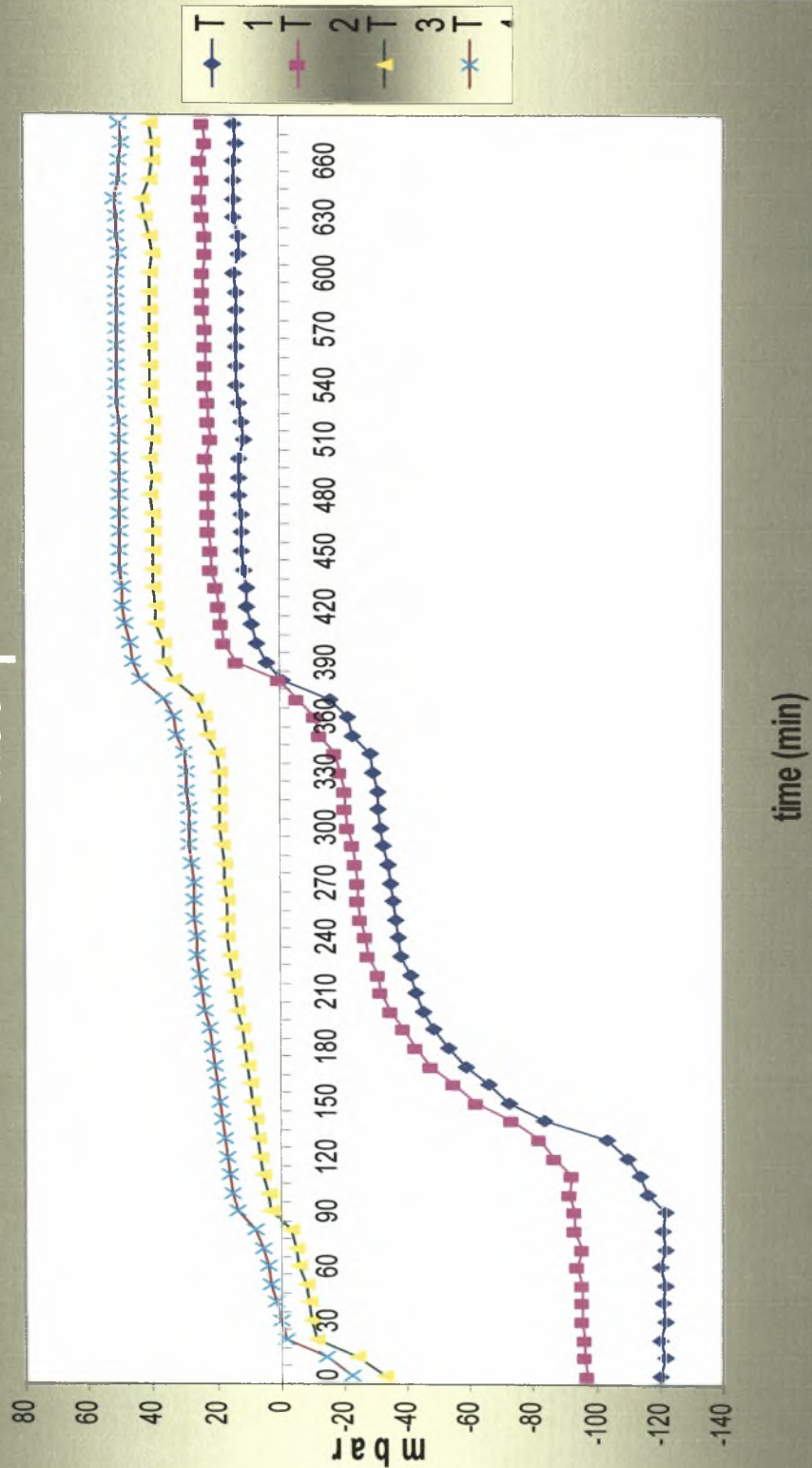
Οι μετρήσεις υγρασίας έδωσαν την καμπύλη υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο, που φαίνεται στο Σχήμα 3.7α και οι μετρήσεις πίεσης έδωσαν την καμπύλη του Σχήματος 3.8α,

# Υγρασία



Σχήμα 3.7α Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 2<sup>η</sup> διύγρανση

# Πίεση



Σχήμα 3.8α Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 2<sup>η</sup> διύγρανση



## ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Κατά την διάρκεια των εργαστηριακών πειραμάτων που πραγματοποιήθηκαν μελετήθηκαν δύο δείγματα εδάφους, τα οποία χαρακτηρίστηκαν αμμοπηλώδες και αμμώδες έδαφος. Στα εδάφη αυτά αρχικά έγιναν πειράματα κοκομετρικής σύστασης καθώς και υπολογισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού. Πραγματοποιήθηκε επίσης και πείραμα βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης, που είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τον μετέπειτα υπολογισμό των πιέσεων. Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου.

Τα δύο εδάφη τοποθετήθηκαν σε μία πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο εδαφικό μας δείγμα. Η πειραματική στήλη διαθέτει από τη μία πλευρά της υποδοχείς για τους αισθητήρες – κυματοδηγούς της συσκευής μέτρησης υγρασίας TDR και από την άλλη υποδοχείς όπου τοποθετήθηκαν οι μετατροπείς πίεσης (pressure transducer).

Στα εδάφη με την βοήθεια της φιάλης Marriotte εφαρμόστηκε νερό προκειμένου να αυξηθεί η εδαφική υγρασία και να μελετηθεί η μεταβολή της πίεσης και της υγρασίας σε συνάρτηση με τον χρόνο. Η μεταβολή των δύο αυτών παραγόντων παρατηρήθηκε σύμφωνα με τις ενδείξεις των αισθητήρων πίεσης και υγρασίας.

Κατά τη μελέτη λοιπόν του αμμοπηλώδους εδάφους δεν παρατηρήθηκαν έντονες διηθήσεις, γεγονός που δικαιολογείται από τη φύση του εδάφους. Στο αμμώδες, όμως, έδαφος η διήθηση πραγματοποιήθηκε με αρκετά μεγαλύτερη ταχύτητα σε σχέση με την αντίστοιχη του αμμοπηλώδους εδάφους.

Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα πτυχιακή διατριβή και τα αποτελέσματα της μπορούν να χρησιμοποιηθούν:

- Στον υπολογισμό της απορροφητικότητας του εδάφους.
- Στον έμμεσο υπολογισμό της βροχής άρδευσης σε δίκτυο καταιονισμού.
- Σε μελέτες στραγγίσεων .

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Αγγελάκη Α., 2004. Διερεύνηση των Υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα . Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ. 241
2. Ababou R., 1981. Modelisation des transferts hydriques dans le sol en irrigation localisee. These de Docteur-Ingenieur. I.N.P. Grenoble, pp. 218.
3. Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. Dover Publications Inc. N.Y., pp. 764.
4. Brooks, R., H., and Corey, A. T., 1964. Hydraulic properties of porous media Hydrology Papers Colo. State Univ., 3, 27.
5. Brooks, R., H., and Corey, A.T., 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. J. Irrig. Drain. Div. ASCE, 92(2): 61 – 88.
6. Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Soils Bull., 38.
7. Γιαννόπουλος, Σ., 1978. Έμμεση μέθοδος υπολογισμού των υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστο ισοθερμικό ομογενές πορώδες μέσο. Διπλ. Μεταπτ. Διατριβή, Α.Π.Θ.
8. Childs, E. C., and Collis – George, N., 1948. Discussions. Faraday Society, No 3: 78 – 85.
9. Childs, E. C., and Collis – George, N., 1950. The control of soil water Academic Press, N. Y., Advances in Agronomy, (3): 233 – 272.
10. Childs, E. C., 1969. An introduction to the physical basis of soil water phenomena. John Wiley, N.Y., pp 493.
11. Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, pp.590.
12. Gaudet, J. P., 1978. Transferts d' eau et de solute dans le sols non – saturés, Mesures et simulation. These de Docteur d' Etat es – Sciences Physiques Universite de Grenoble, pp. 350.
13. Imbernon J. 1981. Variabilite spatiale des caracteristiques hydrodynamiques d' un sol de Senegal. These de Docteur 3<sup>e</sup> Cycle. I.N.P. Grenoble, pp. 152.

14. Mualem, Y., and Dagan, G., 1976. Methods of predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Res. Project 142, Israel Inst. Of Techn, Haifa, pp.78.
15. Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. Soil Sci. Vol 119, pp. 466 – 467.
16. Philip J.R. , 1958, Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. Soil. Sci., Vol. 85, pp. 278 – 286.
17. Poulouvassilis A, 1962. Hysterisis of pore water: an application of the concept of the independent domains. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.
18. Poulouvassilis A, 1969. The effect of pore water hysterisis on the hydraulic conductivity. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.
19. Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, Vol 1, pp. 318 – 333.
20. Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.
21. Τζιμόπουλος Χ., 1994. Στραγγίσεις – Υδραυλική Φρεάτων’, Θεσσαλονίκη, 1994, σελ. 227.
22. Thony, J. L., 1970. Etude experimentale des phenomenes d’ hysterisis dans les ecoulements en milieux poreux non satures. These de Docteur – Ingeniur Universite de Genoble, Genoble, pp. 140.
23. Topp G. C., and Miller, E. E., 1966. Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass – bead media. Soil Sci. Soc. Amer., Proc Vol. 30, pp. 156 – 162.
24. Topp G. C., 1969. Soil water hysterisis measured in a sandy loam compared with the hysterisis domain model. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 33, pp. 156 – 162.
25. Topp G. C., 1971. Soil water hysterisis: The domain theory extended to pore interaction conditions. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 35, pp. 219 – 225.
26. Topp G. C., 1971. Soil water hysterisis in silty loam and clay loam soils. Water Resour. Res. (7), pp. 914 – 920.
27. Van Genuchten, R., 1978. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed form analytical model. Dep. Civ. Eng., Princton N. J., water Res. Prog., Res. Rep. 78 – WR – 08, 63.

28. Van Genuchten, R., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (44): pp. 892 – 898.
29. Vauclin M., Haverkamp R., 1985. Solutions quasi analytiques de l' equation d' absorption de l' eau par les sols non saturés. I. Analyse critique. *Agronomie*, 5 (7), pp. 597-606.
30. Green W. H. & Ampt A. 1911. Studies on soil physics: The flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* pp. 1 – 4.
31. Horton R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5: 399 – 417.
32. 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.
33. Kostiaikov, 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.
34. Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1982. Finite – difference solutions of the infiltration equation. *Soil Sci.*, 134: 81 – 89.
35. Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1983. Comparison of soil water infiltration profiles. *Soil Sci.*, 135: 342 – 349.
36. Kunze, R. J. and Hmida, M. K., 1983. Gravitational flow in infiltration. 'Advances in infiltration', *Proceedings of the National Conference on advances in infiltration*, December 12 – 13 Chicago, Illinois, pp. 14 – 23.
37. 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.*
38. Onstad, C. A., Olson, T. C., Stong, L. R. 1973. An infiltration model tested with monolith moisture measurements. *Soil Sci.*, Vol. 116: 13 – 17.
39. Παπαγγελγοράκης Σ., Στόκα Α. 1988. Πειραματικός προσδιορισμός της αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο – υπολογισμός της στιγμιαίας διηθητικότητας. *Διπλωματική Εργασία, Α. Π. Θ., Θεσσαλονίκη.*

40. Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 1. One – dimensional absorption. *Soil Sci.* Vol. 111 (2), pp. 134 – 137.
41. Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 2. One – dimensional infiltration. *Soil Sci.* Vol. 111 (3), pp. 170 – 174.
42. Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, Vol. 133, pp. 308 – 312.
43. Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 8. One – dimensional infiltration with constant flux at the surface. *Soil. Sci.*, Vol. 114, pp. 1 – 4.
44. Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. *Soil Sci.* Vol 119, pp. 466 – 467.
45. Parlange J. – Y., Lisle I., Braddock R. D. And Smith R. E., 1982. The three parameter infiltration equation. *Soil Sci.*, 133: 337 – 341.
46. 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.
47. 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.
48. Philip J.R., 1957a. Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil. Sci.*, 83: 435 – 448.
49. Philip J.R., 1957b. Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil. Sci.*, 84: 257 – 264.
50. Philip J.R., 1957c. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration – dependent. II. *Austr. J. Physics*, 10: 29 – 42.
51. Philip J.R., 1958. Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. *Soil. Sci.*, Vol. 85, pp. 278 – 286.
52. Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydrosiences*, Academic Press, N. Y., 5: 215 – 296.
53. Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, Vol 1, pp. 318 – 333.
54. Talsma, T., Parlange J – Y., 1972. One dimensional infiltration. *Austr. J. Soil Res.*, Vol. 10, pp. 143 – 150.

55. Τζιμόπουλος Χ., 1979. Εισαγωγή στην ακόρεστη ροή. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 1 – 16.
56. Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.
57. Τζιμόπουλος Χ., 1981. Γεωργική Υδραυλική. Τόμος Ι: Εξατμισοδιαπνοή – Διηθητικότητα – Ατομικά Δίκτυα., σελ. 164.
58. 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.
59. Touma, J. 1984. Etude critique de la caracterisation hydrodynamique de sols non satures. These d' Etat, I. N. P. de Grenoble, pp. 190.
60. 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.
61. Vandervaere, J – P., Vauclin, M., Havercamp, 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.
62. 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.
63. Baker, J. M. and Lascano, R. J. 1989. The spatial sensitivity of time domain reflectometry. Soil Sci. Vol. 147, No 5: 378 – 384.
64. Cannel, G. H., 1958. Effect of drying cycles on changes in resistance of soil moisture units. Proc. S.S.S.A., (22): 233 – 272.
65. 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.
66. 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.

67. Constantz, J., and Murphy, F., 1990. Monitoring moisture storage in trees using time domain reflectometry. *J. Hydrol.* (11): 31 – 42.
68. 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.
69. 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.
70. 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.
71. Elmaloglou, S., 1980. Effects des stratifications sur les transferts des matieres dans les sols. These de Docteur – Ingenieur, Universite de Grenoble.
72. 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.
73. 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.
74. 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.
75. Heimovaara, T. J., 1990. A computer – controlled 36 – channel Time Domain Reflectometry for monitoring soil water contents. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
76. 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.
77. Heimovaara, T. J., Bouten, W., and Verstraten J. M., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 2. A four –

- component complex dielectric mixing model for soils. *Water Resour. Res.* (30): 201 – 209.
78. 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.
79. 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.
80. Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., 2002. Study of soil water movement using time domain reflectometry. *Proceedings of the 17<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Controlling New Realities in the 21<sup>st</sup> Century, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002, pp. 130 – 138.*
81. Καλφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ 177.
82. Καλφούντζος Δ., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., 2000. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη. 2<sup>ο</sup> Εθνικό Συνέδριο Ε.Γ.Μ.Ε. Βόλος, Πρακτικά, τόμος Α, σελ. 93 – 100.
83. 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.
84. Knight, J.H., 1992. Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.* (28): 2345 – 2352.
85. Leonard, R. A., and Low, P. F., 1962. A self adjusting null – point tensionmeter. *Proc. S.S.S.A.*, (26): 123 – 125.
86. 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.
87. Miller, R. D., 1951. A technique for measuring soil water tensions in rapidly changing systems. *Soil Sci.* (72): 291 – 301.



88. 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.
89. 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.
90. Nielsen, D.C., Lagae, H. J., and Anderson, R., L., 1995. Time domain reflectometry measurements of surface soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 103 – 105.
91. Παπαζαφειρίου Ζ., 1984. Αρχές και Πρακτική των Αρδέυσεων. Θεσσαλονίκη, 1984, σελ. 485.
92. 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.
93. 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.
94. 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.
95. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
96. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος Χ., Καλφούντζος Δ., 1997. Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR και στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων. Πρακτικά 7<sup>ου</sup> Πανελληνίου Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., 14 – 18 Οκτωβρίου 1997, Πάτρα, σελ. 184 – 192.
97. 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.

98. Thony, J. L., 1970. Etude expérimentale des phénomènes d'hysteresis dans les écoulements en milieux poreux non saturés' Thèse de Docteur – Ingénieur Université de Grenoble, Grenoble, pp. 140.
99. 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.
100. 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.
101. 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.
102. 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.
103. Vachaud G. and Thony J. L., 1971. Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Resour. Res.*, 7: 111 – 127.
104. Vanclooster, M, Mallants, D., Vanderborght, J., Diels, J., Van Orshoven, J., Feyen, J. 1995. Monitoring solute transport in a multi – layered sandy lysimeter using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 337 – 344.
105. 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.
106. 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.
107. 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.

108. 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.
109. 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.
110. Angelaki, A., Sakellariou - Makrantonaki, M., Tzimopoulos, C., (2004) 'Laboratory experiments and estimation of cumulative infiltration and sorptivity' accepted for publication in the special issue of *Water, Air & Soil Pollution: Focus (WAFO)* with the title 'Protection and Restoration of the Environment', Kluwer Academic Publishers.
111. Angelaki A., Sakellariou – Makrantonaki M., Tzimopoulos C., (2002) 'Comparison of Green & Ampt and Parlange infiltration equations. Experimental procedure'. 5<sup>th</sup> International Conference of EWRA on water resources management in the era of transition 4 – 8 September 2002 – oral presentation, pp. 172 – 183.
112. Angelaki A., Sakellariou – Makrantonaki M., Tzimopoulos C., (2002) 'Study of the cumulative infiltration of water in a soil sample' *Proceedings of the International Conference: Protection and Restoration of the Environment VI*, Skiathos, Greece, pp. 521 – 527.
113. 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.
114. Darcy H. (1856), 'Les fontaines publiques de la ville de Dijon', Paris pp.590.
115. 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.
116. Καλφούντζος Δ. 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος.
117. Kalfountzos, D., Sakellariou – Makrantonaki, M., and Tzimopoulos, C., (2002) 'Study of soil water movement using time domain reflectometry',

- Proceedings of the 17<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Controlling New Realities in the 21<sup>st</sup> Century, Volume I, Symposia 01 – 12, Thailand, August 14 – 21, 2002, pp. 130 – 138.
118. Μήτσιος Ι.Κ. (2001) 'Εδαφολογία', Αθήνα 2001, σελ. 313.
  119. 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.
  120. Poulouvassilis A, (1962) 'Hysteresis of pore water: an application of the concept of the independent domains'. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.
  121. Poulouvassilis A, (1969) 'The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity'. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.
  122. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., (1986) 'Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων' Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
  123. Topp G. C., (1969) 'Soil water hysteresis measured in a sandy loam compared with the hysteresis domain model'. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 33, pp. 156 – 162.
  124. Topp G. C., (1971) 'Soil water hysteresis: The domain theory extended to pore interaction conditions'. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 35, pp. 219 – 225.
  125. Topp G. C., (1971) 'Soil water hysteresis in silty loam and clay loam soils'. Water Resour. Res. (7), pp. 914 – 920.
  126. Vachaud, G., and Thony J – L. (1971) 'Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents' Water Resour. Res., Vol. 7, No 1, pp. 111 – 127.
  127. Sakellariou - Makrantonaki, M., C. Tzimopoulos, 1984. Numerical simulation of irrigation and drainage under hysteresis effects. Proceedings of 11<sup>th</sup> IASTED International Conference: "Applied modeling and simulation". Nice, France, June, pp. 51 - 53.
  128. Sakellariou - Makrantonaki, M., and S. Hajiyiannakis, 1991. Groundwater movement into layered soils. European Conference "Advances in Water Resources Technology", Athens. Δημοσιευμένη στον ειδικό τόμο «Advances in Water Resources Technology» published by A.A. Balkema: 207 - 216.
  129. Sakellariou - Makrantonaki, M., 1994 A. numerical simulation of drainage in unsaturated sandy soil samples. International Conference on Hydraulic

Engineering software, Hydrosoft, 94, Δημοσιευμένη στον ειδικό τόμο Hydraulic Engineering Software V. Vol. 1: “Water Resources and Distribution”, Computational Mechanics Publications. 335 – 342.

130. Sakellariou – Makrantonaki, M.,1998. Simulation of soil water drainage in sandy soils, laid on a ceramic plate. Comparison with experimental data. Computational methods in water Resources XII. Computational methods in Contamination and Remediation of Water Resources. Vol. 1:337 – 344.





ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ  
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000085705