

NO: 20340.

ΚΩΕ: 20209.

**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΣΧΟΛΗ ΓΕΩΠΟΝΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ  
ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**



**ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

**ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΩΝ  
ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΣΕ ΑΚΟΡΕΣΤΗ ΡΟΗ ΜΕ  
ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ ΚΑΙ  
ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ**

**ΑΝΑΣΤΑΣΙΑ Α. ΑΓΓΕΛΑΚΗ**

**ΦΥΣΙΚΟΣ**

**ΒΟΛΟΣ, 2004**

### ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

1. **Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη**, Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, με γνωστικό αντικείμενο «Αρδεύσεις – Στραγγίσεις, Υδραυλική», Επιβλέπουσα της Διατριβής.
2. **Κωνσταντίνος Κίττας**, Καθηγητής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, με γνωστικό αντικείμενο «Γεωργικές Κατασκευές», Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής.
3. **Χρήστος Τζιμόπουλος**, Καθηγητής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, με γνωστικό αντικείμενο «Γεωργική Υδραυλική», Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής.
4. **Ιωάννης Μήτσιος**, Καθηγητής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, με γνωστικό αντικείμενο «Εδαφολογία – Χημεία και Γονιμότητα Εδάφους».
5. **Στέργιος Τζώρτζιος**, Καθηγητής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, με γνωστικό αντικείμενο «Βιομετρία».
6. **Σταύρος Γιαννόπουλος**, Καθηγητής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, με γνωστικό αντικείμενο «Υπολογιστική Υδραυλική με Έμφαση στις Υπόγειες Ροές».
7. **Νικόλαος Δαναλάτος**, Αναπληρωτής Καθηγητής του Πανεπιστημίου Αιγαίου, με γνωστικό αντικείμενο «Οικολογία Τοπίου».

**Αναστασία Α. Αγγελάκη**

**«Διερεύνηση των Υδροδυναμικών Παραμέτρων σε Ακόρεστη Ροή με  
Πειραματικές Μεθόδους και Μαθηματικά Μοντέλα»**

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Μία διδακτορική διατριβή απαιτεί χρόνο, κόπο και προσωπικές θυσίες, όμως και πάλι δεν είναι αυτά από μόνα τους ικανά να οδηγήσουν στην περάτωσή της. Χρήσιμες συμβουλές και υποδείξεις από επιστημονικά καταρτισμένους ανθρώπους, αλλά και ευγενική και φιλική διάθεση είναι μερικά από τα στοιχεία που συνθέτουν το πολύπλοκο παζλ που λέγεται διδακτορικό.

Στη δική μου διδακτορική διατριβή τον πιο σημαντικό ρόλο έπαιξε η Επιβλέπουσα της διατριβής, Καθηγήτρια του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ., κ. Μαρία Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, η οποία μου πρότεινε το θέμα της διατριβής και με παρότρυνε να ασχοληθώ με αυτό. Οι ειδικές επιστημονικές της γνώσεις, αλλά και η πείρα της στην επιστήμη του νερού και ιδιαίτερα στον πειραματικό τομέα, υπήρξαν καθοριστικοί παράγοντες σε όλο το φάσμα του διδακτορικού μου και κυρίως στις δύσκολες στιγμές. Την ευχαριστώ λοιπόν βαθύτατα για τις υποδείξεις της σε επιστημονικό επίπεδο, για την καθοδήγησή της, αλλά και για την αμέριστη συμπαράστασή της όταν και όπου χρειάστηκε, καθώς και για τη φιλική και ευγενική της διάθεση, καθ' όλη τη διάρκεια της ερευνητικής αυτής εργασίας. Τώρα λοιπόν, που το έργο αυτό, που μου είχε αναθέσει πριν μερικά χρόνια περατώνεται, αισθάνομαι ότι ήταν πραγματικά ιδιαίτερη τύχη να μου δοθεί η ευκαιρία να συνεργαστώ μαζί της και την ευχαριστώ εγκάρδια γι' αυτό.

Τον κ. Χρήστο Τζιμόπουλο, Καθηγητή του Τμήματος Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών της Πολυτεχνικής Σχολής του Α.Π.Θ., μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, ευχαριστώ βαθύτατα, που με τη μεγάλη επιστημονική του κατάρτιση και τεράστια πείρα σε θέματα Υδραυλικής και Μαθηματικών, μου παρείχε ουσιαστικές υποδείξεις σε όλη τη διάρκεια της διατριβής. Τον ευχαριστώ ιδιαίτερα για την παραχώρηση του εργαστηρίου το οποίο διευθύνει, καθώς κάποια πειράματα διεξήχθησαν εκεί, με σκοπό να γίνουν μετρήσεις υγρασίας με τη συσκευή εκπομπής γ

ακτινοβολίας (Am – 241). Επιπλέον, οι δικές του παρεμβάσεις υπήρξαν πραγματικά καθοριστικές για την περάτωση του έργου μου. Η παρουσία του ως μέλους της Συμβουλευτικής Επιτροπής, με βοήθησε ουσιαστικά σε όλες τις φάσεις, από τα πειράματα έως τη θεωρητική μελέτη και τη συγγραφή του διδακτορικού μου και πραγματικά αισθάνομαι ευτυχής, που είχα την τύχη να συνεργαστώ μαζί του. Τον ευχαριστώ λοιπόν εγκάρδια για το χρόνο που διέθεσε και για την άποψη συνεργασία που είχαμε όλα αυτά τα χρόνια.

Ευχαριστώ θερμά τον κ. Κωνσταντίνο Κίττα, Καθηγητή του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ., μέλος της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής, για το ενδιαφέρον, τις ευγενικές υποδείξεις και την εποικοδομητική κριτική του, καθ' όλη τη διάρκεια της διδακτορικής μου διατριβής. Οι εύστοχες υποδείξεις του υπήρξαν καθοριστικές για τη διαμόρφωση της διατριβής μου. Επιπλέον, η καθημερινή του φιλική διάθεση ήταν σημαντική για μένα, κατά τη διάρκεια εκπόνησης της εργασίας αυτής.

Ευχαριστώ ιδιαίτερα τα μέλη της εξεταστικής επιτροπής κ. Ιωάννη Μήτσιο, κ. Στέργιο Τζώρτζιο, κ. Σταύρο Γιαννόπουλο και κ. Νικόλαο Δαναλάτο, που είχαν την ευγενή διάθεση να ασχοληθούν με την εργασία αυτή και να αποτελέσουν μέλη της εξεταστικής επιτροπής, καθώς επίσης και για τις εύστοχες παρατηρήσεις, διορθώσεις και υποδείξεις τους, οι οποίες συνέβαλαν στην τελική διαμόρφωση της διατριβής.

Η παρούσα ερευνητική εργασία ήλθε εις πέρας χάρις τις υποδείξεις και τη φιλική διάθεση όλων όσων εργάστηκαν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Π.Θ. Ευχαριστώ λοιπόν θερμά τον κ. Δημήτριο Καλφούντζο, γεωπόνο, διδάκτορα της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ., τον κ. Νικόλαο Παπανίκο, γεωπόνο Τ.Ε., Ε.Ε.ΔΙ.Π. του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ., τον κ. Ιωάννη Τέντα, γεωπόνο, μεταπτυχιακό φοιτητή της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ και τον κ. Παναγιώτη Βύρλα, γεωπόνο Τ.Ε., υποψήφιο διδάκτορα της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τον προπτυχιακό φοιτητή του

Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ. κ. Ευάγγελο Παπαδάκη για τη βοήθειά του στο πειραματικό μέρος και στα τεχνικά προβλήματα που παρουσιάστηκαν κατά τη διάρκεια της διδακτορικής διατριβής, καθώς και για το άριστο πνεύμα συνεργασίας που έδειξε κατά τη διάρκεια του έργου αυτού.

Στο σημείο αυτό θέλω να ευχαριστήσω το σύζυγό μου κ. Αναστάσιο Μαντζαβίνο, μαθηματικό, για τις πολύτιμες υποδείξεις του σε μαθηματικά θέματα της διατριβής, αλλά και για την ηθική συμπαράσταση, κατανόηση, και την ψυχική στήριξη που μου παρείχε έως το τέλος της εργασίας μου. Πραγματικά μεγάλη ήταν η συμβολή της μητέρας μου όλα αυτά τα χρόνια και την ευχαριστώ βαθιά, γιατί χωρίς τη δική της βοήθεια η περάτωση της διατριβής μου θα ήταν αδύνατη. Δε θα μπορούσα να παραλείψω τη μικρή μου Φέη, της οποίας η παρουσία δρούσε «αγχολυτικά», πράγμα που μου έδινε καθημερινή χαρά και ψυχική δύναμη, ώστε να συνεχίσω και τελικά να περατώσω τη διδακτορική μου διατριβή.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη Δ.Ε.Π. και το προσωπικό της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ., που με την ευγενική τους συμπεριφορά έκαναν πιο ευχάριστες τις πολλές ώρες καθημερινής μου παρουσίας στους χώρους του Πανεπιστημίου, τα προηγούμενα χρόνια.

Βόλος, Φεβρουάριος 2004

Αναστασία Α. Αγγελάκη

*Στη μνήμη  
του πιο αγαπημένου μου δασκάλου: του πατέρα μου*

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>ΕΙΣΑΓΩΓΗ</b>	1
Βιβλιογραφία Εισαγωγής.....	11
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1</b>	
<b>ΠΕΡΙ ΑΚΟΡΕΣΤΗΣ ΡΟΗΣ</b>	18
1.1 Γενικά.....	18
1.2 Φυσικές ιδιότητες του νερού και του εδάφους.....	20
1.2.1 Βασικά φυσικά μεγέθη.....	20
1.3 Επιφανειακή τάση.....	25
1.4 Διαφορά πιέσεων μεταξύ αέρα και νερού.....	27
1.5 Κινητική ενέργεια του νερού.....	30
1.6 Δυναμική ενέργεια του νερού.....	30
1.6.1 Δυναμική ενέργεια βαρύτητας .....	31
1.6.2 Δυναμική ενέργεια πίεσης .....	31
1.7 Δυναμικό βαρύτητας.....	32
1.8 Δυναμικό πίεσης.....	32
1.9 Η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους.....	34
1.10 Ο νόμος του Darcy.....	36
1.11 Η υδραυλική αγωγιμότητα.....	39
1.12 Ο συντελεστής διάχυσης.....	40
1.13 Η ειδική υδραυλική χωρητικότητα.....	41
1.14 Η απορροφητικότητα.....	41
1.15 Η εξίσωση της συνέχειας .....	42
1.16 Η εξίσωση Richards.....	43
Βιβλιογραφία 1 <sup>ου</sup> Κεφαλαίου.....	47



**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2****ΜΟΝΤΕΛΑ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ – ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ**

	51
2.1 Η διήθηση του νερού στο έδαφος και οι παράγοντες που την επηρεάζουν.....	51
2.2 Διηθητικότητα και ταχύτητα διήθησης.....	54
2.3 Αθροιστική διήθηση.....	56
2.3.1 Γενικά.....	56
2.3.2 Μαθηματικά μοντέλα διήθησης.....	58
Βιβλιογραφία 2 <sup>ου</sup> Κεφαλαίου.....	78

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3****ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ**

	82
3.1 Εισαγωγή.....	82
3.2 Μέθοδοι μετρήσεων.....	83
3.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας.....	83
3.2.1.α Μέθοδος εκπομπής γ ακτινοβολίας.....	85
3.2.1.β Μέθοδος TDR.....	87
3.2.2 Μέτρηση της πίεσης.....	95
3.3 Λοιπές συσκευές.....	100
3.4 Πειραματικές παραδοχές.....	101
Βιβλιογραφία 3 <sup>ου</sup> Κεφαλαίου.....	102

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4****ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ – ΣΥΖΗΤΗΣΗ**

	108
4.1 Γενικά.....	108
4.2 ΠΡΩΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΑΜΜΩΔΕΣ).....	108
4.2.1 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση.....	108
4.2.2 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer).....	111
4.2.3 Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.....	115

4.2.4 Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα.....	116
4.2.5 Έλεγχος ομοιογένειας της εδαφικής στήλης.....	118
4.2.6 Μελέτη της αθροιστικής διήθησης στο πρώτο εδαφικό δείγμα.....	120
4.2.7 Έλεγχος ομοιομορφίας της υγρασίας κορεσμού του εδάφους.....	127
4.2.8 Χαρακτηριστικές καμπύλες πρώτου εδάφους – Υστέρηση.....	129
4.2.8.α Πρώτη στράγγιση.....	130
4.2.8.β Δεύτερη διύγρανση.....	133
4.2.8.γ Δεύτερη στράγγιση.....	136
4.2.8.δ Χαρακτηριστικές καμπύλες.....	140
4.3 ΔΕΥΤΕΡΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΑΜΜΩΔΗΣ ΠΗΛΟΣ).....	141
4.3.1 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση.....	141
4.3.2 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer).....	142
4.3.3 Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.....	143
4.3.4 Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα.....	144
4.3.5 Μελέτη της αθροιστικής διήθησης στο δεύτερο εδαφικό δείγμα.....	145
4.3.6 Χαρακτηριστικές καμπύλες δεύτερου εδάφους – Υστέρηση.....	151
4.3.6.α Πρώτη στράγγιση.....	154
4.3.6.β Δεύτερη διύγρανση.....	156
4.3.6.γ Δεύτερη στράγγιση.....	158
4.3.6.δ Χαρακτηριστικές καμπύλες.....	160
4.4 ΤΡΙΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΠΗΛΩΔΗΣ ΑΜΜΟΣ).....	161
4.4.1 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση.....	161
4.4.2 Βαθμονόμηση του μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer).....	163

4.4.3 Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού του εδαφικού δείγματος, με τη μέθοδο σταθερού φορτίου.....	164
4.4.4 Η πειραματική στήλη και η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα.....	164
4.4.5 Μελέτη της αθροιστικής διήθησης στο τρίτο εδαφικό δείγμα.....	165
4.4.6 Χαρακτηριστικές καμπύλες τρίτου εδάφους – Υστέρηση.....	170
4.4.6.α Πρώτη στράγγιση.....	172
4.4.6.β Δεύτερη δύγρανση.....	175
4.4.6.γ Δεύτερη στράγγιση.....	177
4.4.6.δ Χαρακτηριστικές καμπύλες.....	180
4.5 Σύνοψη - Αποτελέσματα.....	181
Βιβλιογραφία 4 <sup>ου</sup> Κεφαλαίου.....	183

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

### ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1 Γενικά.....	185
5.2 ΠΡΩΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΑΜΜΩΔΕΣ).....	185
5.2.1 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους – 1 <sup>η</sup> προσέγγιση.....	185
5.2.2 Σύγκριση των μοντέλων αθροιστικής διήθησης Green & Ampt και Parlange.....	187
5.2.3 Βελτιστοποίηση της τιμής της απορροφητικότητας των αρχικών χρόνων διήθησης.....	189
5.2.4 Μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπυλών, Mualem – van Genuchten.....	190
5.2.5 Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης.....	192
5.2.6 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους.....	194
5.2.6.α Γραφικός υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους.....	195

5.2.6.β	Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους με αριθμητική ανάλυση.....	197
5.2.7	Ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου $S$ για το αμμόδες έδαφος.....	202
5.3	ΔΕΥΤΕΡΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΑΜΜΩΔΗΣ ΠΗΛΟΣ).....	205
5.3.1	Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους – 1 <sup>η</sup> προσέγγιση.....	205
5.3.2	Σύγκριση των μοντέλων αθροιστικής διήθησης Green & Ampt και Parlange.....	207
5.3.3	Βελτιστοποίηση της τιμής της απορροφητικότητας των αρχικών χρόνων διήθησης.....	208
5.3.4	Μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπυλών, Mualem – van Genuchten.....	209
5.3.5	Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης.....	210
5.3.6	Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους.....	211
5.3.6.α	Γραφικός υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους.....	212
5.3.6.β	Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους με αριθμητική ανάλυση.....	214
5.3.7	Ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου $S$ για τον αμμόδη πηλό.....	217
5.4	ΤΡΙΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΠΗΛΩΔΗΣ ΑΜΜΟΣ).....	218
5.4.1	Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους – 1 <sup>η</sup> προσέγγιση.....	218
5.4.2	Σύγκριση των μοντέλων αθροιστικής διήθησης Green & Ampt και Parlange.....	219
5.4.3	Βελτιστοποίηση της τιμής της απορροφητικότητας των αρχικών χρόνων διήθησης.....	221
5.4.4	Μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπυλών, Mualem – van Genuchten.....	222
5.4.5	Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης.....	223

5.4.6	Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους.....	224
5.4.7	Ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου $S$ για την πηλώδη άμμο.....	225
5.5	Σύγκριση των τιμών απορροφητικότητας των τριών εδαφών.....	226
5.6	Σύγκριση της κλίσης $dl/dt$ της καμπύλης αθροιστικής διήθησης, με την πειραματική τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού, για τα τρία εδαφικά δείγματα.....	227
5.7	Αποτελέσματα – Συζήτηση.....	228
	Βιβλιογραφία 5 <sup>ου</sup> Κεφαλαίου.....	231

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

<b>ΣΥΝΟΨΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ</b>	233
<b>SUMMARY</b> .....	240

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το νερό αποτελεί ένα από τα πολυτιμότερα αγαθά του πλανήτη μας και απαραίτητο στοιχείο για την ύπαρξη ζωής. Δυστυχώς, τα τελευταία χρόνια σε πολλές περιοχές του πλανήτη και στην Ελλάδα, παρουσιάζονται σημαντικά προβλήματα έλλειψης νερού, που προέρχονται κυρίως από την κακή διαχείριση του. Δυστοίωνα για το μέλλον είναι τα συμπεράσματα των διαφόρων συνεδρίων με αντικείμενο το νερό. Σήμερα 1,4 δισεκατομμύρια άνθρωποι βρίσκονται αντιμέτωποι με τη λειψυδρία. Σύμφωνα με στοιχεία, το 87,4 % του νερού που καταναλώνεται στον κόσμο χρησιμοποιείται στη γεωργία, το 8 % χρησιμοποιείται στη βιομηχανία και το 4,6 % καταναλώνεται για οικιακή χρήση. Εφόσον το μεγαλύτερο ποσοστό νερού καταναλώνεται στη γεωργία, είναι απαραίτητη η λήψη μέτρων που θα οδηγήσουν σε σωστή και βιώσιμη διαχείριση των υδατικών πόρων στον αγροτικό χώρο. Θα πρέπει λοιπόν, οι ασχολούμενοι με τη διαχείριση υδατικών πόρων για αρδευτικούς σκοπούς να έχουν πλήρη γνώση της κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, καθώς και των παραμέτρων που συμμετέχουν στις σχέσεις νερού – εδάφους. Οι γνώσεις αυτές αφορούν στην αθροιστική διήθηση, στη διάχυση, στην υδραυλική αγωγιμότητα, αλλά και στην απορροφητικότητα του εδάφους και συνεισφέρουν στον υπολογισμό της έντασης βροχής άρδευσης, αλλά και στις μελέτες στραγγίσεων. Έτσι η διαχείριση των διαθέσιμων αποθεμάτων νερού στη γεωργία μπορεί να γίνει με τον πλέον ορθολογικό τρόπο.

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

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

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

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

Ο Childs (1969) συνέτεινε στη συστηματική εμπέδωση γνώσεων που αφορούν την ακόρεστη ροή, αλλά και τη δημιουργία ιδιαίτερης επιστήμης του συστήματος νερό – έδαφος.

Το 1931 ο Richards επέκτεινε το νόμο του Darcy και στην ακόρεστη ροή παρουσιάζοντας τη γνωστή εξίσωση, η οποία προς τιμήν του πήρε το όνομά του, θεωρώντας ότι ο αέρας που υπάρχει στην ακόρεστη ζώνη δεν επηρεάζει την κίνηση του νερού. Η επίλυση της εξίσωσης Richards έχει αποτελέσει αντικείμενο έρευνας για πολλούς ερευνητές, εκ των οποίων αναφορικά παρατίθενται οι παρακάτω:

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

Η μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος οδηγεί στον προσδιορισμό των υδροδυναμικών παραμέτρων και στη μελέτη του φαινομένου της υστέρησης. Η Σακελλάριου-Μακραντωνάκη (1980, 1986) και Sakellariou - Makrantonaki (1991, 1997) ασχολήθηκε με το φαινόμενο της υστέρησης σε στήλες εδαφικών δειγμάτων και με την επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων σε προβλήματα αρδεύσεων. Απόδειξε πως η παράμετρος  $n$  στο μοντέλο Mualem – van Genuchten επηρεάζει τη μορφή της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους, ενώ η παράμετρος  $a$  προκαλεί την παράλληλη μετατόπισή της, χωρίς να επηρεάζει σημαντικά την προώθηση του μετώπου. Για την περίπτωση των στρωματοποιημένων εδαφών, χρησιμοποίησε για την επίλυση της εξίσωσης του Richards το υπολογιστικό σχήμα Laasonen και απέδειξε τη σύμπτωση της προσομοίωσης με τα πειραματικά αποτελέσματα. Ο Danalatos (1992) και Danalatos et al (1994) ασχολήθηκε με τη διερεύνηση ενός λογαριθμικού μοντέλου ώστε αυτό να περιγράφει τις χαρακτηριστικές καμπύλες μιας ευρείας ομάδας εδαφικών τύπων. Το μοντέλο αυτό είχε ως παραμέτρους τις περιεκτικότητες του εδαφικού δείγματος σε άργιλο, ιλύ, άμμο, οργανική ουσία, διοξειδίο του άνθρακα, τη φαινόμενη ξηρή πυκνότητα και την υγρασία κορεσμού του εδάφους, αλλά μελετήθηκε και η ισχύς ενός απλοποιημένου μοντέλου, με μόνες παραμέτρους την υγρασία κορεσμού του εδάφους και την περιεκτικότητα του εδάφους σε άργιλο. Ο Γιαννόπουλος (1995) συνέκρινε τα μοντέλα πρόβλεψης της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας που βασίζονται στην καμπύλη  $\theta(h)$  του Brutsaert και στις εξισώσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας του Mualem και του Burdine. Οι Γιακουμάκης κ.α. (1991) ασχολήθηκαν με την αριθμητική προσομοίωση της διύγρανσης σε στήλη εδάφους, με θεώρηση και της υστέρησης στη σχέση μύζησης – υγρασίας και έδειξαν ότι η καλύτερη σύμπτωση μεταξύ αριθμητικών και πειραματικών αποτελεσμάτων επιτυγχάνεται στην περίπτωση που η υστέρηση λαμβάνεται υπόψη στην προσομοίωση. Εντούτοις, στην περίπτωση που ελήφθη υπόψη στην εξομοίωση η σχέση  $\Theta(h)$  που αντιστοιχεί μόνο στην κύρια καμπύλη της στράγγισης, παρατηρήθηκε διατήρηση του ισοζυγίου μάζας. Από τη μελέτη αυτή επιβεβαιώθηκε η πολύ καλή δυνατότητα πρόβλεψης του μοντέλου του



Mualem. Οι Tzimiropoulos et al (1998) πρότειναν ένα αλγόριθμο για την εκτίμηση των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους με τη μέθοδο των συζυγών διευθύνσεων. Με τη μελέτη των υδροδυναμικών παραμέτρων και το φαινόμενο της υστέρησης έχουν ασχοληθεί πολλοί ερευνητές, όπως οι Bruckler et al (2002), Young et al (2002), Wu et al (1996), Kerkides και Elmaloglou (1991), και πολλοί άλλοι.

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

Ο Philip το 1957 έδωσε ένα μοντέλο αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο, την αρχική υγρασία και την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα  $K_s$ . Αργότερα, ο Philip (1958) από την εξίσωση του προφίλ υγρασίας εξήγαγε μία εξίσωση αθροιστικής διήθησης εισάγοντας μία νέα παράμετρο που την ονόμασε *απορροφητικότητα (Sorptivity) S* του εδάφους. Ο Philip (1969), έδωσε, επίσης, μία εξίσωση για τους μεγάλους χρόνους διήθησης ( $t > t_c$ ), όπου  $t_c$  αποτελεί ένα κρίσιμο χρόνο, πέραν του οποίου ενεργούν οι δυνάμεις βαρύτητας και αναπτύσσεται το προφίλ του απείρου. Αργότερα ο Philip (1983) μελέτησε περιπτώσεις κατά τις οποίες θεωρεί την επιφάνεια του εδάφους μικρή σε σχέση με το βάθος διήθησης, οπότε η λύση των εξισώσεων διήθησης σε μία διάσταση για μικρούς μετρήσιμους χρόνους, μπορούν να χρησιμοποιηθούν με επιτυχία.

Ο Raats (1970) μελέτησε τη διήθηση του νερού σε μία διάσταση και κατέληξε ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί εξίσωση διήθησης για μεγάλους χρόνους διήθησης. Ο Parlange (1971, 1972, 1975), πρότεινε ένα διπαραμετρικό μοντέλο, θεωρώντας ότι ο συντελεστής διάχυσης  $D$  (Diffusivity) και η κλίση

$dK/d\theta$  είναι δέλτα συναρτήσεις. Οι παράμετροι στο μοντέλο του είναι η απορροφητικότητα  $S$  (Sorptivity) και η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού  $K_s$ . Ο Knight (1983) μελέτησε τη διήθηση, για την περίπτωση που ενεργούν δυνάμεις βαρύτητας και η επιφάνεια του εδάφους πλημμυρίζεται με νερό (post – ponding infiltration) και κατέληξε σε μία εξίσωση που ισχύει για μεγάλους χρόνους διήθησης. Απέδειξε ότι για μεγάλους χρόνους διήθησης, διαφορετικές παροχές στην επιφάνεια του εδάφους, προκαλούν παράλληλη μετατόπιση της καμπύλης της αδιάστατης αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με τον αδιάστατο χρόνο. Κατέληξε, λοιπόν, στο συμπέρασμα ότι σε μεγάλους χρόνους διήθησης οι φυσικές παράμετροι που επηρεάζουν το φαινόμενο της διήθησης είναι τρεις, δηλαδή η απορροφητικότητα, η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού και η αρχική διηθητικότητα. Ο Touma (1984), παρατήρησε ότι η εξίσωση του Philip με τη μορφή « $I = St^{1/2} + At$ », η οποία περιγράφει το φαινόμενο της διήθησης σε μικρούς και μεγάλους χρόνους, δε δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα, καθώς οι παράμετροι  $S$  και  $A$  είναι παράμετροι αριθμητικής προσομοίωσης και δεν έχουν φυσική σημασία. Η χρήση λοιπόν της εξίσωσης αυτής πιθανόν να μη δίδει αντικειμενικά αποτελέσματα για την απορροφητικότητα του εδάφους. Αργότερα, το 1990 οι Parlange et al, εξήγαγαν μία τριπαραμετρική εξίσωση για τη διήθηση ξεκινώντας από την εξίσωση Richards θεωρώντας ότι σε συνθήκη σταθερού φορτίου στην επιφάνεια του εδάφους, η υγρασία σε μικρή απόσταση από το υγρό μέτωπο βρίσκεται κοντά στον κορεσμό και ότι ο συντελεστής διάχυσης  $D$  και η κλίση  $dK/d\theta$  είναι ανάλογα ποσά. Ο Τζιμόπουλος (1991) εξήγαγε μία γενικευμένη εξίσωση για τη διήθηση, η οποία περιλαμβάνει την επιρροή τόσο των τριχοειδών δυνάμεων, όσο και των δυνάμεων βαρύτητας και η οποία συμπεριφέρεται ικανοποιητικά τόσο για μικρούς, όσο και για μεγάλους χρόνους διήθησης και μάλιστα συμπίπτει με αυτή του Parlange, τόσο στους μεγάλους όσο και στους μικρούς χρόνους του φαινομένου. Από την εξίσωση αυτή μπορεί να υπολογιστεί η απορροφητικότητα  $S$  του εδάφους, καθώς και η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού  $K_s$ . Ταυτόχρονα πραγματοποίησε σύγκριση μεταξύ διαφόρων μοντέλων διήθησης. Το μοντέλο του Kostiaikov αποδείχθηκε

ανεπαρκές να περιγράψει τη διήθηση, τουλάχιστο για τους πολύ μικρούς χρόνους διήθησης, αλλά οι μέγιστοι χρόνοι εφαρμογής, όπως τους πρότεινε ο Kostiakov, θεωρήθηκαν ικανοποιητικοί. Αποδείχθηκε επίσης ότι για  $t \rightarrow 0$  το μοντέλο των Green & Ampt, αλλά και αυτό του Parlange καταλήγουν στη μονοδιάστατη οριζόντια διήθηση του Philip. Οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με το σημαντικό φαινόμενο της διήθησης του νερού στο έδαφος είναι πάρα πολλοί, με πιο γνωστούς τους Aggelidis (1975), Kunze and Hmida (1983), Glass et al (1989), Swartzendruber and Hogarth (1991), Αργυροκαστρίτης (1996), Noborio et al (1996), Simunek and van Genuchten (1997), Wu and Pan (1997), Zhang (1997), Wang et al (1998), Vandervaere et al (2000), Serrano (2001), Schwartz and Evett (2002), Argyrokastritis and Kerkides (2003), κλπ.

Η μελέτη της διήθησης του νερού στο έδαφος παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, γιατί μπορεί να οδηγήσει στον υπολογισμό μίας από τις πιο σημαντικές παραμέτρους του εδάφους, *την απορροφητικότητα*. Ο Dirksen (1975) πρότεινε μία πειραματική διάταξη, που συνιστά την εφαρμογή νερού στην επιφάνεια του εδάφους με πολύ μικρό αρνητικό φορτίο πίεσης (Unsaturated Sorptivity Device – USD), για τη μέτρηση της απορροφητικότητας του εδάφους, η οποία μπορεί να χρησιμοποιηθεί και στον αγρό και η οποία βελτιώθηκε αργότερα από τους Clothier and White (1981). Οι ίδιοι επέκτειναν τη μέθοδο αυτή, ώστε μετά τον υπολογισμό της απορροφητικότητας να εκτιμάται και ο συντελεστής διάχυσης του εδάφους. Ο Bouwer (1978) ασχολήθηκε με την απορροφητικότητα και θεώρησε ότι αυτή εξαρτάται από δύο παράγοντες: τη δομή του εδάφους και την αρχική περιεχόμενη στο έδαφος υγρασία. Ο Youngs (1981) πρότεινε μία σχέση για την απορροφητικότητα  $S$ , σύμφωνα με την οποία, η απορροφητικότητα, εκτός από την αρχική υγρασία του εδάφους, εξαρτάται και από την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού. Οι Chong and Green (1983) συνέκριναν διάφορες μεθόδους υπολογισμού της απορροφητικότητας του εδάφους, έδειξαν ότι η σχέση που συνδέει την απορροφητικότητα με την αρχική υγρασία του εδάφους είναι μη γραμμική και παρουσίασαν τις εφαρμογές που μπορεί να έχει η γνώση της απορροφητικότητας (όπως την πρόβλεψη της διήθησης του νερού στο

έδαφος). Οι Poulouvassilis et al (1989) εξήγαγαν μία εξίσωση διήθησης στην οποία η απορροφητικότητα μεταβάλλεται με το χρόνο. Οι Minasny and McBratney (2000), εκτίμησαν την απορροφητικότητα του εδάφους με τη βοήθεια περατόμετρου. Χρησιμοποίησαν την εξίσωση του Philip και υπολόγισαν από αυτή την απορροφητικότητα του εδάφους. Ταυτόχρονα, υπολόγισαν την απορροφητικότητα στους αρχικούς χρόνους διήθησης, όπου οι τριχοειδείς δυνάμεις υπερτερούν των δυνάμεων βαρύτητας και απέδειξαν ότι ο υπολογισμός της απορροφητικότητας στους αρχικούς χρόνους διήθησης, οδηγεί σε υπερεκτίμηση της απορροφητικότητας. Οι Αργυροκαστρίτης κ.α. (2002) μελέτησαν το φαινόμενο της διήθησης υπό συνθήκες κατάκλισης για διάφορους τύπους εδαφών και κατέληξαν σε μία εξίσωση με χρονικά μεταβαλλόμενη απορροφητικότητα.

Τα τελευταία χρόνια, η έρευνα που αφορά στη διήθηση και γενικότερα στην κίνηση του νερού στο έδαφος, έχει επεκταθεί σε πεδία όπως για παράδειγμα τη διήθηση του επαναχρησιμοποιήσιμου νερού που προέρχεται από υγρά αστικά απόβλητα, τα φαινόμενα υστέρησης κατά την κίνηση επαναχρησιμοποιημένου νερού στο έδαφος, κ.λπ. (Lin et al. 2003, Greenwald 2000, Parissopoulos and Wheeler 1992, Siegrist 1987, κ.λπ.).

Το φαινόμενο της αθροιστικής διήθησης στο έδαφος είναι ένα πάρα πολύ σημαντικό φαινόμενο με τη βοήθεια του οποίου μπορεί να υπολογιστεί η ένταση της βροχής άρδευσης στα δίκτυα άρδευσης με καταιονισμό. Ο μηχανισμός διήθησης του νερού στο έδαφος επιδρά άμεσα στον τρόπο άρδευσης, στη δόση άρδευσης και συνεπώς στην εξοικονόμηση νερού. Επίσης η απορροφητικότητα του εδάφους επηρεάζει τη διαδικασία της διήθησης και της στράγγισης του νερού στο έδαφος. Είναι αναγκαίο λοιπόν από τα μοντέλα που εκφράζουν τη διήθηση του νερού στο έδαφος να επιλεγθεί αυτό που προσομοιάζει καλύτερα το φυσικό φαινόμενο. Από τη βιβλιογραφική ανασκόπηση προκύπτει ότι για τα μοντέλα Green & Ampt και Parlange που είναι τα σημαντικότερα από όσα έχουν αναπτυχθεί, δεν έχει γίνει μέχρι τώρα συγκριτική αξιολόγηση. Επίσης από την ανασκόπηση της βιβλιογραφίας προκύπτει, ότι δεν έχει αναφερθεί μέχρι στιγμής η επίδραση της

απορροφητικότητας στην αθροιστική διήθηση, σε διάφορους τύπους εδαφών. Επίσης, ότι πειράματα αθροιστικής διήθησης νερού σε εδαφική στήλη χρησιμοποιώντας TDR δεν έχουν πραγματοποιηθεί μέχρι σήμερα διεθνώς.

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή μελετάται η φυσική του φαινομένου της κατακόρυφης αθροιστικής διήθησης του νερού, διαμέσου τριών επιλεγμένων εδαφών με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες. Κύριος στόχος της διατριβής υπήρξε η συγκριτική αξιολόγηση των μοντέλων Green & Ampt και Parlange, η ανταπόκρισή τους στο φυσικό φαινόμενο της διήθησης και η διερεύνηση της εξάρτησης της αθροιστικής διήθησης από την απορροφητικότητα. Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκε μια σειρά πειραμάτων και έγινε θεωρητική ανάλυση των μοντέλων αυτών και αξιολόγηση των πειραματικών αποτελεσμάτων.

Κατά την πειραματική διαδικασία χρησιμοποιήθηκαν τρία εδαφικά δείγματα με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες, για τα οποία:

- Έγινε μηχανική ανάλυση (Μήτσιος, 2000, 2001), και σχεδιάστηκαν οι κοκκομετρικές τους καμπύλες.
- Μετρήθηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού.
- Πραγματοποιήθηκαν δύο διαφορετικοί κύκλοι πειραμάτων για κάθε δείγμα. Στον πρώτο κύκλο, μελετήθηκε πειραματικά η αθροιστική διήθηση του νερού και τα μέτωπα υγρασίας μέσα από το εδαφικό δείγμα.
- Κατά το δεύτερο πειραματικό κύκλο σχεδιάστηκαν οι καμπύλες  $\psi(\theta)$  για την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> δύγρανση και την 2<sup>η</sup> στράγγιση.

Τα πειράματα πραγματοποιήθηκαν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής και Αγροτικού Περιβάλλοντος της Σχολής Γεωπονικών Επιστημών του Π.Θ. Μέρος των πειραμάτων πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Αγρονόμων Τοπογράφων της Πολυτεχνικής Σχολής του Α.Π.Θ.

Κατά τη θεωρητική έρευνα, έγινε μελέτη των μοντέλων Green & Ampt (1911) και Parlange (1971, 1972, 1975), τόσο στους μικρούς όσο και στους μεγάλους χρόνους διήθησης. Ταυτόχρονα μελετήθηκε και το μοντέλο

Τζιμόπουλου (1991) στους αρχικούς, αλλά και στους μεγάλους χρόνους του φαινομένου.

Κατά τη θεωρητική επεξεργασία των πειραματικών δεδομένων:

- Έγινε σύγκριση των τιμών της αθροιστικής διήθησης με τις τιμές που προκύπτουν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας. Τα πειραματικά σημεία προσεγγίστηκαν με μία εξίσωση  $I(t)$ .
- Υπολογίστηκε, για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, η απορροφητικότητα  $S$  του κάθε εδαφικού δείγματος.
- Έγινε σύγκριση των μοντέλων Green & Ampt (1911) και Parlange (1971, 1972, 1975) με τις πειραματικές τιμές αθροιστικής διήθησης και εξήχθη η βέλτιστη τιμή για την απορροφητικότητα  $S$ .
- Με τη βοήθεια του μοντέλου RETC προσεγγίστηκαν τα πειραματικά σημεία της 2<sup>ης</sup> διύγρυνσης με την εξίσωση van Genuchten, και στη συνέχεια υπολογίστηκε η καμπύλη του συντελεστή διάχυσης  $D(\theta)$  καθώς και η εξίσωσή της.
- Έγινε αναλυτικός, αριθμητικός και γραφικός υπολογισμός της απορροφητικότητας  $S$  καθώς και της βέλτιστης τιμής της.
- Έγινε ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$ .
- Έγινε σύγκριση των τιμών απορροφητικότητας των τριών εδαφικών δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν.
- Πραγματοποιήθηκε για κάθε εδαφικό δείγμα, υπολογισμός της κλίσης  $dI/dt$  για μεγάλους χρόνους διήθησης και σύγκρισή της με την πειραματική τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού.

Η διάταξη της ύλης στην παρούσα διδακτορική διατριβή έχει ως εξής:

- Στο **1<sup>ο</sup> κεφάλαιο** παρουσιάζονται βασικά στοιχεία για τη μελέτη της ακόρεστης ροής του νερού στο έδαφος.
- Στο **2<sup>ο</sup> κεφάλαιο** παρουσιάζονται τα μοντέλα αθροιστικής διήθησης και γίνεται θεωρητική μελέτη και σύγκριση των μοντέλων Green & Ampt και Parlange.
- Στο **3<sup>ο</sup> κεφάλαιο** παρουσιάζονται τα εργαστηριακά όργανα και οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν στην πειραματική διαδικασία.

- Στο **4<sup>ο</sup> κεφάλαιο** παρουσιάζεται όλη η πειραματική διαδικασία που ακολουθήθηκε, προκειμένου να μελετηθούν οι υδροδυναμικές παράμετροι σε ακόρεστη ροή και η φυσική του φαινομένου της αθροιστικής διήθησης. Επίσης, γίνεται συζήτηση σχετικά με τα πειραματικά δεδομένα.
- Στο **5<sup>ο</sup> κεφάλαιο** παρουσιάζεται η θεωρητική επεξεργασία των πειραματικών δεδομένων. Στο τέλος του κεφαλαίου, πραγματοποιείται συζήτηση και σχολιασμός επί των αποτελεσμάτων που εξήχθησαν από την όλη μελέτη.
- Στο **6<sup>ο</sup> κεφάλαιο** παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από όλη την ανωτέρω ερευνητική εργασία.

**ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ ΕΙΣΑΓΩΓΗΣ**

- Aggelidis S., 1975. The Green & Ampt approach to one – dimensional water movement in soils. PhD Dissertation, University of Cambridge, pp. 110.
- 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.
- Αργυροκαστρίτης Ι., 1996. Κατακόρυφη διήθηση κάτω από συνθήκες σταθερής βροχόπτωσης. Διδακτορική Διατριβή, Γ.Π.Α., Αθήνα, σελ. 86.
- Αργυροκαστρίτης Ι., Κερκίδης Π., Αγγελίδης Σ., και Βασιλάκου Μ., 2002. Μία νέα μορφή της εξίσωσης διήθησης με μεταβαλλόμενη απορροφητικότητα. Πρακτικά του 9<sup>ου</sup> Πανελληνίου Εδαφολογικού Συνεδρίου, Αθήνα, 2002, σελ. 59 – 68.
- Argyrokastritis I. and Kerkides P., 2003. A note to the variable sorptivity infiltration equation. *Water Res. Manage.*, 17: 133 – 145.
- Bouwer, H., 1978. *Groundwater hydrology*. McGraw Hill Book Co., N. Y. New York.
- Bruckler, L., Bertuzzi, P., Angulo – Jaramillo, R., and Ruy, S., 2002. Testing infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Sci., Soc. Am. J.*, (66): 384 – 395.
- Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Soils Bull., 38.
- Childs, E. C., and Collis – George, N., 1950. The control of soil water. Academic Press, N. Y., *Advances in Agronomy*, (3): 233 – 272.
- Chong, S. K., Green, R. E., 1983. Sorptivity measurement and its application. Proceedings of the National Conference on advances in infiltration, December 12 – 13 Chicago, Illinois, pp. 82 – 91.



- Γιακουμάκης, Σ., Τζιμόπουλος Χ., Vauclin M., 1991. Αριθμητική προσομοίωση της διύγρανσης σε στήλη εδάφους με θεώρηση της υστέρησης. Υδροτεχνικά, Τόμος 1, Τεύχος 2 – 3, Σεπτέμβριος 1991, σελ. 21 – 36.
- Γιαννόπουλος, Στ., 1995. Συγκριτική μελέτη μοντέλων πρόβλεψης της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας που βασίζονται στην καμπύλη  $\theta(h)$  του Brutsaert. Πρακτικά 6<sup>ου</sup> Πανελλήνιου Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., σελ. 173 – 180.
- Childs, E. E., 1969. An introduction to the physical basis of soil water phenomena, John Wiley, New York, pp. 493.
- Clothier, B. E. and White, I., 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. Soil Sci. Soc. Am. J., (45): 241 – 245.
- Danalatos, N. G., 1992. Quantified analysis of selected land use systems in the Larissa region, Greece. PhD dissertation, Agricultural University, Wageningen, p. 370.
- Danalatos, N. G., Kosmas, C. S, Driessen, P. M., Yassoglou, N., 1994. Estimation of the draining soil moisture characteristic from standard data as recorded in routine soil surveys. Geoderma (64): 155 – 165.
- Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris pp.590.
- Dirksen, C., 1975. Determination of soil water diffusivity by sorptivity measurements. Soil Sci. Soc. Am. Proc., (39): 22 – 27.
- 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.
- Gardner, W. R., 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci., Vol. 85, pp. 228 – 232.
- Glass, R. J., Steenhuis, T. S., and Parlange J – Y, 1989. Mechanism for finger persistence in homogeneous, unsaturated, porous media: Theory and verification. Soil Sci. Vol. 148, No 1, pp. 60 – 70.

- Green W. H. & Ampt A., 1911. Studies on soil physics: The flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* pp. 1 – 4.
- Greenwald, D., 2000. Effect of chemical and physical process in the basins soils on recharge rates in the Shafdan plant. M. S. thesis, Faculty of Agricultural, Food and Environmental Quality Sciences, Hebrew Univ. of Jerusalem, Rehovot, Israel.
- Horton R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5: 399 – 417.
- Καλφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ. 177.
- Kerkides, P., and Elmaloglou, S., 1991. An investigation of the credibility of the analytical solution of Broadbridge and White to the constant flux vertical infiltration. *Proceedings of the European Conference Advances in Water Resources Technology, Athens, 20 – 23 March 1991*, pp. 195 – 205.
- Klute, A., 1952. A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. *Soil Sci.* (73): 105 – 116.
- 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.
- Kostiakov, A. N., 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. 6 Comm. Intern. Soil Sci. Soc. Russian, Part A*: 17 – 21.
- Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1982. Finite – difference solutions of the infiltration equation. *Soil Sci.*, 134: 81 – 89.
- 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.
- Lin, C., Greenwald, D., and Banin A., 2003. Temperature dependence of infiltration rate during large scale water recharge into soils', *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 487 – 493.
- Μήτσιοις 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.
- Μήτσιοις Ι.Κ., 2001. Εδαφολογία. Αθήνα 2001, σελ. 313.
- Minasny, B., McBratney, A., 2000. Estimation of sorptivity from a disc – permeameter measurements. *Geoderma*, Vol. 95, pp. 305 – 324.
- Noborio, K., McInnes, K. J., and Heilman, J. L., 1996. Measurements of cumulative infiltration and wetting front location by time domain reflectometry. *Soil Sci.*, Vol 161, No 8, pp. 480 – 483.
- Parissopoulos, G. A., Wheater, H. S., 1992. Effects of hysteresis on groundwater recharge from ephemeral flows. *Water Resour. Res.*, Vol. 28, pp. 3055 – 3061.
- Parlange I. – Y., 1971. Theory of water movement in soils. 1. One – dimensional absorption. *Soil Sci.*, Vol 111, pp. 134 – 137.
- Parlange I. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, Vol 133, pp. 308 – 312.
- Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 8. One – dimensional infiltration with constant flux at the surface. *Soil. Sci.*, Vol. 114, pp. 1 – 4.
- Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. *Soil Sci.* Vol 119, pp. 466 – 467.
- Parlange J. – Y., Starr J.-L., Haverkamp R., 1990. Numerical and Experimental Validation of a new Infiltration Equation. 4o National Congress EYE, Creta-Greece, pp. 731-745.

- Philip J.R., 1957a. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration – dependent. II. *Austr. J. Physics*, 10: 29 – 42.
- Philip J.R., 1957b. Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.*, 83: 345 – 357.
- Philip J.R., 1957c. Theory of infiltration: 2. The profile at infinity. *Soil Sci.*, 83: 435 – 448.
- Philip J.R., 1957d. Theory of infiltration: 3. Moisture profiles and relation to experiment. *Soil Sci.*, 84: 163 – 178.
- Philip J.R., 1957e. Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84: 329 – 339.
- Philip J.R., 1958. Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, Vol. 85, pp. 278 – 286.
- Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydrosciences*, pp. 215 – 296.
- Philip J.R., 1983. Theory of infiltration. *Advances in infiltration. Proceedings of the National Conference on advances in infiltration, December 12 – 13 Chicago, Illinois*, pp. 1 – 13.
- Poulovassilis A., Elmaloglou S., Kerkides P. and Argyrokastritis I., 1989. A variable sorptivity infiltration equation. *Water Res. Manage.* 3, 287 – 298.
- Raats, P. A. C., 1970. Steady infiltration from line sources and furrows. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (34): pp. 709 – 714.
- Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, Vol 1, pp. 318 – 333.
- Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., 1980. Μαθηματική μοντελοποίηση του προβλήματος της κατακόρυφης κίνησης του νερού μέσα σε ακόρεστο πορώδες μέσο. *Μεταπτυχιακή Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη*, σελ. 54.
- Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. *Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη*, σελ. 215.

- Sakellariou – Makrantonaki, M., Hajjiannakis, S. 1991. Groundwater movement into layered soils. Proceedings of the European Conference Advances in Water Resources Technology, Athens, 20 – 23 March 1991, pp207 – 216.
- Sakellariou – Makrantonaki, M., 1997. Water drainage in layered soils, Laboratory experiments and numerical simulation. Water Resour. Managm., (11): 437 – 444.
- Schwartz, R. C. and Evett, S. R., 2002. Estimating hydraulic properties of a fine – textured soil using a disc infiltrometer. Soil Sci. Soc. Am. J., (66): 1409 – 1423.
- Serrano, S. E., 2001. Explicit solution to Green and Ampt infiltration equation. J. of Hydrol. Eng., Vol. 6, Issue 4, pp. 336 – 340.
- Siegrist, R. L., 1987. Soil clogging during wastewater infiltration as affected by influent composition and loading rate. J. Environ. Qual. 16 (2): 181 – 187.
- Simunek, J., van Genuchten, M. Th., 1997. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. Soil Sci., Vol. 162, No 6, pp. 383 – 398.
- Swartzendruber, D. Hogarth, W. L., 1991. Water infiltration into soil in response to ponded – water head. Soil Sci.Soc. Am. J., (55): 1511 – 1515.
- Touma, J., 1984. Etude critique de la caracterisation hydrodynamique de sols non satures. These d' Etat, I. N. P. de Grenoble, pp. 190.
- Tzimopoulos C., 1978. Finite elements solution of unsaturated porous media flow. Finite Elements In Water Resources, Proceedings of the second International Conference, Imperial College, London, Pentech Press, 1.37 – 1.49.
- Tzimopoulos C., 1991. Un model generalise pour la description du processus d' infiltration de l' eau dans le sol. Hydrotechnika, Tome 1, Issue 2 – 3, pp. 3 – 19.

- Tzimopoulos, C., Sakellariou – Makrantonaki, M., Spiridis A., and Arampatzis, G., 1998. An algorithm for the soil characteristic curve with the method of conjugate directions. XII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Crete, Greece, pp. 23 – 238.
- Vandervaere, J – P., Vauclin, M., Elrick, D. E., 2000. Transient flow from tension infiltrometers: I. The two – parameter equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (64): 1263 – 1272.
- Wang, D., Yates, S.R., Lowery, B., and van Genuchten, M. Th., 1998. Estimating soil hydraulic properties using tension infiltrometers with varying disk diameters. *Soil Sci.*, Vol. 163, No 5, pp. 356 – 361.
- Wu, L., Allmaras, R. R., Lamb, J. B., and Johnsen, K. E., 1996. Model sensitivity to measured and estimated hydraulic properties of a Zimmerman fine sand', *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (60): 1283 – 1290.
- Wu, L., and Pan, L. 1997. A generalized solution to infiltration from single – ring infiltrometers by scaling. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (61): 1318 – 1322.
- Yannopoulos, St., Tzimopoulos, C., 1983. Effect of the pressure head at the soil surface, in vertical one – dimensional infiltration. International Commission on Irrigation and Drainage, Bulletin, Vol. 32, pp. 17 – 22.
- Young, M. H., Karagunduz, A., Simunek J. and Pennell, K. D., 2002. A modified upward infiltration method for characterizing soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (66): 57 – 64.
- Youngs, E. G., 1981. Use of similar media theory in infiltration and runoff relationships. In pre – symposium proceedings of the International Symposium of Rainfall – Runoff Modeling, Mississippi State University, MS, May 18 – 21, 1981, pp. 109 – 110.
- Zhang, R., 1997. Infiltration models for the disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61: 1597 – 1603.
- Zhang, R., 1997. Determination of sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61: 1024 – 1030.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1<sup>ο</sup>

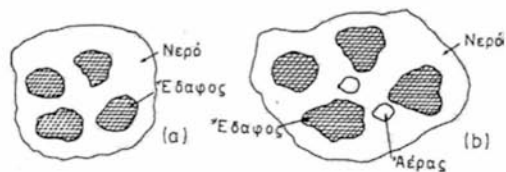
## ΠΕΡΙ ΑΚΟΡΕΣΤΗΣ ΡΟΗΣ

### 1.1. Γενικά

Το νερό αποτελεί βασικό στοιχείο του κύκλου της ζωής. Βρίσκεται πάντα σε άμεση αλληλεπίδραση με το έδαφος και για το λόγο αυτό το σύστημα νερό – έδαφος έχει αποτελέσει και συνεχίζει να αποτελεί αντικείμενο μελέτης για ένα ευρύ φάσμα επιστημών, όπως είναι η Γεωπονία, η Φυσική, η Χημεία κ.λπ. Η ακριβής γνώση των μηχανισμών κίνησης του νερού μέσα στο έδαφος, επιτρέπει τη σωστή και ορθολογική διαχείριση των πολύτιμων υδάτινων πόρων του πλανήτη μας και την επίλυση πολλών προβλημάτων ύψιστης περιβαλλοντικής σημασίας.

Η μελέτη όμως της κίνησης του νερού στο έδαφος, προαπαιτεί τη χρήση παραμέτρων και μεταβλητών, ώστε να είναι δυνατή η περιγραφή του φαινομένου από μαθηματική άποψη.

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



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

Το εδαφικό νερό μπορεί να χωριστεί σε δύο ζώνες κατά την έννοια μιας κατακόρυφης τομής (Σχήμα 1.2, Γιαννόπουλος, 1978):

- Τη ζώνη κορεσμού στην οποία όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό. Το άνω όριο αυτής της ζώνης καλείται *φρεατική στάθμη* και η πίεση σε όλα τα σημεία της φρεατικής στάθμης είναι ίση με την ατμοσφαιρική. Το κάτω όριο της ζώνης περιορίζεται συνήθως από ένα αδιαπέρατο όριο.

*Κορεσμένο* είναι το έδαφος, του οποίου όλοι οι πόροι είναι πληρωμένοι με νερό.

- Τη ζώνη αερισμού η οποία εκτείνεται από τη φρεατική στάθμη μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Οι πόροι του εδάφους στη ζώνη αυτή είναι γεμάτοι με νερό, αέρα και υδρατμούς.

*Ακόρεστο* ονομάζεται το έδαφος του οποίου οι πόροι περιέχουν νερό και αέρα. Στο Σχήμα 1.1 δίνεται μία εικόνα των πόρων ενός κορεσμένου (a) και ενός ακόρεστου εδάφους (b).

Η ζώνη αερισμού χωρίζεται σε 3 υποζώνες:

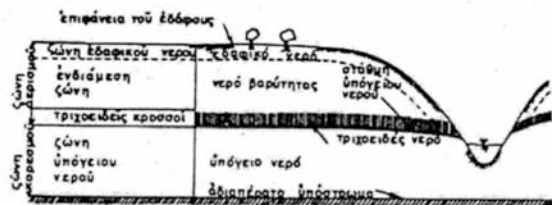
A) Τη ζώνη του εδαφικού νερού, όπου το νερό εκτείνεται συνήθως από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι τη ζώνη των ριζών των φυτών.

B) Την ενδιάμεση ζώνη και

Γ) Την τριχοειδή ζώνη ή τριχοειδή κροσσό.

Η ροή μέσα στη ζώνη αερισμού λέγεται ακόρεστη ροή και αποτελεί μια ειδική περίπτωση ταυτόχρονης ροής δύο μη μειγνυόμενων ρευστών, αέρα και νερού, όπου όμως θεωρείται ότι η αέρια φάση δεν μετέχει στην κίνηση.





Σχήμα 1.2. Σχηματική διάταξη της κατανομής του νερού στο έδαφος

## 1.2 Φυσικές ιδιότητες του νερού και του εδάφους

Οι φυσικές ιδιότητες τόσο του νερού όσο και του εδάφους καθορίζουν την κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος. Στην παρούσα παράγραφο αναφέρονται οι πιο βασικές έννοιες που σχετίζονται με το σύστημα νερό – έδαφος.

### 1.2.1 Βασικά φυσικά μεγέθη

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 αντίστοιχα, της αέριας της υγρής και της στερεής φάσης.

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

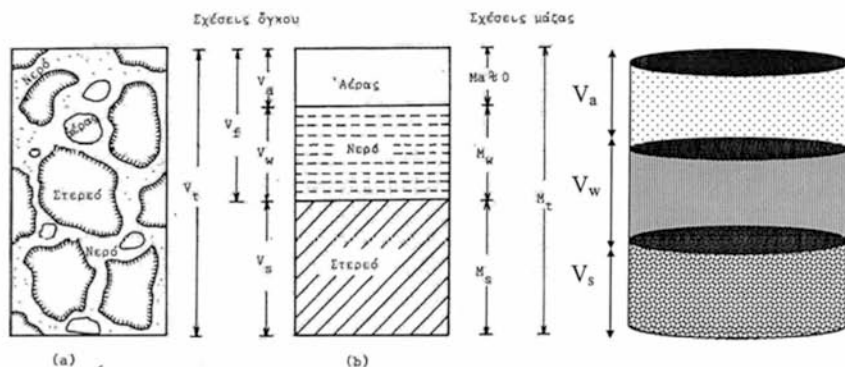
#### α) Πυκνότητα στερεού, $\rho_s$

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

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 ναι 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.

#### ι) 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  $\theta$  (%)**

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 (Τζιμόπουλος, 1994).

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

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

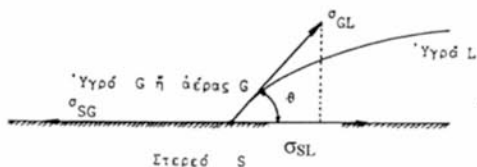
$$\theta = \frac{V_w}{V_t} = \frac{V_w(V_a + V_w)}{V_t(V_a + V_w)} = S \cdot n \quad (1.9)$$

### 1.3 Επιφανειακή τάση

Όταν ένα υγρό βρίσκεται σε επαφή με ένα άλλο υλικό, όπως ένα άλλο υγρό μη μειγνυόμενο, ή ένα αέριο ή ένα στερεό, υπάρχει μια ελεύθερη διεπιφανειακή ενέργεια μεταξύ τους. Η διεπιφανειακή ενέργεια υπάρχει, λόγω της διαφοράς μεταξύ των ελκτικών δυνάμεων των μορίων στο εσωτερικό κάθε φάσεως και των άλλων στην επιφάνεια επαφής. Επειδή κάθε επιφάνεια που κατέχει ελεύθερη ενέργεια συστέλλεται όταν μπορεί, η ελεύθερη διεπιφανειακή ενέργεια εκδηλώνεται σαν μια διεπιφανειακή τάση. Έτσι η διεπιφανειακή τάση  $\sigma_{ik}$  – η οποία για κάθε υλικό είναι σταθερή – μεταξύ των υλικών  $i$  και  $k$ , ορίζεται σαν το ποσό του έργου που απαιτείται για να αποσπαστεί μια μοναδιαία επιφάνεια υλικού  $i$  από το υλικό  $k$ . Επιφανειακή τάση είναι η διεπιφανειακή τάση  $\sigma_i$  μεταξύ του υλικού  $i$  και του αέρα ή των υδρατμών (Τζιμόπουλος, 1979).

Το Σχήμα 1.4 (Τζιμόπουλος, 1979) δείχνει δύο μη μειγνυόμενα ρευστά σε επαφή με μια στερεή επιφάνεια. Η γωνία  $\theta$  είναι η γωνία μεταξύ της διεπιφάνειας των ρευστών και του στερεού μέσου και μετριέται κατά συνθήκη από το πυκνότερο ρευστό. Για να υπάρχει ισορροπία πρέπει να ισχύει η παρακάτω σχέση (Εξίσωση Young):

$$\sigma_{GL} \cdot \cos\theta = \sigma_{SG} - \sigma_{SL} \Leftrightarrow \cos\theta = \frac{\sigma_{SG} - \sigma_{SL}}{\sigma_{GL}} \quad (1.10)$$



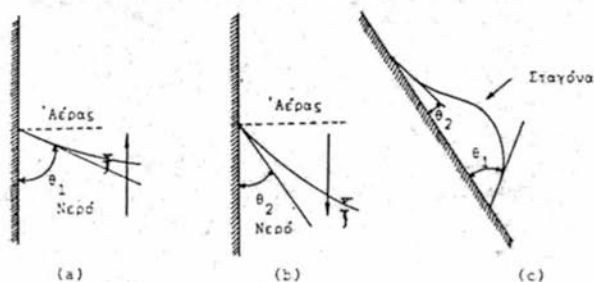
Σχήμα 1.4 Διεπιφανειακές τάσεις Γωνία επαφής

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

Η γωνία επαφής ενός υγρού με ένα στερεό, είναι γενικά σταθερή κάτω από δεδομένες συνθήκες. Η γωνία αυτή μπορεί να είναι διαφορετική για την περίπτωση ενός υγρού που προχωρεί πάνω στο στερεό (*γωνία διαβροχής*), από εκείνη του ίδιου του υγρού που αποσύρεται πάνω στο στερεό (*γωνία αποσύρσεως*). Η ιδιότητα αυτή του νερού μέσα στο πορώδες έδαφος αποτελεί και έναν από τους παράγοντες του φαινομένου της υστέρησης. Στο Σχήμα 1.5 το νερό προχωρεί με γωνία επαφής  $\theta_1$  (Σχήμα 1.5a) και αποσύρεται με γωνία επαφής  $\theta_2$  (Σχήμα 1.5b). Στο Σχήμα 1.5c φαίνεται μία σταγόνα η οποία προχωρά. Ισχύει:

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

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



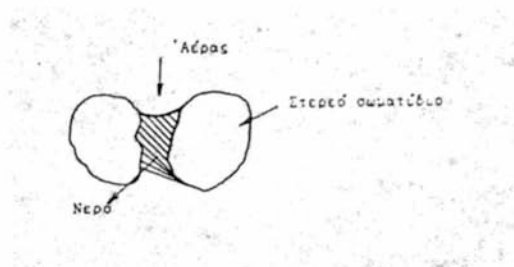
Σχήμα 1.5 Γωνία επαφής α. Γωνία διαβροχής

b. Γωνία αποσύρσεως

c. Σταγόνα που προχωρά.

#### 1.4. Διαφορά πιέσεων μεταξύ αέρα και νερού

Οι πόροι του εδάφους στην ακόρεστη κατάσταση είναι μερικά πληρωμένοι με νερό και μερικά πληρωμένοι με αέρα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.6.



Σχήμα 1.6 Καμπυλωμένος μηνίσκος από νερό μεταξύ στερεών σωματιδίων

Ο αέρας αυτός έρχεται σε επαφή με τον ατμοσφαιρικό αέρα και έτσι στη διεπιφάνεια μεταξύ αέρα και νερού υπάρχει μια διαφορά πιέσεων που εξαρτάται από την καμπυλότητα της επιφάνειας του νερού. Η διαφορά πιέσεων καλείται *τριχοειδής πίεση*  $p_c$  και είναι ίση με:

$$p_c = p_a - p_w, \quad (1.11)$$

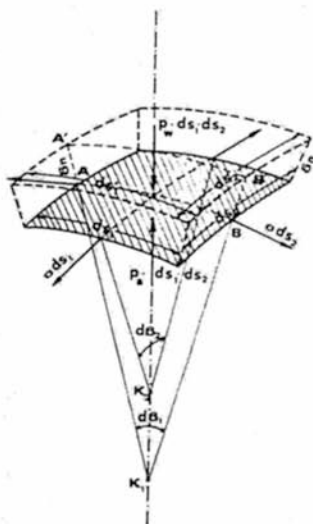
όπου  $p_a$  είναι η ατμοσφαιρική πίεση και  $p_w$  είναι η πίεση του νερού.

Η επιφάνεια του νερού είναι κοίλη προς την πλευρά του αέρα, και για να βρεθεί μια σχέση μεταξύ της τριχοειδούς πίεσης  $p_c$  και των επιφανειακών τάσεων  $\sigma$ , θεωρείται ένα απειροστό εμβαδόν επιφάνειας  $ds_1 ds_2$  με κέντρα καμπυλότητας  $K_1$  και  $K_2$ .

Έστω ότι το απειροστό αυτό τμήμα της επιφάνειας υφίσταται μια παραμόρφωση και γίνεται  $ds'_1 ds'_2$ , μετατοπισμένο κατά  $\delta_\eta$  από την αρχική του θέση (Σχήμα 1.7). Η ενέργεια που αποθηκεύτηκε στη μεμβράνη  $ds_1 ds_2$  κατά την παραμόρφωση αυτή, είναι ίση με:

$$E_1 = \sigma(ds'_1 ds'_2 - ds_1 ds_2) \quad (1.12)$$





Σχήμα 1.7 Ισορροπία στη διεπιφάνεια αέρα και νερού

Το έργο όμως που απαιτείται για τη μετατόπιση της μεμβράνης  $ds_1 ds_2$  κατά  $\delta_\eta$  είναι ίσο με:

$$E_2 = \Delta p ds_1 ds_2 \delta_\eta \quad (1.13)$$

Επειδή υπάρχει ισορροπία, στη νέα θέση ισχύει:

$$E_1 = E_2 \Leftrightarrow \sigma (ds'_1 ds'_2 - ds_1 ds_2) = p_c ds_1 ds_2 \delta_\eta \quad (1.14)$$

ή

$$p_c = \sigma \frac{ds'_1 ds'_2 - ds_1 ds_2}{ds_1 ds_2 \delta_\eta} \quad (1.15)$$

Από τα όμοια όμως τρίγωνα  $A'K_1B'$  και  $AK_1B$  προκύπτει η σχέση:

$$\frac{A'B'}{AB} = \frac{A'K_1}{AK_1} \Leftrightarrow \frac{ds'_1}{ds_1} = \frac{\delta_\eta + R_1}{R_1} \Leftrightarrow ds'_1 = ds_1 \left( 1 + \frac{\delta_\eta}{R_1} \right). \quad (1.16)$$

Με όμοιο τρόπο ισχύει η σχέση:

$$ds'_2 = ds_2 \left( 1 + \frac{\delta_\eta}{R_2} \right), \quad (1.17)$$

και επομένως:

$$ds'_1 ds'_2 = ds_1 ds_2 \left( 1 + \frac{\delta_\eta}{R_1} + \frac{\delta_\eta}{R_2} + \frac{\delta_\eta^2}{R_1 R_2} \right) \quad (1.18)$$

ή

$$ds'_1 ds'_2 - ds_1 ds_2 = \delta_\eta ds_1 ds_2 \left( \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right), \quad (1.19)$$

όπου ο όρος  $\frac{\delta_\eta^2}{R_1 R_2}$  παραλείπεται σαν απειροστός δεύτερης τάξης.

Έτσι η σχέση (1.15) γίνεται:

$$p_c = \sigma \left( \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) = \frac{2\sigma}{r^*} \quad (1.20)$$

όπου  $r^*$  είναι η μέση ακτίνα καμπυλότητας.

Η εξίσωση (1.20) αποτελεί την *εξίσωση του Laplace για την τριχοειδή πίεση*.

Επειδή στην Υδραυλική σαν αρχή των πιέσεων παίρνουμε την ατμοσφαιρική, από την εξίσωση (1.11) προκύπτει ότι:

$$p_c = -p_w = \Delta p = \frac{2\sigma}{r^*}, \quad (1.21)$$

όπου  $p_w$  είναι η πίεση του νερού.

Επειδή η πίεση του νερού στην ακόρεστη ροή είναι αρνητική, από την εξίσωση (1.21) προκύπτει ότι η  $p_c$  είναι θετική. Η  $p_c$  λέγεται και *μύζηση (suction) ή τάση (tension)*.

Η εξίσωση (1.20) για την περίπτωση που τα δύο κέντρα καμπυλότητας  $K_1$  και  $K_2$  βρίσκονται εκατέρωθεν της διεπιφάνειας νερού – αέρα, γίνεται:

$$p_c = \sigma \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \quad (1.22)$$

και όταν η επιφάνεια είναι σφαιρική ( $R_1 = R_2$ ), τότε παίρνει τη μορφή:

$$p_c = \frac{2\sigma}{R}. \quad (1.23)$$

Οι εξισώσεις (1.20), (1.22), (1.23) δίνουν για διάφορες μορφές της διεπιφάνειας νερού – αέρα, τη σχέση μεταξύ πίεσης και επιφανειακής τάσης.

Ένας άλλος τύπος διεπιφανειακού φαινομένου είναι η προσρόφιση του νερού πάνω σε στερεές επιφάνειες, που προκύπτει από τη διαφορά των δυνάμεων έλξεως ή απωθήσεως μεταξύ των μορίων των διαφόρων φάσεων στις επιφάνειες επαφής.

Οι διεπιφανειακές αυτές δυνάμεις περιλαμβάνουν ηλεκτροστατικές δυνάμεις Coulomb, ενδομοριακές δυνάμεις van der Waals και London και απωθητικές δυνάμεις μικρής ακτίνας δράσης (Born). Η προσρόφιση του νερού πάνω στις στερεές επιφάνειες οφείλεται γενικά σε ηλεκτροστατικές δυνάμεις και αποτελεί το μηχανισμό που δημιουργεί την ισχυρή συγκράτηση του νερού στα αργιλώδη εδάφη στις υψηλές μυζήσεις (Τζιμόπουλος, 1979).

### 1.5 Κινητική ενέργεια του νερού

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

$$E_v = \frac{1}{2}mv^2, \quad (1.24)$$

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:

$$H_v = \frac{E_v}{mg} = \frac{v^2}{2g}. \quad (1.25)$$

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.

### 1.6 Δυναμική ενέργεια του νερού

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

### 1.6.1. Δυναμική ενέργεια βαρύτητας

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

$$E_g = mgz = \rho_w Vgz, \quad (1.26)$$

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.

### 1.6.2 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 ( $dW = Fdx = p dSdx = pdV$ ). Άρα:

$$E_p = pdV = \rho_w gh dV, \quad (1.27)$$

Στην εξίσωση (1.27)  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του νερού,  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας και  $h$  είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους.

### 1.7 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:

$$\varphi_g = \frac{E_g}{m} = gz, \quad (1.28)$$

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

$$\varphi_g = H_g = \frac{E_g}{mg} = z. \quad (1.29)$$

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

### 1.8 Δυναμικό πίεσης

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

$$\Phi_p = \frac{E_p}{dV} = p = \rho_w \cdot g \cdot h = \gamma \quad (1.30)$$

ή εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους γράφεται:

$$H_p = h = \frac{p}{\gamma} \quad (1.31)$$

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

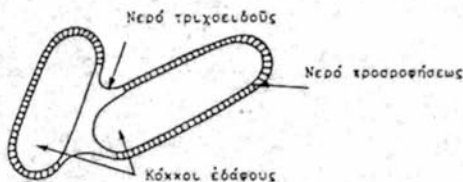
Στις παραπάνω σχέσεις,  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα του νερού,  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας,  $h$  είναι το ύψος πίεσης εκφρασμένο σε μονάδες μήκους και  $\gamma$  είναι το ειδικό βάρος του νερού.

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

$$\psi = -h \quad (1.32)$$

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 προσροφήσεως, 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 συγκαταούνται 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 υμένα βρίσκονται σε ισορροπία με τα κοίλα μέρη του νερού του τριχοειδούς (Σχήμα 1.8) 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 1.8 Ισορροπία μεταξύ των υδάτινων υμένων και του νερού του τριχοειδούς.

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

$$H = H_g + H_p = z + h, \quad (1.33)$$

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 (1.33) 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:

$$h = \frac{P_w - P_a}{\rho_w g}, \quad (1.34)$$

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.

### 1.9 Η Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους

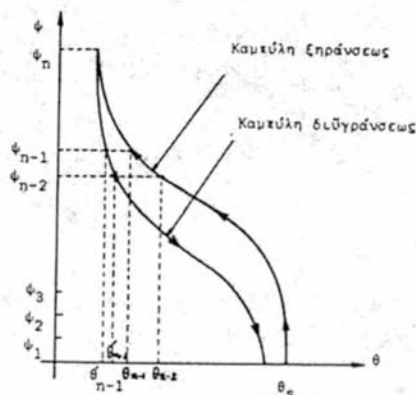
Χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους είναι η γραφική παράσταση της μύζησης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία, δηλαδή η γραφική παράσταση της σχέσης  $\psi = \psi(\theta)$ . Η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους αποτελεί πηγή σημαντικών πληροφοριών για την κίνηση του νερού και γενικά για το μηχανισμό διήθησης, 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. Η καμπύλη που προκύπτει από τη στράγγιση, λέγεται καμπύλη εκρόφησης (desorption) ή συγκράτησης (retention) ή ελευθέρωσης (release) του νερού. Η καμπύλη που προκύπτει από τη διύγρανση του εδάφους, λέγεται καμπύλη προσρόφησης (sorption) ή απορρόφησης (imbibition) (Αντωνόπουλος, 1999). Οι δύο αυτές καμπύλες στράγγισης και διύγρανσης έχουν συνήθως σιγμοειδή μορφή και ποτέ δε συμπίπτουν, πράγμα το οποίο σημαίνει ότι η συνάρτηση  $\psi(\theta)$  δεν είναι μονοσήμαντη. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως *υστέρηση* (hysteresis). Το φαινόμενο της υστέρησης έχει αποδοθεί σε πολλούς παράγοντες όπως στον εγκλωβισμό αέρα σε τυφλούς πόρους, στη διαφορετική γωνία επαφής κατά τη στράγγιση και τη διύγρανση, στην ανομοιόμορφη κατανομή του πορώδους και στο φαινόμενο της επίδρασης της φιάλης με μελάνι (the ink bottle effect), σύμφωνα με το οποίο, για το γέμισμα ενός πόρου απαιτείται μύζηση μικρότερη από ότι για το άδειασμα του πόρου.

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



Στο Σχήμα 1.9 φαίνεται η μορφή των χαρακτηριστικών καμπυλών στράγγισης και διύγρανσης, καθώς και το φαινόμενο της υστέρησης, για ένα τύπο εδάφους.



Σχήμα 1.9 Χαρακτηριστικές καμπύλες υγρασίας με φαινόμενα υστέρησης

### 1.10 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:

$$q = -Ki, \quad (1.35)$$

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  $s$ :

$$i = \frac{dH}{ds}, \quad (1.36)$$

$K$  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:

$$\vec{q} = -K \overline{\text{grad}H}, \quad (1.37)$$

όπου:

$$\vec{q} = q_x \hat{i} + q_y \hat{j} + q_z \hat{k}, \quad (1.38)$$

$$\overline{\text{grad}H} = \frac{\partial H}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial H}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial H}{\partial z} \hat{k}. \quad (1.39)$$

$H$  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:

$$H = z \pm h \quad (1.40)$$

Ο τύπος (1.37) 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*:

$$\vec{q} = -K(\psi) \overline{\text{grad}H}, \quad (1.41)$$

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

Στην περίπτωση της ακόρεστης ροής το υδραυλικό φορτίο είναι:

$$H = h + z = -\psi + z, \quad (1.42)$$

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 (1.41) χρησιμοποιείται μόνο για διύγρανση ή για στράγγιση. Εάν πρόκειται να περιγραφεί το φαινόμενο της κίνησης του νερού στο σύνολό του (διύγρανση – στράγγιση), τότε προτιμότερο είναι να χρησιμοποιείται η συνάρτηση  $K(\theta)$ , η οποία επηρεάζεται πολύ λιγότερο από το φαινόμενο της υστέρησης, όπως απέδειξαν το 1966 οι Torp και Miller, το 1969 ο Roulouvasilis και το 1970 ο Thony. Επομένως, η εξίσωση (1.41) γράφεται:

$$\vec{q} = -K(\theta)\overrightarrow{\text{grad}H} . \quad (1.43)$$

Η εξίσωση (1.43) λόγω της (1.42) γράφεται:

$$\vec{q} = K(\theta)\overrightarrow{\text{grad}\psi} - K(\theta)\hat{k} . \quad (1.44)$$

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

$$D(\theta) = -K(\theta)\frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.45)$$

Ο νόμος του Darcy λόγω της σχέσης (1.45), γίνεται:

$$\vec{q} = -D(\theta)\overrightarrow{\text{grad}\theta} - K(\theta)\hat{k} \quad (1.46)$$

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

$$q_x = -D\frac{\partial\theta}{\partial x} \quad (1.46\alpha)$$

$$q_y = -D\frac{\partial\theta}{\partial y} \quad (1.46\beta)$$

$$q_z = -D\frac{\partial\theta}{\partial z} - K \quad (1.46\gamma)$$

Οι εξισώσεις (1.46α) και (1.46β) αποδεικνύουν ότι η παροχή του νερού ανά μονάδα επιφάνειας είναι ανάλογη προς την κλίση της εδαφικής υγρασίας κατά τη διεύθυνση της ροής, δηλαδή παρουσιάζουν μια αναλογία προς το νόμο της μοριακής διάχυσης των διαλυμάτων που είναι γνωστός ως Νόμος του Fick, γι' αυτό και η σταθερά της αναλογίας  $D$  ονομάστηκε *συντελεστής διάχυσης*. Θα πρέπει βέβαια να τονιστεί ιδιαίτερα ότι η κίνηση του νερού δια μέσου των πόρων δεν γίνεται με μοριακή διάχυση, αλλά οι παραπάνω εξισώσεις αποτελούν απλώς μια μαθηματική τροποποίηση του Νόμου του Darcy, που εκφράζει ροή κατά μάζα. Έτσι ο όρος διάχυση χρησιμοποιείται εδώ για τη μαθηματική αναλογία και όχι για το φυσικό φαινόμενο.

### 1.11 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 (εξίσωση 1.37):

$$K = \left| -\frac{\bar{q}}{\text{grad}H} \right| \quad (1.47)$$

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	$(0,1 - 47) \cdot 10^{-8}$	$9 \cdot 10^{-8}$

### 1.12 Ο συντελεστής διάχυσης

Το 1907 ο Buckingham εισήγαγε τον όρο:

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (1.48)$$

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

Έχει ήδη αναφερθεί στην παράγραφο (1.10), γιατί ο όρος διάχυση χρησιμοποιείται για τη μαθηματική αναλογία και όχι για το φυσικό φαινόμενο.

### 1.13 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):

$$C(\theta) = -\frac{d\theta}{d\psi} \quad (1.49)$$

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  $[L^{-1}]$ .

### 1.14 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  $\theta_l$ .

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:

$$S^2 = 2K_s(\theta_l - \theta_0)(H_0 - H_f) \quad , \quad (1.50)$$

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

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

$$I = S \cdot t^{1/2} \quad , \quad (1.51)$$

όπου  $I$  είναι η αθροιστική διήθηση,  $S$  είναι η απορροφητικότητα και  $t$  είναι ο χρόνος. Η εξίσωση (1.51) 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):

$$S^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} \theta \cdot D(\theta) d\theta, \quad (1.52)$$

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

$$S^2 = \int_{\theta_i}^{\theta_s} (1+\theta) \cdot D(\theta) d\theta. \quad (1.53)$$

Οι διαστάσεις της απορροφητικότητας είναι  $[LT^{-1/2}]$ .

### 1.15 Η εξίσωση της συνέχειας

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

$$M = \iiint_U (\rho\theta) dU, \quad (1.54)$$

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:

$$\frac{dM}{dt} = \frac{d}{dt} \iiint_{U_{\text{system}}} (\rho\theta) dU = 0 \quad (1.55)$$

Εφαρμόζουμε στην (1.55) το θεώρημα μεταφοράς του Reynold's οπότε:

$$\iiint_{U_{cv}} \left\{ \frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overline{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) \right\} dU = 0 \quad (1.56)$$

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

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} + \overline{\text{div}}(\rho\theta\vec{V}) = 0 \quad (1.57)$$

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

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

και επειδή  $\vec{q} = \theta \vec{v}$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\left\{ \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right\} \quad (1.58)$$

Στην παραπάνω σχέση  $\vec{v}$  είναι η μέση ταχύτητα του νερού διαμέσου των πόρων. Η εξίσωση (1.58) αποτελεί την *εξίσωση συνέχειας* για την περίπτωση της ακόρεστης ροής.

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη κίνηση, η σχέση (1.58) γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \vec{q} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.59)$$

### 1.16 Η εξίσωση Richards

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\overrightarrow{\text{div}} \left\{ K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} \psi - K(\theta) \hat{k} \right\} \Leftrightarrow \quad (1.60)$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right\} + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} \quad (1.61)$$

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\psi} \frac{d\psi}{dt} = -C(\theta) \frac{d\psi}{dt}, \quad (1.62)$$

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



Έτσι, με τη σχέση (1.62) η εξίσωση (1.61) γράφεται:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.63)$$

Η εξίσωση (1.63) αποτελεί την εξίσωση Richards για την κίνηση του νερού στο έδαφος.

- Για την περίπτωση της εξίσωσης (1.46) η εξίσωση συνέχειας γίνεται:

$$\frac{d\theta}{dt} = \overrightarrow{\text{div}} \cdot \left( D \overrightarrow{\text{grad}} \theta \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.64)$$

ή

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.65)$$

Οι εξισώσεις (1.63) και (1.65) είναι οι γενικές εξισώσεις συνέχειας και κίνησης του νερού σε ακόρεστο πορώδες μέσο, στο χώρο των τριών διαστάσεων και η μεν (1.63) περιγράφει τη χωροχρονική κατανομή της μύξησης, η δε (1.65) 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 την επίδραση της βαρύτητας, τότε οι εξισώσεις έχουν τη μαθηματική μορφή των μη γραμμικών εξισώσεων της θερμότητας.

Από τις εξισώσεις (1.63) και (1.65) προκύπτουν εύκολα οι εξισώσεις της μονοδιάστατης και διδιάστατης ροής:

- Μονοδιάστατη ροή:

$$\text{Διεύθυνση } x \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (1.63a)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \quad (1.65\alpha)$$

$$\text{Διεύθυνση } z \quad C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.63\beta)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.65\beta)$$

- Δισδιάστατη ροή:

$$C \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.63\gamma)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1.65\gamma)$$

Όσον αφορά τη μονοδιάστατη κατακόρυφη ροή, η εξίσωση (1.65β) είναι γνωστή σαν εξίσωση τύπου Fokker – Planck και δεν επιτρέπει την περιγραφή της ροής σε κορεσμένη ζώνη, γιατί εκεί η υγρασία  $\theta$  παίρνει την τιμή της υγρασίας κορεσμού  $\theta_s$ , οπότε ο συντελεστής διάχυσης απειρίζεται. Γι' αυτό και κατά την επίλυση της εξίσωσης (1.65β) η μεγαλύτερη τιμή της υγρασίας δε φτάνει την τιμή  $\theta_s$ . Η εξίσωση αυτή, λοιπόν, δεν επιτρέπει την επίλυση του προβλήματος της διήθησης του νερού με εφαρμογή στην επιφάνεια θετικού φορτίου, ούτε τη μελέτη του σχηματισμού ή της απορρόφησης λάμας νερού που σχηματίζεται από βροχή έντασης μεγαλύτερης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού. Η εξίσωση (1.65β) επιλύθηκε με αναλυτικές και ημιαναλυτικές μεθόδους (Philip 1969, Parlange 1971, Τολίκας 1981, Tolikas and Sidiropoulos 1984), με αριθμητικές μεθόδους όπως πεπερασμένες διαφορές (Vauclin et al 1979, Haverkamp 1983), με πεπερασμένα στοιχεία (Τζιμόπουλος 1975, 1978), πεπερασμένους όγκους ελέγχου (Αραμπατζής 2000), πεπερασμένες διαφορές – τεχνική Newton Raphson (Καλφούντζος

2002). Βασικό όμως πλεονέκτημα της εξίσωσης αυτής είναι ότι περιέχει τη συνάρτηση  $K(\theta)$  αντί της  $K(\psi)$  η οποία παρουσιάζει υστερητικά φαινόμενα.

Η εξίσωση (1.63β) που είναι η εξίσωση Richards για τη μονοδιάστατη κατακόρυφη ροή έχει το πλεονέκτημα ότι περιγράφει τη ροή τόσο στην ακόρεστη όσο και στην κορεσμένη ζώνη χωρίς να παρουσιάζει τους περιορισμούς της εξίσωσης (1.65β).

**ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 1<sup>ου</sup> ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ**

- Ababou R., 1981. Modelisation des transferts hydriques dans le sol en irrigation localisee. These de Docteur-Ingenieur. I.N.P. Grenoble, pp. 218.
- Αντωνόπουλος Β., 1999. Υδρολογία της ακόρεστης ζώνης του εδάφους. Θεσσαλονίκη, 1999, σελ. 264.
- 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.
- Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. Dover Publications Inc. N.Y., pp. 764.
- Brooks, R., H., and Corey, A. T., 1964. Hydraulic properties of porous media Hydrology Papers Colo. State Univ., 3, 27.
- Brooks, R., H., and Corey, A.T., 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. J. Irrig. Drain. Div. ASCE, 92(2): 61 – 88.
- Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Soils Bull., 38.
- Γιαννόπουλος, Σ., 1978. Έμμεση μέθοδος υπολογισμού των υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστο ισοθερμικό ομογενές πορώδες μέσο. Διπλ. Μεταπτ. Διατριβή, Α.Π.Θ.
- Γιαννόπουλος, Σ., 1985. Μεταφορά νερού στο σύστημα έδαφος – φυτό – ατμόσφαιρα: Αβεβαιότητα στη εκτίμηση των υδροδυναμικών παραμέτρων. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ. Θεσσαλονίκη, σελ. 243.
- Childs, E. C., and Collis – George, N., 1948. Discussions. Faraday Society, No 3: 78 – 85.
- Childs, E. C., and Collis – George, N., 1950. The control of soil water Academic Press, N. Y., Advances in Agronomy, (3): 233 – 272.
- Childs, E. C., 1969. An introduction to the physical basis of soil water phenomena. John Wiley, N.Y., pp 493.

- Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, pp.590.
- 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.
- Haverkamp R., 1983. Resolution de l' equation de l' infiltration de l' eau dans de sol. Approches analytiques et numeriques. These de Docteur es Sciences Physiques, Universite de Grenoble, France.
- 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.
- Καλφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ. 177.
- 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.
- Palrlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 2. One – dimensional infiltration. Soil Sci. Vol. 111 (3), pp. 170 – 174.
- Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. Soil Sci. Vol 119, pp. 466 – 467.
- Philip J.R. , 1958, Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. Soil. Sci., Vol. 85, pp. 278 – 286.
- Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. Advances in Hydrosociences, Academic Press, N. Y., 5: 215 – 296.
- Poulovassilis A, 1962. Hysterisis of pore water: an application of the concept of the independent domains. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.
- Poulovassilis A, 1969. The effect of pore water hysterisis on the hydraulic conductivity. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.
- Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, Vol 1, pp. 318 – 333.

- Τζιμόπουλος Χ., 1975. Θεωρία πεπερασμένων στοιχείων, εφαρμογές στις ροές σε πορώδη μέσα. Σεμινάριο Μεταπτυχιακού Τμήματος Α.Π.Θ. Θεσσαλονίκη 1977, σελ. 77.
- Tzimopoulos C., 1978. Finite elements solution of unsaturated porous media flow. Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Conference on Finite Elements in Water Resources, London, Pentech Press, pp. 1.37-1.49.
- Τζιμόπουλος Χ., 1979. Εισαγωγή στην ακόρεστη ροή. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 1 – 16.
- Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.
- Τζιμόπουλος Χ., 1994. Στραγγίσεις – Υδραυλική Φρεάτων', Θεσσαλονίκη, 1994, σελ. 227.
- Thony, J. L., 1970. Etude experimentale des phenomenes d' hysteresis dans les ecoulements en milieux poreux non satures. These de Docteur – Ingeniur Universite de Genoble, Genoble, pp. 140.
- Τολίκας Π., 1981. Αναλυτικές λύσεις για την επίλυση του προβλήματος της οριζόντιας και κατακόρυφης διήθησης του νερού. Πολυτεχνική Σχολή Θεσσαλονίκης. Α.Π.Θ., σελ. 88.
- Tolikas P., Sidiroopoulos E., 1984. Non linear diffusion with lineary varying diffusivity. J. Hydrol., Vol 71, pp. 181 – 190.
- 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.
- 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.
- Topp G. C., 1971. Soil water hysteresis: The domain theory extended to pore interaction conditions. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 35, pp. 219 – 225.
- Topp G. C., 1971. Soil water hysteresis in silty loam and clay loam soils. Water Resour. Res. (7), pp. 914 – 920.

- van Genuchten, R., 1978. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed form analytical model. Dep. Civ. Eng., Princeton N. J., water Res. Prog., Res. Rep. 78 – WR – 08, 63.
- 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.
- Vauclin M., Haverkamp R., Vachaud G., 1979. Resolution numerique d' une equation de diffusion non – linear . Presses Universitaires de Genoble, p. 183.
- 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.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2<sup>ο</sup>

### ΜΟΝΤΕΛΑ ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΗΣ ΔΙΗΘΗΣΗΣ – ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

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

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

Η διήθηση εξαρτάται από πολλούς παράγοντες. Σημαντικό ρόλο παίζει για παράδειγμα, η κατάσταση της επιφάνειας του εδάφους (π.χ. σχήμα και μέγεθος της διατομής των αρδευτικών αυλακιών), (Λαζακίδης και Σφήκας, 1991).

Η δομή, η υφή, η μηχανική σύσταση, η ομοιογένεια των κόκκων και των πόρων του εδάφους παίζουν επίσης σημαντικότατο ρόλο στο μηχανισμό διήθησης. Εδάφη με μεγάλους πόρους και ανοιχτή δομή παρουσιάζουν μεγάλη διηθητικότητα. Το αντίθετο συμβαίνει με τα συνεκτικά εδάφη, που αν και έχουν μεγάλο πορώδες, το μέγεθος των πόρων είναι μικρό. Μερικά εδάφη διαστέλλονται όταν διαβρέχονται με αποτέλεσμα να κλείνουν οι πόροι τους και να γίνονται σχεδόν αδιαπέρατα στο νερό. Τα ίδια εδάφη, κατά κανόνα, όταν ξηραίνονται σχηματίζουν ρωγμές. Στα αμμώδη εδάφη είναι δυνατό να παρατηρηθεί ταχύτητα διήθησης μεγαλύτερη των 25 cm/h, ενώ στα αργιλώδη ενδέχεται να είναι σχεδόν μηδενική, όταν έχει προκληθεί διάσπαση της δομής



με την εκτέλεση για παράδειγμα καλλιεργητικών και άλλων εργασιών με εσφαλμένο τρόπο (Παπαρηγοράκης και Στόκα, 1988).

Μερικές φορές στην επιφάνεια του χωραφιού δημιουργείται μια λεπτή συμπαγής κρούστα που περιορίζει δραστικά τη διήθηση (Vandervaere et al, 1998). Η κρούστα αυτή είναι αποτέλεσμα της καταστροφής της δομής του επιφανειακού εδάφους 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. Η ήδη σχηματισμένη κρούστα μπορεί να καταστραφεί με ελαφρό σκάλισμα πριν την εφαρμογή της άρδευσης.

Ο μηχανισμός της διήθησης εξαρτάται, επίσης, από την ύπαρξη υπεδάφιας αδιαπέρατης στρώσης. Όταν το έδαφος είναι σχετικά συνεκτικό και υγρό, τα εδαφοκαλλιεργητικά μηχανήματα το συμπιέζουν 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 υπεδάφοκαλλιεργητών, ώστε στη θέση της συμπαγούς αυτής στρώσης να δημιουργηθούν ευρείς πόροι που να επιτρέπουν την άνετη κίνηση του νερού προς μεγαλύτερα βάθη.

Η περιεκτικότητα του εδάφους σε οργανική ουσία είναι ένας παράγοντας που επηρεάζει σημαντικά τη διήθηση του νερού. Αν ένα έδαφος περιέχει οργανικά υλικά, το πορώδες του παραμένει σχετικά υψηλό και παρουσιάζει καλή διήθηση, η οποία εξαρτάται, όμως, από το βαθμό αποσύνθεσης των υλικών αυτών. Σε αρκετά συνεκτικά εδάφη με κακή διήθηση, η προσθήκη οργανικής ουσίας βελτιώνει αρκετά την κίνηση του νερού.

Τα φερτά υλικά του νερού μπορούν να επηρεάσουν άμεσα την καθοδική κίνηση του νερού. Το αρδευτικό νερό μεταφέρει λεπτόκοκκα υλικά και τα αποθέτει στο χωράφι. Σε αμμώδη εδάφη, όταν το νερό μεταφέρει σημαντικές ποσότητες αργίλου και ύλους, βελτιώνονται τα χαρακτηριστικά του εδάφους

και περιορίζεται η πολύ γρήγορη διήθηση του νερού. Στα αργιλώδη εδάφη όμως, τέτοιο νερό μπορεί να καταστήσει την επιφάνειά τους αδιαπέρατη.

Ένας άλλος παράγοντας που επηρεάζει τη διήθηση είναι 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).

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.

Τέλος, η διήθηση του νερού στο έδαφος εξαρτάται από την αρχική υγρασία του εδάφους, κυρίως στους αρχικούς χρόνους του φαινομένου.

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. Εάν η επιφάνεια του εδάφους αρδεύεται ή γενικά τροφοδοτείται με νερό με συνεχώς αυξανόμενη ένταση, νωρίς ή αργά η τροφοδοσία θα ξεπεράσει την ικανότητα απορροφήσεως σε νερό του εδάφους και το πλεόνασμα του νερού ή θα συσσωρευτεί στην επιφάνεια του εδάφους δημιουργώντας επιφανειακές στρώσεις νερού ή θα αρχίσει να απορρέει κατά μήκος της κλίσης του εδάφους. Η πλήρης γνώση λοιπόν του μηχανισμού διήθησης, είναι σημαντική γιατί καθορίζει την παροχή εφαρμογής του αρδευτικού νερού, αλλά και την ικανότητα συμπλήρωσης του ελλείμματος εδαφικής υγρασίας, καθώς και τον εμπλουτισμό των υπόγειων νερών. Για το λόγο αυτό, πολλοί είναι οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με το θέμα αυτό και εξήγαγαν διάφορες εξισώσεις που το περιγράφουν (Green & Ampt 1911, Kostiaikov 1932, Horton 1940, Talsma and Parlange 1972, Onstad et al 1973, Knight 1983, Kunze 1983, Parlange 1971, 1972, 1975, 1982, 1985, 1990, Philip 1957, 1958, 1969, 1973, 1983, Touma et al 1984, Tzimopoulos 1991, κ.α.)

## 2.2 Διηθητικότητα και ταχύτητα διήθησης

*Διηθητικότητα (infiltrability i)* ονομάζεται από τον Hillel (1974, 1980) 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).

Σε όσο χρονικό διάστημα η ένταση της φυσικής ή τεχνητής βροχής στην επιφάνεια του εδάφους είναι μικρότερη από τη διηθητικότητα, το νερό διηθείται αρκετά γρήγορα προς τα κάτω. Τότε η ένταση βροχής καθορίζει τη διαδικασία της διήθησης, δηλαδή η διαδικασία διήθησης γίνεται με ελεγχόμενη ροή (Σχήμα 2.1).

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.

Οι παραπάνω περιπτώσεις συνεπάγονται τη μείωση του βαθμού 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.

Στην περίπτωση, που στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται μία σταθερή στρώση νερού, ενώ το έδαφος είναι ακόμη ακόρεστο, η διηθητικότητα είναι ο προσδιοριστικός παράγοντας από την αρχή του φαινομένου (Σχήμα 2.2).

Με την πάροδο του χρόνου η διηθητικότητα ελαττώνεται και για μεγάλους χρόνους τείνει ασυμπτωτικά σε μία σταθερή τιμή που λέγεται *σταθερή*

*διηθητικότητα (steady infiltrability) ή τελική ή βασική διηθητικότητα (constant rate).*

**Σημείωση:** Πολλοί συγγραφείς χρησιμοποιούν είτε τον όρο *διηθητικότητα* είτε 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. Έτσι, στο τελευταίο παράδειγμα της εφαρμογής μιας στρώσης νερού στην επιφάνεια του εδάφους, είναι πιο σωστό να μιλάμε για ταχύτητα διήθησης παρά για διηθητικότητα.

Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπίεστικότητα εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης. Συγκεκριμένα, όταν ξεκινάει το φαινόμενο της διήθησης σε ξηρό έδαφος, τότε η επιφάνεια του εδάφους κατακλύζεται με νερό με αποτέλεσμα η επιφάνεια του εδάφους να κορεστεί απότομα. Τότε η υδραυλική κλίση στη στρώση του εδάφους που βρίσκεται πολύ κοντά στην επιφάνεια είναι πολύ απότομη. Όμως με την πάροδο του χρόνου, η υγρασία προχωρά σε μεγαλύτερα βάθη και η παραπάνω κλίση μειώνεται. Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας διήθησης, η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή (Σχήμα 2.1, Τζιμόπουλος, 1981). Η σταθερή αυτή τιμή της ταχύτητας διήθησης είναι πρακτικά ίση με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους ( $K_s$ ).



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

## 2.3 Αθροιστική διήθηση

### 2.3.1 Γενικά

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

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

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

$$I = \int (\theta - \theta_i) dz, \quad (2.2)$$

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:

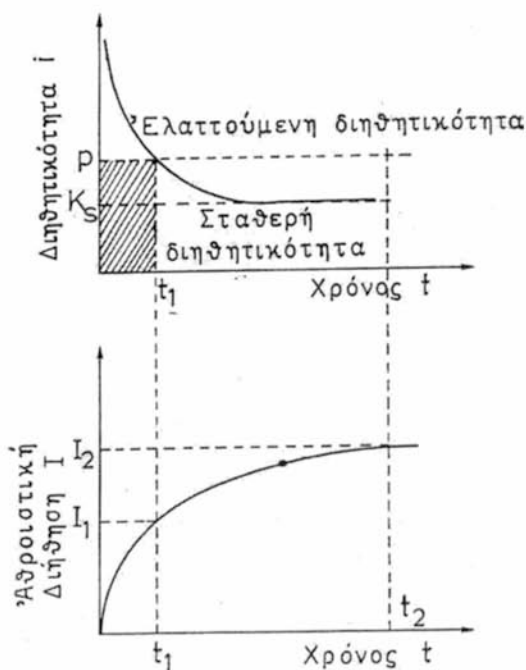
$$\lim_{t \rightarrow 0} I(t) = 0, \quad \lim_{t \rightarrow \infty} I(t) = \infty \quad (2.3)$$

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

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

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

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



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

Για παράδειγμα, σε μεθόδους επιφανειακής άρδευσης, όπως είναι η κατάκλυση και η περιορισμένη διάχυση, αλλά και στην άρδευση με

καταιονισμό, σαν παράμετρος στους υπολογισμούς χρησιμοποιείται η κατακόρυφη διηθητικότητα (στη μέθοδο επιφανειακής άρδευσης με αυλάκια, όπου είναι έντονη, τόσο η κατακόρυφη, όσο και η πλευρική διήθηση, παρατηρήσεις διηθητικότητας λαμβάνονται με ιδιαίτερο τρόπο). Από τις παραπάνω καμπύλες παίρνουμε την τιμή της βασικής ή τελικής διηθητικότητας, την οποία χρησιμοποιούμε για να καθορίσουμε ποιο σύστημα άρδευσης θα εφαρμόσουμε σε κάθε περίπτωση. Η τιμή αυτή αποτελεί βασικό στοιχείο για τις μελέτες αρδευτικών δικτύων.

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

### 2.3.2 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 στη συνέχεια:

#### α) Εξίσωση Kostiakov

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

$$I(t) = Kt^b, \quad (2.5)$$

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

Η παράγωγος της (2.5), δίνει την ταχύτητα διήθησης ή διηθητικότητα:

$$I = \frac{dI}{dt} = Kbt^{b-1} \quad (2.6)$$

Η εξίσωση του Kostiakov έχει το μειονέκτημα ότι στα όρια των (2.3) και (2.4) δεν δίνει τις σωστές τιμές. Για να ξεπεραστεί αυτό το πρόβλημα ο Kostiakov πρότεινε τη χρήση του μέγιστου χρόνου εφαρμογής της εξίσωσης, που ορίζεται από τη σχέση:

$$t < t_{\max}, \text{ με } t_{\max} = \left[ \frac{Kb}{K_s} \right]^{\frac{1}{1-b}} \quad (2.7)$$

Ο λόγος χρήσης της εξίσωσης του Kostiakov είναι η απλότητά της.

Μία παραλλαγή της εξίσωσης του Kostiakov είναι η εξίσωση:

$$I(t) = Kt^b + c, \quad (2.8)$$

όπου  $c$  είναι μία σταθερά (Παπαμιχαήλ και Παπαδήμος, 1995). Η εξίσωση (2.8) αναπτύχθηκε και χρησιμοποιείται από την SCS (Soil Conservation Service) της Αμερικής (Αντωνόπουλος, 1999).

## β) Εξίσωση Horton

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

$$I = i_c t + (i_o - i_c)(1 - e^{-bt})/b \quad (2.9\alpha)$$

$$i_p = i_c + (i_o - i_c)e^{-bt}, \quad (2.9\beta)$$

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  $K_s$ .

Η εξίσωση του Horton δεν ικανοποιεί το όριο (2.4) για  $t \rightarrow 0$ , όπου η εξίσωση (2.9β) τείνει στην πεπερασμένη τιμή  $i_o$ .

Οι τιμές των  $i_c$  και  $i_o$  εξαρτώνται από τον τύπο του εδάφους. Μέσες τιμές της παραμέτρου  $i_c$  είναι οι εξής: (0-0,05)mm/h για βαριά αργιλώδη εδάφη, (0,05-0,15)mm/h για αργιλοπηλώδη και ιλυοπηλώδη, (0,15-0,30)mm/h για



αμμώδη και ιλυώδη εδάφη μέσου βάρους και (0,30-0,45)mm/h για βαθιά αμμώδη και καλά δομημένα ιλυώδη εδάφη.

### 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 κατάκλυσης και έχει τη μορφή:

$$I(t) = K_i t + \sum_{m=1}^m S_m t^{m/2}, \quad (2.10)$$

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

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

$$I(t) = St^{1/2} + At \quad (2.11)$$

$$i(t) = \frac{1}{2} St^{-1/2} + A \quad (2.12)$$

Η (2.12) είναι η αντίστοιχη εξίσωση της στιγμιαίας διηθητικότητας. Οι δύο παράμετροι είναι η απορροφητικότητα  $S$  [ $L T^{-1/2}$ ] και η παράμετρος  $A$  [ $L/T$ ], η οποία βρέθηκε ότι πρέπει να είναι μεταξύ των ορίων:  $K_s/3 < A < 2K_s/3$ . Η εξίσωση (2.11) ισχύει για μικρούς χρόνους γιατί για  $t \rightarrow \infty$  είναι  $i(t) \approx A \neq K_s$ .

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

απορροφητικότητα  $S$  του εδάφους μπορεί να υπολογιστεί από τις σχέσεις (1.51), (1.52), (1.53).

Ο Philip έχει ασχοληθεί ξανά με τη φυσική του φαινομένου της διήθησης και γενικότερα με την κίνηση του νερού στο έδαφος (Philip, 1973, 1983).

#### δ) Εξίσωση Τζιμόπουλου

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

$$I(t) = St^{1/2} + H(t - t_c) [I_c + K_s(t - t_c) - St^{1/2}], \quad (2.13)$$

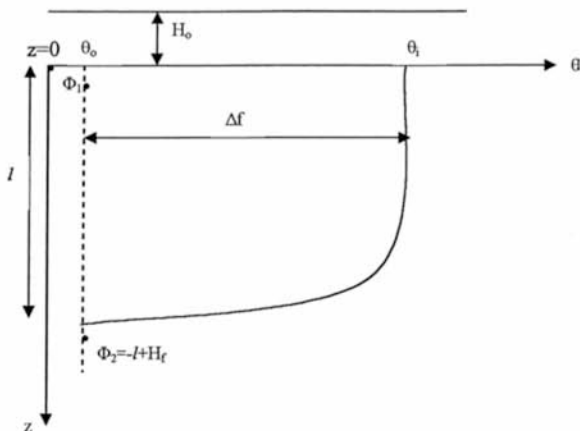
όπου  $H(t-t_c)$  είναι η συνάρτηση βαθμίδα του Heaviside και  $t_c$  είναι ο χρόνος σχηματισμού του προφίλ του απείρου, πέραν του οποίου ενεργούν οι δυνάμεις βαρύτητας.

#### ε) Εξίσωση Green & Ampt

Η εξίσωση των Green & Ampt παρουσιάστηκε το 1911 και αφορά την περίπτωση κατά την οποία το νερό λιμνάζει στην επιφάνεια ενός εδάφους που είναι βαθύ, ομογενές και με ομοιόμορφη αρχική υγρασία. Γίνεται η παραδοχή ότι το νερό εφαρμόζεται απότομα στο έδαφος, ώστε να δημιουργείται ένα απότομο υγρό μέτωπο, το οποίο χωρίζει το έδαφος στην υγρή και την ξηρή ζώνη. Το προφίλ της υγρασίας που δημιουργείται λέγεται *τύπου εμβόλου* (*piston - type water content profile*). Με εφαρμογή του νερού στην επιφάνεια του εδάφους, η εδαφική υγρασία αυξάνει και φτάνει στον κορεσμό. Στην κατάσταση κορεσμού υπάρχει μονοσήμαντη σχέση μεταξύ της περιεχόμενης εδαφικής υγρασίας και της υδραυλικής αγωγιμότητας.

Έστω λοιπόν ομογενής στήλη εδάφους με αρχική υγρασία  $\theta_0$  και υγρασία κορεσμού  $\theta_s$ . Έστω, επίσης, ότι στην επιφάνεια του εδάφους εφαρμόζεται σταθερό φορτίο νερού  $H_0$ . Κάποια χρονική στιγμή το προφίλ υγρασίας θα έχει τη μορφή που απεικονίζεται στο Σχήμα 2.3.

Έστω τώρα δύο σημεία 1 και 2 κοντά στο μέτωπο υγρασίας, το 1 πριν και το 2 μετά το μέτωπο.



Σχήμα 2.3 Προφίλ υγρασίας σε ομογενή εδαφική στήλη

Αυτά τα δύο σημεία θα έχουν δυναμικά:

$$\Phi_1 = H_o, \quad (2.14)$$

$$\Phi_2 = -l + h = -l + H_f, \quad (2.15)$$

όπου  $H_o$  είναι το ύψος πίεσεως στην επιφάνεια του εδάφους,  $H_f$  είναι το ύψος πίεσεως στο υγρό μέτωπο και  $l$  είναι το μήκος του υγρού μετώπου.

Ισχύει ότι  $\Phi = h - z$ , για άξονα  $z$  θετικό προς τα κάτω.

Σύμφωνα με το Νόμο του Darcy θα ισχύει:

$$q = -K_s \frac{\Delta\Phi}{\Delta z} = -K_s \frac{-l + H_f - H_o}{l} = K_s \frac{H_o + l - H_f}{l}, \quad (2.16)$$

$$\text{όπου: } I = (\theta_s - \theta_o)l \text{ είναι η αθροιστική διήθηση} \quad (2.17)$$

$$\text{και: } (\theta_s - \theta_o) = \Delta f \quad (2.18)$$

Επίσης ισχύει:

$$q = \frac{dI}{dt} = (\theta_i - \theta_o) \frac{dl}{dt} = \Delta f \frac{dl}{dt} = K_s \frac{H_o + l - H_f}{l}$$

$$\eta'$$

$$K_s \frac{(H_o - H_f)}{l} + K_s = \Delta f \frac{dl}{dt}. \quad (2.19)$$

Θέτουμε  $A = K_s$  και  $B = K_s(H_o - H_f)$ , οπότε η (2.19) γίνεται:

$$\Delta f \frac{dl}{dt} = A + \frac{B}{l} \Rightarrow \Delta f \cdot dl = \left( A + \frac{B}{l} \right) dt \Rightarrow \Delta f \cdot l dl = (Al + B) dt \Rightarrow$$

$$\frac{l dl}{(Al + B)} = \frac{dt}{\Delta f} \Rightarrow \int \frac{dl}{\Delta f} = \int \frac{l}{(Al + B)} dl \Rightarrow \frac{t}{\Delta f} = \int \frac{l}{Al + B} dl \quad (2.20)$$

Το δεύτερο μέλος της σχέσης (2.20) για να λυθεί πρέπει να γίνει ο εξής μετασχηματισμός:

$$Al + B = x \quad (2.21)$$

Άρα:

$$l = \frac{x - B}{A} \Rightarrow dl = \frac{dx}{A} \quad (2.22)$$

Έτσι, το β' μέλος της (2.20) γράφεται:

$$\int \frac{x - B}{A^2 x} dx = \frac{1}{A^2} \left( \int dx - B \int \frac{dx}{x} \right) = \frac{1}{A^2} (x - B \ln x + c) =$$

$$\frac{B + Al}{A^2} - \frac{B}{A^2} \ln(B + Al) + c \quad (2.23)$$

Επομένως η (2.20) γράφεται:

$$\frac{t}{\Delta f} = \frac{B + Al}{A^2} - \frac{B}{A^2} \ln(B + Al) + c \quad (2.24)$$

Ισχύει ότι: για  $t=0$  είναι  $l=0$  και άρα από τη σχέση (2.24) υπολογίζεται η σταθερά  $c$  της ολοκλήρωσης:

$$0 = \frac{B}{A^2} - \frac{B}{A^2} \ln B + c \Rightarrow c = \frac{B}{A^2} \ln B - \frac{B}{A^2}, \quad (2.25)$$

και η σχέση (2.24) γράφεται:

$$\begin{aligned}
\frac{t}{\Delta f} &= \frac{B}{A^2} + \frac{l}{A} - \frac{B}{A^2} \ln(B + Al) + \frac{B}{A^2} \ln B - \frac{B}{A^2} \Rightarrow \\
\frac{t}{\Delta f} &= \frac{l}{A} - \frac{B}{A^2} \ln(B + Al) + \frac{B}{A^2} \ln B \Rightarrow \\
\frac{t}{\Delta f} &= \frac{l}{A} - \frac{B}{A^2} [\ln(B + Al) - \ln B] \Rightarrow \\
\frac{t}{\Delta f} &= \frac{l}{A} - \frac{B}{A^2} \ln\left(\frac{B + Al}{B}\right) \Rightarrow \\
\frac{t}{\Delta f} &= \left[ l - \frac{B}{A} \ln\left(\frac{B + Al}{B}\right) \right] / A
\end{aligned} \tag{2.26}$$

Λόγω των (2.17) και (2.18), ισχύει:

$$I = \Delta f l \Rightarrow \Delta f = \frac{I}{l} \tag{2.27}$$

Άρα:

$$\frac{t}{\Delta f} = \frac{tl}{I} \Rightarrow \frac{t}{\theta_o - \theta_i} = \frac{tl}{I}. \tag{2.28}$$

Η σχέση (2.26) γράφεται:

$$\begin{aligned}
t &= \left\{ (\theta_i - \theta_o) \left[ l - \frac{B}{A} \ln\left(1 + \frac{lA}{B}\right) \right] \right\} / A \Rightarrow \\
t &= \left\{ (\theta_i - \theta_o) \left[ l - \frac{B(\theta_i - \theta_o)}{A} \ln\left[1 + \frac{(\theta_i - \theta_o)lA}{(\theta_i - \theta_o)B}\right] \right] \right\} / A
\end{aligned} \tag{2.29}$$

Λόγω της (2.17) η (2.29) γράφεται:

$$t = \left\{ I - C \ln\left[1 + \frac{I}{C}\right] \right\} / A \tag{2.30}$$

όπου:

$$C = \frac{B(\theta_i - \theta_o)}{A} = \frac{K_s(H_o - H_f)(\theta_i - \theta_o)}{K_s} = (H_o - H_f)(\theta_i - \theta_o) \tag{2.31}$$

Η (2.30) με χρήση των (2.27), (2.31) και με αντικατάσταση των  $A$  και  $B$ , γράφεται:

$$\begin{aligned}
 t &= \left\{ \Delta f l - (H_o - H_f) (\theta_i - \theta_o) \ln \left[ 1 + \frac{\Delta f l}{(H_o - H_f) (\theta_i - \theta_o)} \right] \right\} / K_s \Rightarrow \\
 t &= \frac{\Delta f}{K_s} \left\{ l - (H_o - H_f) \ln \left[ 1 + \frac{l}{(H_o - H_f)} \right] \right\} \Rightarrow \\
 t &= \frac{\Delta f}{K_s} \left\{ l - (H_o - H_f) \ln \left[ \frac{H_o - H_f + l}{(H_o - H_f)} \right] \right\} \quad (2.32)
 \end{aligned}$$

Η (2.32) γράφεται επίσης με τη μορφή:

$$K_s t = I - \frac{S^2}{2K_s} \ln \left( 1 + \frac{2K_s}{S^2} I \right), \quad (2.33)$$

όπου:

$$S^2 = 2K_s (\theta_i - \theta_o) (H_o - H_f) \quad (2.34)$$

είναι η απορροφητικότητα (sorptivity) του εδάφους. Η (2.33) αποτελεί τη διπαραμετρική εξίσωση των Green & Ampt στη διαστατική της μορφή.

Η εξίσωση των Green & Ampt, εκτός από την περίπτωση του ομοιόμορφου εδαφικού προφίλ μπορεί να εφαρμοστεί με καλά αποτελέσματα σε προφίλ στα οποία η πυκνότητα μεταβάλλεται με το βάθος (Bouwer, 1976) και για εδάφη στα οποία υπάρχει έμφραξη των πόρων στην επιφάνειά τους. Στην περίπτωση όπου γίνει δεκτό ότι υπάρχει ταυτόχρονη κίνηση νερού και αέρα, η εξίσωση των Green & Ampt τροποποιείται εισάγοντας σε αυτήν ένα παράγοντα διόρθωσης της αντίστασης του ιξώδους  $\beta$ , ο οποίος είναι συνάρτηση των ιδιοτήτων τόσο του εδάφους όσο και του υγρού και παίρνει τιμές από 1,1 μέχρι 1,7. Η τιμή  $\beta=1$  είναι για την περίπτωση που η επίδραση της φάσης του αέρα θεωρείται ασήμαντη.

Θέτοντας τώρα τις αδιάστατες μεταβλητές  $\tau$  και  $\lambda$ :

$$\tau = t K_s \Delta f^{-1} (H_o - H_f)^{-1}, \quad (2.35)$$

$$\lambda = l (H_o - H_f)^{-1}, \quad (2.36)$$

η εξίσωση (2.32) γίνεται:

$$\tau = \lambda - \ln(1 + \lambda). \quad (2.37)$$

Η εξίσωση (2.37) αποτελεί την εξίσωση Green & Ampt για την αθροιστική διήθηση, σε αδιάστατη μορφή. Αν θέσουμε:

$$\ln(1+\lambda) = \lambda - \frac{\lambda^2}{2} + \frac{\lambda^3}{3} - \frac{\lambda^4}{4} + \dots, \text{ για } \lambda \leq 1, \quad (2.38)$$

τότε η εξίσωση (2.37) γράφεται:

$$\tau = \frac{\lambda^2}{2} - \frac{\lambda^3}{3} + \frac{\lambda^4}{4} - \dots \quad (2.39)$$

Για  $\lambda$  πολύ μικρό, οι όροι από τον δεύτερο όρο του αθροίσματος (2.39) και μετά θεωρούνται αμελητέοι και η εξίσωση γράφεται:

$$\tau \approx \frac{\lambda^2}{2} \Rightarrow \quad (2.40)$$

$$\lambda \approx \sqrt{2\tau} \quad , \quad (2.41)$$

ή

$$I = St^{1/2} \quad , \quad \text{για } t \text{ πολύ μικρό.} \quad (2.42)$$

Πρέπει να σημειωθεί εδώ ότι μικρό  $\lambda$  συνεπάγεται μικρό  $\tau$  και άρα μικρό  $t$ . Παραγωγίζοντας την (2.37) ως προς  $\lambda$ , έχουμε:

$$\frac{d\tau}{d\lambda} = 1 - \frac{1}{1+\lambda} \quad (2.43)$$

και:

$$\lim_{\lambda \rightarrow \infty} \frac{d\tau}{d\lambda} = 1. \quad (2.44)$$

Άρα η εξίσωση (2.37) για μεγάλες τιμές του  $\lambda$ , τείνει σε μία ευθεία γραμμή με σταθερή κλίση ίση με 1.

### στ) Εξίσωση του Parlange

Το μοντέλο αθροιστικής διήθησης του Parlange (1971, 1972, 1975), εξάγεται από την εξίσωση Richards (1931), η οποία με εξαρτημένη μεταβλητή τη  $\theta$  και θεωρώντας άξονα θετικό προς τα κάτω, έχει τη μορφή:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z}. \quad (2.45)$$

Θέτοντας:

$$d\theta = \frac{\partial\theta}{\partial z} dz + \frac{\partial\theta}{\partial t} dt \quad (2.46)$$

και επίσης:

$$\begin{aligned} dz &= \frac{\partial z}{\partial\theta} d\theta + \frac{\partial z}{\partial t} dt \Rightarrow dz = \frac{\partial z}{\partial\theta} \left( \frac{\partial\theta}{\partial z} dz + \frac{\partial\theta}{\partial t} dt \right) d\theta + \frac{\partial z}{\partial t} dt = \\ &\frac{\partial z}{\partial\theta} \frac{\partial\theta}{\partial z} dz + \left( \frac{\partial\theta}{\partial t} \frac{\partial z}{\partial\theta} + \frac{\partial z}{\partial t} \right) dt \end{aligned} \quad (2.47)$$

προκύπτει:

$$\frac{\partial z}{\partial\theta} \frac{\partial\theta}{\partial z} = 1 \Rightarrow \frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{1}{\frac{\partial z}{\partial\theta}} \quad (2.48)$$

και

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = - \frac{\frac{\partial z}{\partial t}}{\frac{\partial z}{\partial\theta}} = - \frac{\partial z}{\partial t} \frac{\partial\theta}{\partial z} \quad (2.49)$$

Έτσι η εξίσωση (2.45) γίνεται:

$$\begin{aligned} - \frac{\partial z}{\partial t} \frac{\partial\theta}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial\theta} \left( \frac{D}{\partial z / \partial\theta} \right) \frac{\partial\theta}{\partial z} + \frac{\partial K}{\partial\theta} \frac{\partial\theta}{\partial z} \Rightarrow \\ \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial\theta} \left( \frac{D}{\partial z / \partial\theta} \right) &= \frac{dK}{d\theta} . \end{aligned} \quad (2.50)$$

Ολοκληρώνοντας την (2.50) από  $\theta$  έως  $\theta_s$  προκύπτει:

$$\int_{\theta}^{\theta_s} \frac{\partial z}{\partial t} d\theta + \frac{D}{\partial z / \partial\theta} \Big|_{\theta_s} - \frac{D}{\partial z / \partial\theta} \Big|_{\theta} = K_s - K = \overline{K}_s . \quad (2.51)$$

Ολοκληρώνοντας ξανά τη σχέση (2.50) από  $\theta_i$  έως  $\theta_s$  θα είναι:

$$\int_{\theta_i}^{\theta_s} \frac{\partial z}{\partial t} d\theta + \frac{D}{\partial z / \partial\theta} \Big|_{\theta_s} - \frac{D}{\partial z / \partial\theta} \Big|_{\theta_i} = K_s - K_i \approx K_s . \quad (2.52)$$

Επειδή όμως  $\theta_i$  είναι η υγρασία μπροστά στο μέτωπο (Σχήμα 2.4), ισχύει :

$$\frac{D}{\partial z / \partial\theta} \Big|_{\theta_i} = D \frac{\partial\theta}{\partial z} \Big|_{\theta_i} = 0 . \quad (2.53)$$

Επομένως για την όλη περιοχή θα έχουμε:

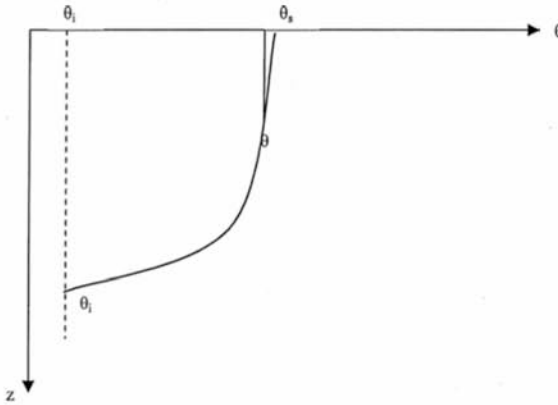
$$\int_{\theta_i}^{\theta_s} \frac{\partial z}{\partial t} d\theta + \frac{D}{\partial z / \partial\theta} \Big|_{\theta_s} = K_s - K_i \approx K_s \quad (2.54)$$



Η συνάρτηση  $\frac{\partial z}{\partial t}$  είναι φθίνουσα ως προς  $\theta$  και είναι πολύ μικρή στην περιοχή κορεσμού ( $\theta \rightarrow \theta_s$ ), άρα  $\frac{\partial z}{\partial t} = 0$  για  $\theta = \theta_s$ . Όπως φαίνεται επίσης από το σχ.2.4 ( $\theta_s - \theta \ll (\theta_s - \theta_1)$ ) και επομένως είναι:

$$\int_{\theta}^{\theta_s} \frac{\partial z}{\partial t} d\theta = \ll \int_{\theta_1}^{\theta_s} \frac{\partial z}{\partial t} d\theta = \frac{\partial}{\partial t} \int_{\theta_1}^{\theta_s} z d\theta \quad (2.55)$$

Επομένως το ολοκλήρωμα του 1<sup>ου</sup> μέλους της εξίσωσης (2.51), μπορεί να παραληφθεί, γιατί είναι πολύ μικρό σε σχέση με τους άλλους όρους.



Σχήμα 2.4 Προφίλ υγρασίας εδάφους

Επομένως η εξίσωση (2.51) κοντά στον κορεσμό γίνεται:

$$\int_{\theta}^{\theta_s} \frac{\partial z}{\partial t} d\theta + \left. \frac{D}{\partial z / \partial \theta} \right|_{\theta_s} - \left. \frac{D}{\partial z / \partial \theta} \right|_{\theta} = K_s - K \Rightarrow$$

$$\left. \frac{D}{\partial z / \partial \theta} \right|_{\theta} = \left\{ \left. \frac{D}{\partial z / \partial \theta} \right|_{\theta_s} - K_s \right\} + K = K + c(t), \quad (2.56)$$

όπου  $c(t)$  ορίζεται ως εξής:

$$c(t) = \left. \frac{D}{\partial z / \partial \theta} \right|_{\theta_s} - K_s, \quad (2.57)$$

και επομένως η (2.56) κοντά στον κορεσμό γίνεται:

$$\left. \frac{D}{\partial z / \partial \theta} \right|_0 = c(t) + K \Rightarrow dz = \frac{D d\theta}{K + c(t)} \Rightarrow$$

$$z|_z^0 = \int_0^{\theta_s} \frac{D(\alpha)}{K(\alpha) + c} d\alpha \quad (2.58)$$

Και επειδή  $z(\theta_s, t) = 0$ , η (2.58) γίνεται:

$$z = - \int_0^{\theta_s} \frac{D(\alpha)}{K(\alpha) + c} d\alpha. \quad (2.59)$$

Από την (2.57) προκύπτει ότι  $c \leq -K_s$  και  $c \rightarrow -K_s$ , όταν  $t \rightarrow 0$ , διότι από την (2.59) ισχύει:  $z \rightarrow \infty$  για  $\theta \neq \theta_s$  και  $t \rightarrow \infty$ . Επίσης, από την (2.59) προκύπτει ότι  $c \rightarrow -\infty$ , όταν  $t \rightarrow 0$ , διότι στην περίπτωση αυτή  $z \rightarrow 0$ .

Η παράγωγος της (2.59) ως προς το χρόνο είναι:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \int_0^{\theta_s} \frac{\dot{c} D(\alpha)}{(K + c)^2} d\alpha = \dot{c} \int_0^{\theta_s} \frac{D(\alpha)}{(K + c)^2} d\alpha \quad (2.60)$$

Η ολοκλήρωση στο ολοκλήρωμα (2.60) γίνεται ως προς  $\alpha$ . Το  $c = c(t)$ , είναι συνάρτηση του χρόνου και ανεξάρτητο του  $\alpha$  και για το λόγο αυτό βγαίνει έξω από το ολοκλήρωμα. Από την (2.54) έχουμε:

$$\int_0^{\theta_s} \frac{\partial z}{\partial t} d\theta = K_s - \left. \frac{D}{\partial z / \partial \theta} \right|_{\theta_s} = -c(t) \quad (2.61)$$

Η (2.61) γίνεται λόγω της (2.60):

$$\dot{c} \int_0^{\theta_s} \int_0^{\theta_s} \frac{D(\alpha)}{(K + c)^2} d\alpha d\theta = -c \Rightarrow$$

$$\frac{\dot{c}}{c} \int_0^{\theta_s} \int_0^{\theta_s} \frac{D(\alpha)}{(K + c)^2} d\alpha d\theta = -1 \quad (2.62)$$

Θεωρείται τώρα η εξίσωση:

$$t = \int_0^{\theta_s} \frac{\theta D}{K^2} \left[ \ln \left( \frac{K + c}{c} \right) - \frac{K}{K + c} \right] d\theta \quad (2.63)$$

Παραγωγίζοντας τη σχέση αυτή ως προς το χρόνο λαμβάνεται:

$$\frac{\partial t}{\partial t} = 1 = \frac{\partial}{\partial t} \left\{ \int_0^{\theta_s} \frac{\theta D}{K^2} \left[ \ln \left( \frac{K + c}{c} \right) - \frac{K}{K + c} \right] d\theta \right\} \dot{\eta} \quad (2.64)$$

$$1 = \int_{\theta_1}^{\theta_2} \frac{\theta D}{K^2} \left[ \frac{\partial}{\partial t} \ln \left( \frac{K+c}{c} \right) - \frac{\partial}{\partial t} \frac{K}{K+c} \right] d\theta \quad (2.65)$$

Αλλά:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \ln \left( \frac{K+c}{c} \right) &= \frac{1}{K+c} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{K+c}{c} \right) = \\ \frac{c}{K+c} \frac{\dot{c}c - \dot{c}(K+c)}{c^2} &= \frac{c}{K+c} \frac{-\dot{c}K}{c^2} = \\ -\frac{\dot{c}}{c} \frac{K}{K+c} \end{aligned} \quad (2.66)$$

και:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{c}{K+c} \right) &= -\frac{K\dot{c}}{(K+c)^2} = -\frac{K\dot{c}}{c} \frac{c}{(K+c)^2} = \\ -\frac{\dot{c}}{c} \frac{Kc}{(K+c)^2} \end{aligned} \quad (2.67)$$

Χρησιμοποιώντας τις (2.66) και (2.67), η (2.64) γίνεται:

$$\begin{aligned} 1 &= \int_{\theta_1}^{\theta_2} \frac{\theta D}{K^2} \left[ -\frac{\dot{c}}{c} \frac{K}{K+c} + \frac{\dot{c}}{c} \frac{Kc}{(K+c)^2} \right] d\theta = \\ -\frac{\dot{c}}{c} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \left[ \frac{K}{K+c} - \frac{Kc}{(K+c)^2} \right] \frac{\theta D}{K^2} d\theta &= -\frac{\dot{c}}{c} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \frac{\theta D}{(K+c)^2} d\theta \end{aligned} \quad (2.68)$$

Επίσης υπάρχει η σχέση:

$$\begin{aligned} \int_{\theta_1}^{\theta_2} d\theta \int_{\theta}^{\theta_2} \frac{D(\alpha)}{(K(\alpha)+c)^2} d\alpha &= \\ \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{\theta}^{\theta_2} F(\alpha) d\alpha d\theta, \end{aligned} \quad (2.69)$$

όπου:

$$F(\alpha) = \frac{D(\alpha)}{(K(\alpha)+c)^2}. \quad (2.70)$$

Θέτοντας:

$$V = \int_{\theta}^{\theta_2} F(\alpha) d\alpha, \quad (2.71)$$

$$dV = -F(\theta)d\theta. \quad (2.72)$$

Έτσι η (2.67) γίνεται:

$$\int_{\theta_1}^{\theta_2} V d\theta = V\theta \Big|_{\theta_1}^{\theta_2} - \int_{\theta_1}^{\theta_2} \theta dV = \phi + \int_{\theta_1}^{\theta_2} \theta F(\theta) d\theta \quad (2.73)$$

Άρα από τη (2.67) προκύπτει:

$$\begin{aligned} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{\theta}^{\theta_2} \frac{D(\alpha)}{(K(\alpha) + c)^2} d\alpha d\theta &= \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{\theta}^{\theta_2} F(\alpha) d\alpha d\theta = \\ \int_{\theta_1}^{\theta_2} V d\theta &= \int_{\theta_1}^{\theta_2} \frac{\theta D}{(K + c)^2} d\theta \end{aligned} \quad (2.74)$$

Η (2.62) λόγω της (2.74) γίνεται:

$$\frac{\dot{c}}{c} \int_{\theta_1}^{\theta_2} \frac{\theta D}{(K + c)^2} d\theta = -1 \quad (2.75)$$

Άρα η εξίσωση (2.63) αποτελεί το ολοκλήρωμα της (2.62). Από τη (2.61) προκύπτει:

$$c = \frac{D}{\partial z / \partial \theta} \Big|_{\theta_1} - K_s = - \int_{\theta_1}^{\theta_2} \frac{\partial z}{\partial t} d\theta = - \frac{d}{dt} \int_{\theta_1}^{\theta_2} z d\theta = - \frac{dI}{dt} = -i, \quad (2.76)$$

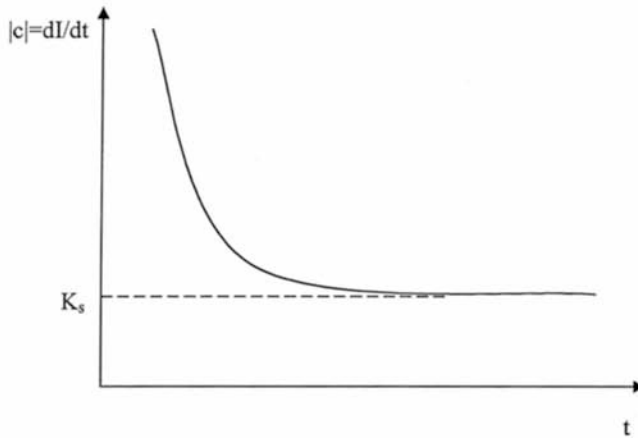
όπου το  $I$  εκφράζει την αθροιστική διήθηση και το  $i$  τη διηθητικότητα. Έτσι, ο πρώτος όρος της αγκύλης στην εξίσωση (2.63), λόγω της (2.76) γίνεται:

$$\ln \frac{K+c}{c} = - \ln \frac{i}{i-K} \quad (2.77)$$

Στην αρχή του φαινομένου, δηλαδή για μικρούς χρόνους, για το δεύτερο όρο της αγκύλης στην εξίσωση (2.63), ισχύει:

$$\frac{K}{K+c} \approx \frac{K}{c} = - \frac{K}{i} \quad (2.78)$$

Γιατί για μικρούς χρόνους είναι  $K + c \approx c$



Σχήμα 2.5 Διηθητικότητα σε συνάρτηση με το χρόνο

Με βάση τις (2.77), (2.78) η (2.63) γίνεται:

$$t = \int_{\theta_s}^{\theta} \frac{\theta D}{K^2} \left[ \ln \left( \frac{K+c}{c} \right) - \frac{K}{K+c} \right] d\theta = \int_{\theta_s}^{\theta} \frac{\theta D}{K^2} (-1) \left[ \ln \frac{i}{i-K} - \frac{K}{i} \right] d\theta \quad (2.79)$$

Ο Parlange θεωρεί ότι η  $\frac{dK}{d\theta}$  είναι  $\delta$  συνάρτηση, δηλαδή:

$$\frac{dK}{d\theta} = K_s (\theta_s - \theta)^{-1} \delta(\theta - \theta_s), \quad (2.80)$$

όπου:

$$\delta(\theta - \theta_s) = \begin{cases} 1 & \theta = \theta_s \\ 0 & \theta \neq \theta_s \end{cases} \quad (2.81)$$

Από τις (2.80), (2.81), προκύπτει ότι:

$$K \approx K_s \text{ στο διάστημα } (\theta_i - \theta_s) \quad (2.82)$$

Επομένως η (2.79) γίνεται:

$$t = \frac{1}{K_s^2} \left[ \ln \frac{i}{i-K_s} - \frac{K_s}{i} \right] \int_{\theta_s}^{\theta} \theta D d\theta \quad (2.83)$$

Αλλά σε πρώτη προσέγγιση είναι:

$$S^2 = 2 \int_{\theta_s}^{\theta} \theta D d\theta \quad (2.84)$$

Και άρα η (2.83) γίνεται:

$$t = \frac{S^2}{K_s^2} \left[ \ln \frac{i}{i - K_s} - \frac{K_s}{i} \right]. \quad (2.85)$$

### Αδιαστατοποίηση

Τίθεται τώρα:

$$i = \frac{dI}{dt} = f \frac{dL}{dt} = (\theta_s - \theta_i) \frac{dL}{dt} \quad (2.86)$$

$$\left( I = \underbrace{(\theta_s - \theta_i)}_f L \right) \text{ και άρα } dI = f dL$$

Από τη (2.86) προκύπτει:

$$dt = \frac{f dL}{i} \quad (2.87)$$

Από τη (2.85) προκύπτει:

$$dt = \frac{S^2}{2K_s^2} \left[ \frac{i - K_s}{i} \frac{(i - K_s) di - i di}{(i - K_s)^2} + \frac{K_s di}{i^2} \right] = -\frac{S^2}{2} \frac{di}{i^2} \left( \frac{1}{i - K_s} \right) \quad (2.88)$$

Η παρακάτω σχέση:

$$fL = \frac{S^2}{2K_s} \ln \frac{i}{i - K_s} \quad (2.89)$$

έχει σα διαφορικό το ακόλουθο:

$$f dL = i dt = -\frac{S^2}{2} \frac{di}{i} \frac{1}{i - K_s}. \quad (2.90)$$

Επίσης από τη (2.89) λαμβάνεται:

$$\ln \frac{i}{i - K_s} = \frac{2K_s fL}{S^2} = \lambda = \frac{2K_s fL}{2K_s f(H_0 - H_f)} = L(H_0 - H_f)^{-1} \quad (2.91)$$

διότι έχει δοθεί από τον Philip (1958), η εξής εξίσωση για την απορροφητικότητα:

$$S^2 = 2K_s(\theta_s - \theta_i)(H_0 - H_f), \quad (2.92)$$

και:

$$\lambda = \frac{2K_f L}{S^2} = \frac{2K(\theta_s - \theta_i)L}{S^2} = \frac{2KI}{S^2} \Rightarrow I = \frac{\lambda S^2}{2K_s} \quad (2.93)$$

Από τη (2.91) προκύπτει:

$$\frac{i}{i-K} = e^{\lambda} \Rightarrow 1 - \frac{K}{i} = e^{-\lambda} \Rightarrow \frac{K}{i} = 1 - e^{-\lambda}. \quad (2.94)$$

Η (2.85) γράφεται:

$$\frac{2K_s^2 t}{S^2} = \ln \frac{i}{i-K_s} - \frac{K_s}{i}. \quad (2.95)$$

Ορίζοντας τώρα τον αδιάστατο χρόνο:

$$\tau = \frac{2K_s^2 t}{S^2}, \quad (2.96)$$

η (2.95) σε συνδυασμό με την (2.91) και την (2.94), παίρνει τη μορφή:

$$\tau = \lambda - (1 - e^{-\lambda}), \quad (2.97)$$

η οποία αποτελεί την εξίσωση αθροιστικής διήθησης του Parlange σε αδιάστατη μορφή. Η εξίσωση (2.97) οδηγεί στην εξίσωση αθροιστικής διήθησης σε διαστατική μορφή ως εξής:

$$\begin{aligned} \tau = \lambda - (1 - e^{-\lambda}) &\Rightarrow \frac{2K_s^2 t}{S^2} = \frac{2K_s I}{S^2} - 1 + \exp\left(-\frac{2K_s I}{S^2}\right) \Rightarrow \\ K_s t &= I + \frac{S^2}{2K_s} \left[ \exp\left(-\frac{2K_s I}{S^2}\right) - 1 \right] \end{aligned} \quad (2.98)$$

Οι Parlange et al. (1982) πρότειναν το παραπάνω μοντέλο για την αθροιστική διήθηση θεωρώντας ότι οι μεταβλητές  $D$  και  $dK/d\theta$  αυξάνονται ταχύτατα και με τον ίδιο τρόπο. Η διαστατική εξίσωση (2.98), αποτελεί λοιπόν το διπαραμετρικό μοντέλο του Parlange και ονομάζεται έτσι γιατί έχει δύο παραμέτρους:

- Την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού  $K_s$ .
- Την απορροφητικότητα  $S$ .

Η εξίσωση (2.97) γράφεται ως εξής:

$$\tau = \lambda - (1 - e^{-\lambda}) = \lambda - 1 + \left(1 - \lambda + \frac{\lambda^2}{2} - \frac{\lambda^3}{3} + \frac{\lambda^4}{4} + \dots\right) \approx \frac{\lambda^2}{2}, \text{ σε } 1^{\text{η}} \text{ προσέγγιση} \quad (2.99)$$

Από τη (2.99) προκύπτει:

$$\lambda = \sqrt{2\tau}, \quad (2.100)$$

και σε διαστατική μορφή:

$$I = S t^{1/2}, \quad (2.101)$$

η οποία ισχύει για τους αρχικούς χρόνους του φαινομένου της διήθησης.

Η πρώτη παράγωγος της (2.97) ως προς  $\lambda$  είναι:

$$\frac{\partial \tau}{\partial \lambda} = 1 - e^{-\lambda}, \quad (2.102)$$

και ισχύει:

$$\lim_{\lambda \rightarrow \infty} \frac{\partial \tau}{\partial \lambda} = 1 \Rightarrow \tau = \lambda \quad (2.103)$$

Αρα η εξίσωση αυτή τείνει σε ευθεία γραμμή με συντελεστή κλίσης ίσο με 1 και από την εξίσωση των Green & Ampt διαπιστώνεται ότι για  $\lambda \rightarrow \infty$ , ( $\tau \rightarrow \infty$ ), οι δύο εξισώσεις παρουσιάζουν την ίδια κλίση (Σχήμα 2.6), αλλά είναι δύο καμπύλες είναι μετατοπισμένες (Σχήμα 2.7). Επίσης, για  $\tau \rightarrow 0$  οι δύο εξισώσεις (Parlange και Green & Ampt) συμπίπτουν.

Η σχέση (2.97) για μεγάλες τιμές διήθησης ( $\lambda$ ) γίνεται:

$$\tau = \lambda - 1, \quad \eta I = (\theta_0 - \theta_1)(H_0 - H_f) + K_s t \quad (2.104)$$

Η παραπάνω σχέση ισχύει για μεγάλες τιμές διήθησης και επομένως για μεγάλους χρόνους.

Το απόλυτο σφάλμα μεταξύ των σχέσεων (2.97) και (2.104) είναι:

$$\varepsilon = \left| \frac{\lambda - 1 - \{\lambda - 1 + e^{-\lambda}\}}{\lambda - 1 + e^{-\lambda}} \right| = \left| \frac{e^{-\lambda}}{\lambda - 1 + e^{-\lambda}} \right| \quad (2.105)$$

Η εξίσωση Τζιμόπουλου (2.13), για μικρούς χρόνους διήθησης, όπου οι δυνάμεις βαρύτητας είναι αμελητέες και το διηθούμενο νερό εξαρτάται κυρίως από φαινόμενα τριχοειδούς και απορρόφησης, γίνεται:

$$I = St^{1/2} \quad (2.106)$$

Αυτό συμβαίνει, γιατί η συνάρτηση βαθμίδα του Heaviside μηδενίζεται για χρόνους  $t < t_c$ . Επομένως η εξίσωση Τζιμόπουλου συμπίπτει με την εξίσωση του Parlange για μικρούς χρόνους διήθησης.

Για μεγάλους χρόνους διήθησης, όπου οι δυνάμεις βαρύτητας δεν είναι πλέον αμελητέες, αλλά συντελούν στο μηχανισμό διήθησης, η εξίσωση Τζιμόπουλου γίνεται:

$$I = I_c + K_s(t - t_c) \quad (2.107)$$



διότι στους μεγάλους χρόνους η συνάρτηση Heaviside ισούται με τη μονάδα ( $t > t_c, H=1$ ).

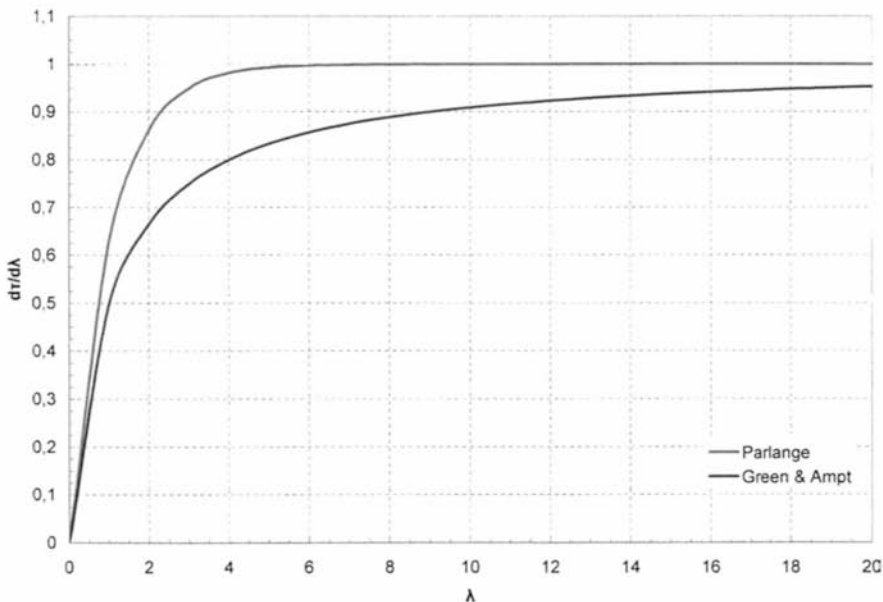
Ο χρόνος  $t_c$  είναι ο χρόνος στον οποίο ξεκινά το προφίλ του απείρου και προκύπτει από την τομή των εξισώσεων (2.106) και (2.107).

Για:

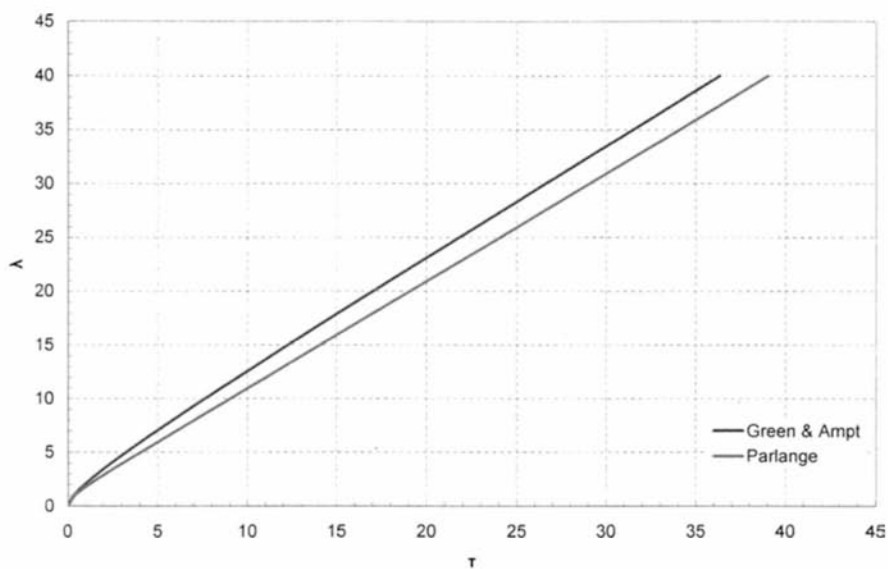
$$I_c = (\theta_0 - \theta_f)(H_0 - H_f) + K_s t_c \quad (2.108)$$

η εξίσωση Τζιμόπουλου συμπίπτει με την εξίσωση του Parlange (2.104) και στους μεγάλους χρόνους.

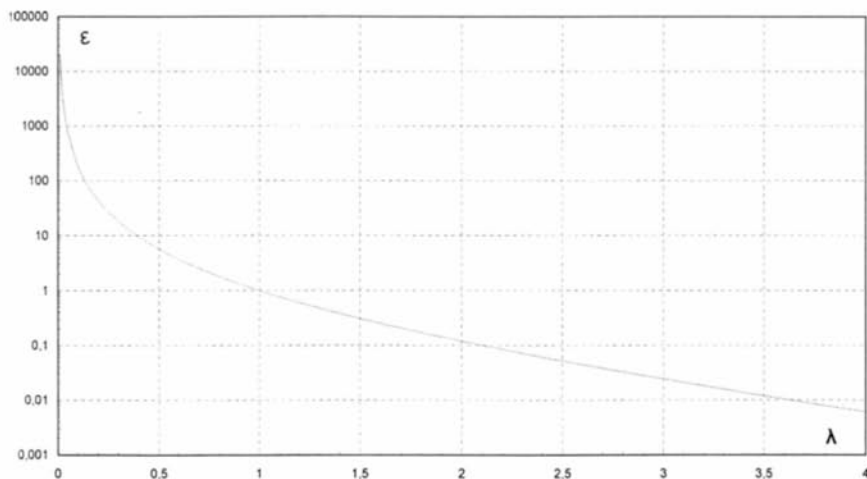
Στο Σχήμα 2.8 παρουσιάζεται η γραφική παράσταση του απόλυτου σφάλματος  $\varepsilon$ , σε συνάρτηση με τις αδιάστατες τιμές διήθησης  $\lambda$ . Στο σχήμα αυτό φαίνεται ότι για  $\lambda > 4$ , το απόλυτο σφάλμα τείνει στο μηδέν και επομένως για μεγάλους χρόνους η αθροιστική διήθηση μπορεί να εκφραστεί ικανοποιητικά από την εξίσωση (2.104), (Angelaki et al, 2004).



Σχήμα 2.6 Σύγκριση των κλίσεων των εξισώσεων Green & Ampt και Parlange



Σχήμα 2.7 Σύγκριση των μοντέλων Green & Ampt και Parlange



Σχήμα 2.8 Απόλυτο σφάλμα σε συνάρτηση με την αθροιστική διήθηση

**ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 2<sup>ο</sup> ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ**

- 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 the Journal Water, Air & Soil Pollution: Focus (WAFo) with the title 'Protection and Restoration of the Environment', Kluwer Academic Publishers.
- Αντωνόπουλος Β., 1999. Υδρολογία της ακόρεστης ζώνης του εδάφους. Θεσσαλονίκη, 1999, σελ. 264.
- Bouwer H., 1976. Infiltration into increasingly permeable soils. J. Irrigation and Drainage Div., ASCE, 102: 127 – 136.
- Green W. H. & Ampt A. 1911. Studies on soil physics: The flow of air and water through soils. J. Agr. Sci. pp. 1 – 4.
- Hillel D., 1974. L' eau et le sol. Principes et processus physiques. Vander.
- Hillel D., 1980. Applications of Soil Physics.
- Horton R.E., 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 5: 399 – 417.
- 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.
- Kostiakov, A. N., 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. Trans. 6 Comm. Intern. Soil Sci. Soc. Russian, Part A: 17 – 21.
- Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1982. Finite – difference solutions of the infiltration equation. Soil Sci., 134: 81 – 89.
- Kunze, R. J. and Nielsen, D. R., 1983. Comparison of soil water infiltration profiles. Soil Sci., 135: 342 – 349.
- 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.
- Λαζακίδης Σ., Σφήκας Σ. 1991. Πειραματικός προσδιορισμός αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο και αξιολόγησή της με τη μέθοδο Kostiaκon και Philip. Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών, Α.Π.Θ.
- Onstad, C. A., Olson, T. C., Stong, L. R. 1973. An infiltration model tested with monolith moisture measurements. *Soil Sci.*, Vol. 116: 13 – 17.
- Παπαρηγοράκης Σ., Στόκα Α. 1988. Πειραματικός προσδιορισμός της αθροιστικής διήθησης στο ύπαιθρο – υπολογισμός της στιγμιαίας διηθητικότητας. Διπλωματική Εργασία, Α. Π. Θ., Θεσσαλονίκη.
- Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 1. One – dimensional absorption. *Soil Sci.* Vol. 111 (2), pp. 134 – 137.
- Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 2. One – dimensional infiltration. *Soil Sci.* Vol. 111 (3), pp. 170 – 174.
- Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, Vol. 133, pp. 308 – 312.
- Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 8. One – dimensional infiltration with constant flux at the surface. *Soil. Sci.*, Vol. 114, pp. 1 – 4.
- Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. *Soil Sci.* Vol 119, pp. 466 – 467.
- Parlange J. – Y., Lisle I., Braddock R. D. And Smith R. E., 1982. The three parameter infiltration equation. *Soil Sci.*, 133: 337 – 341.
- 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.
- Parlange J. – Y., Starr J.-L., Haverkamp R., 1990. Numerical and Experimental Validation of a new Infiltration Equation. 4<sup>o</sup> National Congress EYE, Creta-GREECE, pp. 731-745.

- Παπαμιχαήλ Δ., Παπαδήμος Δ., 1995. Διερεύνηση διαδικασιών μετάβασης μεταξύ των σχέσεων αθροιστικής διηθητικότητας του Kostiakov και της SCS. Υδροτεχνικά, 5: 17 – 30.
- Philip J.R., 1957a. Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Soil. Sci., 83: 435 – 448.
- Philip J.R., 1957b. Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil. Sci., 84: 257 – 264.
- Philip J.R., 1957c. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration – dependent. II. Austr. J. Physics, 10: 29 – 42.
- Philip J.R., 1958. Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. Soil. Sci., Vol. 85, pp. 278 – 286.
- Philip J.R., 1969. Theory of infiltration. Advances in Hydrosociences, Academic Press, N. Y., 5: 215 – 296.
- Philip J.R., 1973a. On solving the unsaturated flow equation: 1. The flux – concentration relation. Soil Sci., 116: 328 – 335.
- Philip J.R., 1983. Theory of infiltration. ‘Advances in infiltration’, Proceedings of the National Conference on advances in infiltration, December 12 – 13 Chicago, Illinois, pp. 1 – 13.
- Richards L.A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, Vol 1, pp. 318 – 333.
- Talsma, T., Parlange J – Y., 1972. One dimensional infiltration. Austr. J. Soil Res., Vol. 10, pp. 143 – 150.
- Τζιμόπουλος Χ., 1979. Εισαγωγή στην ακόρεστη ροή. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 1 – 16.
- Τζιμόπουλος Χ., 1979. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστα ισοθερμικά μέσα. Σεμινάριο Γεωργικής Υδραυλικής με θέμα «Ακόρεστη Ροή», Θεσσαλονίκη, σελ. 17 – 29.
- Τζιμόπουλος Χ., 1981. Γεωργική Υδραυλική. Τόμος Ι: Εξαμυσοδιαπνοή – Διηθητικότητα – Ατομικά Δίκτυα., σελ. 164.

- Τζιμόπουλος Χ., 1991. Γενικευμένη εξίσωση για την περιγραφή του φαινομένου της διήθησης του νερού στο έδαφος. Υδροτεχνικά, Τόμος 1, Τεύχος 2 – 3, σελ. 3 – 19.
- Touma, J. 1984. Etude critique de la caracterisation hydrodynamique de sols non satures. These d' Etat, I. N. P. de Grenoble, pp. 190.
- Touma, J., 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.
- 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.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3<sup>ο</sup>

### ΥΔΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

#### 3.1 Εισαγωγή

Στην παρούσα διδακτορική διατριβή πραγματοποιήθηκαν στο εργαστήριο πειράματα προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος, οι υδροδυναμικές παράμετροι του εδάφους και η αθροιστική διήθηση. 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, όμως είναι γνωστό ότι πάντα όλοι οι νόμοι ξεκινούν από ένα απλό ιδανικό μοντέλο για να γίνει στη συνέχεια η επέκτασή τους στις πραγματικές μη ιδανικές συνθήκες. Έτσι τα αποτελέσματα της εργαστηριακής έρευνας αποτελούν καθοριστικούς παράγοντες για τη μελέτη του προβλήματος στη φύση και για την εξεύρεση λύσεων σε προβλήματα που αφορούν το υπό μελέτη φαινόμενο.

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.

### 3.2 Μέθοδοι μετρήσεων

#### 3.2.1 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας

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

Μία άλλη μέθοδος που συνήθως χρησιμοποιείται για μέτρηση της υγρασίας στο χωράφι, είναι με χρήση της *συσκευής διάχυσης νετρονίων*. Περιγραφές του τρόπου λειτουργίας της δόθηκαν από τους Spinks et al. (1951) και Gardner και Kirkham (1952). Η συσκευή διάχυσης νετρονίων δίνει καλά αποτελέσματα σε ελαφρά και μέσα, σχετικά ομοιόμορφα, εδάφη, παρουσιάζει μεγάλη ευαισθησία στα άλατα του εδαφικού διαλύματος, αλλά και στο είδος των ορυκτών που συνθέτουν τα εδαφομόρια κυρίως στα αργιλώδη εδάφη. Δε συνιστάται η χρήση της συσκευής αυτής για μέτρηση της υγρασίας των επιφανειακών στρώσεων του εδάφους.

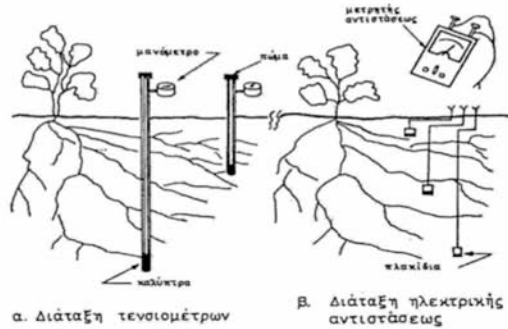
Ο προσδιορισμός της υγρασίας στον αγρό μπορεί να γίνει έμμεσα, με μέτρηση της τάσης, εφόσον είναι γνωστή η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα *τενσιόμετρα*. Τενσιόμετρα στα οποία η αποκατάσταση της ισορροπίας ανάμεσα στην εσωτερική και εξωτερική τάση γίνεται πολύ γρήγορα, έχουν σχεδιαστεί από τους Miller (1951), Leonard και Low (1962), κ.λπ. Τα τενσιόμετρα δεν προσαρμόζονται το ίδιο καλά για παρατηρήσεις σε οποιοδήποτε τύπο εδάφους. Η χρήση τους σε ελαφρά εδάφη είναι πολύ αποτελεσματική, γιατί το μεγαλύτερο μέρος της υγρασίας τους που είναι διαθέσιμη στα φυτά, συγκρατείται με τάσεις που δεν ξεπερνούν τη μία ατμόσφαιρα. Αντίθετα, στα συνεκτικά εδάφη δεν ενδείκνυται η χρήση τενσιόμετρων, γιατί σε τάσεις μικρότερες της μιας ατμόσφαιρας



αντιστοιχεί μικρό μόνο μέρος της διαθέσιμης στα φυτά υγρασίας. Σε τέτοια εδάφη χρησιμοποιείται συνδυασμός тенσιομέτρων και συσκευής ηλεκτρικής αντίστασης. Ο Thalheimer (2003) πρότεινε έναν τροποποιημένο τύπο тенσιομέτρου, ώστε να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα στη μέτρηση της πίεσης λόγω της διακύμανσης του ύψους του νερού μέσα σ' αυτό. Αποδείχθηκε πειραματικά ότι το тенσιομετρο αυτό (μήκους 1 m), μέτρησε ικανοποιητικά πιέσεις εύρους από 0 έως 80 KPa.

Η μέθοδος της *ηλεκτρικής αντίστασης* στηρίζεται στην αρχή ότι μια μεταβολή της εδαφικής υγρασίας προκαλεί αντίστοιχη μεταβολή στην ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους ή κάποιου άλλου πορώδους μέσου που είναι τοποθετημένο μέσα στο έδαφος και βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με αυτό. Πλακίδια που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο ηλεκτρικής αντίστασης έχουν επινοηθεί από τους Coleman και Hendrix (1949), Croney et al. (1951), Taylor et al. (1961), κλπ. Για την εφαρμογή της παραπάνω μεθόδου είναι απαραίτητο να βρεθεί η σχέση που συνδέει την ηλεκτρική αντίσταση με την τάση του εδαφικού νερού και κατά συνέπεια, με την εδαφική υγρασία. Ο Cannell (1958) έδωσε διαγράμματα της σχέσης αυτής για διάφορους τύπους πλακιδίων. Οι συσκευές αντίστασης είναι ευαίσθητες στη συγκέντρωση αλάτων, στη θερμοκρασία και στην ύπαρξη λιπασμάτων στο έδαφος. Επίσης, οι συσκευές αντίστασης δεν είναι ευαίσθητες σε χαμηλές τάσεις, οπότε σε τέτοιες τάσεις πρέπει να χρησιμοποιούνται μόνο тенσιομετρα. Για τάσεις πάνω από μία ατμόσφαιρα όμως η μέθοδος είναι αξιόπιστη και αποδεικνύεται πολύτιμη, γιατί μπορεί με ακρίβεια να προσδιορίσει τάσεις που φτάνουν μέχρι 60 atm. Στο Σχήμα 3.1 φαίνεται μια σχηματική απεικόνιση, τόσο της μεθόδου των тенσιομέτρων, όσο και της μεθόδου ηλεκτρικής αντίστασης (Παπαζαφειρίου, 1984).

Μια άλλη πολύ διαδεδομένη μέθοδος μέτρησης της εδαφικής υγρασίας, η οποία εφαρμόζεται στο εργαστήριο, είναι η *μέθοδος εκπομπής γ ακτινοβολίας*. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιήθηκε στα πειράματα της παρούσας διατριβής και θα αναλυθεί παρακάτω.



**Σχήμα 3.1** Διάταξη тенσιομέτρων και πλάκιδίων ηλεκτρικής αντιστάσεως για τον προσδιορισμό της τάσης της εδαφικής υγρασίας

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

### 3.2.1.α Μέθοδος εκπομπής γ ακτινοβολίας

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

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

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

$$c_0 = \lambda \cdot f, \quad (3.1)$$

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

ταχύτητα του φωτός είναι παγκόσμια σταθερά (αξίωμα Einstein) συχνότητα και μήκος κύματος είναι αντιστρόφως ανάλογα ποσά.

Η σχέση που δίνει την ενέργεια του κάθε φωτονίου είναι:

$$E = h \cdot f, \quad (3.2)$$

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

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

Πριν από την έναρξη ενός πειράματος απαιτείται πάντα η βαθμονόμηση του οργάνου με μετρήσεις σε άδεια κολόνα και μετρήσεις όταν η κολόνα είναι πληρωμένη με νερό. Επίσης, για να μην υπάρχει απόκλιση λόγω εξωτερικών παραγόντων και για να έχουμε ακρίβεια στις μετρήσεις, απαιτείται κατά την έναρξη των πειραμάτων να γίνονται μετρήσεις σε κάποιο σταθερό υλικό, το οποίο στη συγκεκριμένη περίπτωση είναι ένας δίσκος αλουμινίου πάχους 2.08 cm και διαμέτρου 9 cm.

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

$$\theta = \left( \frac{1}{\chi \mu_w \rho_w} \right) \ln \left( \frac{N_d}{N_w} \right), \quad (3.3)$$

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

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

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

### 3.2.1.β Μέθοδος TDR

#### i) Θεωρία

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

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

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

$$C = K \cdot C_0, \quad (3.4)$$

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

Όταν ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα ταξιδεύει διαμέσου μιας γραμμής μεταφοράς (transmission line) ή κυματοδηγού (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 3.1** Διηλεκτρικές σταθερές των συστατικών του εδάφους

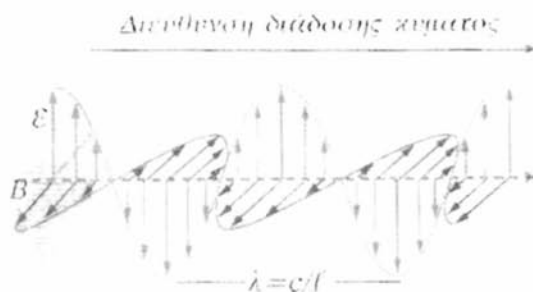
Υλικό	Διηλεκτρική Σταθερά
Αέρας	1
Ανόργανα Υλικά	2 – 4
Νερό	80

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

οποία εξαρτάται από τη διηλεκτρική σταθερά του εδάφους, ουσιαστικά να εξαρτάται από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία.

Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα είναι εγκάρσια κύματα, τα οποία αποτελούνται από ένα μαγνητικό και ένα ηλεκτρικό πεδίο των οποίων οι εντάσεις είναι χωροχρονικά ημιτονοειδώς μεταβαλλόμενα μεγέθη, τα οποία μένουν πάντα κάθετα μεταξύ τους και ταυτοχρόνως κάθετα στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Τα μεγέθη αυτά είναι συμφασικά, δηλαδή παίρνουν ταυτόχρονα τις μέγιστες και τις ελάχιστες τιμές τους (Σχήμα 3.2).

Η κυματική φύση ενός ηλεκτρομαγνητικού παλμού δεν αναιρεί τη σωματιδιακή του φύση (κβαντική θεωρία). Έτσι, τα σωματίδια που συνθέτουν μια ηλεκτρομαγνητική ακτίνα είναι τα φωτόνια, τα οποία είναι σωματίδια χωρίς μάζα. Όπως συμβαίνει σε κάθε κύμα, έτσι και στα ηλεκτρομαγνητικά, υπάρχει μεταφορά ενέργειας. Στο κενό ή στον αέρα τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα διαδίδονται με σταθερή πάντα ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του φωτός στο κενό ( $c_0 = 3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$ ). Όταν, όμως, ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα διαδίδεται μέσα σε κάποιο υλικό, τότε η ταχύτητά του είναι πάντα μικρότερη της  $c_0$ , αλλά πάντα σταθερή.

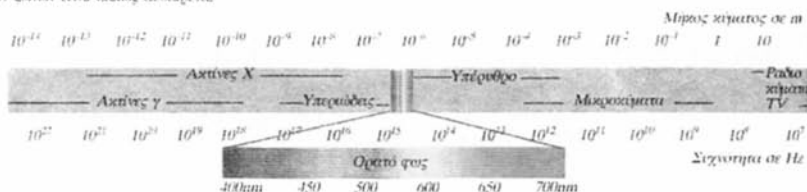


**Σχήμα 3.2** Στιγμιότυπο ηλεκτρομαγνητικού κύματος που διαδίδεται οριζόντια.

Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα χωρίζονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες: τα ορατά και τα μη ορατά. Τα ορατά είναι εκείνα των οποίων τα μήκη κύματος κυμαίνονται από περίπου 400 nm έως περίπου 700 nm. Όλα τα υπόλοιπα ηλεκτρομαγνητικά κύματα που έχουν μήκη κύματος, είτε κάτω από 400 nm είτε πάνω από 700 nm, ανήκουν στο μη ορατό φάσμα. Πέρα από τις δύο αυτές

μεγάλες κατηγορίες, τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα χωρίζονται σε μικρότερες κατηγορίες ανάλογα με το μήκος κύματός τους όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.3

Ηλεκτρομαγνητικό φάσμα. Τα όρια μεταξύ των ζωνών είναι απλώς ενδεικτικά.



Σχήμα 3.3 Το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα

Τα μικροκύματα είναι ακίνδυνα μη ορατά ηλεκτρομαγνητικά κύματα με μήκος κύματος, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.3, μεγαλύτερο των 700 nm. Όταν μία δέσμη μικροκυμάτων διαδοθεί μέσα σε μια γραμμή μεταφοράς η οποία έχει εισέλθει προσεκτικά στο έδαφος, τότε όταν αυτή φτάσει στο τέλος της γραμμής μεταφοράς, η δέσμη θα ανακλαστεί και θεωρητικά όλη η ενέργεια της δέσμης θα επιστρέψει πίσω, όπως ακριβώς συμβαίνει με το ορατό φως, όταν αυτό ανακλάται στην επιφάνεια ενός κατόπτρου. Αν η απόσταση που διατρέχει το κύμα είναι γνωστή - ίση με τη γραμμή μεταφοράς, η οποία θα αναφέρεται στο εξής ως κυματοδηγός (waveguide) -, τότε είναι δυνατός ο υπολογισμός του χρόνου (transit time) που απαιτείται για να διατρέξει το κύμα την απόσταση αυτή (one way), με τη βοήθεια της σχέσης:

$$c = \frac{L}{t}, \quad (3.5)$$

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

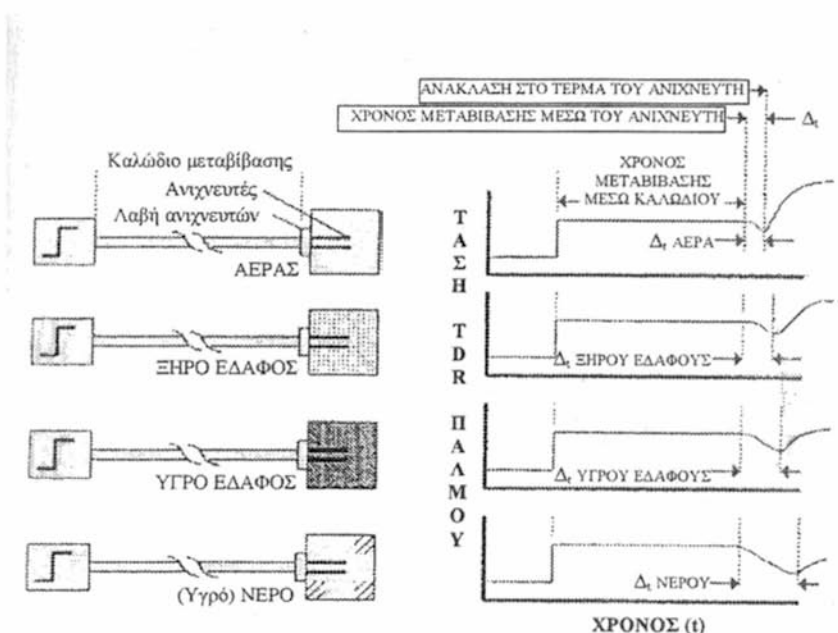
Η ταχύτητα  $c$  του κύματος μέσα στο υλικό διάδοσης συνδέεται με τη φαινόμενη διηλεκτρική σταθερά του υλικού  $K_a$  και την ταχύτητα του φωτός στο κενό  $c_0$  με τη σχέση:

$$c = \frac{c_o}{\sqrt{K_a}} \quad (3.6)$$

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

$$K_a = \left( \frac{tc_o}{L} \right)^2 \quad (3.7)$$

Στο Σχήμα 3.4 παρουσιάζονται κάποια τυπικά διαγράμματα της τάσης του παλμού σαν συνάρτηση του χρόνου για διάφορες περιπτώσεις, από τις οποίες φαίνεται ο χρόνος μεταβίβασης του παλμού.



Σχήμα 3.4 Τυπικά διαγράμματα χρόνου ανάκλασης ηλεκτρικού παλμού για τον αέρα, για ξηρό έδαφος, για υγρό έδαφος και νερό

Προσεκτικές μετρήσεις στα εργαστήρια της Soil Moisture Equipment Corp. - η οποία είναι η εταιρεία κατασκευής του TDR -, έδειξαν τα εξής: Όταν το έδαφος είναι ξηρό, η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους



κυμαίνεται από 2 έως 4. Όταν το 25% της χωρητικότητας του εδάφους είναι νερό, τότε η φαινομενική διηλεκτρική σταθερά του εδάφους είναι 11 – 12. Σε εδάφη που χρησιμοποιούνται για καλλιέργειες έχει αποδειχτεί ότι η τιμή της φαινομενικής διηλεκτρικής σταθεράς του εδάφους ( $K_a$ ) είναι ανεξάρτητη του τύπου του εδάφους και ότι εξαρτάται αποκλειστικά από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία.

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

## ii) Το σύστημα μέτρησης του TDR

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

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

$$\theta = -0.053 + 0.29 K_a - 5.5 \cdot 10^{-4} K_a^2 + 4.3 \cdot 10^{-6} K_a^3, \quad (3.8)$$

όπου  $K_a$  είναι η διηλεκτρική σταθερά, η οποία δίνεται από την εξίσωση (3.7). Σημειώνεται ότι η διηλεκτρική σταθερά αναφέρεται πολλές φορές στη βιβλιογραφία με το ελληνικό γράμμα  $\epsilon$ .

Έχει αποδειχθεί ότι η εξίσωση (3.8) δίνει πολύ καλά αποτελέσματα για ένα μεγάλο εύρος εδαφικών τύπων. Οι Roth et al (1990) έδειξαν ότι το σφάλμα κατά τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με χρήση της εξίσωσης (3.8) είναι μικρότερο του  $0,013\text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

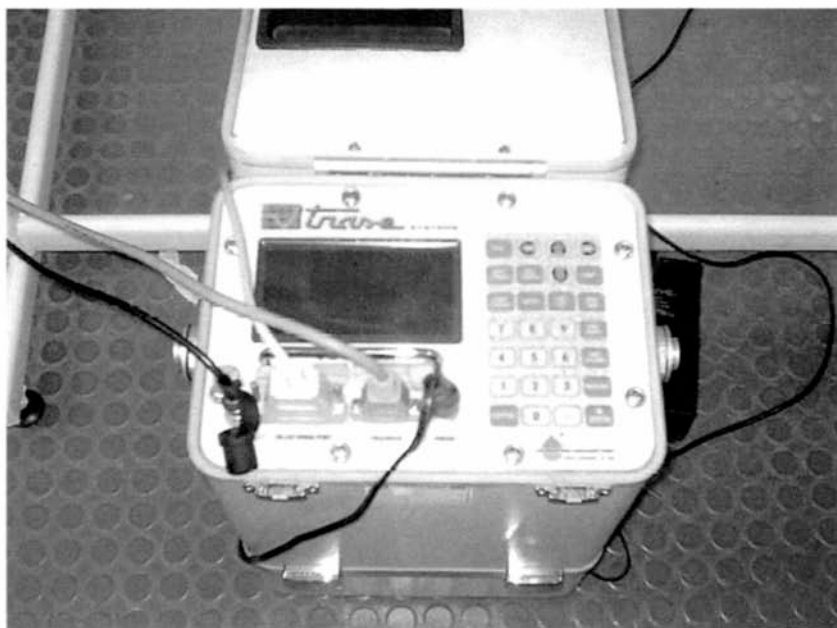
Η συσκευή TDR λοιπόν, σύμφωνα με τα προαναφερθέντα, χρησιμοποιώντας όλα τα παραπάνω, δίνει τις μετρήσεις της υγρασίας (% κ.ο.) του εδάφους.

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

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

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

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



Εικόνα 3.1 Η Συσκευή TDR

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

Εύρος μέτρησης	0 – 100% περιεχόμενη υγρασία κατ' όγκο
Ακρίβεια μέτρησης	± 2% ή καλύτερη όταν χρησιμοποιείται ο υποδοχέας του κατασκευαστή.
Θερμοκρασία λειτουργίας	0 – 45°C.
Πηγή ισχύος	Εφοδιασμένο με δύο ηλεκτρολυτικές μπαταρίες ολικής χωρητικότητας 7 A h. Χρόνος επαναφόρτισης: 12 h. 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). Εκτός από τη συσκευή TDR (Trace) με αισθητήρες – κυματοδηγούς υπάρχει και η συσκευή TDR με αισθητήρες Probe για μετρήσεις εδαφικής υγρασίας στον αγρό για βάθη έως 1,20 m (Ντιούδης κ.α., 2000, 2003a, 2003b).

### 3.2.2 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.

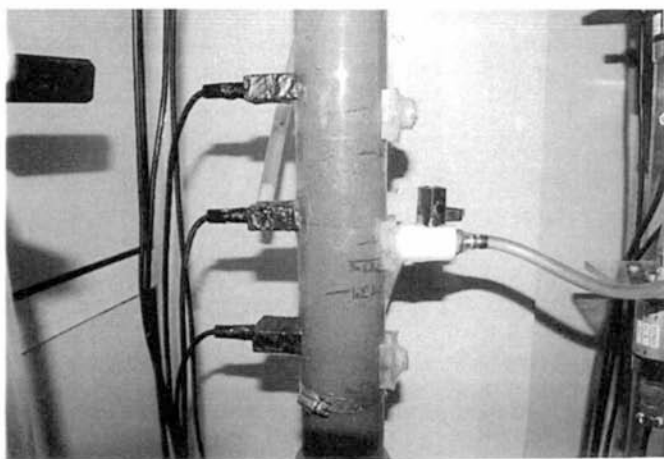
Η άμεση ανταπόκριση του συστήματος και η ακρίβεια της μεθόδου εξαρτάται από τις κατασκευαστικές προδιαγραφές, αλλά και από πολλούς άλλους παράγοντες, όπως το σωστό σχεδιασμό της δεξαμενής νερού, την άμεση επαφή της κεραμικής κάψας με το έδαφος, δηλαδή χωρίς την ύπαρξη κενών, την καλή εφαρμογή του συστήματος 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 μm, 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 3.2 φαίνεται το σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα, όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη.



Εικόνα 3.2 Σύστημα κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη

Ο μετατροπέας πίεσης (pressure transducer) (Εικόνα 3.3) 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 επικολώνται 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 3.3** 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 3.3.

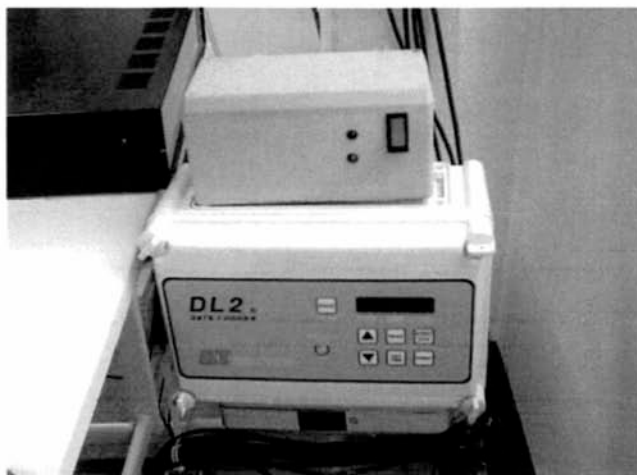
**Πίνακας 3.3** Τεχνικά χαρακτηριστικά μετατροπέα πίεσης

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

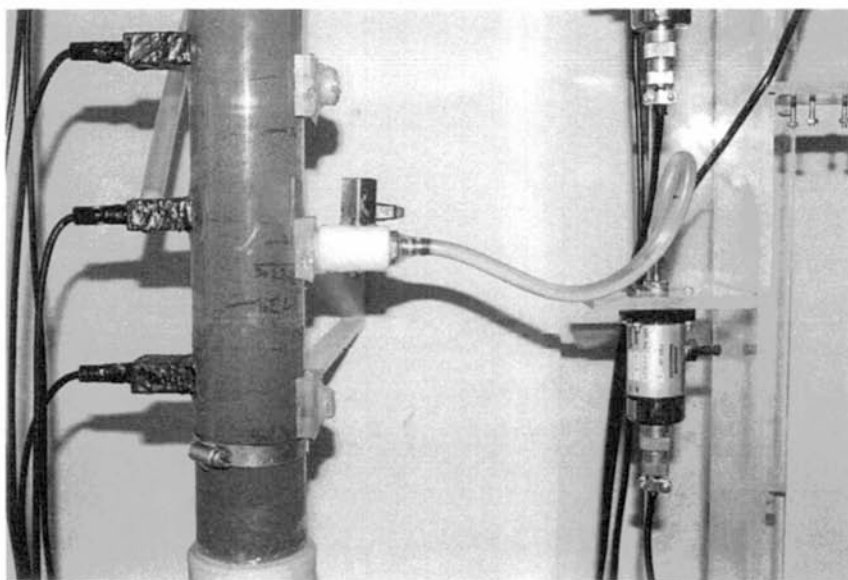
Πριν από την έναρξη των πειραμάτων είναι αναγκαία η βαθμονόμηση του συστήματος.

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 δάρωσης για κάθε αισθητήρα, συχνότητα με την οποία θα καταγράφονται οι μετρήσεις στη μνήμη του καταχωρητή κ.λπ). Στην Εικόνα 3.4 απεικονίζεται ο καταχωρητής δεδομένων και στην Εικόνα 3.5 φαίνεται η όλη διάταξη μέτρησης της πίεσης.



Εικόνα 3.4 Καταχωρητής δεδομένων (Data Logger)



Εικόνα 3.5 Σύστημα κεραμικής κάνας – δεξαμενής νερού – εύκαμπτου σωλήνα όταν ήδη έχει συνδεθεί με την εδαφική στήλη και το μετατροπέα πίεσης



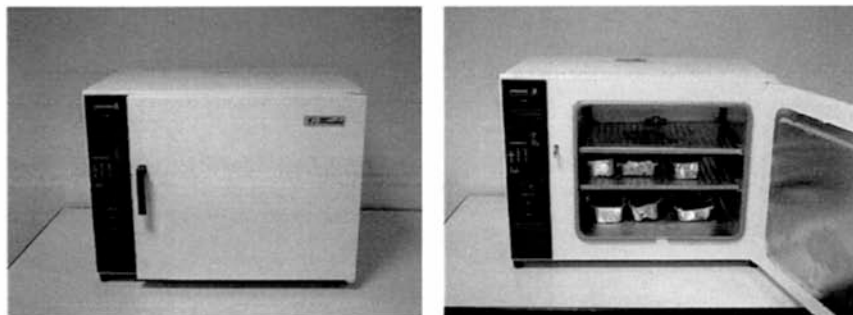
### 3.3 Λοιπές συσκευές

1. Για τη ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακρίβειας δύο δεκαδικών ψηφίων (Εικόνα 3.6).



Εικόνα 3.6 Ψηφιακός ζυγός Adam Equipment, ακρίβειας 2 δεκαδικών ψηφίων

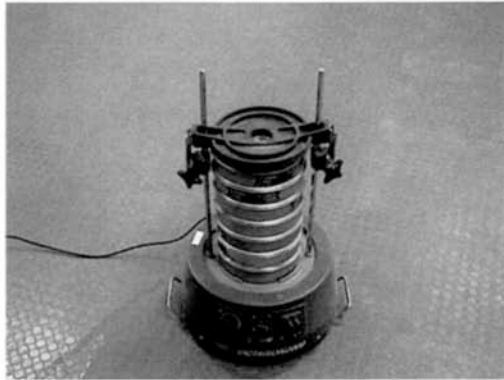
2. Για την ξήρανση των εδαφικών δειγμάτων χρησιμοποιήθηκε πυριαντήριο Termax το οποίο απεικονίζεται στην Εικόνα 3.7.



Εικόνα 3.7 Εργαστηριακός φούρνος Termax

3. Χρησιμοποιήθηκε συσκευή κοσκίνισματος του εδάφους Octagon 2000 (Εικόνα 3.8), 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 3.8 Συσκευή κοσκίνισματος με έξι κόσκινα διαφορετικών οπών

### 3.4 Πειραματικές παραδοχές

Κατά τη διάρκεια εκπόνησης των πειραμάτων έγιναν οι εξής υποθέσεις:

- 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.

**ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 3<sup>ου</sup> ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ**

- Αραμπατζής Γ., 2000. Εργαστηριακή έρευνα δ्यूγρανσης και στράγγισης διαστρωματοποιημένων εδαφών. Εξομοίωση του φυσικού φαινομένου με τη μέθοδο των πεπερασμένων όγκων ελέγχου. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
- Baker, J. M. and Lascano, R. J. 1989. The spatial sensitivity of time domain reflectometry. *Soil Sci.* Vol. 147, No 5: 378 – 384.
- Cannel, G. H., 1958. Effect of drying cycles on changes in resistance of soil moisture units. *Proc. S.S.S.A.*, (22): 233 – 272.
- Carlos, M. P. V., Hopmans, J. W., macedo, A., Bassoi L. H., and Wildenschild, D. 2002. Soil water retention measurements using a combined tensiometer – coiled time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (66): 1752 – 297.
- Caron, J., Riviere, L – M., Charpentier, S., Renault, P., and Michel J – C., 2002. Using TDR to estimate hydraulic conductivity and air entry in growing media and sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (66): 373 – 383.
- Coleman E. A. and Hendrix T. M., 1949. The fiberglass electrical soil moisture instrument. *Soil Sci.*, 67: 425 – 438.
- Constantz, J., and Murphy, F., 1990. Monitoring moisture storage in trees using time domain reflectometry. *J. Hydrol.* (11): 31 – 42.
- Cronev D., Coleman J. D. and Curren E. W. H., 1951. The electrical resistance method of measuring soil moisture. *British J. of Applied Physics*, 2: 85 – 91.
- 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.
- 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.

- Dasberg, S., and Dalton, F. N., 1985. Time domain reflectometry measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* (49): 293 – 297.
- Elmaloglou, S., 1980. Effects des stratifications sur les transferts des matières dans les sols. *These de Docteur – Ingenieur, Universite de Grenoble.*
- 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.*
- 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.
- 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.
- Gardner W. R. and Kirkham D., 1952. Determination of soil moisture by neutron scattering. *Soil Sci.*, 73: 391 – 401.
- Heimovaara, T. J., 1990. A computer – controlled 36 – channel Time Domain Reflectometry for monitoring soil water contents. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
- Heimovaara, T. J., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils. *Water Resour. Res.* (26): 2311 – 2316.
- Heimovaara, T. J., Bouten, W., and Verstraten J. M., 1994. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 2. A four – component complex dielectric mixing model for soils. *Water Resour. Res.* (30): 201 – 209.
- Hook, W.R., and Livingston, N. J., 1995. Errors in converting time domain reflectometry measurements of propagation velocity to estimates of soil water content' *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 35 – 41.

- 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.
- 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.*
- Καλφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ 177.
- Καλφούντζος Δ., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., 2000. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη. 2<sup>ο</sup> Εθνικό Συνέδριο Ε.Γ.Μ.Ε. Βόλος, Πρακτικά, τεύχος Α, σελ. 93 – 100.
- 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.
- Knight, J.H., 1992. Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.* (28): 2345 – 2352.
- Leonard, R. A., and Low, P. F., 1962. A self adjusting null – point tensionmeter. *Proc. S.S.S.A.*, (26): 123 – 125.
- Lin, C – P, 2003. Frequency domain versus travel time analyses of TDR waveforms for soil moisture measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 720 – 729.
- Miller, R. D., 1951. A technique for measuring soil water tensions in rapidly changing systems. *Soil Sci.* (72): 291 – 301.

- Nadler, A., Dasberg, S., Lapid, I., 1991. Time domain reflectometry measurements of water content and electrical conductivity of layered soil columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (55): 938 – 943.
- Nadler, A., Green, S. R., Vogeler, I., nad Clotier, B. E. 2002. Horizontal nad vertical TDR measurements of soil water content and electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (66): 735 – 743.
- Nielsen, D.C., Lagae, H. J., and Anderson, R., L., 1995. Time domain reflectometry measurements of surface soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (59): 103 – 105.
- Ντιούδης Π., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Μασλάρης Ν., Νούσιος Γ., 2000. Διατάξεις άρδευσης με σταγόνες σε καλλιέργεια ζαχαρότευτλων. Πρακτικά 2<sup>ου</sup> Εθνικού Συνεδρίου Γεωργικής Μηχανικής, σελ. 149 – 156.
- Ντιούδης Π., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τερζίδης Γ., Μασλάρης Ν., Νούσιος Γ., 2003a. Διαφορετικές διατάξεις άρδευσης με σταγόνες σε καλλιέργεια ζαχαρότευτλων. Πρακτικά 9<sup>ου</sup> Πανελληνίου Συνεδρίου ΕΥΕ, σελ. 159 – 166.
- Ντιούδης Π., Φιλίντας Α., Λέλλης Θ., Κόκκορας Ι., 2003b. Επίδραση της συχνότητας άρδευσης με σταγόνες στην απόδοση της καλλιέργειας του αραβόσιτου (*Zea Mays L.*). Πρακτικά 9<sup>ου</sup> Πανελληνίου Συνεδρίου ΕΥΕ, σελ. 167 – 174.
- Παπαζαφειρίου Ζ., 1984. Αρχές και Πρακτική των Αρδύσεων. Θεσσαλονίκη, 1984, σελ. 485.
- 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.
- 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.

- 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.
- Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
- Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος Χ., Καλφούντζος Δ., 1997. Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR και στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων. Πρακτικά 7<sup>ο</sup> Πανελληνίου Συνεδρίου Ε.Υ.Ε., 14 – 18 Οκτωβρίου 1997, Πάτρα, σελ. 184 – 192.
- Σισμάνης, Σ., 1992. Πειραματική εύρεση του χρόνου λίμνασης νερού κατά τη διάρκεια άρδευσης σε ακόρεστο έδαφος και εξομοίωση με αριθμητικό μοντέλο. Εφαρμογές σε ομογενή και στρωματοποιημένα εδάφη. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 236.
- Spinks J. W. T., Lane A. and Torchinsky B. B., 1951. A new method for moisture determination in soil. *Canadian J. of Technology*, 29: 371 – 374.
- Taylor S. A., Evans D. D. and Kemper W. D. 1961. Evaluating soil water. *Utah Agr. Exp. Sta Bull No 426*, pp. 67.
- Thalheimer, M., 2003. Tensiometer modification for diminishing errors due to the fluctuating inner water column. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (67): 737 – 739.
- 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.
- Timlin, D., and Pachepsky, Y., 1996. Comparison of three methods to obtain the apparent dielectric constant from time domain reflectometry wave traces. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (60): 970 – 977.
- Timlin, D., and Pachepsky, Y., 2002. Infiltration measurement using a vertical time – domain reflectometry probe and a reflection simulation model. *Science*, Vol. 167, No 1, pp. 1 – 8.

- Topp G. C., Davis J. L. and Annan A. P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, 16: pp. 574 – 582.
- Touma, J., 1984. Etude critique de la 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Ward, A. L., Kachanoski, R. G., and Elrick, D. E., 1994. Laboratory measurements of solute transport using time domain reflectometry. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (58): 1031 – 1039.
- Young, M. H., Fleming, J. B., Wierenga, P. J., and Warrick, A. W., 1997. Rapid laboratory calibration of time domain reflectometry using upward infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, (61): 707 – 712.
- Zegelin, S. J., White, I., and Russel, G. F., 1992. A critique of the time domain reflectometry technique for determining field soil – water content' In *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*. SSSA Special Publication no 30: 187 – 208.



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4<sup>ο</sup>**

### **ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ**

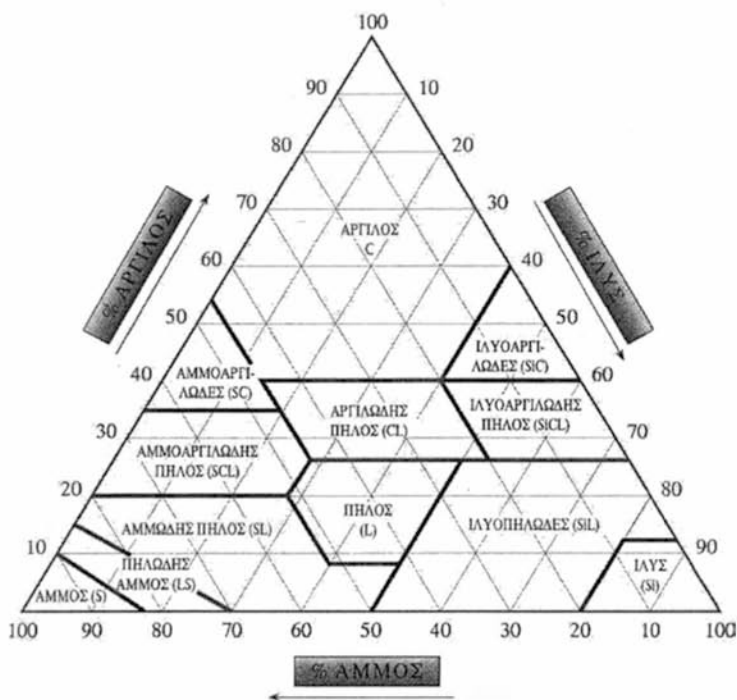
#### **4.1 Γενικά**

Πραγματοποιήθηκαν πειράματα μέτρησης της αθροιστικής διήθησης σε τρία εδαφικά δείγματα με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες και στη συνέχεια έγιναν διαδοχικές στραγγίσεις και διυγράνσεις των δειγμάτων αυτών μετά τον κορεσμό, με σκοπό τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης και τη συγκριτική αξιολόγηση των μοντέλων Green & Ampt και Parlange.

#### **4.2 ΠΡΩΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΑΜΜΩΔΕΣ)**

##### **4.2.1 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση**

Το πρώτο δείγμα που χρησιμοποιήθηκε ήταν αμμώδες έδαφος. Για τον προσδιορισμό της μηχανικής σύστασης του εδάφους αυτού, έγινε μηχανική ανάλυση (μέθοδος Βουγιούκου) (Μήτσιος 2000, 2001) στο εργαστήριο του Ινστιτούτου Χαρτογράφησης και Ταξινόμησης Εδαφών Λάρισας (ΙΧΤΕΛ). Από τη μηχανική ανάλυση του δείγματος αυτού προέκυψε περιεκτικότητα σε άμμο 93%, σε ιλύ 3% και σε άργιλο 4%. Με βάση το τριγωνικό διάγραμμα κατάταξης των εδαφών (Σχήμα 4.1), το έδαφος χαρακτηρίστηκε Αμμώδες (Sand – S).



Σχήμα 4.1 Διάγραμμα κατάταξης εδαφών

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

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

$$P\beta\alpha(\Delta\kappa)\% = 100 \cdot (B\alpha / \Sigma B\alpha), \quad (4.1)$$

όπου:

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

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

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

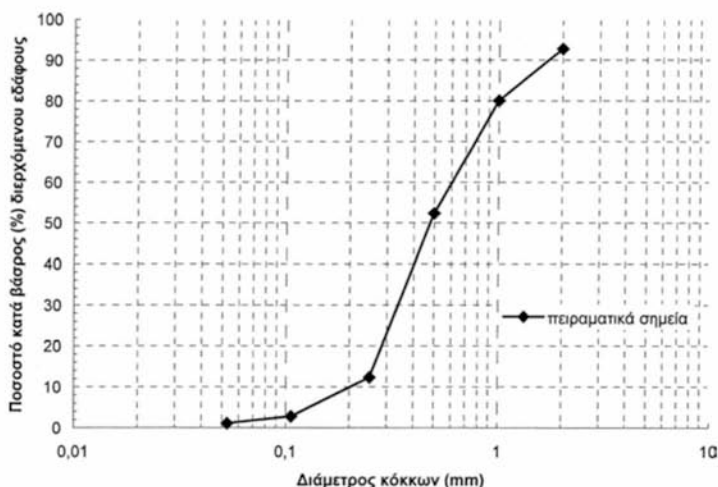
Σβ: το συνολικό βάρος του εδάφους που πέρασε από τα κόσκινα (g).

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

Τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης φαίνονται στον Πίνακα 4.1. Η κοκκομετρική σύσταση του εδαφικού δείγματος παριστάνεται με την αθροιστική καμπύλη κατανομής του μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων και παρουσιάζεται σε ημιλογαριθμική κλίμακα στο Σχήμα 4.2. Η κοκκομετρική καμπύλη δίνει πληροφορίες όσον αφορά στην ομοιομορφία του εδάφους από πλευράς μεγέθους των εδαφικών τεμαχιδίων.

**Πίνακας 4.1** Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το πρώτο εδαφικό δείγμα  
[Αμμώδες έδαφος (S)]

α/α	Διάμετρος κόσκινου (mm)	Ποσοστό % κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων	Ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων (αθροιστικά)
1	2,000	7,302	92,698
2	1,000	12,664	80,034
3	0,500	27,784	52,25
4	0,250	39,968	12,282
5	0,106	9,524	2,758
6	0,053	1,730	1,028



Σχήμα 4.2 Κοκκομετρική καμπύλη πρώτου εδαφικού δείγματος [Αμμώδες έδαφος (S)].

#### 4.2.2 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer)

Πριν από κάθε πείραμα πραγματοποιήθηκε βαθμονόμηση του Pressure Transducer (P.T.), που χρησιμοποιήθηκε στο πείραμα. 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:

$$Y = AX + B, \quad (4.2)$$

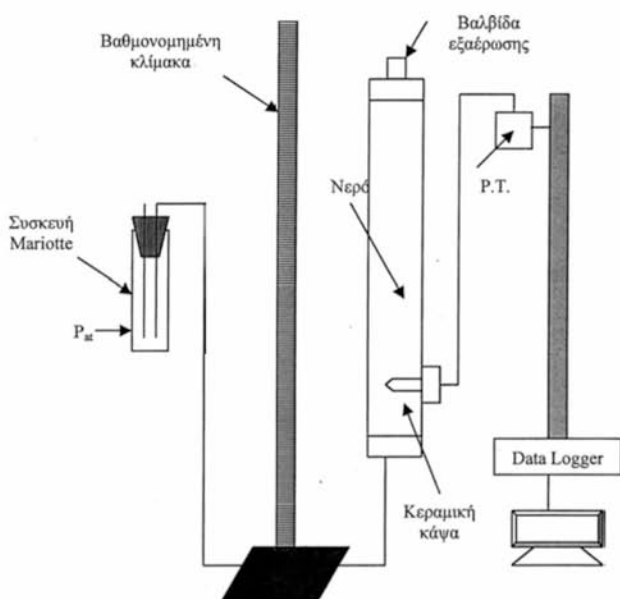
όπου Y είναι η πίεση του νερού στο έδαφος, X είναι η ένδειξη του συστήματος λήψης πληροφοριών (data logging system) σε mV και A, B είναι οι συντελεστές που υπολογίζονται από τη βαθμονόμηση του συστήματος.

Για τη βαθμονόμηση χρησιμοποιήθηκε διαφανής στήλη ειδικής κατασκευής από πλεξιγκλάς με εσωτερική διάμετρο 6 cm. Η στήλη αυτή διαθέτει στην κορυφή της βαλβίδα εξαερισμού, ώστε να απομακρύνονται οι φυσαλίδες παγιδευμένου αέρα. Κατά τη διάρκεια της βαθμονόμησης, η βαλβίδα ήταν κλειστή, ώστε να μπορεί να μετρηθεί η πίεση μέσα στην στήλη. Στα τοιχώματα της στήλης τοποθετήθηκε το σύστημα κορεσμένης κεραμικής κάψας – δεξαμενής νερού, το οποίο συνδέθηκε με το μετατροπέα πίεσης (pressure transducer). Η θέση του μετατροπέα πίεσης και της στήλης ήταν σταθερή καθ' όλη τη διάρκεια των πειραμάτων. Το κάτω μέρος της στήλης συνδέθηκε μέσω εύκαμπτου πλαστικού σωλήνα με δοχείο Mariotte. Το δοχείο είχε συνεχώς σταθερή στάθμη και είχε τοποθετηθεί σε κατάλληλη συσκευή, ώστε να μπορεί να μετακινείται εύκολα κατά τον κατακόρυφο άξονα. Η όλη διάταξη πληρώθηκε με νερό και δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή στην απομάκρυνση του εγκλωβισμένου αέρα και σε τυχόν διαρροές. Στο Σχήμα 4.3 παρουσιάζεται ένα σκαρίφημα της διάταξης βαθμονόμησης του pressure transducer.

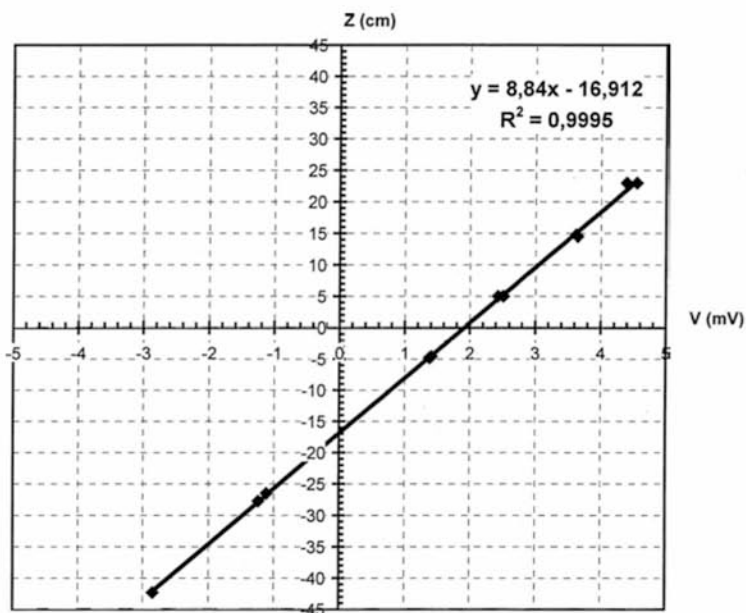
Το δοχείο Mariotte μετακινούταν κατακόρυφα και λαμβάνονταν για κάθε θέση του δοχείου σε σχέση με την κεραμική κάψα ( $Y$  σε cm), οι ενδείξεις τάσης του καταγραφικού ( $X$  σε mV). Η διαδικασία αυτή πραγματοποιήθηκε τόσο κατά την άνοδο του δοχείου (δηλαδή με κατεύθυνση από κάτω προς τα πάνω), όσο και κατά την κάθοδό του (δηλαδή με κατεύθυνση από πάνω προς τα κάτω). Από τις μετρήσεις αυτές 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 4.4). Έτσι υπολογίστηκαν οι σταθερές  $A$  και  $B$  της εξίσωσης (4.2) μέσω της γραμμικής παρεμβολής (linear regression), του λογισμικού προγράμματος Excel, το οποίο χρησιμοποιεί τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Συγκεκριμένα, προέκυψε:

$A = 8,84$  και  $B = - 16,92$ , οπότε η εξίσωση (4.2) γράφεται:

$$Y = 8,84X - 16,92 \quad (R^2 = 0,9995, \text{mse} = 0,34).$$



Σχήμα 4.3 Πειραματική διάταξη βαθμονόμησης του pressure transducer (P.T.).



Σχήμα 4.4 Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (pressure transducer)

Οι τιμές των συντελεστών A και B εισήχθησαν στο λογισμικό του συστήματος μέτρησης της πίεσης, ώστε να λαμβάνονται οι μετρήσεις σε μονάδες πίεσης (mbar).

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

Για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στο Σχήμα 4.5.

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

$$Q = K_s A \Delta H L^{-1}, \quad (4.3)$$

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 που ισούται με  $\pi D^2/4$ ,  $\Delta H$  είναι η διαφορά φορτίου,  $L$  είναι το ύψος του εδαφικού δείγματος και  $K_s$  είναι η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού. Από τη σχέση (4.3) προκύπτει:

$$K_s = \frac{VL}{tA\Delta H} \quad (4.4)$$

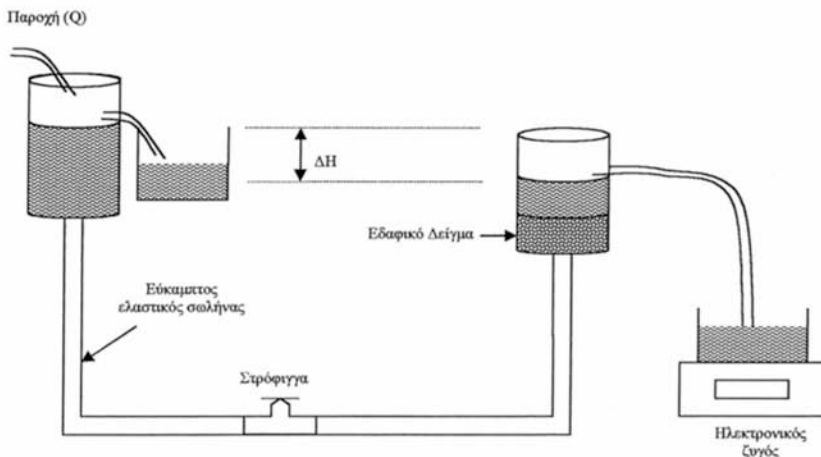
Επειδή η πυκνότητα του νερού είναι  $1\text{g/cm}^3$ , προκύπτει ότι οι μετρήσεις της μάζας νερού ισοδυναμούν με μετρήσεις όγκου. Για το πρώτο εδαφικό δείγμα λοιπόν, προέκυψαν:

- $\Delta H = 16\text{ cm}$
- $L = 12\text{ cm}$
- $D = 6\text{ cm}$
- $A = 28,27\text{ cm}^2$
- $V/t = 36,63\text{ cm}^3/\text{min}$

και τελικά:

$$K_s = 0,9721\text{ cm/min} = 58,3260\text{ cm/h}$$

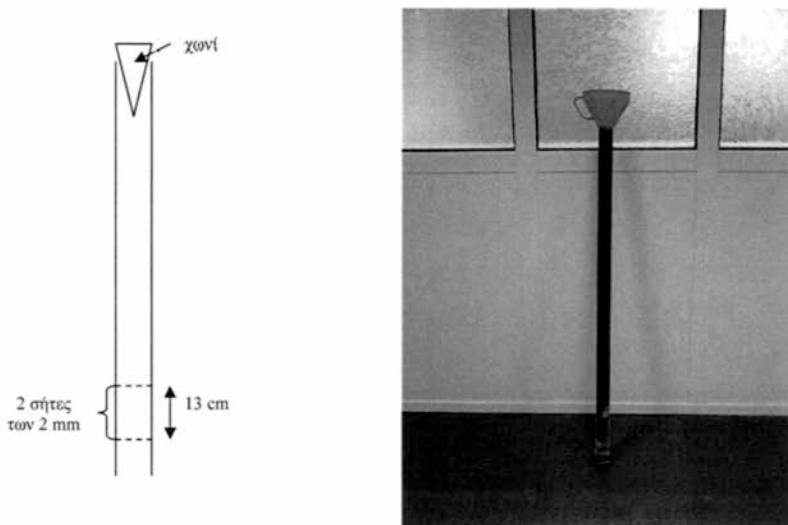




**Σχήμα 4.5** Διάταξη μέτρησης της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού με τη μέθοδο σταθερού φορτίου

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

Η πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο πρώτο εδαφικό δείγμα, είναι μία κολόνα από πλεξιγκλάς εσωτερικής διαμέτρου 6 cm και ύψους 1 m. Στον πυθμένα της τοποθετήθηκε γεώφασμα, υδραυλικής αγωγιμότητας πολύ μεγαλύτερης από αυτή του εδάφους με το οποίο επρόκειτο να πληρωθεί. Η πλήρωσή της με το εδαφικό δείγμα έγινε με ειδικό τρόπο, ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή ομοιογένεια του δείγματος μέσα σε αυτή. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μία πλαστική σωλήνα μήκους 1m και εσωτερικής διαμέτρου 4,2 cm, στο κάτω άκρο της οποίας ήταν τοποθετημένες δύο σήτες σε απόσταση 13 cm μεταξύ τους και με διάμετρο οπών 2 mm (Εικόνα 4.1).



**Εικόνα 4.1** 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 τοποθετείτο και ο εκάστοτε αισθητήρας υγρασίας. Συνολικά τοποθετήθηκαν τέσσερις αισθητήρες υγρασίας σε διάφορες αποστάσεις από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος όπως φαίνεται στον πίνακα 4.2

**Πίνακας 4.2** Αποστάσεις των αισθητήρων υγρασίας από την επιφάνεια του εδάφους

α/α	Αισθητήρας TDR	Απόσταση από επιφάνεια εδάφους (βάθος) $z$ (cm)
1	$Z_1$	21,5
2	$Z_2$	39,0
3	$Z_3$	49,5
4	$Z_4$	60,0

#### 4.2.5 Έλεγχος ομοιογένειας της εδαφικής στήλης

Μετά την πλήρωση της στήλης με το εδαφικό δείγμα πραγματοποιήθηκε έλεγχος της ομοιογένειας του εδαφικού δείγματος, ελέγχοντας ουσιαστικά την ομοιομορφία της φαινόμενης ξηρής πυκνότητας, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της  $\gamma$  ακτινοβολίας. Το πείραμα αυτό πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Αγρονόμων Τοπογράφων του Α.Π.Θ., το οποίο διαθέτει όλο τον εξοπλισμό της πηγής  $\gamma$  ακτινοβολίας.

Οι μετρήσεις έγιναν ανά 2 cm και για τον υπολογισμό της φαινόμενης ξηρής πυκνότητας χρησιμοποιήθηκε η σχέση:

$$\rho_d = \frac{1}{\mu_d \chi} \ln \frac{N_k}{N_d}, \quad (4.5)$$

όπου:

$\rho_d$  : η φαινόμενη ξηρή πυκνότητα του εδαφικού δείγματος.

$\mu_d$  : ο συντελεστής μαζικής απορρόφησης του ξηρού εδαφικού δείγματος.

$\chi$  : η εσωτερική διάμετρος της στήλης.

$N_k$  : ο ρυθμός των κρούσεων/min σε κενή στήλη.

$N_d$  : ο ρυθμός των κρούσεων/min σε ξηρό εδαφος.

Ο συντελεστής μαζικής απορρόφησης  $\mu_d$  υπολογίστηκε από τη σχέση:

$$\mu_d = \frac{1}{\rho \chi} \ln \frac{N_k}{N_d}, \quad (4.5)$$

όπου  $\rho$  είναι η φαινόμενη ξηρή πυκνότητα που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (4.6)$$

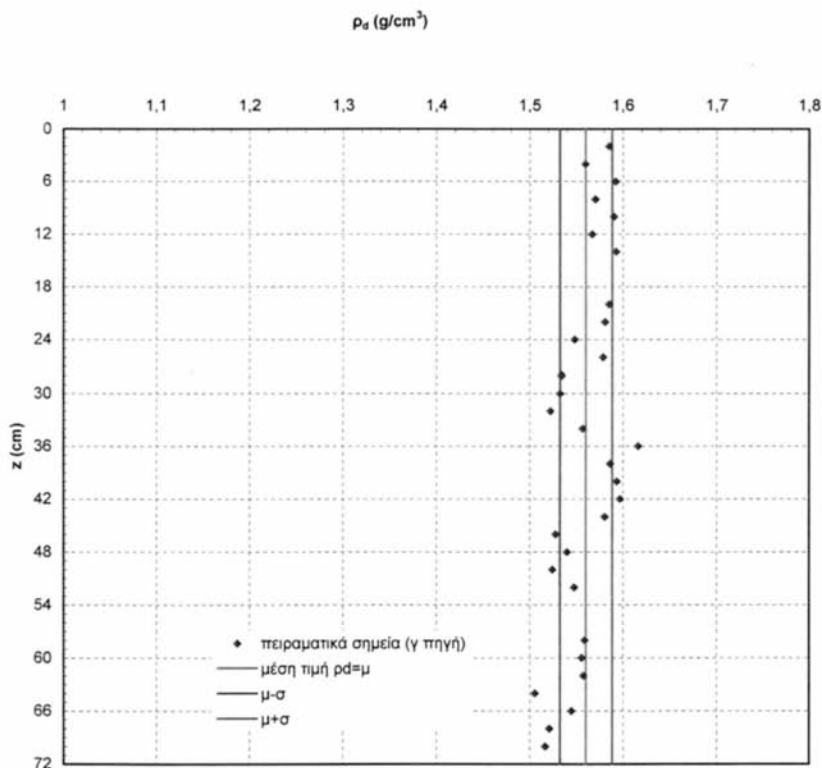
και η οποία υπολογίστηκε με ζύγιση και ογκομέτρηση, και βρέθηκε:  $\rho = 1,56 \text{ g/cm}^3$ .

Από τις μετρήσεις με τη χρήση της  $\gamma$  ακτινοβολίας σχεδιάστηκε η μεταβολή της πυκνότητας συναρτήσει του βάθους του εδαφικού δείγματος (Σχήμα 4.6) (Angelaki et al, 2002) και υπολογίστηκε η μέση τιμή της:

$$\rho_d = 1,560 \text{ g/cm}^3, \sigma = 0,028 \text{ g/cm}^3$$

ακριβώς ίση με την τιμή που είχε υπολογιστεί με ζύγιση και ογκομέτρηση. Η κατανομή σχετικών συχνοτήτων των πειραματικών τιμών δίνει μεγάλη συγκέντρωση στην περιοχή της μέσης τιμής με μικρές αποκλίσεις εκατέρωθεν αυτής, επομένως η κατανομή θεωρείται κανονική. Η πιθανότητα να βρίσκονται οι πειραματικές τιμές στην περιοχή από  $\mu - \sigma$  έως  $\mu + \sigma$  είναι:

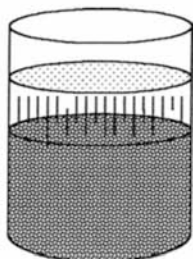
$$\text{Prob}[\mu - \sigma \leq x \leq \mu + \sigma] = \text{Prob}[-1 \leq z \leq 1] \approx 0,52, \text{ όπου: } z = \frac{x - \mu}{\sigma} \in N(0,1).$$



**Σχήμα 4.6** Έλεγχος ομοιομορφίας φαινόμενης ξηρής πυκνότητας για το πρώτο εδαφικό δείγμα [Αμμόδες έδαφος (S)]

#### 4.2.6 Μελέτη της αθροιστικής διήθησης στο πρώτο εδαφικό δείγμα

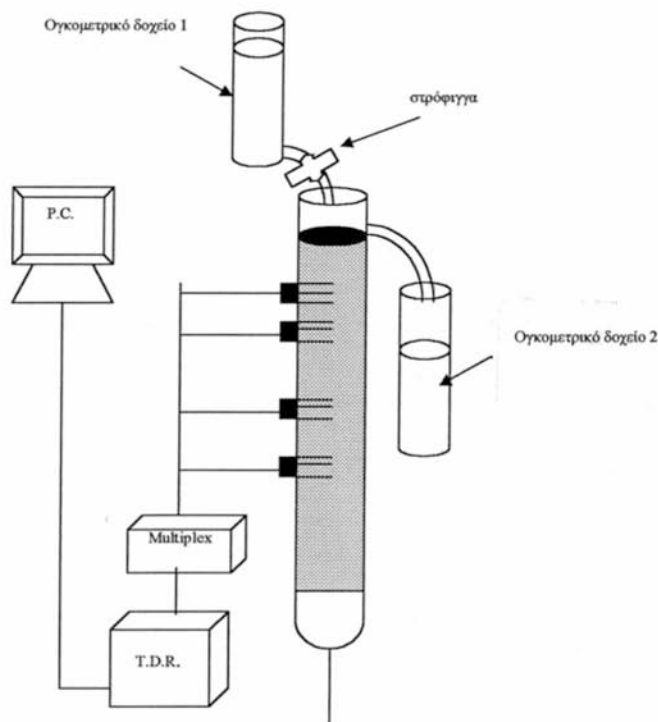
Για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης χρησιμοποιήθηκε η διάταξη που φαίνεται στο Σχήμα 4.8. Η διαβροχή με νερό γινόταν από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος, με τη βοήθεια του ογκομετρικού δοχείου 1. Σε απόσταση 5 cm πάνω από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος προσαρμόστηκε διάτρητη κυκλική επιφάνεια ίδιας διαμέτρου με την κολόνα με σκοπό την ομοιόμορφη διαβροχή του εδάφους (Σχήμα 4.7).



Σχήμα 4.7 Σχηματικό διάγραμμα του τρόπου διαβροχής του εδάφους

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

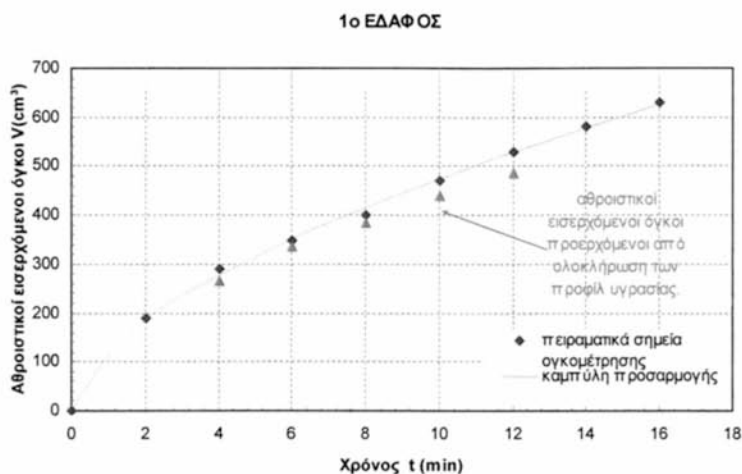
Καταγράφοντας ταυτόχρονα και ανά συγκεκριμένο χρονικό διάστημα τις ενδείξεις τόσο του ογκομετρικού δοχείου 1 – του οποίου η στάθμη κατέβαινε – όσο και του ογκομετρικού δοχείου 2 – του οποίου η στάθμη ανέβαινε, μετρήθηκε από τη διαφορά των ενδείξεων ο αθροιστικός εισερχόμενος όγκος νερού μέσα από την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



Σχήμα 4.8 Σχηματικό διάγραμμα της πειραματικής διάταξης για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης στο Αμμώδες έδαφος (S).

Ταυτόχρονα με τις παραπάνω ογκομετρικές μετρήσεις, είχε ρυθμιστεί η συσκευή TDR να λαμβάνει μετρήσεις υγρασίας ανά συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα. Η αρχική υγρασία του εδάφους μετρήθηκε δια ζυγίσεως ίση με  $\theta_o=0,00118 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Στο Σχήμα 4.9 απεικονίζεται η καμπύλη του αθροιστικού εισερχόμενου όγκου σε συνάρτηση με το χρόνο (Angelaki et al, 2004).



**Σχήμα 4.9** Πειραματικοί εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού σε συνάρτηση με το χρόνο και εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο [Αμμόδες έδαφος (S)]

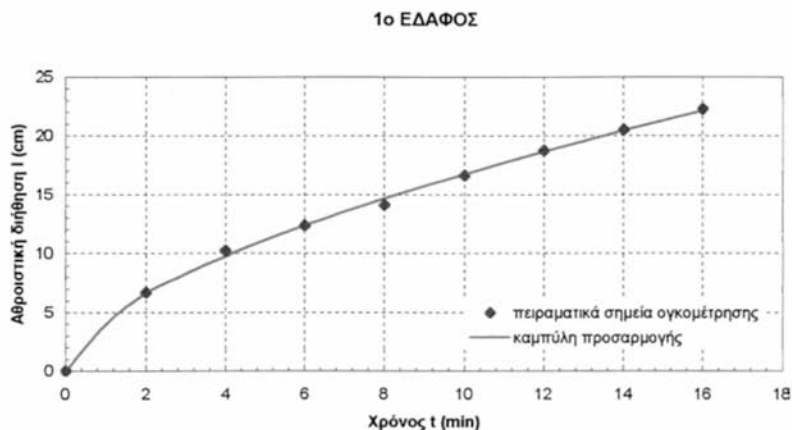
Η καμπύλη προσαρμογής του Σχήματος 4.9 που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία, έχει τη μορφή:

$$V = 13,42391t^{-0,71597} + 119,0881t^{0,597304} \quad (4.7)$$

Η καμπύλη αυτή σε διαστάσεις αθροιστικής διήθησης [L] γίνεται:

$$I = 0,47485t^{-0,71597} + 4,21252t^{0,597304}, \text{ mse} = 0,061 \quad (4.8)$$

και απεικονίζεται στο Σχήμα 4.10.



**Σχήμα 4.10** Πειραματικά σημεία αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο και καμπύλη fitting για το πρώτο έδαφος [Αμμώδες έδαφος (S)]

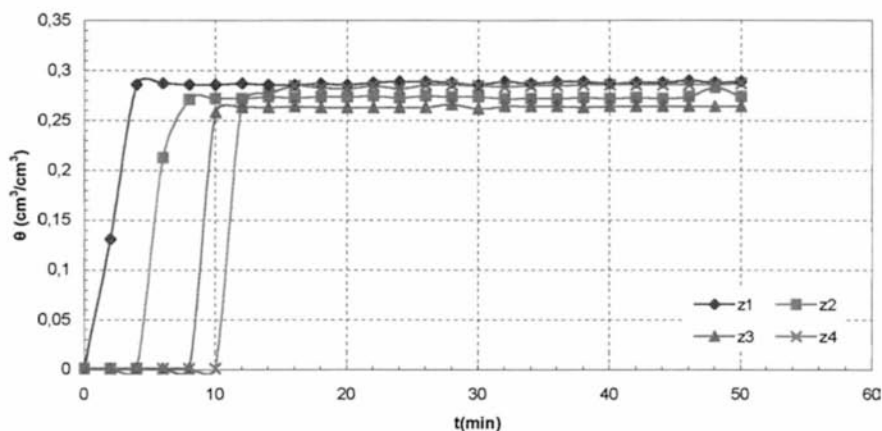
Στο Σχήμα 4.11 παρουσιάζονται οι καμπύλες υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο, για τους 4 αισθητήρες του TDR.

Στο Σχήμα 4.12 φαίνονται οι καμπύλες υγρασίας σε συνάρτηση με το βάθος της εδαφικής στήλης (μέτωπα υγρασίας).

Από τα Σχήματα 4.9, 4.10, 4.11 και 4.12 φαίνεται ότι το νερό διηθήθηκε διαμέσου της εδαφικής στήλης σε μικρό χρονικό διάστημα, κάτι το οποίο ήταν αναμενόμενο και σύνθηες σε αμμώδη εδάφη. Από τα Σχήματα 4.9 και 4.10 παρατηρείται ότι στους αρχικούς χρόνους του φαινομένου, η κλίση της καμπύλης είναι πολύ μεγάλη. Για μικρούς χρόνους, λοιπόν, το φαινόμενο της διήθησης είναι πολύ έντονο, ενώ στη συνέχεια η κλίση αυτή μειώνεται αρκετά. Όπως είναι γνωστό η κλίση  $dl/dt$  εκφράζει τη στιγμιαία διηθητικότητα – όταν στην επιφάνεια του εδάφους επικρατούν συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης – ή την ταχύτητα διήθησης – όταν στην επιφάνεια του εδάφους επικρατούν συνθήκες πίεσης διαφορετικής της ατμοσφαιρικής.



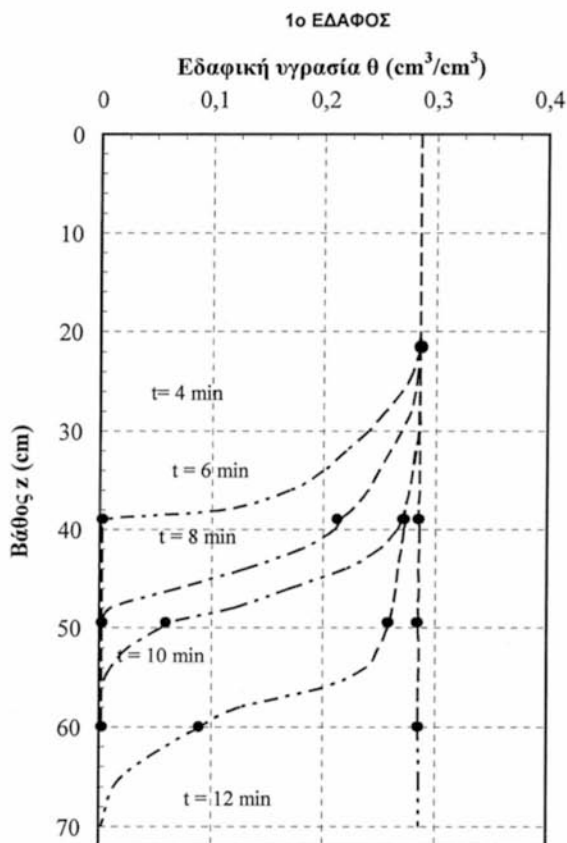
## 1ο ΕΔΑΦΟΣ



Σχήμα 4.11 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για κάθε αισθητήρα του TDR  
[Αμμόδες έδαφος (S)]

Η ελάττωση της ταχύτητας διήθησης με την πάροδο του χρόνου οφείλεται σε διάφορους παράγοντες, όπως στην παραμόρφωση της δομής του εδάφους, στα μικρά σωματίδια που προχωρούν μαζί με το νερό και φράζουν τους πόρους του εδάφους, στη συμπιεστότητα εγκλωβισμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στους πόρους του εδάφους, αλλά κυρίως οφείλεται στη μείωση της υδραυλικής κλίσης. Συγκεκριμένα, όταν αρχίζει το φαινόμενο της διήθησης σε ξηρό έδαφος, τότε η επιφάνεια του εδάφους κατακλύζεται με νερό με αποτέλεσμα να κορεστεί απότομα. Τότε η υδραυλική κλίση στη στρώση του εδάφους που βρίσκεται πολύ κοντά στην επιφάνεια είναι πολύ απότομη. Όμως με την πάροδο του χρόνου, η υγρασία προχωρά σε μεγαλύτερα βάθη και η παραπάνω κλίση μειώνεται. Η συνεχής μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έχει σαν αποτέλεσμα τη συνεχή μείωση της ταχύτητας διήθησης η οποία σταθεροποιείται τελικά σε μία τιμή. Όπως είναι γνωστό η σταθερή αυτή τιμή της ταχύτητας διήθησης είναι πρακτικά ίση με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους ( $K_s$ ).

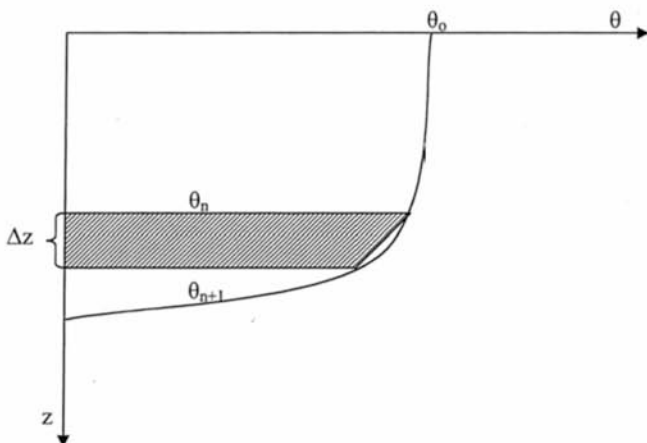
Η καμπύλη προσαρμογής που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία αθροιστικής διήθησης είναι μία συνάρτηση πολυωνυμική και υπολογίστηκε με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων.



**Σχήμα 4.12** Μεταβολή της υγρασίας ως προς το βάθος και το χρόνο  
[μέτωπα εδαφικής υγρασίας στο Αμμώδες έδαφος (S)]

Στο Σχήμα 4.12, δεδομένου ότι ο άξονας των  $x$  εκφράζει την εδαφική υγρασία και ο άξονας των  $y$  το βάθος, το εμβαδό μεταξύ της γραφικής παράστασης – για ένα συγκεκριμένο χρόνο – και του άξονα  $x$ , πολλαπλασιασμένο με το εμβαδό της διατομής της εδαφικής στήλης, δίνει το

συνολικό – αθροιστικό – όγκο νερού που έχει διέλθει από την εδαφική στήλη από την αρχή του χρόνου και μέχρι αυτή τη χρονική στιγμή. Ο υπολογισμός του εκάστοτε εμβαδού για τις διάφορες χρονικές στιγμές έγινε με τη μέθοδο του τραpezίου και έτσι προέκυψε η ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας. Στο Σχήμα 4.13 παρουσιάζεται ένα υποθετικό προφίλ υγρασίας.



Σχήμα 4.13 Υποθετικό προφίλ υγρασίας

Το γραμμοσκιασμένο εμβαδό δίνεται από τον τύπο του τραpezίου:

$$E = \frac{\Delta z}{2} (\theta_n + \theta_{n+1}) \quad (4.9)$$

Άρα το ολικό εμβαδό μεταξύ της καμπύλης και του άξονα  $\theta$ , είναι:

$$\begin{aligned} E_{\text{ολ}} &= \frac{\Delta z}{2} (\theta_0 + \theta_1) + \frac{\Delta z}{2} (\theta_1 + \theta_2) + \frac{\Delta z}{2} (\theta_2 + \theta_3) + \dots + \frac{\Delta z}{2} (\theta_{n-1} + \theta_n) \Rightarrow \\ E_{\text{ολ}} &= \frac{\Delta z}{2} (\theta_0 + 2\theta_1 + 2\theta_2 + 2\theta_3 + \dots + \theta_n) \Rightarrow \\ E_{\text{ολ}} &= \Delta z \left( \frac{\theta_0}{2} + \theta_1 + \theta_2 + \theta_3 + \dots + \frac{\theta_n}{2} \right) \end{aligned} \quad (4.10)$$

Η σχέση (4.10) υπολογίζει κατά προσέγγιση το εμβαδό μεταξύ της καμπύλης και του άξονα  $\theta$  και προφανώς, όσο μικρότερα είναι τα διαστήματα  $\Delta z$ , τόσο πιο ακριβές είναι το αποτέλεσμα που εξάγεται.

Στο Σχήμα 4.13 παρατηρείται ότι ένα τμήμα του εμβαδού μεταξύ γραφικής παράστασης και άξονα  $\theta$ , μένει έξω από τον υπολογισμό. Το σχήμα αυτό μπορεί να προσεγγιστεί ικανοποιητικά με τρίγωνο και σωστότερο είναι να υπολογίζεται το εμβαδό του και να προστίθεται στην τιμή που προκύπτει από τη σχέση (4.10). Αυτή ακριβώς η διαδικασία ακολουθήθηκε για την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας και οι αθροιστικοί όγκοι που προέκυψαν με τον τρόπο αυτό, συγκρίθηκαν με τους πειραματικούς αθροιστικούς όγκους που προέκυψαν από την ογκομέτρηση. Τα αποτελέσματα φαίνονται στο Σχήμα 4.9. Παρατηρείται ότι οι όγκοι που προκύπτουν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας και οι πειραματικοί όγκοι, παρουσιάζουν πολύ καλή συμφωνία.

#### 4.2.7 Έλεγχος ομοιομορφίας της υγρασίας κορεσμού του εδάφους

Πριν από την έναρξη του πειράματος για τον έλεγχο της ομοιομορφίας της υγρασίας κορεσμού του πρώτου εδαφικού δείγματος, πραγματοποιήθηκε ένα πείραμα διήθησης σε αρχικά ξηρό έδαφος με σκοπό να γίνει μία σύγκριση της μεθόδου του TDR με τη μέθοδο της  $\gamma$  ακτινοβολίας για τη μέτρηση της εδαφικής υγρασίας. Το πείραμα αυτό έλαβε χώρα στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Αγρονόμων Τοπογράφων της Πολυτεχνικής Σχολής του Α.Π.Θ., το οποίο διαθέτει τη μέθοδο μέτρησης υγρασίας με  $\gamma$  ακτινοβολία καθώς και όλο τον απαραίτητο εξοπλισμό. Η διαδικασία που αναφέρθηκε στην προηγούμενη παράγραφο επαναλήφθηκε σε ένα νέο πείραμα αθροιστικής διήθησης, όπου λαμβάνονταν όλες οι παραπάνω μετρήσεις, αλλά επιπλέον λαμβάνονταν και μετρήσεις υγρασίας σε ένα συγκεκριμένο βάθος χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της  $\gamma$  ακτινοβολίας. Συγκεκριμένα, απέναντι από τον 4<sup>ο</sup> αισθητήρα του TDR ( $z_4 = 60$  cm), τοποθετήθηκε το σύστημα της  $\gamma$  πηγής, ώστε να έχουμε ταυτόχρονες μετρήσεις και με τις δύο μεθόδους. Μάλιστα η  $\gamma$  πηγή τοποθετήθηκε μόλις 1 cm πάνω από τον αισθητήρα TDR,

ώστε να μην προσκρούει πάνω σε αυτόν η εξερχόμενη από την πηγή ακτινοβολία. Οι δύο συσκευές ρυθμίστηκαν χρονικά, ώστε να λαμβάνονται ταυτόχρονες μετρήσεις. Στο πείραμα αυτό παρατηρήθηκε πολύ καλή σύμπτωση των μετρήσεων των δύο μεθόδων.

Αφού ολοκληρώθηκε το πείραμα αθροιστικής διήθησης και σύγκρισης των δύο μεθόδων μέτρησης της εδαφικής υγρασίας, μελετήθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού ( $\theta_s$ ) μέσα στην εδαφική στήλη. Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκε εκ νέου διύγρανση της εδαφικής στήλης από τον πυθμένα της, ώστε να αποφευχθεί ο εγκλωβισμός αέρα. Η διύγρανση έγινε χρησιμοποιώντας φιάλη Mariotte, σε διάφορα στάδια, έως ότου το έδαφος έφτασε στον κορεσμό, οπότε ελήφθησαν μετρήσεις υγρασίας κατά μήκος της κολόνας με τη βοήθεια της  $\gamma$  ακτινοβολίας. Τα αποτελέσματα των μετρήσεων παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.14.

Η μέση τιμή της υγρασίας κορεσμού του πρώτου εδαφικού δείγματος που υπολογίστηκε με τη μέθοδο της  $\gamma$  ακτινοβολίας είναι:

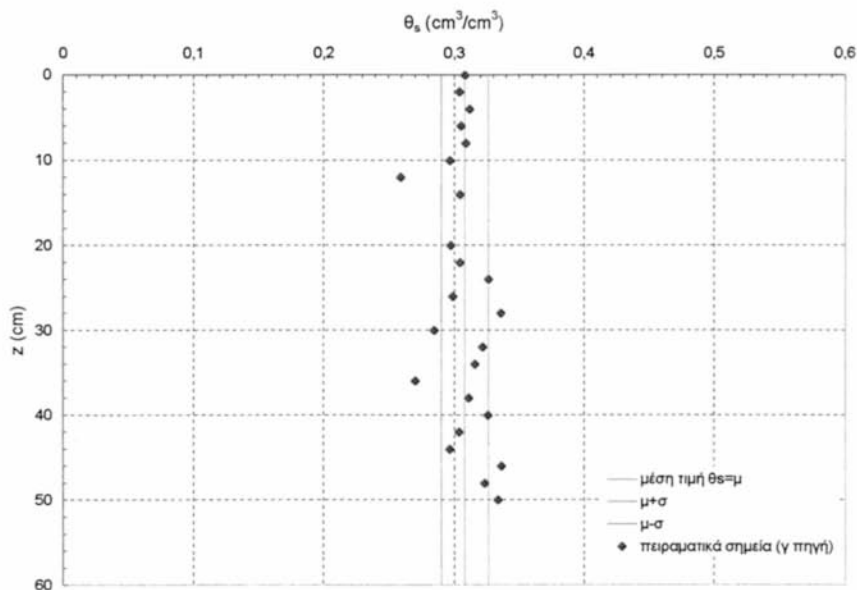
$$\theta_s = 0,308 \text{ cm}^3/\text{cm}^3, \sigma = 0,018 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$$

Η υγρασία κορεσμού υπολογίστηκε και δια ζυγίσεως, ίση με  $\theta_s = 0,295 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Η κατανομή σχετικών συχνοτήτων των πειραματικών τιμών δίνει μεγάλη συγκέντρωση στην περιοχή της μέσης τιμής με μικρές αποκλίσεις εκατέρωθεν αυτής και άρα η κατανομή θεωρείται κανονική. Η πιθανότητα να βρίσκονται οι πειραματικές τιμές στην περιοχή από  $\mu - \sigma$  έως  $\mu + \sigma$  είναι:

$$\text{Pr ob}[\mu - \sigma \leq x \leq \mu + \sigma] = \text{Pr ob}[-1 \leq z \leq 1] \approx 0,49, \text{ όπου: } z = \frac{x - \mu}{\sigma} \in N(0,1).$$

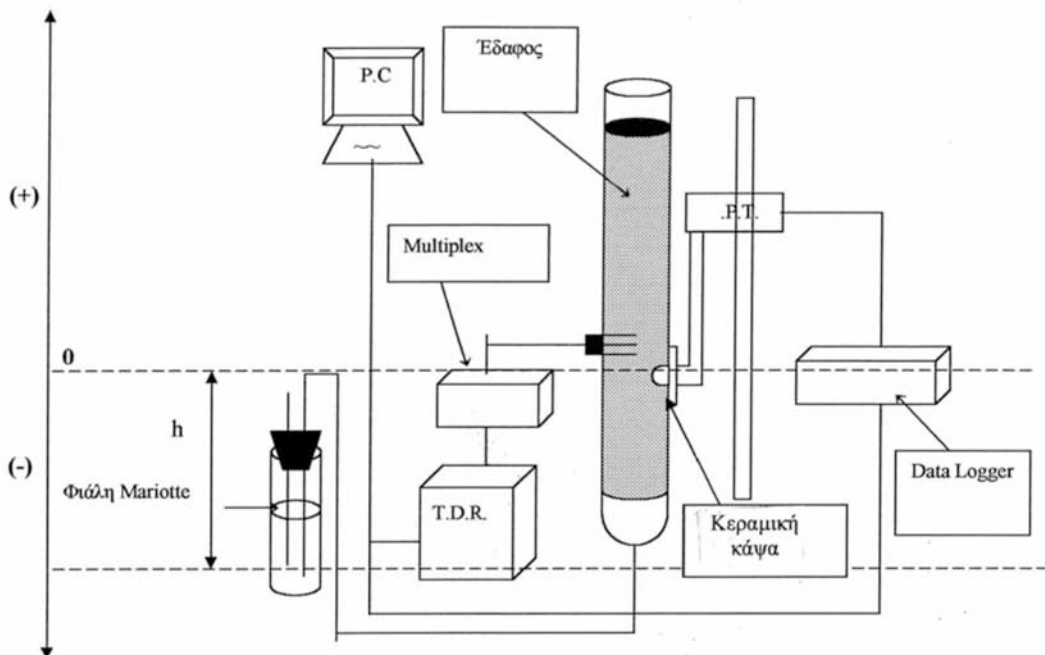
Παρατηρείται ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού κατά μήκος της εδαφικής στήλης.



**Σχήμα 4.14** Έλεγχος ομοιομορφίας υγρασίας κορεσμού για το πρώτο εδαφικό δείγμα  
[Αμμώδες έδαφος (S)]

#### 4.2.8 Χαρακτηριστικές καμπύλες πρώτου εδάφους – Υστέρηση

Μία δεύτερη πειραματική διαδικασία ακολουθήθηκε προκειμένου να ευρεθούν οι χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση. Η πειραματική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε παρατίθεται στο Σχήμα 4.15 (Angelaki et al, 2002):



Σχήμα 4.15 Πειραματική διάταξη για τη μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών του εδάφους

Ο αισθητήρας TDR τοποθετήθηκε 9 cm και ο αισθητήρας πίεσης 10 cm κάτω από την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος.

Αρχικά πραγματοποιήθηκε διύγρυνση της εδαφικής στήλης από τον πυθμένα της, μέχρι το έδαφος να έρθει σε κατάσταση κορεσμού. Η 1<sup>η</sup> διύγρυνση πραγματοποιήθηκε σε 4 στάδια με άνοδο του δοχείου Mariotte και παραμονή του σε κάθε στάδιο μέχρι να επέλθει ισορροπία.

#### 4.2.8.α Πρώτη στράγγιση

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε η 1<sup>η</sup> στράγγιση του εδαφικού δείγματος. Αποσυνδέθηκε το δοχείο Mariotte και στη θέση του συνδέθηκε ένα ογκομετρικό δοχείο. Η 1<sup>η</sup> στράγγιση, πραγματοποιήθηκε σε 5 στάδια κατά τα

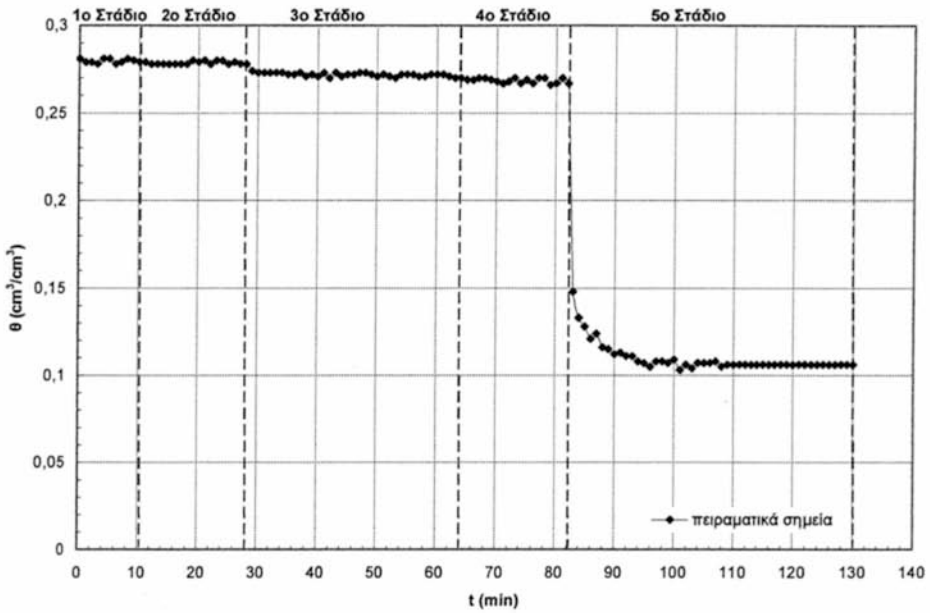
οποία η κατακόρυφη απόσταση της επιφάνειας του δοχείου στράγγισης από την κεραμική κάψα, αλλά και η χρονική διάρκεια του κάθε σταδίου ήταν:

- **1<sup>ο</sup> Στάδιο:** + 10 cm,  $\Delta t_1 = (0 - 10) \text{ min} = 10 \text{ min}$ .
- **2<sup>ο</sup> Στάδιο:** + 6 cm,  $\Delta t_2 = (10 - 28) \text{ min} = 18 \text{ min}$ .
- **3<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 7 cm,  $\Delta t_3 = (28 - 64) \text{ min} = 36 \text{ min}$ .
- **4<sup>ο</sup> Στάδιο:** -12 cm,  $\Delta t_4 = (64 - 84) \text{ min} = 20 \text{ min}$ .
- **5<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 24 cm,  $\Delta t_5 = (83 - 130) \text{ min} = 47 \text{ min}$ .

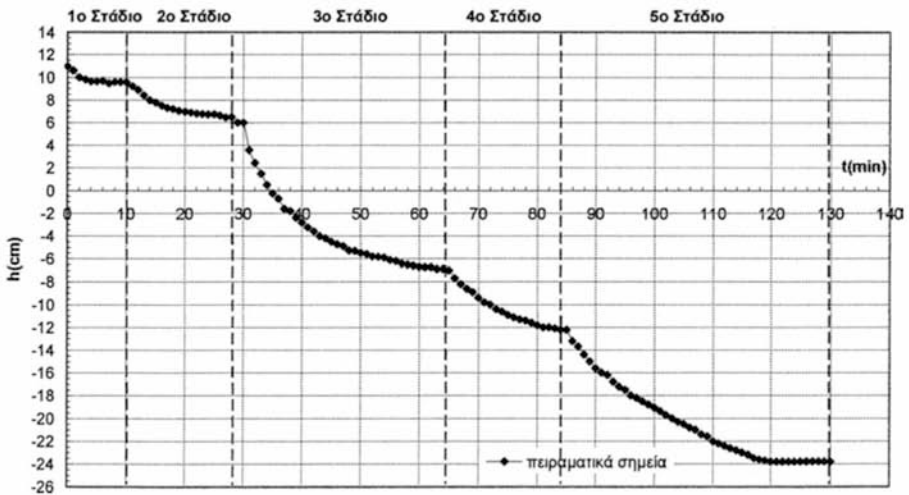
Από τις μετρήσεις εξήχθησαν οι καμπύλες της εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο για όλα τα στάδια της 1<sup>ης</sup> στράγγισης. Οι καμπύλες αυτές παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.16. Ταυτόχρονα με τις μετρήσεις υγρασίας, εξήχθησαν οι καμπύλες της πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο, οι οποίες φαίνονται στο Σχήμα 4.17.

Στο Σχήμα 4.16, όπου δίδεται η εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή της υγρασίας του εδάφους για τα δύο πρώτα στάδια της 1<sup>ης</sup> στράγγισης. Αυτό συμβαίνει, γιατί το δοχείο στράγγισης βρισκόταν σε τέτοια θέση κατά τη διάρκεια και των δύο αυτών σταδίων, που ο αισθητήρας του TDR ήταν συνεχώς μέσα σε κορεσμένο έδαφος. Η υγρασία κορεσμού που έδωσε το TDR ήταν λίγο μεγαλύτερη από 0,28 και παρουσιάζει διαφορά με την τιμή 0,30 που είχε μετρηθεί με τη μέθοδο της  $\gamma$  ακτινοβολίας περίπου 6%, η οποία θεωρείται μικρή. Κατά το 3<sup>ο</sup> στάδιο, όπου το δοχείο στράγγισης βρισκόταν 7 cm κάτω από την κεραμική κάψα και άρα 8 cm κάτω από τον αισθητήρα του TDR, φαίνεται ότι η υγρασία αρχίζει να ελαττώνεται παρουσιάζοντας μικρή όμως μεταβολή από την αρχική της τιμή. Κατά το 4<sup>ο</sup> στάδιο στράγγισης δεν παρατηρείται αξιόλογη μεταβολή της εδαφικής υγρασίας. Περίπου 82 min όμως μετά την έναρξη της 1<sup>ης</sup> στράγγισης, όταν δηλαδή αρχίζει το 5<sup>ο</sup> στάδιο παρατηρείται μία πολύ μεγάλη μεταβολή της υγρασίας του εδάφους. Αυτό συμβαίνει κυρίως στα 10 πρώτα min του σταδίου αυτού, όπου το έδαφος στραγγίζει έντονα. Μάλιστα κατά τα πρώτα 2 min του 5<sup>ου</sup> σταδίου η κλίση  $d\theta/dt$  είναι πάρα πολύ μεγάλη και η καμπύλη μπορεί να θεωρηθεί ευθεία, σχεδόν κατακόρυφη.





Σχήμα 4.16 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση  
[Αμμώδες έδαφος (S)]



Σχήμα 4.17 Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση  
[Αμμώδες έδαφος (S)]

Στη συνέχεια οι πειραματικές τιμές της υγρασίας σταθεροποιήθηκαν κοντά στην τιμή 0,1. Η πολύ μεγάλη μεταβολή της υγρασίας κατά το 5<sup>ο</sup> στάδιο οφείλεται στο αρκετά σημαντικό αρνητικό φορτίο που επιβάλλεται στο έδαφος στο συγκεκριμένο σημείο, όπου έχει τοποθετηθεί ο αισθητήρας μέτρησης της εδαφικής υγρασίας.

Σε αντίθεση με τις μεταβολές της υγρασίας, η μεταβολή της πίεσης ξεκινά από το 1<sup>ο</sup> κιάλας στάδιο της στράγγισης, γιατί η πίεση είναι πολύ πιο ευαίσθητη μεταβλητή από ότι η υγρασία (Σχήμα 4.17). Έτσι, σε 10 min η πίεση σταθεροποιήθηκε και έγινε ίση με το θετικό φορτίο που δεχόταν η κάψα από την αρχή της στράγγισης και το οποίο ήταν 10 cm. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο η κεραμική κάψα υποβλήθηκε σε θετικό φορτίο ίσο με 6 cm και έτσι η πίεση μειώθηκε και, σε 20 περίπου min, έφτασε στην τιμή 6 cm. Οι κλίσεις  $dh/dt$  κατά τα δύο πρώτα στάδια ήταν σχετικά μικρές. Αξιόλογη μεταβολή της πίεσης παρουσιάστηκε κατά το 3<sup>ο</sup> στάδιο, όπου εφαρμόστηκε αρνητικό φορτίο ίσο με - 7 cm. Η κλίση  $dh/dt$  ήταν αρκετά μεγάλη κυρίως στα πρώτα 10 min του σταδίου αυτού για να γίνει μηδενική στο τέλος του σταδίου, όπου η πίεση σταθεροποιήθηκε στην τιμή - 7 cm περίπου. Στο 4<sup>ο</sup> στάδιο η πίεση μειώθηκε σταδιακά φτάνοντας στην τελική τιμή των - 12 cm περίπου. Στο τελευταίο στάδιο της 1<sup>ης</sup> στράγγισης, όπου η κεραμική κάψα υποβλήθηκε σε αρνητικό φορτίο - 24 cm παρουσιάστηκε στην αρχή του σταδίου μεγάλη κλίση, η οποία όμως μηδενίστηκε γύρω στα 37 min από την έναρξη του 5<sup>ου</sup> σταδίου. Ο μηδενισμός της κλίσης της πειραματικής καμπύλης έδειξε ότι είχε επέλθει ισορροπία στη θέση αυτή και επομένως η πίεση είχε σταθεροποιηθεί. Η τελική τιμή της πίεσης ήταν - 24 cm.

#### 4.2.8.β Δεύτερη διύγρυνση

Με το τέλος της 1<sup>ης</sup> στράγγισης, ξεκίνησε η 2<sup>η</sup> διύγρυνση με άνοδο της φιάλης Mariotte - η οποία ξανασυνδέθηκε στη διάταξη - και παραμονή της σε κάθε στάδιο μέχρι ισορροπίας. Τα στάδια ήταν 4 και οι κατακόρυφες

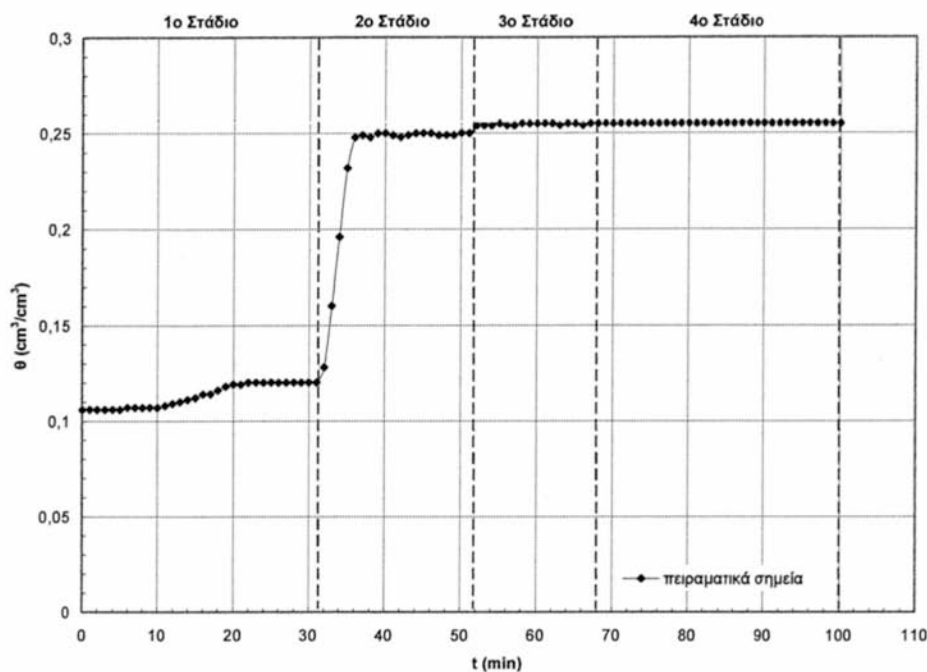
αποστάσεις της φιάλης Mariotte από την κεραμική κάψα καθώς και οι χρονικές διάρκειες των σταδίων ήταν:

- **1<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 12 cm,  $\Delta t_1 = (0 - 31) \text{ min} = 31 \text{ min}$ .
- **2<sup>ο</sup> Στάδιο:** + 5 cm,  $\Delta t_2 = (31 - 51) \text{ min} = 20 \text{ min}$ .
- **3<sup>ο</sup> Στάδιο:** + 10 cm,  $\Delta t_3 = (51 - 68) \text{ min} = 17 \text{ min}$ .
- **4<sup>ο</sup> Στάδιο:** +13 cm,  $\Delta t_4 = (68 - 100) \text{ min} = 32 \text{ min}$ .

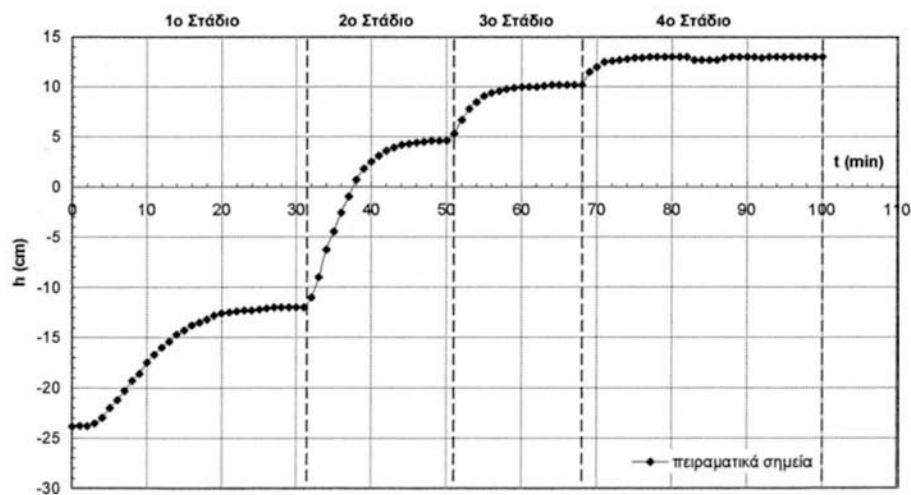
Και σε αυτή την περίπτωση εξήχθησαν οι καμπύλες υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο, οι οποίες φαίνονται στα Σχήματα 4.18 και 4.19 αντίστοιχα.

Η εδαφική υγρασία κατά το 1<sup>ο</sup> στάδιο της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης παρουσίασε μικρή μεταβολή και άρχισε να σταθεροποιείται 22 min μετά την έναρξη του σταδίου στην τιμή 0,12. Παρόλο λοιπόν που η φιάλη Mariotte, μέσω της οποίας έγινε η διύγρανση του εδάφους, βρισκόταν 13 cm κάτω από τον αισθητήρα υγρασίας, παρατηρήθηκε ότι ο αισθητήρας ανίχνευε αύξηση υγρασίας. Η αύξηση αυτή οφειλόταν στις τριχοειδείς δυνάμεις, που οδήγησαν στην κατακόρυφη ανύψωση της υγρασίας παρόλο που η στάθμη του νερού ήταν αρκετά εκατοστά πιο κάτω.

Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο παρατηρήθηκε μεγάλη κλίση της πειραματικής καμπύλης για τα πρώτα 3 min του σταδίου και στη συνέχεια η κλίση μηδενίστηκε όταν η τιμή της εδαφικής υγρασίας σταθεροποιήθηκε περίπου στην τιμή 0,25. Αυτό βέβαια δικαιολογείται από το γεγονός ότι στο συγκεκριμένο στάδιο η φιάλη Mariotte βρισκόταν 4 cm πάνω από τον αισθητήρα υγρασίας και άρα διύγρανε αρκετά το έδαφος στο ύψος όπου βρισκόταν ο αισθητήρας. 3<sup>ο</sup> και 4<sup>ο</sup> στάδιο δεν παρουσίασαν καμία διαφορά όσον αφορά την υγρασία του εδάφους. Στην αρχή του 3<sup>ου</sup> σταδίου η υγρασία αυξήθηκε σε τιμή λίγο πάνω από 0,25 στην οποία παρέμενε σταθερή σε όλη τη διάρκεια τόσο του 3<sup>ου</sup>, όσο και του 4<sup>ου</sup> σταδίου. Παρόλο που και κατά τα δύο στάδια αυτά η υγρασία θα έπρεπε να φτάσει στην τιμή της υγρασίας κορεσμού (αυτός ήταν και ο λόγος ύπαρξης του 4<sup>ου</sup> σταδίου), αυτή παρέμενε στην τιμή 0,25 περίπου. Αυτό οφειλόταν στον εγκλωβισμένο αέρα μέσα στην εδαφική στήλη και μάλιστα η διαφορά 0,28 - 0,25 = 0,03 ισούται με τον όγκο του εγκλωβισμένου αέρα.



Σχήμα 4.18 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά τη 2<sup>η</sup> διύγρωση [Αμμώδες έδαφος (S)]



Σχήμα 4.19 Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο κατά την 2<sup>η</sup> διύγρωση [Αμμώδες έδαφος (S)]

Η πίεση, σε αντίθεση με την υγρασία, παρουσίασε αξιόλογη μεταβολή από την αρχή του φαινομένου της δεύτερης διύγρανσης. Αυτό βέβαια ήταν απόλυτα λογικό, εφόσον η πίεση επηρεαζόταν άμεσα από το εκάστοτε εφαρμοζόμενο φορτίο, ενώ η υγρασία μεταβαλλόταν έντονα μόνο όταν εφαρμόστηκε μεγάλο φορτίο θετικό ή αρνητικό. Κατά το 1<sup>ο</sup> λοιπόν στάδιο ο ρυθμός μεταβολής της πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο ήταν αρχικά μεγάλος, για να γίνει μηδέν 20 περίπου min μετά την έναρξη του φαινομένου. Στο τέλος, λοιπόν, του 1<sup>ου</sup> σταδίου η τιμή στην οποία σταθεροποιήθηκε η πίεση ήταν κοντά στα - 12 cm, η οποία συμφωνούσε με το εφαρμοζόμενο φορτίο. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο, η κλίση  $dh/dt$  ήταν ακόμη μεγαλύτερη στην αρχή και μετά την πάροδο περίπου 15 min από την έναρξη του σταδίου, υπήρξε μηδενισμός της κλίσης, δηλαδή σταθεροποίηση της πίεσης. Η τελική τιμή πίεσης για το 2<sup>ο</sup> στάδιο ήταν 5 cm. Στο 3<sup>ο</sup> στάδιο το εφαρμοζόμενο φορτίο ήταν + 10 cm. Αρχικά για 7 min περίπου παρατηρήθηκε μεταβολή της πίεσης και στη συνέχεια σταθεροποίησή της στην τιμή 10 cm, η οποία συνέπιπτε με την τιμή του φορτίου που εφαρμόστηκε. Τέλος, κατά το 4<sup>ο</sup> στάδιο υπήρξε μικρή μεταβολή της πίεσης όπως αναμενόταν, εφόσον η μεταβολή του εφαρμοζόμενου φορτίου ήταν εξίσου μικρή. Το εφαρμοζόμενο φορτίο ήταν + 13 cm και η τελική σταθερή τιμή του μετατροπέα πίεσης ήταν περίπου 13 cm.

#### 4.2.8.γ Δεύτερη Στράγγιση

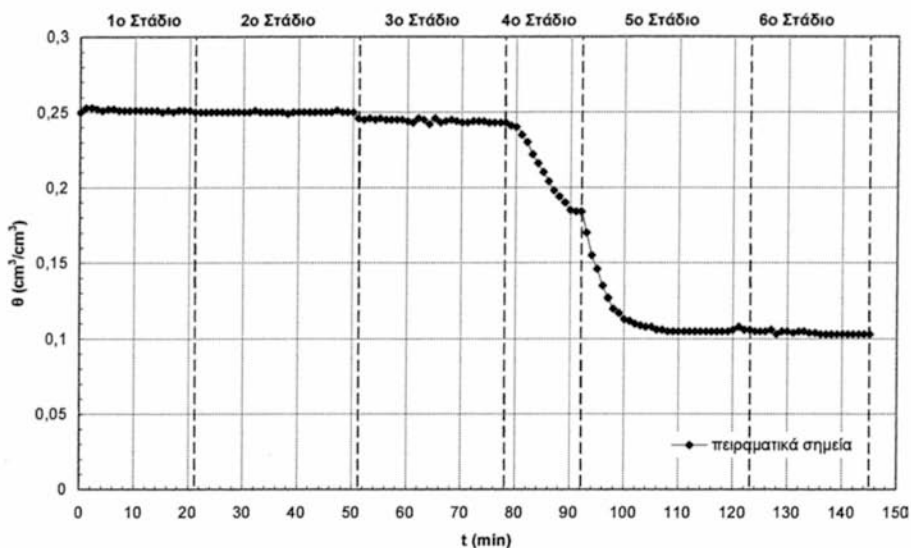
Τέλος πραγματοποιήθηκε η 2<sup>η</sup> στράγγιση της εδαφικής στήλης. Τα στάδια της 2<sup>ης</sup> στράγγισης ήταν:

- 1<sup>ο</sup> Στάδιο: + 6 cm,  $\Delta t_1 = (21 - 0) \text{ min} = 21 \text{ min}$ .
- 2<sup>ο</sup> Στάδιο: 0 cm,  $\Delta t_2 = (51 - 21) \text{ min} = 30 \text{ min}$ .
- 3<sup>ο</sup> Στάδιο: - 8 cm,  $\Delta t_3 = (78 - 51) \text{ min} = 27 \text{ min}$ .
- 4<sup>ο</sup> Στάδιο: -12,5 cm,  $\Delta t_4 = (92 - 78) \text{ min} = 14 \text{ min}$ .
- 5<sup>ο</sup> Στάδιο: - 20 cm,  $\Delta t_5 = (123 - 92) \text{ min} = 31 \text{ min}$ .
- 6<sup>ο</sup> Στάδιο: - 25 cm,  $\Delta t_6 = (138 - 123) \text{ min} = 15 \text{ min}$ .

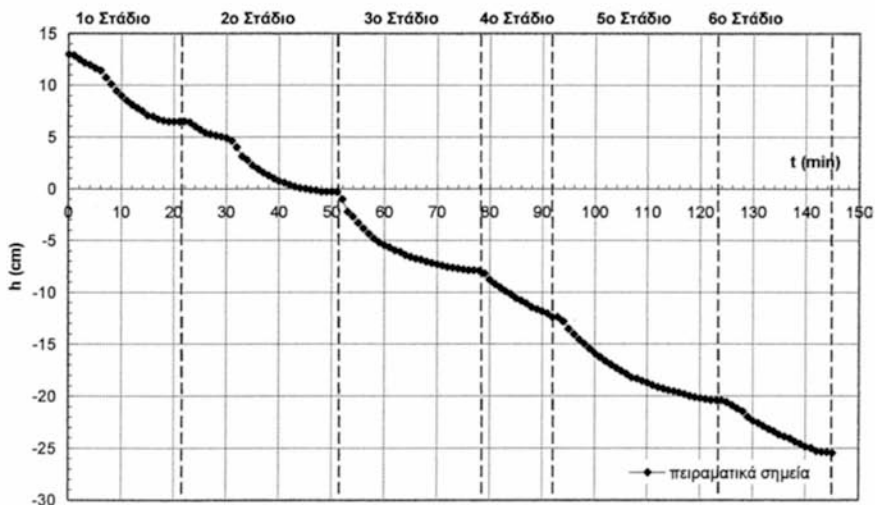
Από το πείραμα της 2<sup>ης</sup> στράγγισης εξήχθησαν και πάλι οι καμπύλες υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο, οι οποίες παρουσιάζονται στα Σχήματα 4.20 και 4.21 αντίστοιχα.

Η 2<sup>η</sup> και τελευταία στράγγιση του εδάφους πραγματοποιήθηκε σε 6 στάδια έως - 25 cm. Προστέθηκαν στάδια με σκοπό την όσο το δυνατό μεγαλύτερη στράγγιση του εδάφους μέχρι του σημείου να διακοπεί η συνέχεια του νερού στον εύκαμπτο ελαστικό σωλήνα, που συνέδεε την εδαφική στήλη με το δοχείο στράγγισης.

Το 1<sup>ο</sup> στάδιο πραγματοποιήθηκε με εφαρμοζόμενο φορτίο ίσο με + 6 cm στην κεραμική κάψα και επομένως + 5 cm στο σημείο που βρισκόταν ο αισθητήρας υγρασίας. Αυτό συνεπάγεται ότι το έδαφος στο ύψος του αισθητήρα υγρασίας ήταν ακόμη κορεσμένο με αποτέλεσμα να μην παρουσιαστεί καμία μεταβολή της υγρασίας. Κατά το 2<sup>ο</sup> στάδιο, το εφαρμοζόμενο φορτίο ήταν 0 cm από την κεραμική κάψα και άρα το δοχείο στράγγισης βρισκόταν μόλις 1 cm κάτω από τον αισθητήρα του TDR. Αυτή η μικρή υψομετρική διαφορά είχε σα συνέπεια η υγρασία να μη μεταβληθεί αισθητά. Στο 3<sup>ο</sup> στάδιο η υγρασία του εδάφους μειώθηκε και σταθεροποιήθηκε στην τιμή 0,24, ενώ το δοχείο στράγγισης βρισκόταν 9 cm κάτω από τον αισθητήρα υγρασίας. Κατά το 4<sup>ο</sup> στάδιο της 2<sup>ης</sup> στράγγισης το δοχείο τοποθετήθηκε 13,5 cm κάτω από τον αισθητήρα μέτρησης της εδαφικής υγρασίας. Αυτό είχε σα συνέπεια την εξαρχής μεταβολή της υγρασίας στο έδαφος. Η κλίση  $dh/dt$  μηδενίστηκε μετά από 10 min από την έναρξη του σταδίου αυτού και η τελική σταθερή τιμή της υγρασίας για το στάδιο αυτό ήταν λίγο περισσότερο από 0,18. Στο 5<sup>ο</sup> στάδιο - όπου το δοχείο στράγγισης ήταν τοποθετημένο 21 cm κάτω από τον αισθητήρα του TDR - υπήρξε αρχικά μεγάλη κλίση της πειραματικής καμπύλης. Το έδαφος στράγγιζε έντονα στο στάδιο αυτό, έως 15 περίπου min μετά την έναρξη του σταδίου οπότε και σταθεροποιήθηκε η υγρασία του εδάφους λίγο πάνω από την τιμή 0,10.



Σχήμα 4.20 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 2<sup>η</sup> στράγγιση  
[Αμμώδες έδαφος (S)]



Σχήμα 4.21 Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά τη 2<sup>η</sup> στράγγιση  
[Αμμώδες έδαφος (S)]

Στη συνέχεια εφαρμόστηκαν ακόμη ισχυρότερα αρνητικά φορτία στην εδαφική στήλη, αλλά το έδαφος δεν στράγγισε άλλο, καθώς η υγρασία του παρέμενε συνεχώς σταθερή κοντά στην τιμή 0,10. Στο τέλος του 6<sup>ου</sup> σταδίου διακόπηκε η συνέχεια του νερού στο σωλήνα που συνέδεε την πειραματική στήλη με το δοχείο στράγγισης και αυτό σήμανε τη λήξη των πειραμάτων.

Όσον αφορά τις πιέσεις κατά τα στάδια που προαναφέρθηκαν αξίζει να σημειωθούν τα εξής: Στο 1<sup>ο</sup> στάδιο όπου το φορτίο στην κεραμική κάψα ήταν + 6 cm, υπήρξε αξιόλογη μεταβολή της υγρασίας και σταθεροποίησή της στην τιμή 6 cm. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο το δοχείο στράγγισης τοποθετήθηκε ακριβώς στο ύψος της κάψας και έτσι η πίεση μειώθηκε και σταθεροποιήθηκε 30 min αργότερα στην τιμή 0 cm. Κατά το 3<sup>ο</sup> στάδιο το εφαρμοζόμενο φορτίο ήταν – 8 cm. Η κλίση  $dh/dt$  ήταν μεγαλύτερη στην αρχή του σταδίου, ενώ προς το τέλος του σταδίου η κλίση ήταν μηδενική και η τελική τιμή της πίεσης ήταν στα – 8 cm. Στο 4<sup>ο</sup> στάδιο εφαρμόστηκε φορτίο – 12,5 cm. Η πίεση του νερού στο έδαφος μειώθηκε από την τιμή – 8 cm, στην τιμή – 12, 5 cm. Στη συνέχεια εφαρμόστηκε φορτίο ίσο με – 20 cm και η πίεση του νερού παρουσίασε μείωση για τα πρώτα 25 περίπου min, μέχρι που σταθεροποιήθηκε στην τιμή – 20 cm. Όπως προαναφέρθηκε, το 6<sup>ο</sup> στάδιο προστέθηκε στη διαδικασία στράγγισης με σκοπό να διερευνηθεί, αν το έδαφος θα μπορούσε να στραγγίσει περαιτέρω και αφορούσε κυρίως στις μετρήσεις υγρασίας. Παρόλο, λοιπόν, που το έδαφος δε στράγγισε περισσότερο, η πίεση μεταβλήθηκε αισθητά. Η τιμή της πίεσης στο τέλος της 2<sup>ης</sup> στράγγισης ήταν περίπου – 25,5 cm.

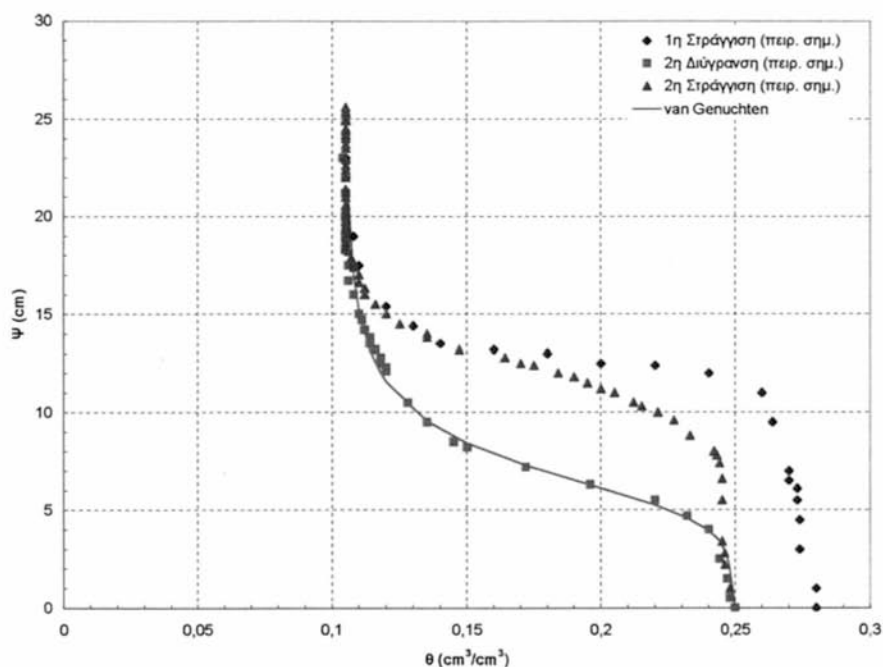
Γενικά στο αμμώδες έδαφος, παρατηρείται πολύ καλή στράγγιση. Από τις καμπύλες της υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο φαίνεται ότι το έδαφος υπό την επίδραση ισχυρών αρνητικών φορτίων, αποβάλλει αρκετή ποσότητα από την περιεχόμενη σε αυτό υγρασία. Έτσι ενώ η υγρασία κορεσμού του συγκεκριμένου εδάφους ήταν 0,28 – 0,30, η υπολειπόμενη υγρασία στο τέλος κάθε στράγγισης ήταν 0,1 περίπου.



#### 4.2.8.δ Χαρακτηριστικές καμπύλες

Από τις παραπάνω καμπύλες υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο, προέκυψαν οι χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους  $\psi(\theta)$ , για την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση. Οι χαρακτηριστικές καμπύλες δίνονται στο Σχήμα 4.22, όπου είναι εμφανής ο βρόχος υστέρησης που παρουσιάζει το έδαφος αυτό.

Στο Σχήμα 4.22, λοιπόν, παρουσιάζονται οι χαρακτηριστικές καμπύλες του πρώτου εδαφικού δείγματος (αμμώδους) για την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση. Στη 2<sup>η</sup> διύγρανση, το μοντέλο van Genuchten προσέγγισε αρκετά ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία ( $mse = 1,53$ ). Περισσότερες λεπτομέρειες για το μοντέλο αυτό, καθώς και για τον τρόπο με τον οποίο εξήχθη η καμπύλη του Σχήματος 4.22, δίνονται στο Κεφάλαιο 5.



Σχήμα 4.22 Χαρακτηριστικές καμπύλες πρώτου εδαφικού δείγματος [αμμώδους (S)], για την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση

Η καμπύλη προσρόφησης (sorption) – ή απορρόφησης (imbibition) – παρουσιάζει μια μετατόπιση προς τα «κάτω» σε σχέση με τις καμπύλες εκρόφησης (desorption) – ή συγκράτησης (retention) ή ελευθέρωσης (release).

### 4.3 ΔΕΥΤΕΡΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΑΜΜΩΔΗΣ ΠΗΛΟΣ)

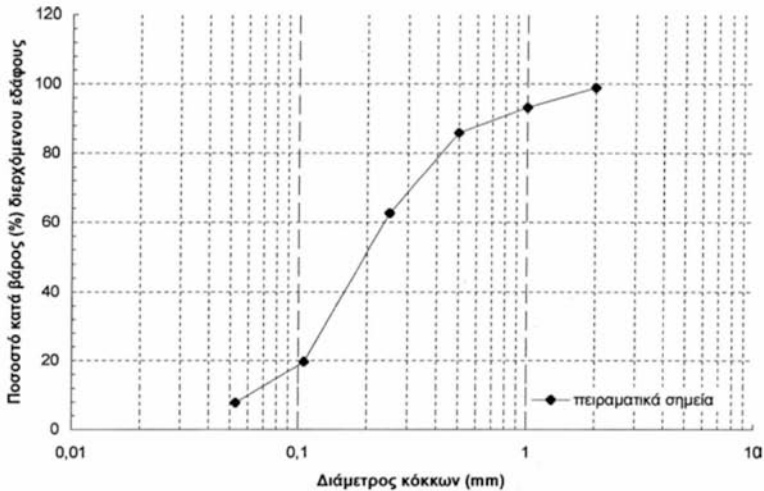
#### 4.3.1 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση

Ο προσδιορισμός της μηχανικής σύστασης του δεύτερου εδαφικού δείγματος, έγινε με μηχανική ανάλυση (μέθοδος Βουγιούκου) στο εργαστήριο του Ινστιτούτου Χαρτογράφησης και Ταξινόμησης Εδαφών Λάρισας (ΙΧΤΕΛ). Από τη μηχανική ανάλυση του δείγματος αυτού προέκυψε περιεκτικότητα σε άμμο 76%, σε ιλύ 13% και σε άργιλο 11%, οπότε το έδαφος χαρακτηρίστηκε Αμμώδης Πηλός (Sandy Loam - SL).

Όπως στο πρώτο εδαφικό δείγμα έτσι και στο δεύτερο, ακολουθήθηκε η ίδια ακριβώς διαδικασία για την αποξήρασή του και τη μελέτη της κοκκομετρικής του σύστασης. Τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης φαίνονται στον Πίνακα 4.3, ενώ η κοκκομετρική καμπύλη παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.23.

Πίνακας 4.3 Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το δεύτερο εδαφικό δείγμα [Αμμώδης Πηλός (SL)]

α/α	Διάμετρος κόσκινου (mm)	Ποσοστό % κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων	Ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων (αθροιστικά)
1	2,000	1,117	98,883
2	1,000	5,671	93,212
3	0,500	7,398	85,814
4	0,250	23,266	62,548
5	0,106	42,889	19,659
6	0,053	11,868	7,791



Σχήμα 4.23 Κοκκομετρική καμπύλη δευτέρου εδαφικού δείγματος [Αμμώδης Πηλός (SL)].

### 4.3.2 Βαθμονόμηση μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer)

Πραγματοποιήθηκε και πάλι βαθμονόμηση του μετατροπέα πίεσης, χρησιμοποιώντας την πειραματική διάταξη του Σχήματος 4.3, όπως ακριβώς έγινε και για το πρώτο εδαφικό δείγμα. Η γραφική παράσταση που εξήχθη από αυτή την πειραματική διαδικασία, δίνεται στο Σχήμα 4.24.

Από την εξίσωση:

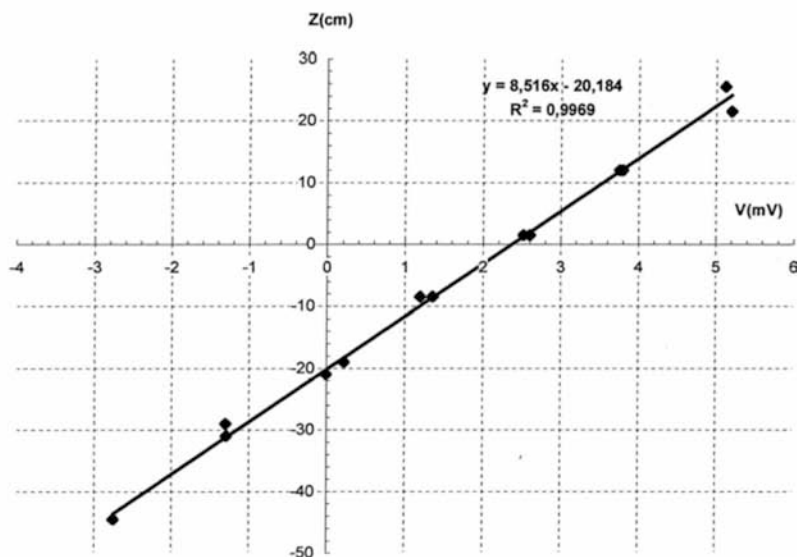
$$Y = 8,516X - 20,184 \quad (R^2 = 0,9969, \text{mse} = 1,91),$$

προσδιορίστηκαν οι σταθερές:

$$A = 8,516$$

$$B = -20,184$$

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



Σχήμα 4.24 Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (pressure transducer)

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

Η μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού έγινε με τη βοήθεια της πειραματικής διάταξης που απεικονίζεται στο Σχήματα 4.5. Οι μετρηθείσες τιμές ήταν:

- $\Delta H = 15 \text{ cm}$
- $L = 11 \text{ cm}$
- $D = 6 \text{ cm}$
- $A = 28,27 \text{ cm}^2$
- $V/t = 3,96 \text{ cm}^3/\text{min}$

Από τις μετρήσεις αυτές και με τη βοήθεια της σχέσης (4.4), υπολογίστηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού ίση με:

$$K_s = 0,1027 \text{ cm/min} = 6,1620 \text{ cm/h}$$

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

Η πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο 2<sup>ο</sup> εδαφικό δείγμα, ήταν μία κολόνα από πλεξιγκλάς εσωτερικής διαμέτρου 6 cm και ύψους 1 m. Στον πυθμένα της στήλης τοποθετήθηκε γεωύφασμα, υδραυλικής αγωγιμότητας πολύ μεγαλύτερης από αυτή του εδάφους με το οποίο επρόκειτο να πληρωθεί. Προκειμένου να εξασφαλιστεί η ομοιογένεια της εδαφικής στήλης, η πλήρωση της διαφανούς κολόνας με το έδαφος έγινε με τον ίδιο τρόπο, που χρησιμοποιήθηκε και στο πρώτο εδαφικό δείγμα. Κατά την πλήρωση της κολόνας, τοποθετήθηκαν σταδιακά συνολικά έξι αισθητήρες υγρασίας στις εξής αποστάσεις από την επιφάνεια του εδάφους:

Πίνακας 4.4 Αποστάσεις των αισθητήρων υγρασίας από την επιφάνεια του εδάφους

a/a	Αισθητήρας TDR	Απόσταση από επιφάνεια εδάφους (βάθος) z (cm)
1	Z <sub>1</sub>	7,5
2	Z <sub>2</sub>	23
3	Z <sub>3</sub>	33
4	Z <sub>4</sub>	48
5	Z <sub>5</sub>	58
6	Z <sub>6</sub>	68

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

#### 4.3.5 Μελέτη της αθροιστικής διήθησης στο δεύτερο εδαφικό δείγμα

Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού στο δεύτερο εδαφικό δείγμα κατά το φαινόμενο της διήθησης, φαίνεται στις Εικόνες 4.2 και 4.3. Ο τρόπος διαβροχής του εδάφους, αλλά και η διαδικασία λήψης των μετρήσεων ήταν ακριβώς η ίδια με αυτή που ακολουθήθηκε στο πρώτο έδαφος.

Στο Σχήμα 4.25 φαίνεται η καμπύλη αθροιστικού εισερχόμενου όγκου σε συνάρτηση με το χρόνο.

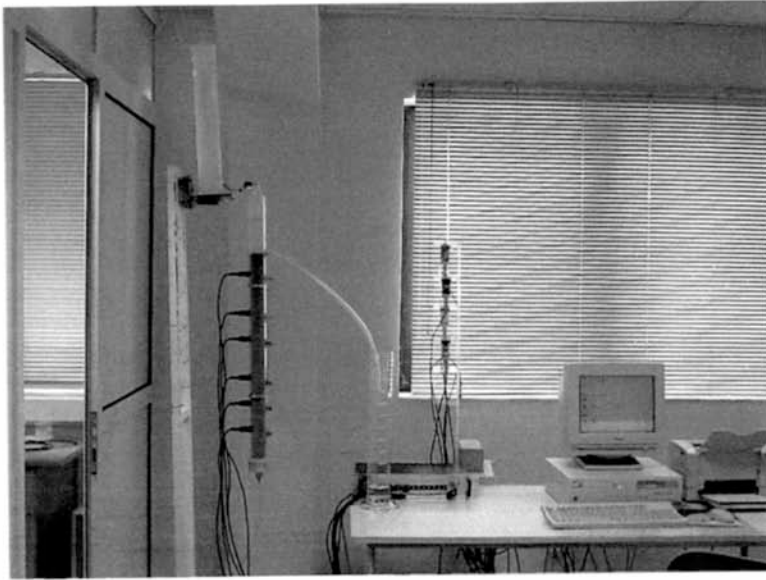
Στο Σχήμα 4.26 φαίνεται η καμπύλη αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο.

Η καμπύλη προσαρμογής του Σχήματος 4.26, η οποία προσεγγίζει τα πειραματικά σημεία, δίνεται από την παρακάτω εξίσωση:

$$I = 0,35389t^{0,577394} + 1,06964t^{0,577333}, \text{ mse} = 10,599 \quad (4.11)$$

Η αντίστοιχη εξίσωση που παριστάνει τη σχέση του εισερχόμενου αθροιστικού όγκου νερού με το χρόνο προκύπτει πολλαπλασιάζοντας τη σχέση (4.11) με το εμβαδόν της εδαφικής στήλης, που είναι:  $E = \pi d^2/4 = 9\pi \approx 28,27 \text{ cm}^2$ .

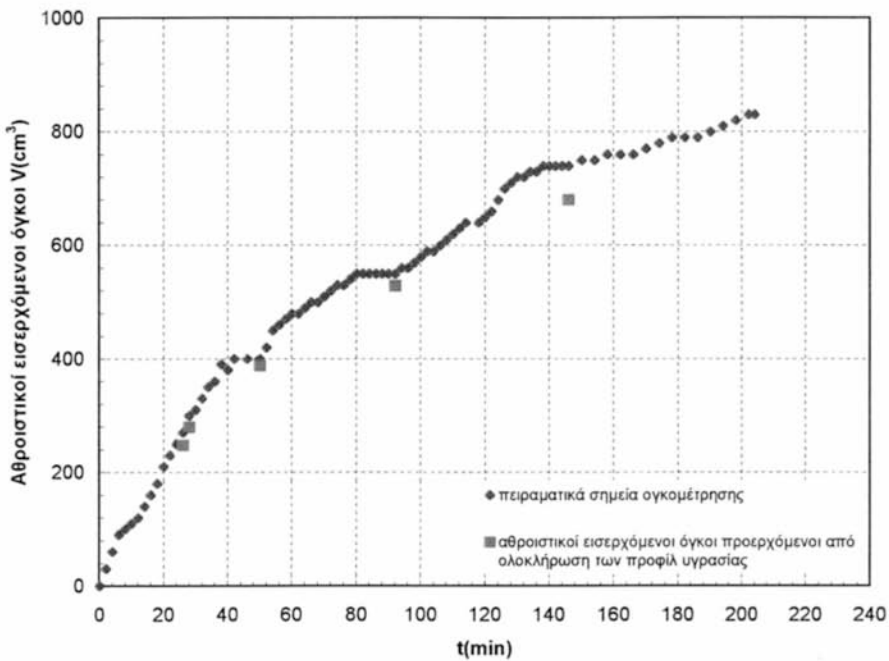
Το δεύτερο εδαφικό δείγμα που χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της αθροιστικής διήθησης ήταν αμμώδης πηλός και κατά συνέπεια πιο βαρύ σε σχέση με το πρώτο εδαφικό δείγμα. Για το λόγο αυτό η κίνηση του νερού διαμέσου αυτού ήταν αργή και έτσι ο χρόνος που χρειάστηκε το νερό για να διαπεράσει όλη την εδαφική στήλη, ήταν 213 min όπως φαίνεται στα Σχήματα 4.25 και 4.26.



Εικόνα 4.2 Πειραματική διάταξη για τη μελέτη της αεροδυναμικής δόθησης

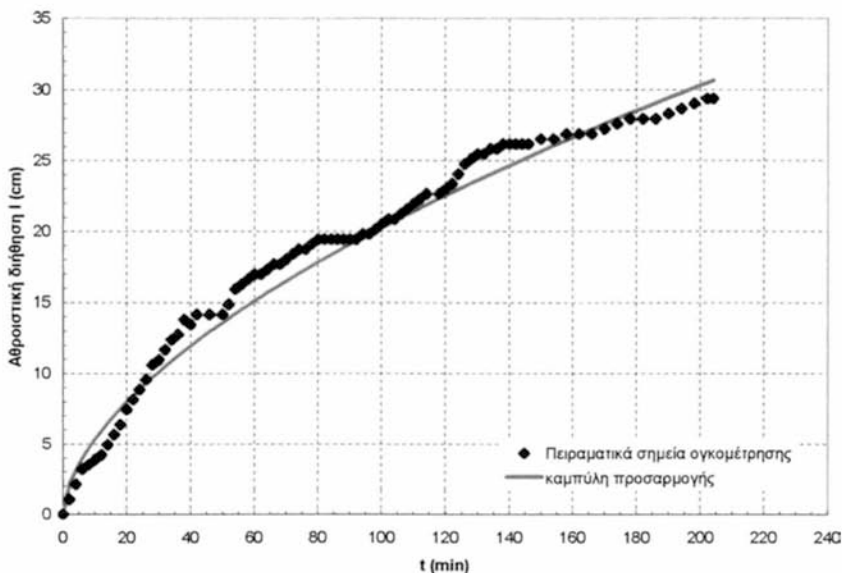


Εικόνα 4.3 Πειραματική διάταξη για τη μελέτη της αεροδυναμικής δόθησης



Σχήμα 4.25 Πειραματικοί εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού σε συνάρτηση με το χρόνο και εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των μετώπων υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο [Αμμόδης Πηλός (SL)]

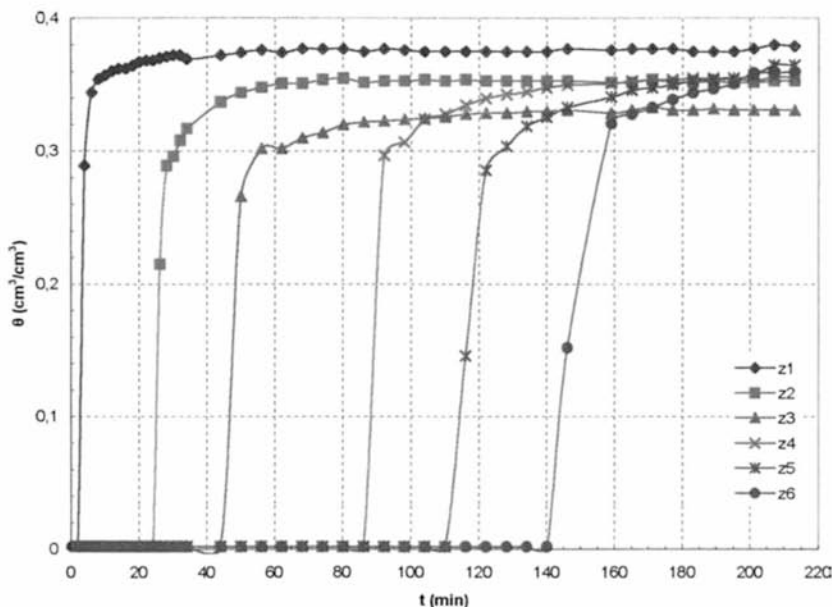




Σχήμα 4.26 Πειραματικά σημεία αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο και καμπύλη προσαρμογής [Αμμόδης Πηλός (SL)]

Στα Σχήματα 4.25 και 4.26 παρατηρείται ότι η κλίση  $dl/dt$  είναι μεγάλη στην αρχή του φαινομένου, όπου το έδαφος είναι τελείως ξηρό, ενώ στη συνέχεια μικραίνει αισθητά. Η μείωση αυτή της κλίσης έχει ήδη αναφερθεί ότι οφείλεται σε πολλούς παράγοντες, οι οποίοι έχουν να κάνουν κυρίως με τη μείωση της υδραυλικής κλίσης κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Οι διάφορες ενδιάμεσες «διακυμάνσεις» της κλίσης  $dl/dt$  οφείλονται στο γεγονός ότι το υγρό μέτωπο προχωρούσε εξαιρετικά αργά, παράλληλα το έδαφος συγκρατούσε αρκετό νερό λόγω της δομής του, με αποτέλεσμα να απαιτείται η συχνή πλήρωση με νερό του ογκομετρικού δοχείου I, το οποίο προκαλούσε μία στιγμιαία διακύμανση στις μετρήσεις.

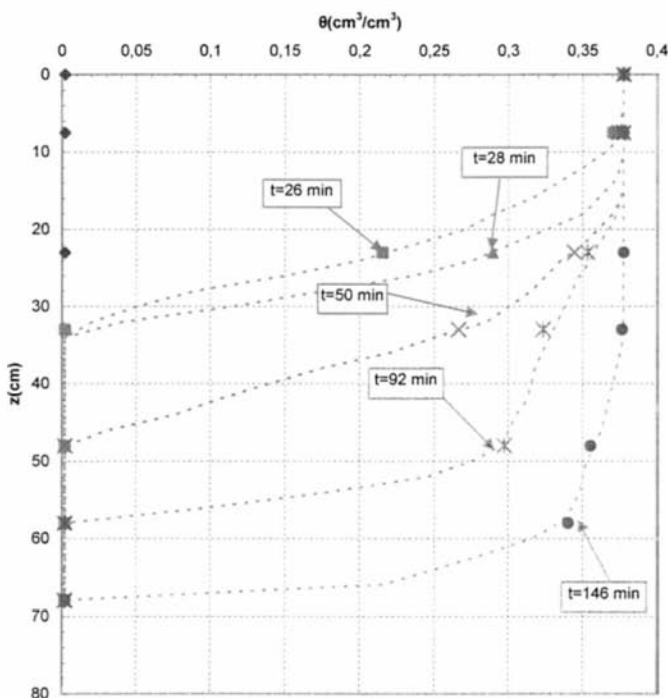
Στο Σχήμα 4.27 φαίνονται οι καμπύλες υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο για τους 6 αισθητήρες του TDR.



Σχήμα 4.27 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για κάθε αισθητήρα TDR  
[Αμμώδης Πηλός (SL)]

Στη γραφική παράσταση του Σχήματος 4.27 φαίνεται ο χρόνος που απαιτείται για να φτάσει το γρό μίτωπο σε κάθε αισθητήρα. Έτσι μετά από λίγα λεπτά από την έναρξη του πειράματος το μίτωπο φτάνει στον 1<sup>ο</sup> αισθητήρα, μετά από 25 περίπου min φτάνει στον 2<sup>ο</sup> αισθητήρα, μετά από 45 min στον 3<sup>ο</sup>, μετά από 90 περίπου min στον 4<sup>ο</sup>, μετά από σχεδόν 115 min στον 5<sup>ο</sup> και τέλος μετά από 145 min το νερό φτάνει στον 6<sup>ο</sup> και τελευταίο αισθητήρα. Παρατηρείται επίσης ότι μόλις η υγρασία φτάσει στον κάθε αισθητήρα, η κλίση  $d\theta/dt$  αυξάνεται απότομα για να μηδενιστεί στη συνέχεια. Οι σταθερές τιμές της υγρασίας στις οποίες φθάνουν οι 6 αισθητήρες κυμαίνονται από 0,34 έως 0,37  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ .

Στο Σχήμα 4.28 φαίνονται οι καμπύλες υγρασίας σε συνάρτηση με το βάθος της εδαφικής στήλης (μέτωπα υγρασίας).



**Σχήμα 4.28** Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το βάθος, (μέτωπα εδαφικής υγρασίας)  
[Αμμώδης Πηλός (SL)]

Στο Σχήμα 4.28 ουσιαστικά φαίνεται ο τρόπος με τον οποίο κινείται το νερό σε διάφορα βάθη μέσα στο έδαφος, σε διάφορους χρόνους. Χρησιμοποιώντας τη σχέση (4.10) υπολογίστηκε το εμβαδό μεταξύ της εκάστοτε καμπύλης και του άξονα της υγρασίας, το οποίο εκφράζει τον αθροιστικό όγκο νερού που εισήλθε στο έδαφος τη δεδομένη χρονική στιγμή. Οι όγκοι που προήλθαν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας συγκρίθηκαν με τις πειραματικές τιμές που προέκυψαν με ογκομέτρηση, στο Σχήμα 4.25. Παρατηρείται λοιπόν ότι μέχρι τα πρώτα 92 min του φαινομένου

πειραματικοί όγκοι και όγκοι ολοκλήρωσης είναι πολύ κοντά. Στα 146 min παρατηρείται μια απόκλιση, η οποία όμως δε θεωρείται σημαντική.

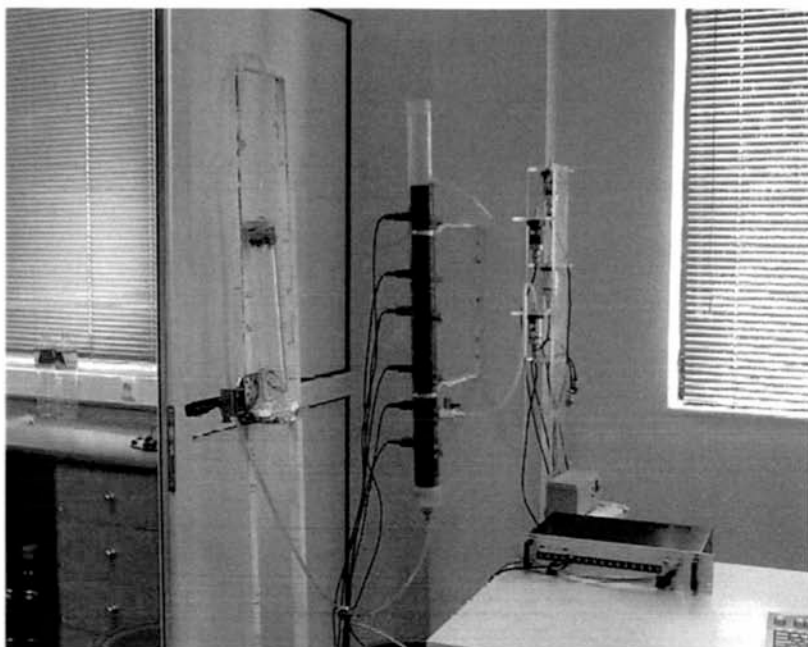
#### 4.3.6 Χαρακτηριστικές καμπύλες δεύτερου εδάφους – Υστέρηση

Προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού στο έδαφος κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση, χρησιμοποιήθηκε η πειραματική διάταξη που απεικονίζεται στις Εικόνες 4.4 και 4.5. Η ίδια διάταξη χρησιμοποιήθηκε και για τον έλεγχο της ομοιομορφίας του πορώδους της εδαφικής στήλης.

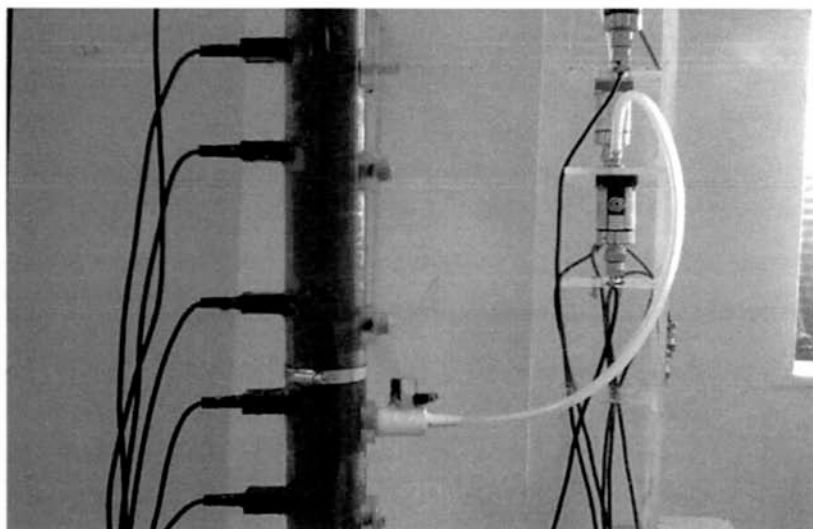
Η κεραμική κάψα τοποθετήθηκε 2 cm κάτω από τον 5<sup>ο</sup> αισθητήρα υγρασίας, ο οποίος απείχε από την επιφάνεια του εδάφους απόσταση ίση με 58 cm. Για τις μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας χρησιμοποιήθηκε μόνο ο 5<sup>ος</sup> αισθητήρας του TDR.

Η αρχική υγρασία του εδάφους μετρήθηκε με ζύγιση και η κατ' όγκο τιμή της ήταν 0,002 (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>).

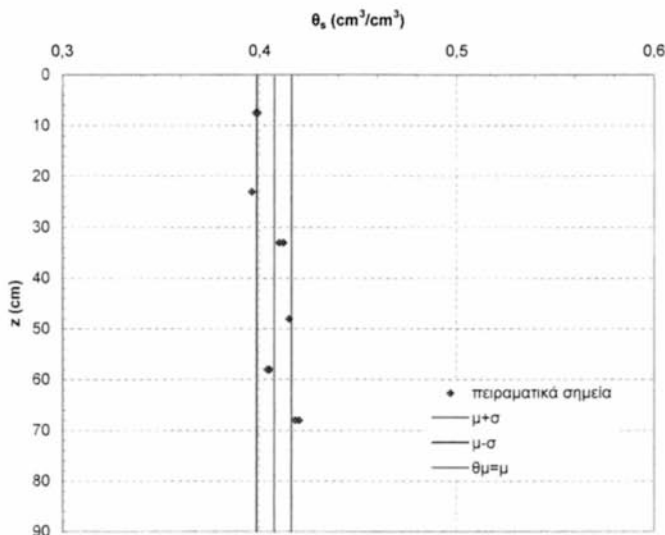
Όπως ακριβώς και στο πρώτο εδαφικό δείγμα, έτσι και στο δεύτερο, αρχικά πραγματοποιήθηκε η 1<sup>η</sup> διύγρανση της εδαφικής στήλης, έως ότου φθάσει σε κατάσταση κορεσμού. Η 1<sup>η</sup> διύγρανση πραγματοποιήθηκε σε 3 στάδια με τη βοήθεια της φιάλης Mariotte. Όταν το έδαφος ήρθε σε κατάσταση κορεσμού έγιναν μετρήσεις της εδαφικής υγρασίας με χρήση και των 6 αισθητήρων πτυ T.D.R., ώστε να γίνει έλεγχος ομοιομορφίας της υγρασίας κορεσμού κατά μήκος της εδαφικής στήλης, που συνεπάγεται έλεγχο της ομοιομορφίας του πορώδους. Οι μετρήσεις αυτές φαίνονται στο Σχήμα 4.29.



**Εικόνα 4.4** Πειραματική διάταξη για τη μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών του δεύτερου εδάφους [Αμμόδης Πηλός (SL)]



**Εικόνα 4.5** Πειραματική διάταξη για τη μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών του δεύτερου εδάφους [Αμμόδης Πηλός (SL)]



Σχήμα 4.29 Έλεγχος ομοιομορφίας κορεσμού για το δεύτερο εδαφικό δείγμα [Αμμώδης Πηλός (SL)]

Παρατηρείται καλή ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού, της οποίας η μέση τιμή υπολογίστηκε ίση με:

$$\theta_s = 0,407 \text{ cm}^3/\text{cm}^3, \sigma = 0,008 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$$

Σημειώνεται ότι η τιμή της υγρασίας κορεσμού που προέκυψε δια ζυγίσεως ήταν  $\theta_s = 0,41 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Η κατανομή σχετικών συχνοτήτων των πειραματικών τιμών δίνει μεγάλη συγκέντρωση στην περιοχή της μέσης τιμής με μικρές αποκλίσεις εκατέρωθεν αυτής και άρα η κατανομή θεωρείται κανονική. Η πιθανότητα να βρίσκονται οι πειραματικές τιμές στην περιοχή από  $\mu - \sigma$  έως  $\mu + \sigma$  είναι:

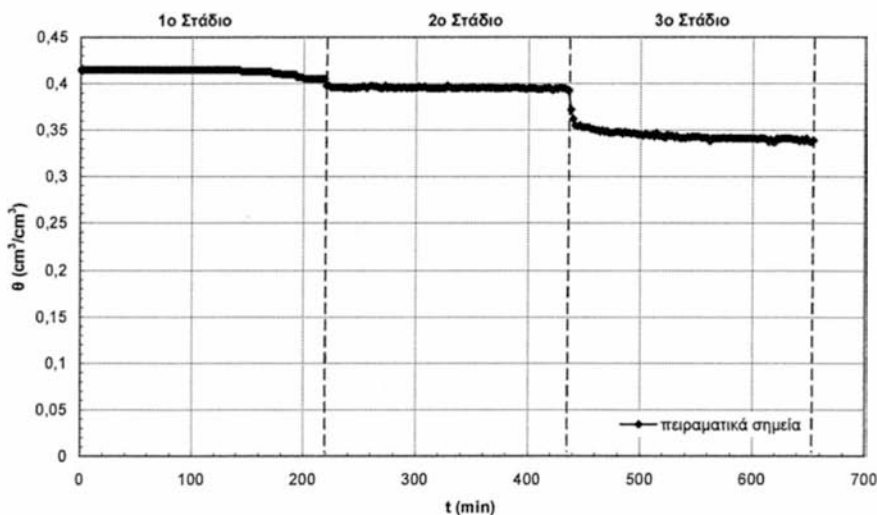
$$Pr ob[\mu - \sigma \leq x \leq \mu + \sigma] = Pr ob[-1 \leq z \leq 1] \approx 0,473, \text{ όπου: } z = \frac{x - \mu}{\sigma} \in N(0,1).$$

### 4.3.6.a Πρώτη στράγγιση

Η 1<sup>η</sup> στράγγιση πραγματοποιήθηκε σε 3 στάδια, κατά τα οποία η κατακόρυφη απόσταση της επιφάνειας του δοχείου στράγγισης από την κεραμική κάψα, καθώς και η χρονική διάρκεια του κάθε σταδίου ήταν:

- 1<sup>ο</sup> Στάδιο: + 28 cm,  $\Delta t_1 = (218 - 0) \text{ min} = 218 \text{ min}$ .
- 2<sup>ο</sup> Στάδιο: - 9 cm,  $\Delta t_2 = (436 - 218) \text{ min} = 218 \text{ min}$ .
- 3<sup>ο</sup> Στάδιο: - 40 cm,  $\Delta t_3 = (654 - 436) \text{ min} = 218 \text{ min}$ .

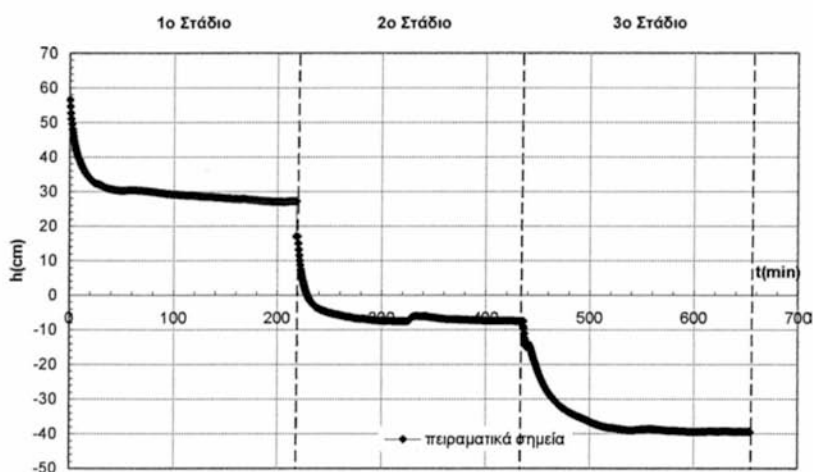
Από τις μετρήσεις υγρασίας της 1<sup>ης</sup> στράγγισης εξήχθησαν οι καμπύλες εδαφικής υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο για όλα τα στάδια, οι οποίες παρουσιάζονται στα Σχήματα 4.30 και 4.31 αντίστοιχα.



Σχήμα 4.30 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση  
[Αμμόδης Πηλός (SL)]

Η εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο κατά τα 3 στάδια της 1<sup>ης</sup> στράγγισης, παρουσιάζεται στο σχήμα 4.30. Κατά το 1<sup>ο</sup> στάδιο, όπου το δοχείο στράγγισης βρισκόταν σε τέτοια θέση, ώστε να είναι πάνω από τον 5<sup>ο</sup> αισθητήρα της υγρασίας, δεν παρατηρήθηκε αξιόλογη μεταβολή στην υγρασία.

Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο, όπου το δοχείο στράγγισης βρισκόταν 11 cm κάτω από τον αισθητήρα υγρασίας, παρατηρήθηκε μία μείωση της υγρασίας και τελική σταθεροποίησή της κοντά στην τιμή 0,39. Το έδαφος στράγγιζε πιο έντονα κατά το 3<sup>ο</sup> στάδιο, γιατί το δοχείο στράγγισης βρισκόταν 42 cm κάτω από τον αισθητήρα υγρασίας. Έτσι στην αρχή του σταδίου η κλίση  $dh/dt$  ήταν πολύ μεγάλη. Στη συνέχεια όμως και προς το τέλος του 3<sup>ου</sup> σταδίου, η κλίση αυτή μηδενίστηκε και η υγρασία σταθεροποιήθηκε στην τιμή 0,34 περίπου, πράγμα το οποίο σήμαινε ότι είχε ολοκληρωθεί η 1<sup>η</sup> στράγγιση.



Σχήμα 4.31 Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση  
[Αμμόδης Πηλός (SL)]

Κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση και όσον αφορά τις πιέσεις, παρατηρήθηκε στην αρχή κάθε σταδίου μεγάλη κλίση  $dh/dt$  εξαιτίας της απότομης μεταβολής του φορτίου που δεχόταν η κεραμική κάψα. Στο τέλος κάθε σταδίου οι πιέσεις σταθεροποιήθηκαν σε τιμές που είναι σχεδόν ίσες με το φορτίο που δεχόταν η κάψα. Έτσι στο 1<sup>ο</sup> στάδιο η πίεση σταθεροποιήθηκε μετά από 160 min σε τιμή κοντά στα 28 cm, στο 2<sup>ο</sup> στάδιο μετά από 30 min στην τιμή περίπου -9 cm και



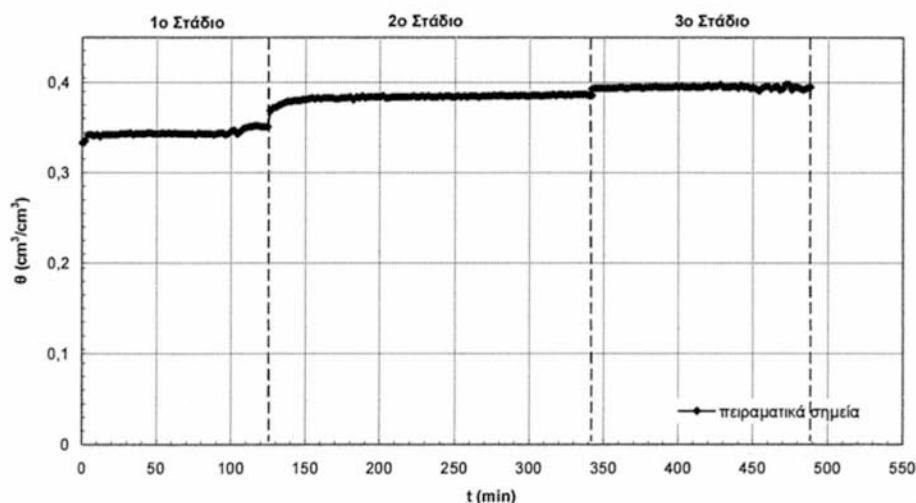
στο 3<sup>ο</sup> στάδιο υπάρχει μία σταθεροποίηση της πίεσης μετά από 80 min κοντά στην τιμή  $-40$  cm.

#### 4.3.6.β Δεύτερη διύγρανση

Αμέσως μετά το τέλος της 1<sup>ης</sup> στράγγισης ξεκίνησε η διαδικασία της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης χρησιμοποιώντας τη φιάλη Mariotte. Τα στάδια που ακολουθήθηκαν ήταν 3 και οι κατακόρυφες αποστάσεις της φιάλης Mariotte από την κεραμική κάψα, αλλά και οι χρονικές διάρκειες των σταδίων δίνονται παρακάτω:

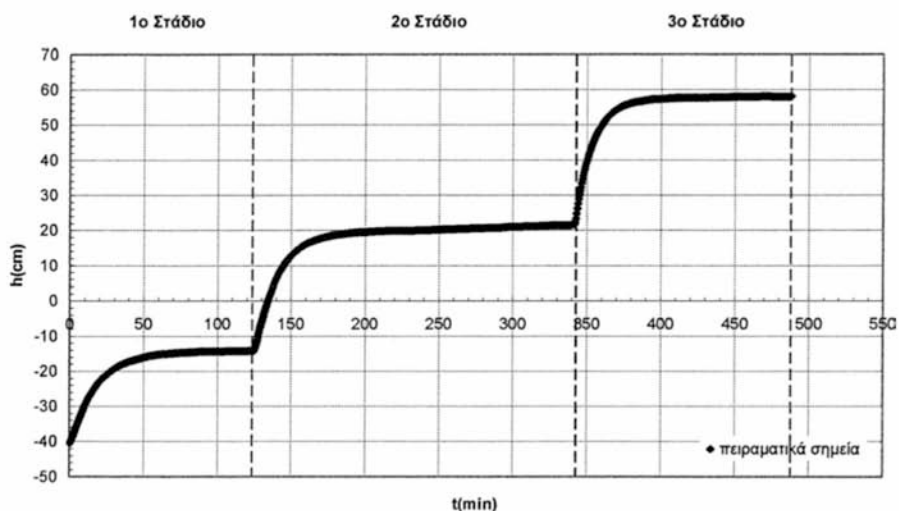
- 1<sup>ο</sup> Στάδιο:  $-14$  cm,  $\Delta t_1 = (124 - 0)$  min = 124 min.
- 2<sup>ο</sup> Στάδιο:  $+20$  cm,  $\Delta t_2 = (342 - 124)$  min = 218 min.
- 3<sup>ο</sup> Στάδιο:  $+58$  cm,  $\Delta t_3 = (488 - 342)$  min = 146 min.

Οι μετρήσεις υγρασίας έδωσαν την καμπύλη υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο, που φαίνεται στο Σχήμα 4.32 και οι μετρήσεις πίεσης έδωσαν την καμπύλη του Σχήματος 4.33.



Σχήμα 4.32 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 2<sup>η</sup> διύγρανση  
[Αμμόδης Πηλός (SL)]

Η 2<sup>η</sup> διύγρανση πραγματοποιήθηκε σε 3 στάδια, τοποθετώντας τη φιάλη Mariotte στις διαδοχικές θέσεις - 14 cm, + 20 cm και + 58 cm από την κεραμική κάψα και άρα - 16 cm, + 18 cm και + 56 cm από τον 5<sup>ο</sup> αισθητήρα μέτρησης της εδαφικής υγρασίας. Κατά το 1<sup>ο</sup> στάδιο δεν παρατηρήθηκε αξιόλογη μεταβολή της υγρασίας του εδάφους, παρά μόνο στα τελευταία λεπτά του σταδίου, όπου η υγρασία αυξήθηκε μεν, όμως η κλίση  $d\theta/dt$  παρέμεινε μικρή.



Σχήμα 4.33 Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 2<sup>η</sup> διύγρανση  
[Αμμόδης Πηλός (SL)]

Η μικρή αύξηση της υγρασίας κατά τα τελευταία λεπτά του 1<sup>ου</sup> σταδίου οφείλεται στις τριχοειδείς δυνάμεις. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο η υγρασία αυξήθηκε και σταθεροποιήθηκε σιγά σιγά στην τιμή 0,38 περίπου. Τέλος, στο 3<sup>ο</sup> στάδιο παρατηρήθηκε μικρή, αλλά σταθερή αύξηση της εδαφικής υγρασίας, με τελική τιμή που δεν έφτασε την τιμή της υγρασίας κορεσμού. Αυτό συνέβη γιατί υπήρχε εγκλωβισμένος αέρας στο έδαφος, που το εμπόδιζε να φτάσει ακριβώς στην κατάσταση κορεσμού. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η διαφορά της τελικής υγρασίας την οποία έχει το έδαφος στο τέλος της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης από την

υγρασία κορεσμού, ισούται με τον όγκο του εγκλωβισμένου αέρα. Φαίνεται λοιπόν ότι ο όγκος αυτός είναι 0,02.

Η πίεση κατά το 1<sup>ο</sup> στάδιο της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης αυξήθηκε και έφτασε μετά από 60 min στην τιμή - 14 cm. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο, όπου το φορτίο που εφαρμόστηκε ήταν + 20 cm, παρατηρήθηκε πολύ μεγάλη κλίση στην αρχή του σταδίου και στη συνέχεια, μετά από 60 min μηδενισμός της κλίσης και επομένως σταθεροποίηση της πίεσης στην τιμή 20 cm. Τέλος, στο 3<sup>ο</sup> στάδιο παρατηρήθηκε ακόμη μεγαλύτερη κλίση  $dh/dt$ , η οποία μετά από περίπου 50 min μηδενίστηκε. Η τελική τιμή της πίεσης στο στάδιο αυτό ήταν περίπου 58 cm.

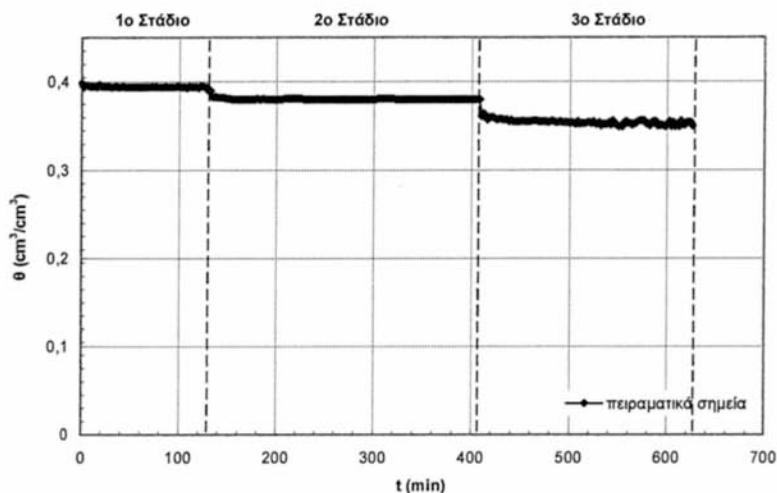
#### 4.3.6.γ Δεύτερη στράγγιση

Στη συνέχεια ακολούθησε η 2<sup>η</sup> στράγγιση σε 3 στάδια, τα οποία ήταν:

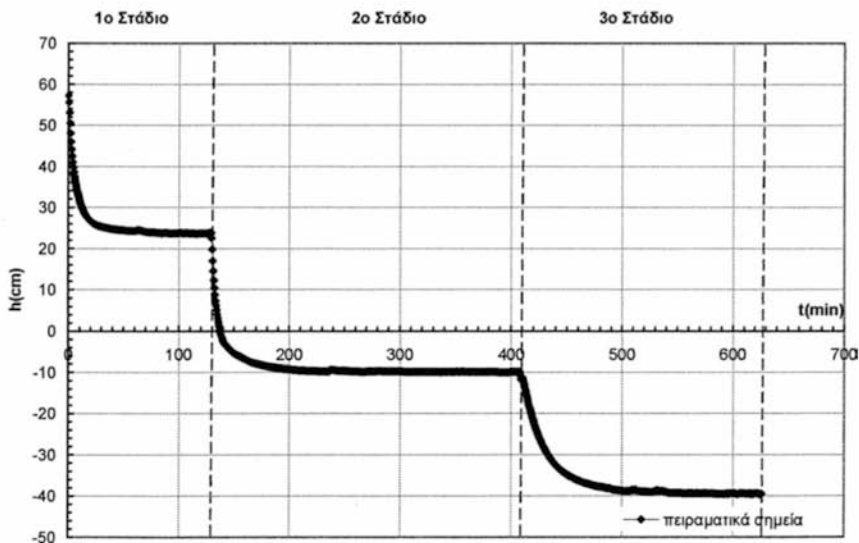
- 1<sup>ο</sup> Στάδιο: + 23 cm,  $\Delta t_1 = (128 - 0) \text{ min} = 128 \text{ min}$ .
- 2<sup>ο</sup> Στάδιο: - 10 cm,  $\Delta t_2 = (408 - 128) \text{ min} = 280 \text{ min}$ .
- 3<sup>ο</sup> Στάδιο: - 40 cm,  $\Delta t_3 = (626 - 408) \text{ min} = 218 \text{ min}$ .

Τα διαγράμματα υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο από το πείραμα της 2<sup>ης</sup> στράγγισης δίνονται στα Σχήματα 4.34 και 4.35.

Κατά το 1<sup>ο</sup> στάδιο της 2<sup>ης</sup> στράγγισης η μεταβολή της υγρασίας του εδάφους ήταν σχεδόν μηδενική και αυτό οφειλόταν στο ότι το δοχείο στράγγισης είχε τοποθετηθεί 21 cm πάνω από τον 5<sup>ο</sup> αισθητήρα μέτρησης της υγρασίας, με αποτέλεσμα το τμήμα του εδάφους που βρισκόταν στο ύψος του αισθητήρα να βρίσκεται σχεδόν σε κατάσταση κορεσμού. Μία μικρή, αλλά απότομη μεταβολή της υγρασίας παρατηρήθηκε στην αρχή του 2<sup>ου</sup> σταδίου. Στη συνέχεια η υγρασία σταθεροποιήθηκε στην τιμή 0,38. Η υγρασία του εδάφους ελαττώθηκε ακόμη περισσότερο κατά το 3<sup>ο</sup> στάδιο και τελικά έφτασε στη σταθερή τιμή 0,35 περίπου.



Σχήμα 4.34 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 2<sup>η</sup> στράγγιση [Αμμώδης Πηλός (SL)]



Σχήμα 4.35 Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την 2<sup>η</sup> στράγγιση [Αμμώδης Πηλός (SL)]

Η πίεση παρουσίασε αξιόλογη μεταβολή στην αρχή του φαινομένου και σταθεροποιήθηκε 30 min μετά, στην τιμή 23 cm, η οποία συνέπιπτε με το εφαρμοζόμενο φορτίο στην κάψα. Πολύ μεγάλη ήταν η κλίση  $dh/dt$  στην αρχή του 2<sup>ου</sup> σταδίου. Η κλίση αυτή μηδενίστηκε περίπου 50 min μετά την έναρξη του σταδίου, οπότε και η τελική τιμή της πίεσης ήταν περίπου - 10 cm. Τέλος, στο 3<sup>ο</sup> στάδιο της 2<sup>ης</sup> στράγγισης υπήρχε αρχικά μείωση της πίεσης, αλλά μετά από 90 min η πίεση σταθεροποιήθηκε στην τιμή - 40 cm.

Κατά τη μελέτη λοιπόν του αμμώδους πηλού δεν παρατηρήθηκαν έντονες στραγγίσεις, γεγονός που δικαιολογείται από τη φύση του εδάφους. Παρόλο που στο έδαφος εφαρμόστηκαν ισχυρά αρνητικά φορτία, το έδαφος συγκρατούσε μεγάλο μέρος της υγρασίας του και για το λόγο αυτό οι καμπύλες  $\theta(t)$  δεν παρουσίασαν εξαιρετικό εύρος τιμών. Συγκεκριμένα, η ελάχιστη τιμή υγρασίας την οποία είχε το έδαφος μετά από ισχυρό αρνητικό φορτίο ήταν μόλις 0,35 περίπου. Το έδαφος δηλαδή από 41% που ήταν η υγρασία κορεσμού του, απέβαλε μόλις 6% υγρασία. Οι δυνάμεις συνάφειας λοιπόν παρατηρείται ότι είναι υψηλές στο συγκεκριμένο έδαφος και καθιστούν δύσκολη τη στράγγισή του.

#### 4.3.6.δ Χαρακτηριστικές καμπύλες

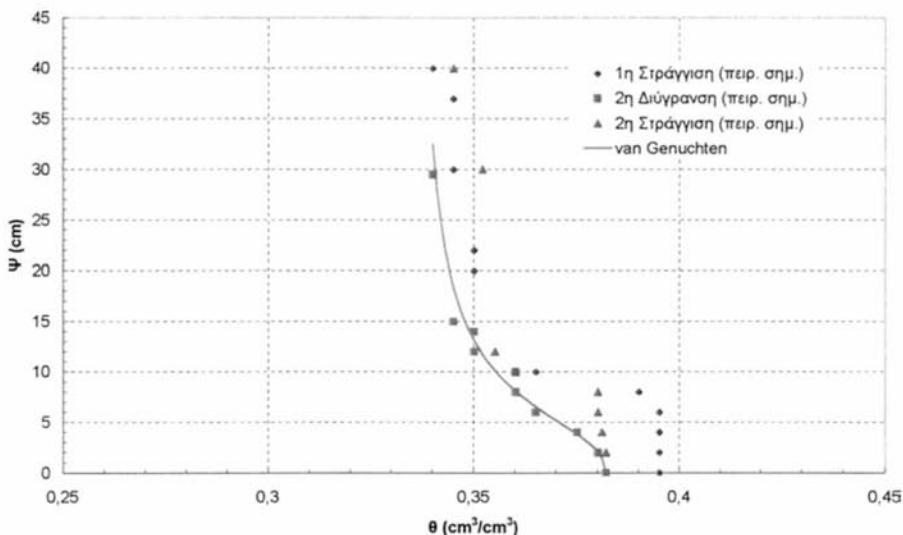
Από τις παραπάνω καμπύλες, εξήχθησαν οι χαρακτηριστικές καμπύλες (Σχήμα 4.36) του δεύτερου εδαφικού δείγματος, για την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση.

Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται η ικανοποιητική προσέγγιση των πειραματικών σημείων της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης με το μοντέλο van Genuchten ( $m = 7,516$ ), για το οποίο γίνεται αναλυτική αναφορά στο 5<sup>ο</sup> Κεφάλαιο.

Στο Σχήμα 4.36 είναι εμφανής ο εγκλωβισμός του αέρα στο έδαφος, καθώς και η τιμή του όγκου του εγκλωβισμένου αέρα, η οποία είναι 0,02 περίπου.

Ο βρόχος της υστέρησης είναι μικρός σε αυτόν τον τύπο εδάφους, γεγονός που οφείλεται στη μικρή διαφορά της υγρασίας κορεσμού και της υπολειπόμενης υγρασίας του εδάφους. Αυτό βέβαια υποδηλώνει ότι το έδαφος

δεν στραγγίζει καλά και αν και εφαρμόστηκαν ισχυρά αρνητικά φορτία στην εδαφική στήλη, η υγρασία του εδάφους δεν κατέβηκε κάτω από την τιμή 0,35 περίπου. Αυτό οφείλεται στη φύση, τη δομή και καθώς και στις φυσικές ιδιότητες του συγκεκριμένου εδάφους.



Σχήμα 4.36 Χαρακτηριστικές καμπύλες δευτέρου εδαφικού δείγματος [Αμμώδης Πηλός (SL)], για την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρυνση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση

#### 4.4 ΤΡΙΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΠΗΛΩΔΗΣ ΑΜΜΟΣ)

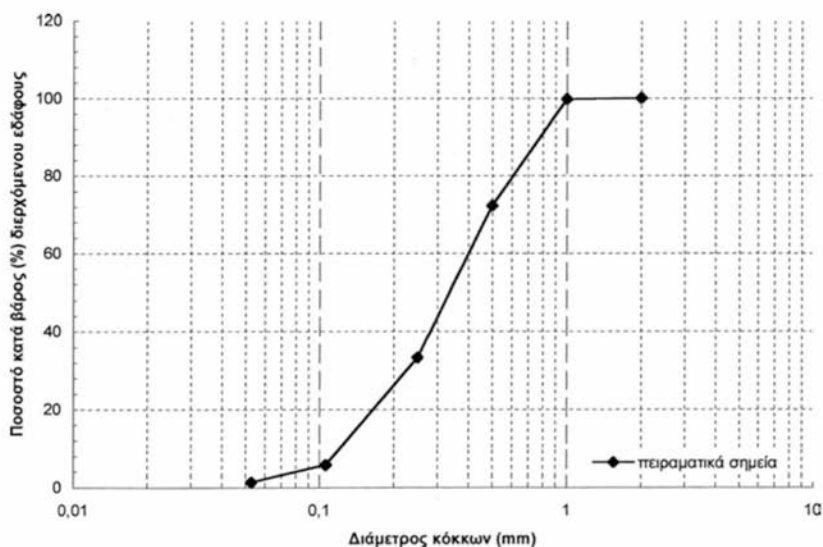
##### 4.4.1 Μηχανική ανάλυση – Κοκκομετρική σύσταση

Όπως και στα προηγούμενα εδάφη, έτσι και σε αυτό, ο προσδιορισμός της μηχανικής του σύστασης έγινε με μηχανική ανάλυση (μέθοδος Βουγιούκου) στο εργαστήριο του Ινστιτούτου Χαρτογράφησης και Ταξινόμησης Εδαφών Λάρισας (ΙΧΤΕΛ). Από τη μηχανική ανάλυση του δείγματος αυτού προέκυψε περιεκτικότητα σε άμμο 82%, σε ιλύ 8% και σε άργιλο 10%, οπότε το έδαφος χαρακτηρίστηκε Πηλώδης Άμμος (Loamy Sand-LS).

Και σε αυτό το εδαφικό δείγμα, όπως και στα προηγούμενα, ακολουθήθηκε η ίδια ακριβώς διαδικασία για την αποξήρασή του και τη μελέτη της κοκκομετρικής του σύστασης. Τα αποτελέσματα της κοκκομετρικής ανάλυσης φαίνονται στον Πίνακα 4.5, ενώ η κοκκομετρική καμπύλη παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.37.

Πίνακας 4.5 Κατανομή μεγέθους εδαφικών τεμαχιδίων για το τρίτο εδαφικό [Πηλώδης Άμμος (LS)]

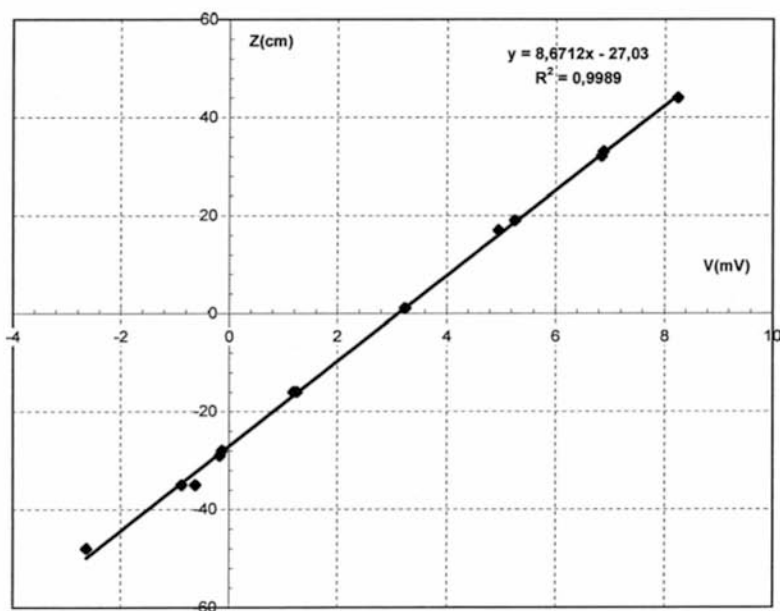
α/α	Διάμετρος κόσκινου (mm)	Ποσοστό % κατά βάρος συγκρατούμενων εδαφικών τεμαχιδίων	Ποσοστό % κατά βάρος διερχόμενων εδαφικών τεμαχιδίων (αθροιστικά)
1	2,000	0	100
2	1,000	0,27	99,73
3	0,500	27,45	72,28
4	0,250	38,94	33,34
5	0,106	27,62	5,72
6	0,053	4,45	1,27



Σχήμα 4.37 Κοκκομετρική καμπύλη τρίτου εδαφικού δείγματος [Πηλώδης Άμμος (LS)]

#### 4.4.2 Βαθμονόμηση του μετατροπέα πίεσης (Pressure Transducer)

Χρησιμοποιώντας την πειραματική διάταξη του Σχήματος 4.3, πραγματοποιήθηκε για τρίτη φορά το πείραμα βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης, που θα χρησιμοποιούταν στα πειράματα μελέτης της κίνησης του νερού δια μέσου του τρίτου εδαφικού δείγματος. Η διαδικασία ήταν ακριβώς η ίδια που ακολουθήθηκε και στα δύο προηγούμενα εδαφικά δείγματα και η γραφική παράσταση που εξήχθη από τα πειράματα αυτά, απεικονίζεται στο Σχήμα 4.38.



Σχήμα 4.38 Γραφική παράσταση βαθμονόμησης του μετατροπέα πίεσης (pressure transducer)

Η ευθεία η οποία προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία είναι η:

$$Y = 8,6712 X - 27,03, (R^2 = 0,9989, mse = 0,92)$$



και επομένως οι τιμές των σταθερών A και B είναι οι εξής:

$$A = 8,6712$$

$$B = -27,03$$

Οι τιμές αυτές εισήχθησαν στο λογισμικό του συστήματος μέτρησης της πίεσης, ώστε να γίνει η μετατροπή των mV σε mbar.

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

Η μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού για το τρίτο έδαφος έγινε με τη βοήθεια της πειραματικής διάταξης που απεικονίζεται στο Σχήμα 4.5, οι οποία χρησιμοποιήθηκε και στα δύο προηγούμενα εδάφη. Οι τιμές που μετρήθηκαν ήταν:

- $\Delta H = 15 \text{ cm}$
- $L = 12 \text{ cm}$
- $D = 6 \text{ cm}$
- $A = 28,27 \text{ cm}^2$
- $V/t = 8 \text{ cm}^3/\text{min}$

Από τις μετρήσεις αυτές και με τη βοήθεια της σχέσης (4.4), υπολογίστηκε η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού ίση με:

$$K_s = 0,2265 \text{ cm/min} = 13,5900 \text{ cm/h}$$

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

Για τη μελέτη της κίνησης του νερού στο τρίτο εδαφικό δείγμα, χρησιμοποιήθηκε ακριβώς η ίδια πειραματική στήλη που χρησιμοποιήθηκε και στα πειράματα του δεύτερου εδαφικού δείγματος. Στον πυθμένα της κολόνας τοποθετήθηκε γεώφασμα με υδραυλική αγωγιμότητα πολύ μεγαλύτερη από αυτή που υπολογίστηκε για το τρίτο έδαφος. Ο τρόπος πλήρωσης της κολόνας με το εδαφικό δείγμα, ήταν και πάλι αυτός που περιγράφεται στα πειράματα του 1<sup>ου</sup> εδάφους. Οι 6 αισθητήρες του TDR, που χρησιμοποιήθηκαν για τη

μέτρηση της υγρασίας, τοποθετήθηκαν ακριβώς στις ίδιες θέσεις με το προηγούμενο εδαφικό δείγμα (αμώδης πηλός – SL) και οι οποίες φαίνονται στον Πίνακα 4.4.

#### 4.4.5 Μελέτη της αθροιστικής διήθησης στο τρίτο εδαφικό δείγμα

Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε προκειμένου να μελετηθεί η κίνηση του νερού στο τρίτο έδαφος κατά το φαινόμενο της διήθησης, φαίνεται στις Εικόνες 4.2 και 4.3 και είναι η ίδια ακριβώς με αυτή που χρησιμοποιήθηκε και στη μελέτη του δεύτερου εδαφικού δείγματος. Ο τρόπος διαβροχής του εδάφους, αλλά και η διαδικασία λήψης των μετρήσεων ήταν ακριβώς η ίδια με αυτή που ακολουθήθηκε στα προηγούμενα εδάφη.

Από τις μετρήσεις εξήχθη η καμπύλη του αθροιστικού εισερχόμενου όγκου σε συνάρτηση με το χρόνο (Σχήμα 4.39).

Η καμπύλη προσαρμογής του Σχήματος 4.39 που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία, έχει τη μορφή:

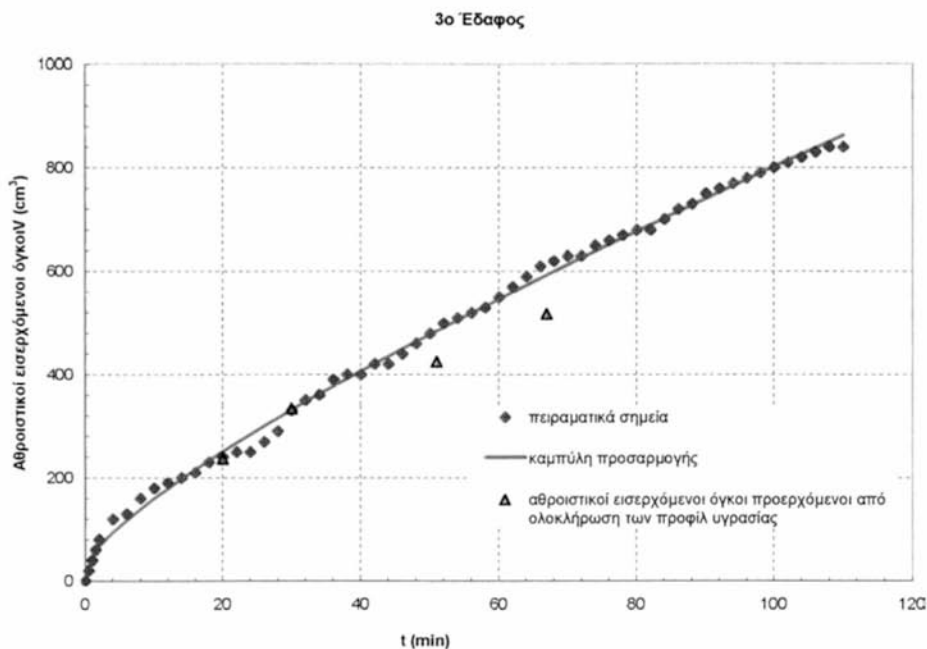
$$V = 16,88123499t^{0,818134141} + 33,78957129t^{0,164206382} \quad (4.12)$$

Η καμπύλη αυτή σε διαστάσεις αθροιστικής διήθησης [L] γίνεται:

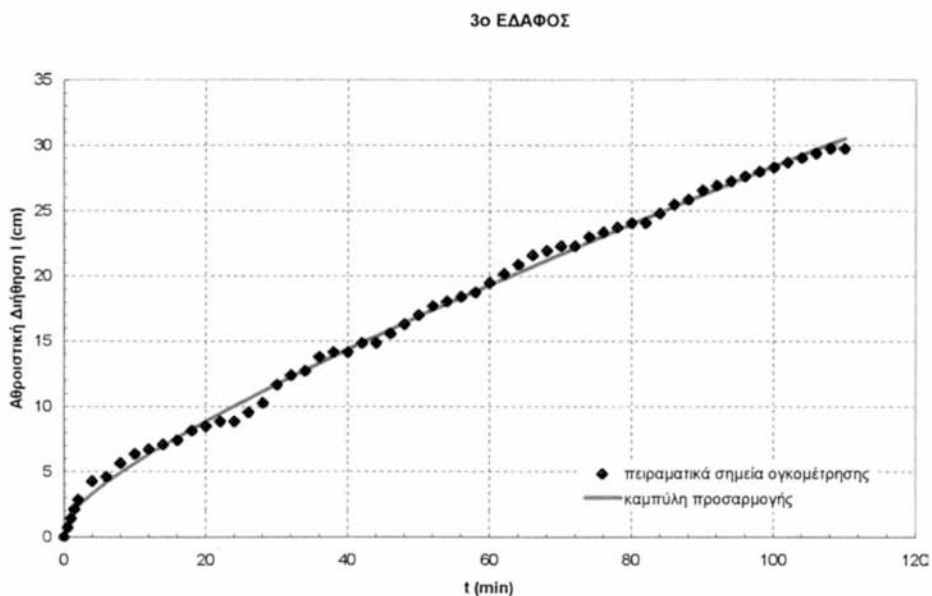
$$I = 0,597354387t^{0,818134141} + 1,195667774t^{0,164206382}, \text{ mse} = 0,157 \quad (4.13)$$

και παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.40.

Στα Σχήματα 4.39 και 4.40 φαίνεται ότι στην αρχή του φαινομένου, όταν το έδαφος είναι ξηρό, η κλίση  $dl/dt$  έχει πολύ μεγάλη τιμή και στη συνέχεια υπάρχει μεγάλη μείωση της κλίσης αυτής, που οφείλεται στους ίδιους λόγους που προαναφέρθηκαν στη συζήτηση για τα δύο προηγούμενα εδάφη.



**Σχήμα 4.39** Πειραματικοί εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού σε συνάρτηση με το χρόνο και εισερχόμενοι αθροιστικοί όγκοι νερού που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

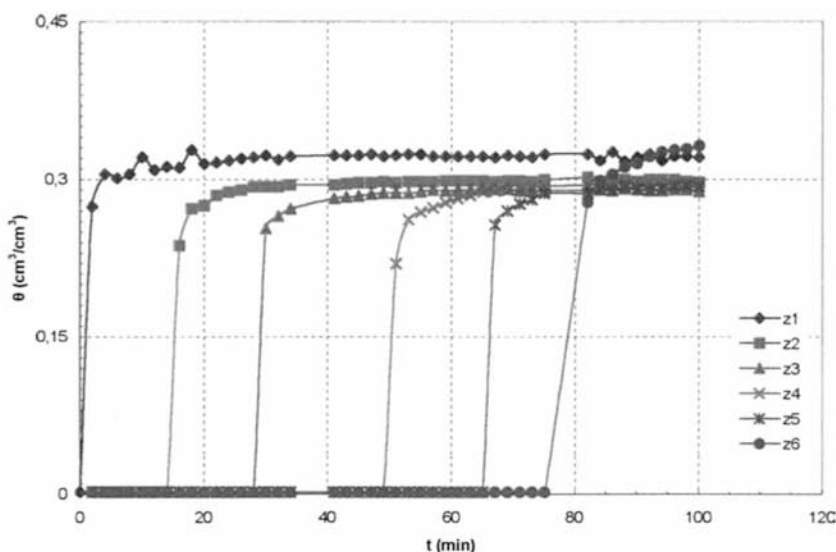


**Σχήμα 4.40** Πειραματικά σημεία αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

Στο Σχήμα 4.41 φαίνονται οι καμπύλες υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο για τους 6 αισθητήρες του TDR.

Σε όλες τις περιπτώσεις, όταν η υγρασία έφτανε στο βάθος του κάθε αισθητήρα, η κλίση  $d\theta/dt$  αυξανόταν απότομα και στη συνέχεια μετά από μερικά λεπτά μηδενιζόταν, οπότε και οι τιμές της υγρασίας ήταν πλέον σταθερές για κάθε αισθητήρα. Οι σταθερές αυτές τιμές της υγρασίας, όπως φαίνεται και στο Σχήμα 4.41, κυμαίνονταν από περίπου 0,29 έως 0,32  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ .

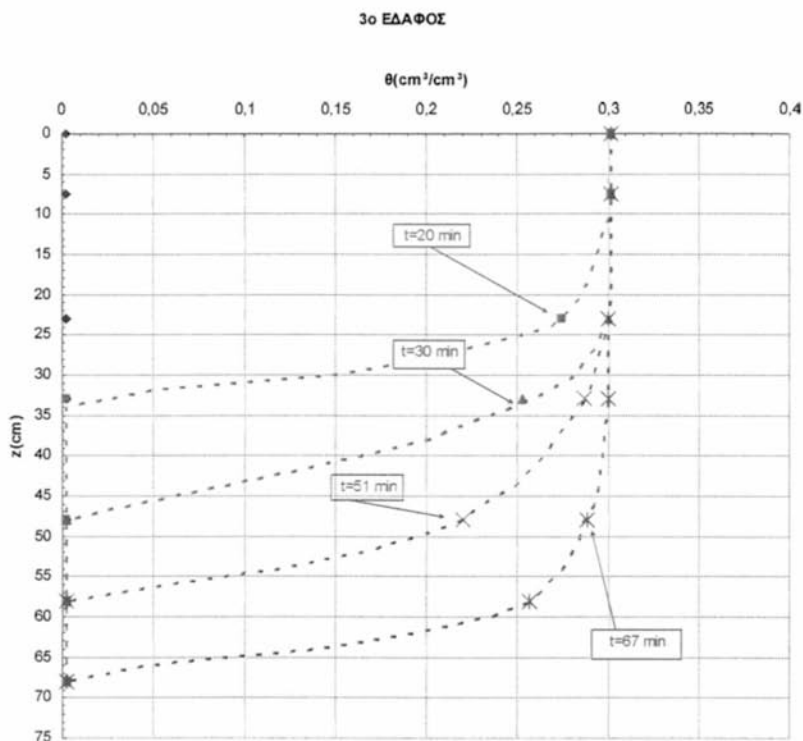
## 3ο ΕΔΑΦΟΣ



Σχήμα 4.41 Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, για κάθε αισθητήρα του TDR  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

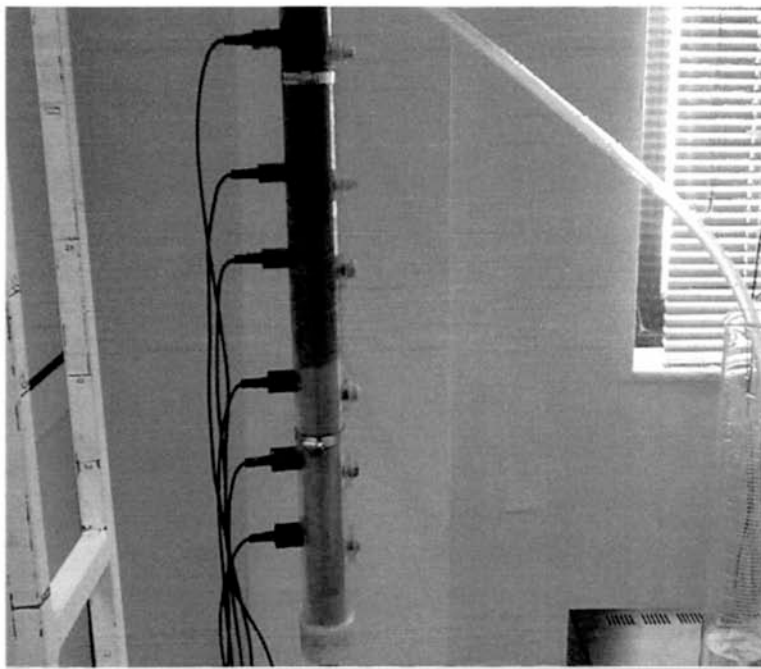
Στο Σχήμα 4.42 απεικονίζεται η εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το βάθος για διάφορους χρόνους (μέτωπα υγρασίας). Μέσω της σχέσης (4.10) υπολογίστηκαν τα εμβαδά για διάφορους χρόνους, τα οποία πολλαπλασιασμένα επί τη διατομή της εδαφικής στήλης, εκφράζουν τους αθροιστικούς όγκους νερού που εισήλθαν στο έδαφος τις συγκεκριμένες χρονικές στιγμές. Οι όγκοι αυτοί της ολοκλήρωσης των προφίλ υγρασίας συγκρίθηκαν με τις τιμές που μετρήθηκαν ογκομετρικά και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.39. Στο σχήμα αυτό είναι εμφανές ότι την 1<sup>η</sup> μισή ώρα του φαινομένου της διήθησης οι όγκοι ολοκλήρωσης και οι όγκοι ογκομέτρησης ταυτίζονται. Στη συνέχεια παρατηρείται μία σταθερή διαφορά

μεταξύ των όγκων αυτών, η οποία όμως είναι μέσα στα όρια του πειραματικού σφάλματος.



**Σχήμα 4.42** Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το βάθος, προφίλ εδαφικής υγρασίας [Πηλώδης Άμμος (LS)]

Στην Εικόνα 4.6 φαίνεται το μέτωπο υγρασίας σε μία τυχαία χρονική στιγμή.

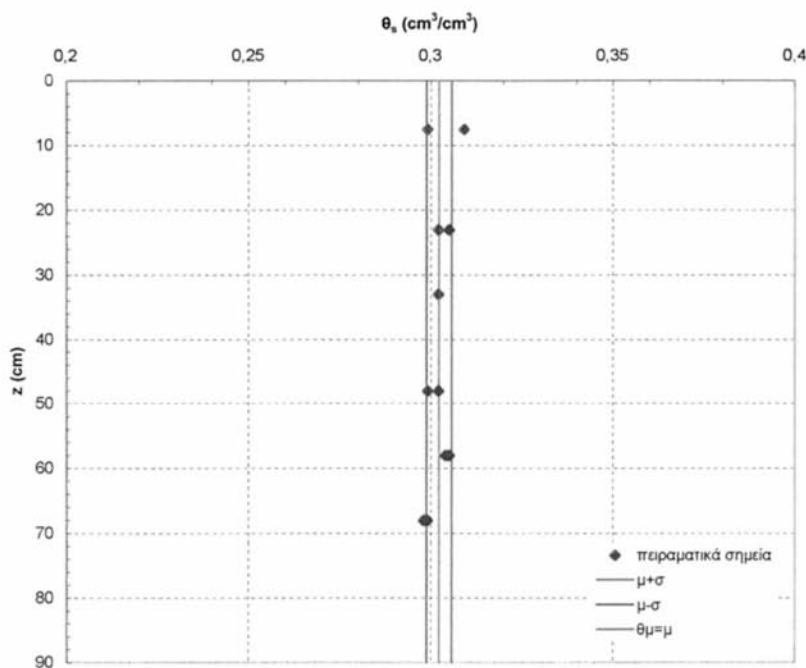


Εικόνα 4.6 Κίνηση του μετώπου υγρασίας στο τρίτο εδαφικό δείγμα, [Πηλώδης Άμμος (LS)]

#### 4.4.6 Χαρακτηριστικές καμπύλες τρίτου εδάφους – Υστέρηση

Η μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών του εδάφους έγινε με τη βοήθεια της διάταξης που φαίνεται στις Εικόνες 4.4 και 4.5. Η αρχική υγρασία του εδάφους μετρήθηκε με ζύγιση και η κατ' όγκο τιμή της ήταν  $0,002 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Όπως ακριβώς και στα προηγούμενα εδαφικά δείγματα έτσι και σε αυτό, πραγματοποιήθηκε πρώτα η 1<sup>η</sup> διύγρανση μέχρι το έδαφος να έρθει στον κορεσμό. Η 1<sup>η</sup> διύγρανση πραγματοποιήθηκε σε 5 στάδια. Στο τέλος του 5<sup>ου</sup> σταδίου μετρήθηκε η υγρασία κορεσμού του εδάφους και ελέγχθηκε η ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού και άρα του πορώδους. Από τις μετρήσεις αυτές εξήχθη το Σχήμα 4.43:



Σχήμα 4.43 Έλεγχος ομοιομορφίας κορεσμού τρίτου εδαφικού δείγματος  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

Παρατηρείται καλή ομοιομορφία της υγρασίας κορεσμού σε όλο το βάθος της εδαφικής στήλης. Η μέση τιμή της υγρασίας κορεσμού που υπολογίστηκε είναι:

$$\theta_s = 0,302 \text{ cm}^3/\text{cm}^3, \sigma = 0,003 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$$

Η αντίστοιχη τιμή της υγρασίας κορεσμού που υπολογίστηκε δια ζυγίσεως είναι  $\theta_s=0,31 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Η κατανομή σχετικών συχνοτήτων των πειραματικών τιμών δίνει μεγάλη συγκέντρωση στην περιοχή της μέσης τιμής με μικρές αποκλίσεις εκατέρωθεν



αυτής και άρα η κατανομή θεωρείται κανονική. Η πιθανότητα να βρίσκονται οι πειραματικές τιμές στην περιοχή από  $\mu - \sigma$  έως  $\mu + \sigma$  είναι:

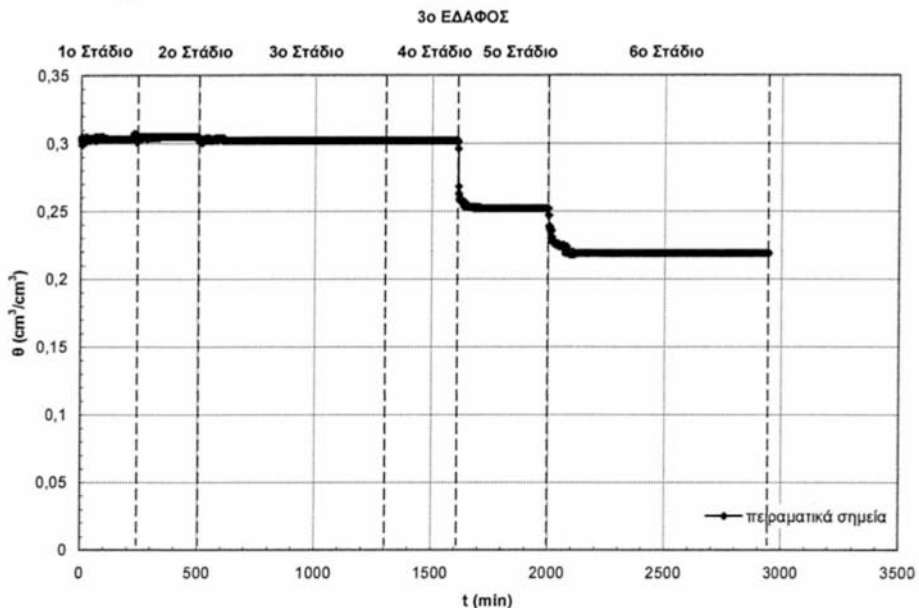
$$\text{Pr ob}[\mu - \sigma \leq x \leq \mu + \sigma] = \text{Pr ob}[-1 \leq z \leq 1] \approx 0,492, \text{ όπου: } z = \frac{x - \mu}{\sigma} \in N(0,1).$$

#### 4.4.6.a Πρώτη στράγγιση

Αμέσως μετά τον κορεσμό της εδαφικής στήλης πραγματοποιήθηκε η 1<sup>η</sup> **στράγγιση** σε 6 στάδια. Κατά τα στάδια αυτά η κατακόρυφη απόσταση της επιφάνειας του δοχείου στράγγισης από την κεραμική κάψα, αλλά και η χρονική διάρκεια του κάθε σταδίου ήταν:

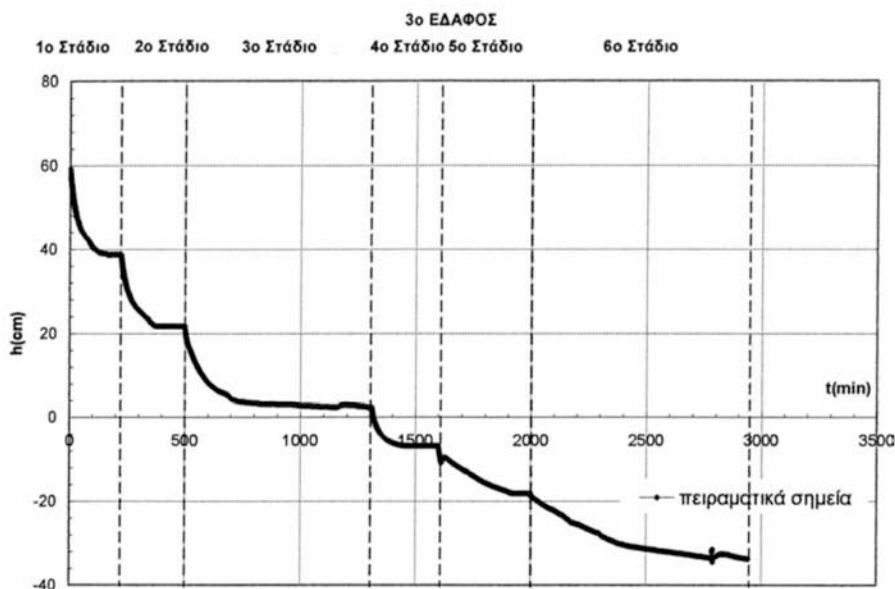
- **1<sup>ο</sup> Στάδιο:** + 38 cm,  $\Delta t_1 = (225 - 0) \text{ min} = 225 \text{ min}$ .
- **2<sup>ο</sup> Στάδιο:** + 22 cm,  $\Delta t_2 = (501 - 225) \text{ min} = 276 \text{ min}$ .
- **3<sup>ο</sup> Στάδιο:** + 2 cm,  $\Delta t_3 = (1310 - 501) \text{ min} = 809 \text{ min}$ .
- **4<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 8 cm,  $\Delta t_4 = (1601 - 1310) \text{ min} = 291 \text{ min}$ .
- **5<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 18 cm,  $\Delta t_5 = (2001 - 1601) \text{ min} = 400 \text{ min}$ .
- **6<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 38 cm,  $\Delta t_6 = (2943 - 2001) \text{ min} = 942 \text{ min}$ .

Από τις μετρήσεις της συσκευής TDR, αλλά και του μετατροπέα πίεσης κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση, εξήχθησαν οι καμπύλες υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο για όλα τα στάδια μαζί. Οι καμπύλες αυτές παρουσιάζονται στα Σχήματα 4.44 και 4.45.



**Σχήμα 4.44** Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την πρώτη στράγγιση [Πηλώδης Άμμος (LS)]

Στο Σχήμα 4.44 απεικονίζεται η εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο για τα 6 στάδια της 1<sup>ης</sup> στράγγισης. Μέχρι και το 4<sup>ο</sup> στάδιο δεν παρατηρήθηκε μεταβολή στην υγρασία του εδάφους, σε αντίθεση με το 5<sup>ο</sup> στάδιο, όπου υπήρξε πολύ μεγάλη μεταβολή της υγρασίας. Αυτό οφειλόταν στο ισχυρό αρνητικό φορτίο στο οποίο υποβλήθηκε το έδαφος. Η τελική σταθερή τιμή της υγρασίας σε αυτό το στάδιο ήταν 0,25 περίπου. Αξιόλογη μεταβολή υπήρξε και στο επόμενο στάδιο, όπου το φορτίο που εφαρμόστηκε ήταν κατ' απόλυτη τιμή ακόμη μεγαλύτερο. Τελικά η υγρασία του εδάφους πήρε την τιμή 0,22 και σταθεροποιήθηκε σε αυτήν την τιμή.



**Σχήμα 4.45** Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την πρώτη στράγγιση  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

Σε αντίθεση με τις μεταβολές της υγρασίας του εδάφους, η πίεση μειώθηκε αξιοσημείωτα από την αρχή του 1<sup>ου</sup> σταδίου της 1<sup>ης</sup> στράγγισης. Η τελική τιμή στην οποία η πίεση σταθεροποιήθηκε ήταν περίπου + 38 cm, όσο ακριβώς και το επιβαλλόμενο φορτίο στην κεραμική κάψα και η σταθερή αυτή τιμή ελήφθη περίπου 100 min μετά την έναρξη του πειράματος. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο το φορτίο που εφαρμόστηκε ήταν + 22 cm. Η πίεση μειώθηκε πάρα πολύ στα πρώτα 150 min του σταδίου αυτού και τελικά σταθεροποιήθηκε στην τιμή των 22 cm περίπου. Κατά το 3<sup>ο</sup> στάδιο, το δοχείο στράγγισης τοποθετήθηκε περίπου στο ύψος της κεραμικής κάψας και έτσι το επιβαλλόμενο εξωτερικά φορτίο ήταν + 2 cm. Έτσι στα πρώτα 200 – 250 min του σταδίου η κλίση  $dh/dt$  ήταν αρκετά μεγάλη, για να μηδενιστεί αργότερα στην τιμή των 2 cm. Στο 4<sup>ο</sup> στάδιο υπήρξε νέα μείωση της πίεσης και 100 min μετά, σταθεροποίησή της στην τιμή – 8 cm. Κατά το 5<sup>ο</sup> στάδιο εφαρμόστηκε φορτίο – 18 cm. Τέλος στο 6<sup>ο</sup> στάδιο

υπήρξε νέα μείωση στις τιμές της πίεσης, όμως πριν η πίεση σταθεροποιηθεί σε μία τιμή, διακόπηκε η συνέχεια του νερού στο σωλήνα μέσω του οποίου στράγγιζε η εδαφική στήλη και έτσι το πείραμα διεκόπη, γιατί η διακοπή της συνέχειας του νερού σήμανε το τέλος της 1<sup>ης</sup> στράγγισης.

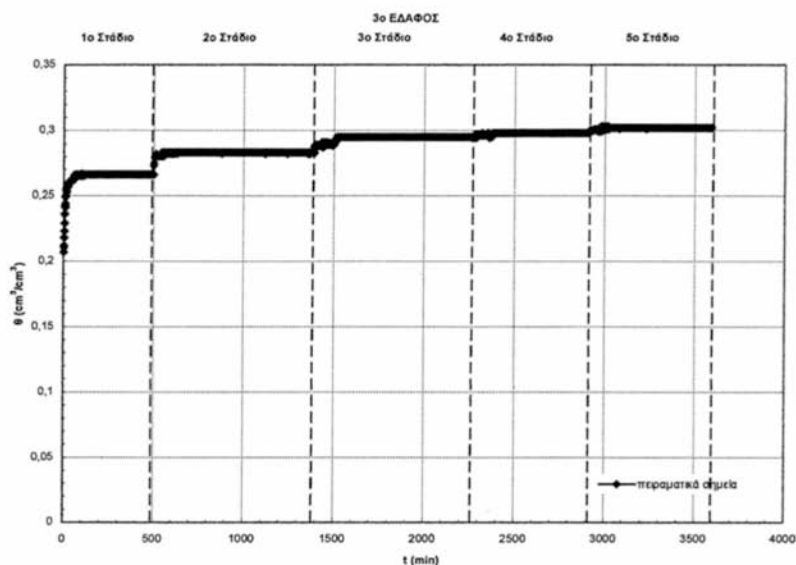
#### 4.4.6.β Δεύτερη διύγρανση

Μετά το πέρας της 1<sup>ης</sup> στράγγισης ξεκίνησε η διαδικασία της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης, η οποία ολοκληρώθηκε σε 5 στάδια, κατά τα οποία οι αποστάσεις της φιάλης Marriotte από την κεραμική κάψα, αλλά και οι χρονικές διάρκειές τους ήταν:

- 1<sup>ο</sup> Στάδιο: - 6 cm,  $\Delta t_1 = (500 - 0) \text{ min} = 500 \text{ min}$ .
- 2<sup>ο</sup> Στάδιο: + 7 cm,  $\Delta t_2 = (1390 - 500) \text{ min} = 890 \text{ min}$ .
- 3<sup>ο</sup> Στάδιο: + 24 cm,  $\Delta t_3 = (2265 - 1390) \text{ min} = 875 \text{ min}$ .
- 4<sup>ο</sup> Στάδιο: + 42 cm,  $\Delta t_4 = (2914 - 2265) \text{ min} = 649 \text{ min}$ .
- 5<sup>ο</sup> Στάδιο: + 62 cm,  $\Delta t_5 = (3592 - 2914) \text{ min} = 678 \text{ min}$ .

Οι καμπύλες υγρασίας και πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο κατά τη 2<sup>η</sup> διύγρανση φαίνονται στα Σχήματα 4.46 και 4.47 αντίστοιχα.

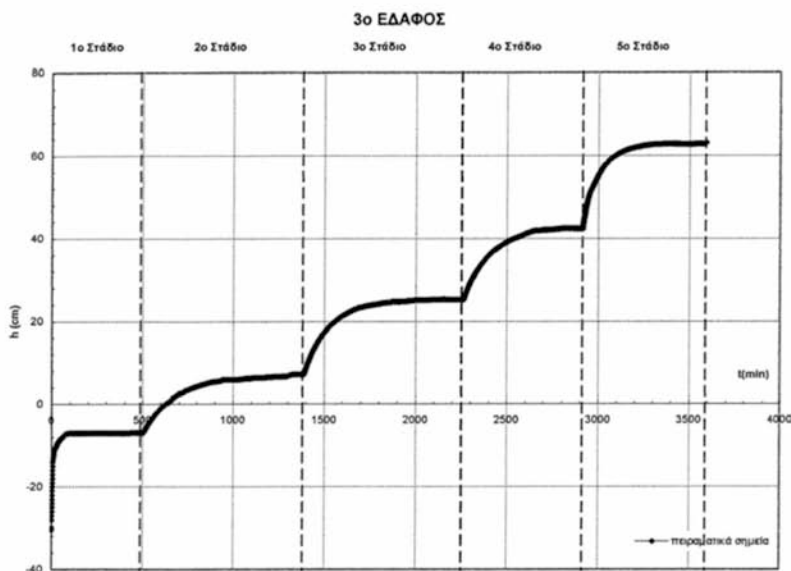
Κατά τη 2<sup>η</sup> διύγρανση του τρίτου εδαφικού δείγματος, η οποία πραγματοποιήθηκε σε 5 στάδια, παρατηρήθηκε σταδιακή αύξηση της εδαφικής υγρασίας, με την κλίση  $d\theta/dt$  να μειώνεται σταδιακά από το 1<sup>ο</sup> προς το 5<sup>ο</sup> στάδιο. Πράγματι, η μεταβολή στην τιμή της εδαφικής υγρασίας ήταν στο 1<sup>ο</sup> στάδιο η μεγαλύτερη, με το έδαφος να φτάνει μετά από 100 min περίπου στην σταθερή τιμή υγρασίας 0,27. Παρόλο που το δοχείο Marriotte είχε τοποθετηθεί 5 cm κάτω από τον αισθητήρα του TDR, οι τριχοειδείς δυνάμεις οδήγησαν την υγρασία στο ύψος του αισθητήρα, με αποτέλεσμα να αυξηθεί κατακόρυφα η τιμή της υγρασίας του. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο η υγρασία του εδάφους σταθεροποιήθηκε πολύ πιο γρήγορα φτάνοντας στην τιμή 0,28 περίπου και αυτό δικαιολογείται από το γεγονός ότι σε αυτό το στάδιο το δοχείο Marriotte βρισκόταν 5 cm πάνω από τον αισθητήρα του TDR.



**Σχήμα 4.46** Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά την δεύτερη διύγρυνση [Πηλώδης Άμμος (LS)]

Στο 3<sup>ο</sup> στάδιο η υγρασία αυξήθηκε και σταθεροποιήθηκε στην τιμή 0,29, μετά από 100 min από την έναρξη του σταδίου. Στο 5<sup>ο</sup> στάδιο υπήρξε μικρή μεταβολή της υγρασίας, η οποία σταθεροποιήθηκε στην τιμή 0,3. Τέλος στο 6<sup>ο</sup> και τελευταίο στάδιο της 2<sup>ης</sup> διύγρυνσης η υγρασία αυξήθηκε λίγο, φτάνοντας ελάχιστα πάνω από την τιμή 0,3.

Η πίεση στο νερό του εδάφους αυξήθηκε πάρα πολύ στα πρώτα 50 min του 1<sup>ου</sup> σταδίου της 2<sup>ης</sup> διύγρυνσης. Στη συνέχεια η πίεση σταθεροποιήθηκε στην τιμή  $-6$  cm. Στο επόμενο στάδιο η κλίση  $dh/dt$  ήταν θετική και στην αρχή μεγάλη, όμως στη συνέχεια μηδενίστηκε όταν η πίεση σταθεροποιήθηκε στην τιμή  $+7$  cm. Στο 3<sup>ο</sup> στάδιο εφαρμόστηκε φορτίο  $+24$  cm. Στην αρχή του σταδίου η κλίση  $dh/dt$  ήταν μεγάλη, όμως μετά από αρκετά λεπτά μηδενίστηκε και η πίεση πήρε τιμή ίση με το εφαρμοζόμενο φορτίο.



**Σχήμα 4.47** Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά τη δεύτερη διύγρυνση  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

Στο 4<sup>ο</sup> στάδιο αρχικά η πίεση αυξήθηκε, όμως 300 περίπου min μετά την έναρξη του σταδίου η πίεση σταθεροποιήθηκε στα 42 cm περίπου. Τέλος στο 5<sup>ο</sup> στάδιο της διύγρυνσης το φορτίο που εφαρμόστηκε ήταν + 62 cm. Υπήρχε σταθερή κλίση  $dh/dt$  στην αρχή του σταδίου και μηδενισμός της κλίσης 200 min αργότερα.

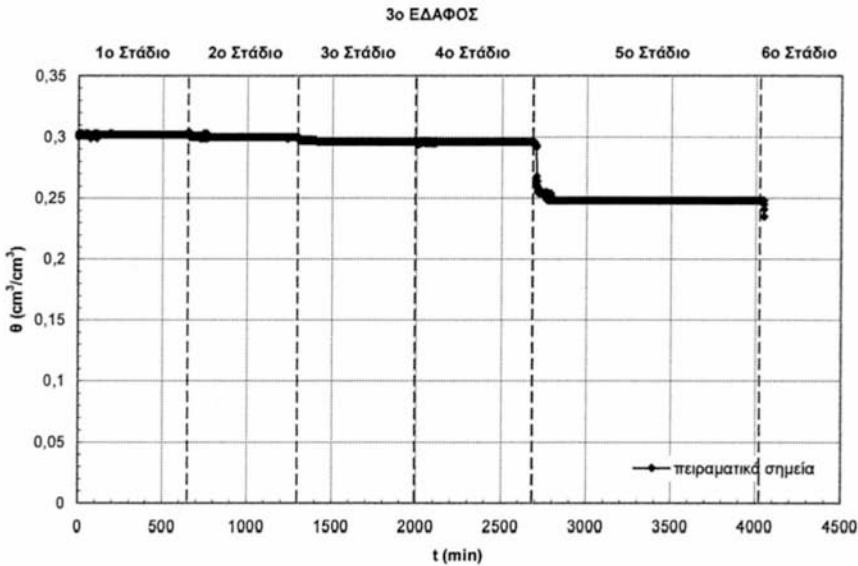
#### 4.4.6.γ Δεύτερη στράγγιση

Η 2<sup>η</sup> στράγγιση πραγματοποιήθηκε σε 6 στάδια, τα οποία είχαν ως εξής:

- 1<sup>ο</sup> Στάδιο: + 38 cm,  $\Delta t_1 = (649 - 0) \text{ min} = 649 \text{ min}$ .
- 2<sup>ο</sup> Στάδιο: + 20 cm,  $\Delta t_2 = (1300 - 649) \text{ min} = 651 \text{ min}$ .
- 3<sup>ο</sup> Στάδιο: + 4 cm,  $\Delta t_3 = (2002 - 1300) \text{ min} = 702 \text{ min}$ .
- 4<sup>ο</sup> Στάδιο: - 8 cm,  $\Delta t_4 = (2691 - 2002) \text{ min} = 689 \text{ min}$ .

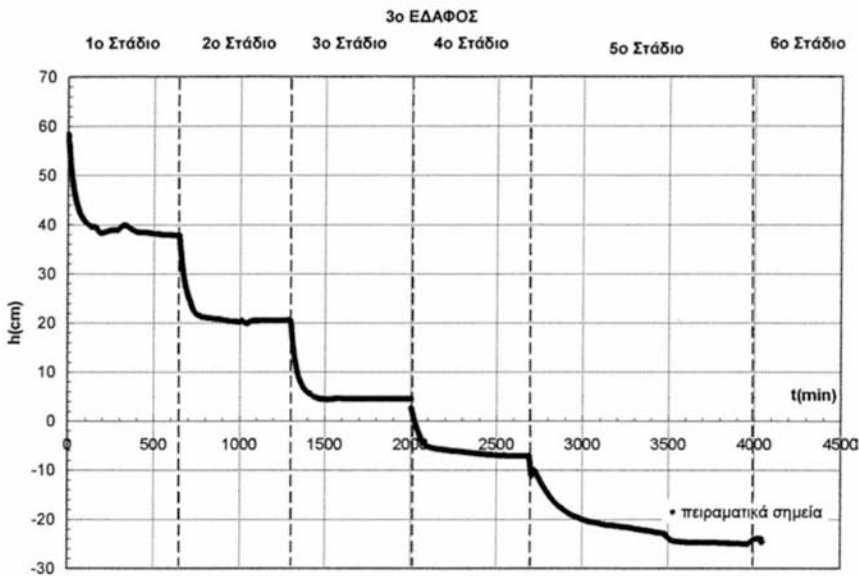
- **5<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 26 cm,  $\Delta t_s = (4046 - 2691) \text{ min} = 1355 \text{ min}$ .
- **6<sup>ο</sup> Στάδιο:** - 60 cm,  $\Delta t_s = (4048 - 4046) \text{ min} = 2 \text{ min}$ .

Τα αντίστοιχα διαγράμματα απεικονίζονται στα Σχήματα 4.48 και 4.49.



**Σχήμα 4.48** Εδαφική υγρασία σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά τη δεύτερη στράγγιση  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

Κατά τη 2<sup>η</sup> στράγγιση η υγρασία δε μεταβλήθηκε σημαντικά μέχρι και το 4<sup>ο</sup> στάδιο. Η πιο σημαντική μεταβολή υγρασίας σημειώθηκε στο 5<sup>ο</sup> στάδιο, όπου εφαρμόστηκε και το μεγαλύτερο κατ' απόλυτη τιμή φορτίο. Έτσι η υγρασία στο τέλος του σταδίου αυτού είχε τη σταθερή τιμή 0,295 περίπου. Αμέσως μετά την έναρξη του 6<sup>ου</sup> σταδίου, διακόπηκε η συνέχεια του νερού στο σωλήνα στράγγισης και επομένως από εκεί και μετά δεν ελήφθησαν μετρήσεις διότι το φαινόμενο της στράγγισης είχε περατωθεί.



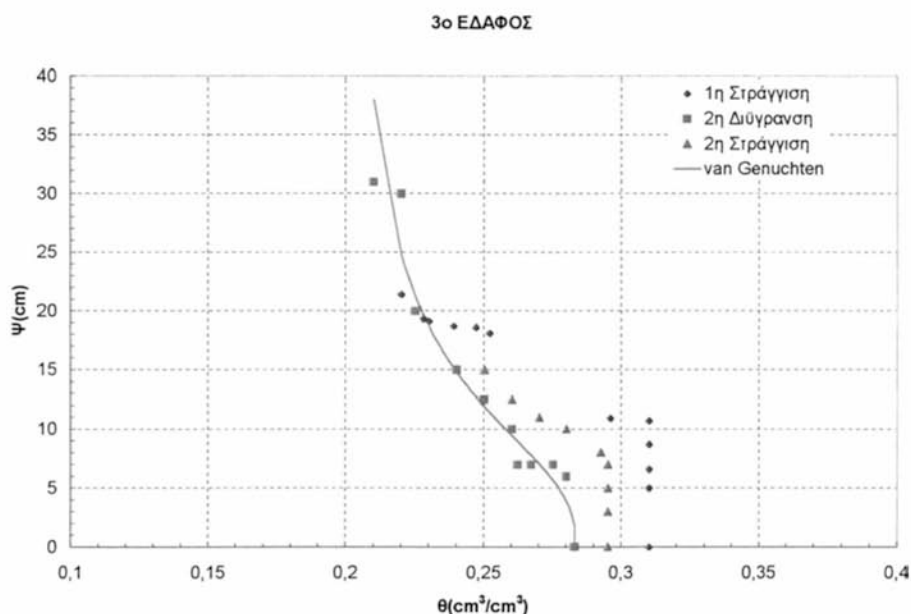
**Σχήμα 4.49** Πίεση σε συνάρτηση με το χρόνο, κατά τη δεύτερη στράγγιση  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

Στην αρχή κάθε σταδίου η κλίση  $dh/dt$  ήταν μεγάλη, αλλά στο τέλος των σταδίων η κλίση αυτή μηδενιζόταν. Έτσι στο 1<sup>ο</sup> στάδιο η πίεση πήρε τελική τιμή περίπου 38 cm. Στο 2<sup>ο</sup> στάδιο η πίεση σταθεροποιήθηκε στην τιμή 20 cm. Κατά το 3<sup>ο</sup> στάδιο η πίεση ήταν περίπου 4 cm. Στο 4<sup>ο</sup> στάδιο η τελική πίεση είχε τιμή - 8 cm. Στο 5<sup>ο</sup> στάδιο η τελική τιμή της πίεσης ήταν - 26 cm. Στο επόμενο στάδιο, όπως ήδη έχει αναφερθεί δεν ελήφθησαν μετρήσεις διότι στην αρχή του σταδίου ολοκληρώθηκε η στράγγιση και διακόπηκε η συνέχεια του νερού.



#### 4.4.6.δ Χαρακτηριστικές καμπύλες

Οι παραπάνω καμπύλες  $\theta(t)$  και  $h(t)$  χρησιμοποιήθηκαν για το σχεδιασμό των χαρακτηριστικών καμπυλών του τρίτου εδαφικού δείγματος, κατά την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση. Οι χαρακτηριστικές καμπύλες του 3<sup>ου</sup> εδάφους παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.50.



**Σχήμα 4.50** Χαρακτηριστικές καμπύλες για την 1<sup>η</sup> στράγγιση, τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και τη 2<sup>η</sup> στράγγιση. [Πηλώδης Άμμος (LS)]

Έγινε προσέγγιση των πειραματικών σημείων της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης από το μοντέλο του van Genuchten, η οποία είναι πολύ ικανοποιητική ( $mse = 8,113$ ). Μεγαλύτερη αναφορά στο μοντέλο αυτό, γίνεται στο επόμενο κεφάλαιο.

Και σε αυτό το έδαφος είναι εμφανές το φαινόμενο της υστέρησης. Το εύρος τιμών υγρασίας στο έδαφος αυτό, κυμαίνεται από περίπου 0,22, που είναι η υπολειπόμενη σε αυτό υγρασία, έως σχεδόν 0,31 που είναι περίπου η

υγρασία κορεσμού. Για μία ακόμη φορά υπάρχει εγκλωβισμός αέρα στο έδαφος ο όγκος του οποίου είναι περίπου 0,03.

#### 4.5 Σύνοψη – αποτελέσματα

Στο κεφάλαιο αυτό μελετήθηκε η αθροιστική διήθηση του νερού σε τρία εδαφικά δείγματα με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες με ελαφρύτερο το πρώτο και βαρύτερο το δεύτερο. Συγκρίνοντας τη συμπεριφορά της κίνησης του νερού διαμέσου καθενός από τα ανωτέρω εδάφη, προκύπτει ότι στους πρώτους χρόνους του φαινομένου η ταχύτητα διήθησης είναι στο αμμώδες έδαφος περίπου ίση με 1,666 cm/min, στον αμμώδη πηλό ίση με 0,6 cm/min και στην πηλώδη άμμο ίση με 1 cm/min. Υπάρχει, λοιπόν, μία αύξουσα διαβάθμιση της ταχύτητας διήθησης (από το βαρύτερο προς το ελαφρύτερο έδαφος) στους αρχικούς χρόνους της διήθησης. Το ίδιο συμβαίνει και με τη μέγιστη τιμή υγρασίας, στην οποία φτάνει το έδαφος κατά τη διήθηση, αλλά με αντίστροφη διάταξη. Έτσι το βαρύτερο έδαφος φτάνει στη μεγαλύτερη υγρασία σε σχέση με τα άλλα δύο, ενώ το ελαφρύτερο στη μικρότερη εκ των τριών.

Όσον αφορά τα μέτωπα της εδαφικής υγρασίας παρατηρείται πολύ γρήγορη κίνηση του μετώπου στο αμμώδες έδαφος, πιο αργή κίνηση του μετώπου στην πηλώδη άμμο και εξαιρετικά αργή κίνηση μετώπου στον αμμώδη πηλό.

Κατά τη δύγρανση και στράγγιση των εδαφών από τον πυθμένα τους, οι μεταβολές υγρασίας ήταν πολύ μεγαλύτερες στο αμμώδες έδαφος, μικρότερες στην πηλώδη άμμο και πολύ μικρές στον αμμώδη πηλό, που ήταν και το βαρύτερο εδαφικό δείγμα. Αντίθετα οι μεταβολές των πιέσεων ήταν σχεδόν ίδιες και στα 3 εδάφη και οι τελικές τιμές τους ίσες με τα εξωτερικά εφαρμοζόμενα φορτία.

Λόγω των μεγάλων μεταβολών υγρασίας στο αμμώδες έδαφος, οι χαρακτηριστικές καμπύλες ήταν ευκρινείς και το φαινόμενο της υστέρησης έντονο με μεγάλο βρόχο υστέρησης. Μικρότερο βρόχο από το αμμώδες παρουσίασε η πηλώδης άμμος και το μικρότερο βρόχο από όλα τα εδαφικά

δείγματα παρουσίασε ο αμμώδης πηλός. Η άμμος και η πηλώδης άμμος παρουσίασαν εγκλωβισμό αέρα όγκου 0,03, ενώ ο αμμώδης πηλός παρουσίασε εγκλωβισμό αέρα όγκου 0,02.

Από βιβλιογραφικές αναφορές σχετικά με το φαινόμενο της υστέρησης (Kalfountzos 2002, Ευαγγελίδης 2001, Αραμπατζής 2000, Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη 1986, Topp 1969 & 1971, Vachaud and Thony 1971, Poulouvassilis 1969 & 1962, κ.α.) προκύπτει ότι, το εμβαδόν κάτω από τη χαρακτηριστική καμπύλη στράγγισης εκφράζει το έργο που απαιτείται για την πλήρη στράγγιση ενός μοναδιαίου όγκου κορεσμένου εδάφους. Το ίδιο συμβαίνει και για την πλήρη διήθηση. Η διαφορά των δύο προηγούμενων εμβαδών αποτελεί το έργο της υστέρησης το οποίο εκφράζεται από τον τύπο:

$$\frac{W}{\gamma_w} = \int_0^{\theta_s} \psi(\theta) d\theta, \quad (4.14)$$

όπου  $\gamma_w = 1 \text{ g/cm}^3$  είναι το ειδικό βάρος του νερού. Σύμφωνα με τα πειράματα που παρουσιάστηκαν στο κεφάλαιο αυτό, υπάρχει μία διαβάθμιση των έργων υστέρησης των τριών υπό μελέτη εδαφικών δειγμάτων.

**ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 4<sup>ο</sup> ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ**

- 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.
- 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, pp. 172 – 183.
- 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, pp. 521 – 527.
- 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.
- Darcy H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon, Paris pp.590.
- Ευαγγελίδης Χ., 2001. Ανάλυση του φαινομένου ροής συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 178.
- Καλφούντζος Δ., 2002. Πειραματικές διαδικασίες διήθησης – στράγγισης σε στρωματοποιημένα εδάφη και μαθηματική εξομοίωση. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος, σελ. 177.
- 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, pp. 130 – 138.

Μήτσιος Ι.Κ., 2001. Εδαφολογία. Αθήνα 2001, σελ. 313.

Μήτσιος Ι.Κ., Τούλιος Μ.Γ., Χαρούλης Α., Γάτσιος Φ., Φλωράς Σ., 2000. Εδαφολογική μελέτη και εδαφολογικός χάρτης του αγροκτήματος του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας στην περιοχή Βελεστίνου. Αθήνα 2000, σελ. 45.

Poulovassilis A., 1962. Hysteresis of pore water: an application of the concept of the independent domains. Soil Sci., (93), pp. 405 – 412.

Poulovassilis A., 1969. The effect of pore water hysteresis on the hydraulic conductivity. Soil Sci., Vol 20, pp. 52 – 56.

Σακελλάριου – Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.

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.

Topp G. C., 1971. Soil water hysteresis: The domain theory extended to pore interaction conditions. Soil Sci. Soc. Amer., Proc 35, pp. 219 – 225.

Topp G. C., 1971. Soil water hysteresis in silty loam and clay loam soils. Water Resour. Res. (7), pp. 914 – 920.

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.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5<sup>ο</sup>**

### **ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ**

#### **5.1 Γενικά**

Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται επεξεργασία των πειραματικών δεδομένων των υπό μελέτη τριών εδαφών με σκοπό την εύρεση της απορροφητικότητας του κάθε εδαφικού δείγματος. Ταυτόχρονα γίνεται σύγκριση του μοντέλου αθροιστικής διήθησης των Green & Ampt με αυτό του Parlange.

#### **5.2 ΠΡΩΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΑΜΜΩΔΕΣ)**

##### **5.2.1 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους – 1<sup>η</sup> προσέγγιση**

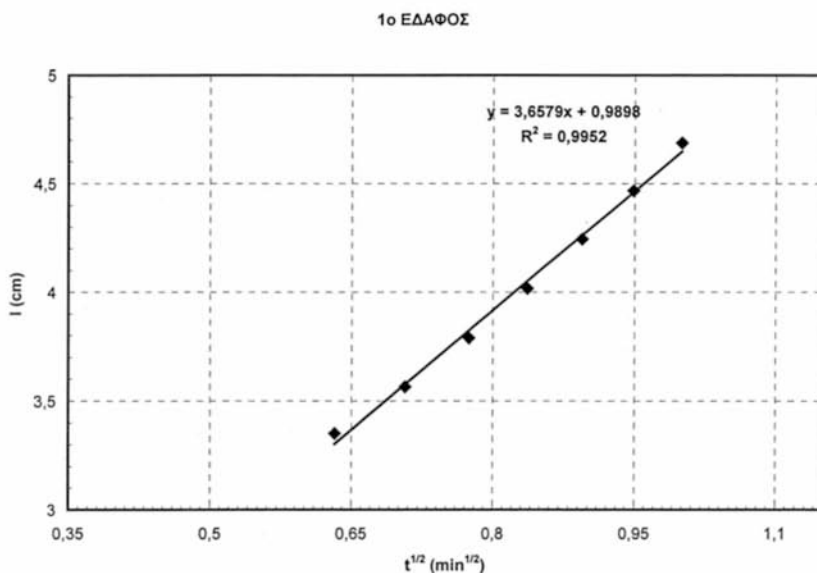
Σύμφωνα με τα αναφερόμενα στο Κεφάλαιο 2, μία πρώτη προσέγγιση της απορροφητικότητας του εδάφους μπορεί να γίνει με τη βοήθεια της σχέσης (2.41), η οποία ισχύει για πολύ μικρούς χρόνους. Στην αρχή του φαινομένου της διήθησης, όταν η ταχύτητα διήθησης είναι μεγάλη, η κλίση της γραφικής παράστασης της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου, δίνει την απορροφητικότητα του εδάφους. Στο Σχήμα 5.1 φαίνεται η γραφική παράσταση της αθροιστικής διήθησης  $I = I(t^{1/2})$ , καθώς επίσης και η εξίσωση της ευθείας που προσεγγίζει τα σημεία. Η εξίσωση αυτή είναι:

$$y = 3,6579x + 0,9898, \text{ (mse} = 0,001) \quad (5.1)$$

Κατά το σχεδιασμό της γραφικής παράστασης  $I = I(t^{1/2})$  χρησιμοποιήθηκαν χρόνοι μικρότεροι του χρόνου  $t_c$ , που αναφέρεται στην εξίσωση Τζιμόπουλου (2.13). Ο χρόνος  $t_c$  είναι ο χρόνος στον οποίο δημιουργείται το προφίλ του απείρου και οι δυνάμεις βαρύτητας επιδρούν στο φαινόμενο της διήθησης.

Από την κλίση της ευθείας αυτής έχουμε μία πρώτη προσέγγιση για την απορροφητικότητα του αμμώδους εδάφους (Angelaki et al, 2004), η οποία είναι ίση με:

$$S = 3,6579 \text{ cm} / \text{min}^{1/2} \quad (5.2)$$



**Σχήμα 5.1** Αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου  
[Αμμώδες έδαφος (S)]

### 5.2.2 Σύγκριση των μοντέλων αθροιστικής διήθησης Green & Ampt και Parlange

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

$$K_s t = I - \frac{S^2}{2K_s} \ln \left( 1 + \frac{2K_s}{S^2} I \right) \quad (5.3)$$

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

Στο προηγούμενο κεφάλαιο είχε υπολογιστεί πειραματικά η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού ίση με:

$$K_s = 0,9721 \text{ cm/min} \quad (5.4)$$

Χρησιμοποιώντας τις (5.2) και (5.4), καθώς και τις πειραματικές τιμές τις αθροιστικής διήθησης, εξήχθη η καμπύλη αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο που δίνει το μοντέλο των Green & Ampt (Σχήμα 5.2).

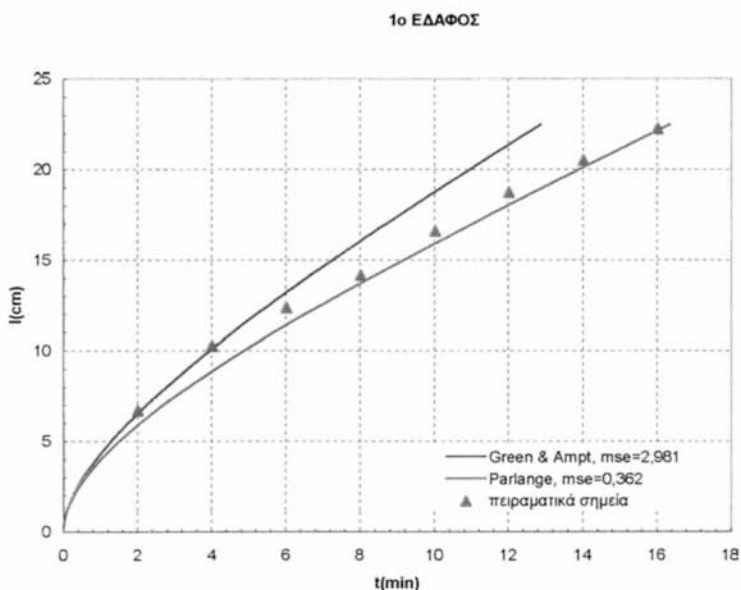
Το μοντέλο του Parlange (1971, 1972, 1975) για την αθροιστική διήθηση δίνεται από την εξίσωση:

$$K_s t = I + \frac{S^2}{2K_s} \left[ \exp \left( -\frac{2K_s}{S^2} I \right) - 1 \right] \quad (5.5)$$

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



Από τις πειραματικές τιμές (5.2) και (5.4), αλλά και με τη βοήθεια των πειραματικών σημείων αθροιστικής διήθησης, εξήχθησαν οι καμπύλες αθροιστικής διήθησης των μοντέλων Green & Ampt και Parlange (Σχήμα 5.2).



**Σχήμα 5.2** Αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με το χρόνο  
[Αμμώδες έδαφος (S)]

Από το Σχήμα 5.2 φαίνεται ότι το μοντέλο των Green & Ampt προσεγγίζει πολύ καλά τα πειραματικά σημεία του αμμώδους εδάφους στους πρώτους χρόνους του φαινομένου, όμως για μεγαλύτερους χρόνους το μοντέλο υπερεκτιμά τις τιμές αθροιστικής διήθησης ( $mse = 2,981$ ), ενώ το μοντέλο του Parlange προσεγγίζει καλύτερα τα πειραματικά σημεία ( $mse = 0,362$ ). Έτσι στο αμμώδες έδαφος και για μικρούς χρόνους η καμπύλη των Green & Ampt ταυτίζεται με τα πειραματικά σημεία, όμως αργότερα, η καμπύλη του Parlange είναι εκείνη που παρουσιάζει καλύτερη προσέγγιση με τα πειραματικά σημεία.

### 5.2.3 Βελτιστοποίηση της τιμής της απορροφητικότητας των αρχικών χρόνων διήθησης

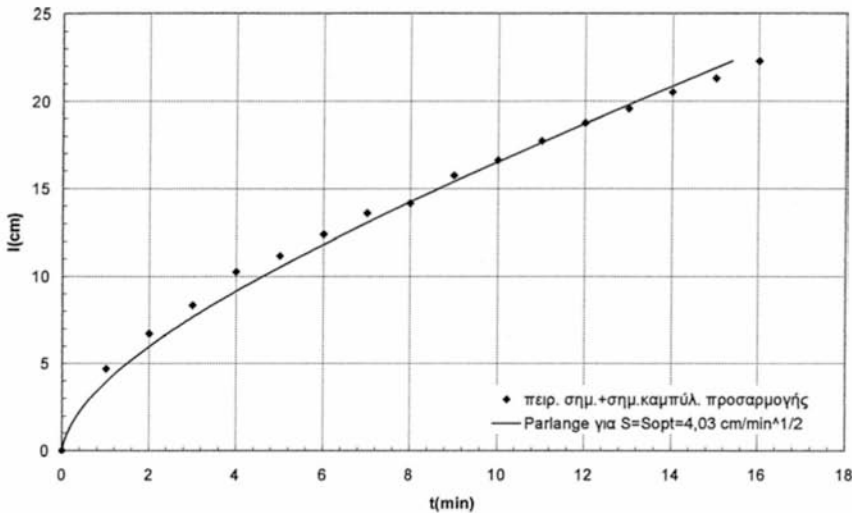
Με τη βοήθεια του λογισμικού Excel, έγινε βελτιστοποίηση της τιμής της απορροφητικότητας που είχε υπολογισθεί για τους αρχικούς χρόνους του φαινομένου της αθροιστικής διήθησης, ελαχιστοποιώντας τα τετράγωνα των διαφορών των πειραματικών και θεωρητικών τιμών του μοντέλου του Parlange. Έτσι η βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας του εδάφους βρέθηκε:

$$S_{opt} = 4,0316 \text{ cm} / \text{min}^{1/2} \quad (5.6)$$

Στο Σχήμα 5.3 παρουσιάζεται η καμπύλη αθροιστικής διήθησης που προκύπτει από το μοντέλο του Parlange για τη βέλτιστη (optimum) τιμή της απορροφητικότητας. Στο ίδιο σχήμα απεικονίζονται και τα πειραματικά σημεία, αλλά και μερικά σημεία από την καμπύλη προσαρμογής (4.8), η οποία είχε δοθεί στο 4<sup>ο</sup> Κεφάλαιο, τα οποία τοποθετήθηκαν σε ενδιάμεσους χρόνους, όπου δεν υπήρχαν πειραματικές μετρήσεις.

Στο Σχήμα 5.3 παρατηρείται ότι για τη βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ ), η καμπύλη του μοντέλου Parlange προσεγγίζει καλύτερα τους αρχικούς χρόνους, χωρίς αυτό να επηρεάσει τη συμπεριφορά του μοντέλου στους μεγάλους χρόνους. Έτσι έχουμε μια πολύ ικανοποιητική προσέγγιση της εξίσωσης (5.5) με τις πειραματικές τιμές – για την τιμή της απορροφητικότητας που δίνεται στη σχέση (5.6).

## 1ο ΕΔΑΦΟΣ



Σχήμα 5.3 Αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με το χρόνο για τη βέλτιστη (optimum) τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt} = 4,03 \text{ cm/min}^{1/2}$ ) [Αμμώδες έδαφος (S)]

### 5.2.4 Μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπυλών, Mualem – van Genuchten

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

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m} \quad (5.7)$$

όπου:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \quad , \quad 0 < m < 1 \quad (5.8)$$

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

μετατόπιση της χαρακτηριστικής καμπύλης χωρίς να αλλοιώνει τη μορφή της, εφόσον οι άλλες παράμετροι παραμένουν σταθερές. Η παράμετρος  $n$  είναι υπεύθυνη για την παραμόρφωση της καμπύλης (Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, 1986).

Η εξίσωση (5.7) γράφεται:

$$\psi = \left[ \left( \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \cdot \frac{1}{\alpha} \quad (5.9)$$

Προκειμένου να εξαχθεί η εξίσωση της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης για το αμμώδες έδαφος, η οποία φαίνεται στο Σχήμα 4.23, χρησιμοποιήθηκαν οι πειραματικές τιμές της υγρασίας και της μύζησης για τη 2<sup>η</sup> διύγρανση και με τη βοήθεια του υπολογιστικού προγράμματος RETC (van Genuchten et al, 1991), έγινε ο προσδιορισμός των παραμέτρων  $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$ ,  $m$ ,  $n$ . Οι τιμές των παραμέτρων αυτών παρατίθενται στον Πίνακα 5.1

**Πίνακας 5.1** Τιμές των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης 2<sup>ης</sup> διύγρανσης Mualem – Van Genuchten, που εξήχθησαν από το πρόγραμμα RETC [Αμμώδες έδαφος (S)]

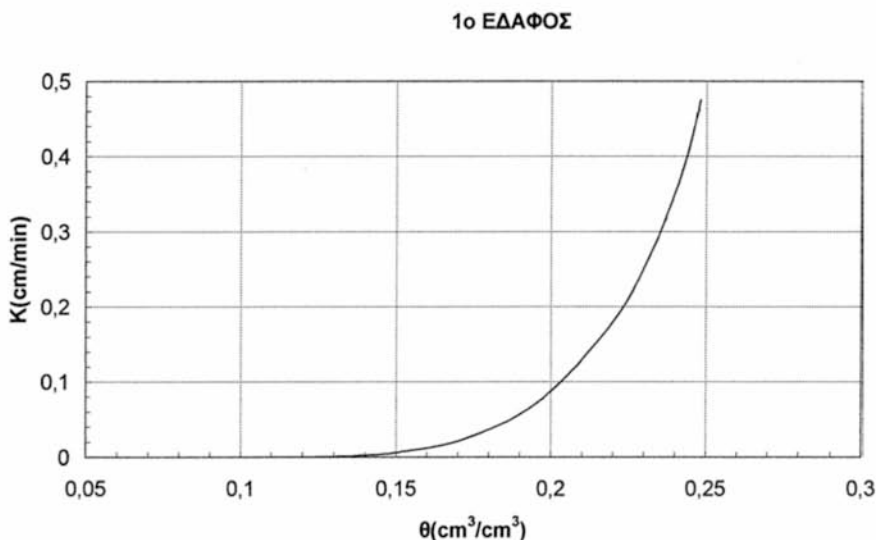
Παράμετρος	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$n$	$m$	$R^2$
Τιμή RETC	0,24835	0,10444	0,15041	4,91828	0,79667	0,9983

Η εξίσωση (5.9) προσεγγίζει πολύ καλά τα πειραματικά σημεία (Σχήμα 4.23).

Η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα  $K$  ως συνάρτηση της υγρασίας  $\theta$  υπολογίζεται από την ημιεμπειρική εξίσωση Mualem – van Genuhten:

$$K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{2}} \left\{ 1 - \left[ 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right]^m \right\}^2 \quad (5.10)$$

Με βάση την εξίσωση (5.10) υπολογίστηκε και σχεδιάστηκε η καμπύλη  $K(\theta)$  για το αμμώδες έδαφος (Σχήμα 5.4).



**Σχήμα 5.4** Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για το αμμώδες έδαφος (RETc – αναλυτικό μοντέλο van Genuchten)

### 5.2.5 Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης

Προκειμένου να υπολογισθεί η υδραυλική χωρητικότητα ( $C$ ), η σχέση (5.7) λύθηκε ως προς  $\theta$  και στη συνέχεια παραγωγίστηκε ως προς  $\psi$  ( $\psi=|h|$ ):

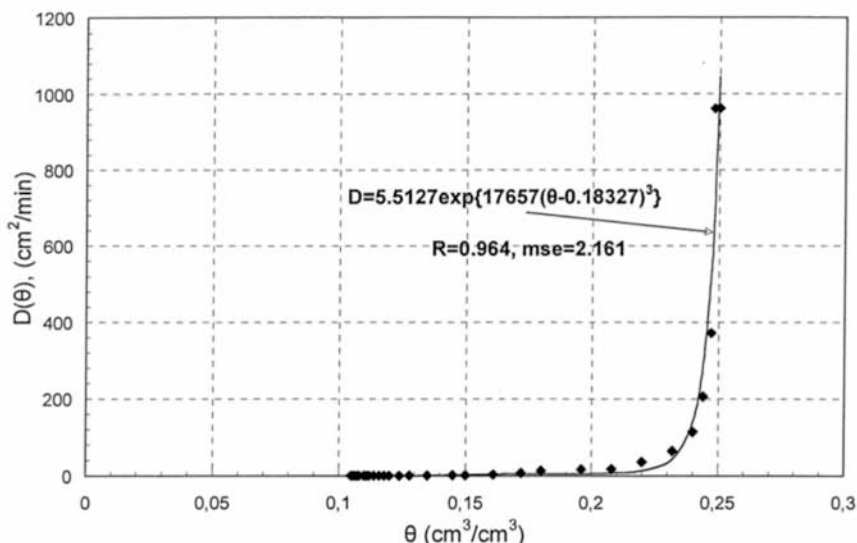
$$\begin{aligned}
\theta &= \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m} \Rightarrow \frac{d\theta}{d\psi} = -\frac{(\theta_s - \theta_r) \{ [1 + (\alpha\psi)^n]^m \}'}{\{ [1 + (\alpha\psi)^n]^m \}^2} \Rightarrow \\
\frac{d\theta}{d\psi} &= -\frac{(\theta_s - \theta_r) m [1 + (\alpha\psi)^n]^{m-1} n (\alpha\psi)^{n-1} \alpha}{\{ [1 + (\alpha\psi)^n]^m \}^2} \Rightarrow \\
\frac{d\theta}{d\psi} &= -\frac{m \frac{1}{1-m} \alpha (\theta_s - \theta_r) (\alpha\psi)^{n-1} [1 + (\alpha\psi)^n]^{-1}}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m} \Rightarrow \\
\frac{d\theta}{d\psi} &= -\frac{m\alpha(\theta_s - \theta_r) (\alpha\psi)^{n-1-m} [1 + (\alpha\psi)^n]^{-1-m}}{1-m} = C(\theta)
\end{aligned} \tag{5.11}$$

Εισάγοντας πειραματικά ζεύγη  $(\theta, \psi)$  της 2<sup>ης</sup> δύγρανσης στη σχέση (5.11), υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες τιμές της υδραυλικής χωρητικότητας. Από τις τιμές της υδραυλικής χωρητικότητας, αλλά και της υδραυλικής αγωγιμότητας υπολογίστηκε ο συντελεστής διάχυσης ( $D$ ), για διάφορα ζεύγη πειραματικών τιμών  $(\theta, \psi)$ , με τη βοήθεια της σχέσης (5.12):

$$D(\theta) = -\frac{K(\theta)}{C(\theta)} \tag{5.12}$$

Οι παραπάνω τιμές παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.5 στο οποίο φαίνεται και η καμπύλη προσαρμογής, που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα σημεία αυτά. Η καμπύλη αυτή είναι μία εκθετική συνάρτηση και η μορφή της είναι:

$$D = 5,5127 \exp\{17657(\theta - 0,18327)^3\} \tag{5.13}$$



Σχήμα 5.5 Συντελεστής διάχυσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία  
[Αμμόδες έδαφος (S)]

### 5.2.6 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους

Σύμφωνα με τον Parlange η απορροφητικότητα (sorptivity) του εδάφους μπορεί να προσδιοριστεί από τη σχέση:

$$S^2 = \int_{\theta_i}^{\theta_s} (1 + \theta) D(\theta) d\theta, \quad (5.14)$$

η οποία αποτελεί τη βέλτιστη (optimum) λύση για την απορροφητικότητα του εδάφους.

Η απορροφητικότητα μπορεί να προσδιοριστεί και από τη σχέση (Vauclin et Haverkamp, 1985):

$$S^2 = 2 \int_{\theta_i}^{\theta_s} \theta D(\theta) d\theta \quad (5.15)$$

Από το συνδυασμό των σχέσεων (5.13) και (5.15) προκύπτει η σχέση:

$$S^2 = 2 \int_{0,104}^{0,25} \theta 5,5127 \exp[17657(\theta - 0,18327)^3] d\theta$$

Από το συνδυασμό των σχέσεων (5.13) και (5.14) προκύπτει η σχέση:

$$S^2 = \int_{0,104}^{0,25} (1+\theta)5,5127 \exp[17657(\theta - 0,18327)^3] d\theta$$

Η εισαγωγή της (5.13) στην (5.14) και την (5.15), δίνει ολοκληρώματα η αναλυτική επίλυση των οποίων δεν είναι δυνατή. Για το λόγο αυτό ο υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους έγινε με αριθμητική ανάλυση. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος τραπεζίου και τα αποτελέσματα επιβεβαιώθηκαν με τη μέθοδο 1/3 Simpson. Παράλληλα, έγινε και γραφικός υπολογισμός της απορροφητικότητας με τη βοήθεια του Σχήματος 5.5 όπως περιγράφεται στην επόμενη παράγραφο.

### 5.2.6α Γραφικός υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους

Ο υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους με γραφικό τρόπο έγινε χωρίζοντας την καμπύλη  $D(\theta)$  του Σχήματος 5.5 σε 4 τμήματα, των οποίων υπολογίστηκαν οι εξισώσεις. Οι εξισώσεις αυτές παρουσιάζονται στον επόμενο πίνακα:

Πίνακας 5.2 Εξισώσεις των 4 τμημάτων της καμπύλης  $D(\theta)$

<b>1<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,104 – 0,208)	$D = 153,99\theta - 17,561$	( $R^2 = 0,8536$ )	(5.16)
<b>2<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,208 – 0,232)	$D = 78677\theta^2 - 32675\theta + 3410,1$	( $R^2 = 0,9916$ )	(5.17)
<b>3<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,232 – 0,244)	$D = 11355\theta - 2588,5$	( $R^2 = 0,8528$ )	(5.18)
<b>4<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,244 – 0,25)	$D = 126142\theta - 30644$	( $R^2 = 0,9056$ )	(5.19)

Στη συνέχεια υπολογίστηκαν τα ολοκληρώματα ( $I_i$ ) που δίνονται στις σχέσεις (5.14) και (5.15) για κάθε τμήμα, γιατί πλέον ήταν δυνατή η αναλυτική επίλυση των ολοκληρωμάτων αυτών και στο τέλος, αθροίστηκαν όλα τα επιμέρους ολοκληρώματα. Έτσι, προέκυψε η τιμή της απορροφητικότητας ( $S$ ),



καθώς και η βέλτιστη τιμή της ( $S_{opt}$ ). Οι τιμές των ολοκληρωμάτων αυτών, αλλά και οι τιμές της απορροφητικότητας που εξήχθησαν με τον τρόπο που αναφέρθηκε προηγουμένως δίνονται στους Πίνακες 5.3 και 5.4

Πίνακας 5.3 Τιμές ολοκληρωμάτων και τελική τιμή απορροφητικότητας [από εξίσωση (5.15)]

<b>1<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,104 – 0,208)	$S_1 = 2 \int_{0,104}^{0,208} (153,99\theta^2 - 17,561\theta) d\theta = 0,2385$
<b>2<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,208 – 0,232)	$S_2 = 2 \int_{0,208}^{0,232} (78677\theta^3 - 32675\theta^2 + 3410,1\theta) d\theta = 0,35658$
<b>3<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,232 – 0,244)	$S_3 = 2 \int_{0,232}^{0,244} (11355\theta^2 - 2588,5\theta) d\theta = 0,654381$
<b>4<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,244 – 0,25)	$S_4 = 2 \int_{0,244}^{0,25} (126142\theta^2 - 30644\theta) d\theta = 1,525292$
$S^2$	2,774753 cm <sup>2</sup> /min
$S$	1,666 cm/min <sup>1/2</sup>

Πίνακας 5.4 Τιμές ολοκληρωμάτων και τελική τιμή απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ )  
[από εξίσωση (5.14)]

<b>1<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,104 – 0,208)	$S_{opt_1} = \int_{0,104}^{0,208} (1+\theta)(153,99\theta - 17,561) d\theta = 0,791254$
<b>2<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,208 – 0,232)	$S_{opt_2} = \int_{0,208}^{0,232} (1+\theta)(78677\theta^2 - 32675\theta + 3410,1) d\theta = 0,978$
<b>3<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,232 – 0,244)	$S_{opt_3} = \int_{0,232}^{0,244} (1+\theta)(11355\theta - 2588,5) d\theta = 1,695071$
<b>4<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,244 – 0,25)	$S_{opt_4} = \int_{0,244}^{0,25} (1+\theta)(126142\theta - 30644) d\theta = 3,84109$
$S^2_{opt}$	7,305946 cm <sup>2</sup> /min
$S_{opt}$	2,702951 cm/min <sup>1/2</sup>

Η διαδικασία που περιγράφηκε προηγουμένως επαναλήφθηκε για πέντε τμήματα της  $D(\theta)$  αντί τεσσάρων, με παρόμοια αποτελέσματα. Συγκεκριμένα οι τιμές που βρέθηκαν ήταν:

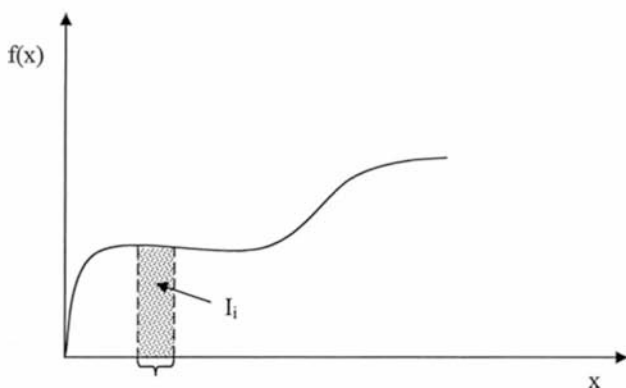
$$S = 1,661 \text{ cm/min}^{1/2}$$

$$S_{opt} = 2,704 \text{ cm/min}^{1/2}$$

### 5.2.6β Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους με αριθμητική ανάλυση

#### ι) Μέθοδος γενικευμένου τραπεζίου

Έστω ότι θέλουμε να υπολογίσουμε το ολοκλήρωμα:  $I = \int_{x_1}^{x_2} f(x) dx$ , του οποίου η αναλυτική επίλυση δεν είναι δυνατή, και έστω ότι η συνάρτηση  $f(x)$  έχει τη γραφική παράσταση του Σχήματος 5.6.



Σχήμα 5.6 Γραφική παράσταση της  $f(x)$

Η μέθοδος του γενικευμένου τραπεζίου προσεγγίζει για κάθε βήμα  $h$  την καμπύλη  $f(x)$  ως ευθεία, οπότε το εκάστοτε ολοκλήρωμα  $I_i$ , που ισούται με το

εμβαδό κάτω από την καμπύλη, υπολογίζεται από τον τύπο του εμβαδού του τραπεζίου. Έτσι έχουμε:

$$h_1 = x_n - x_1 : I_1 = h_1 \left[ \frac{f(x_1)}{2} + \frac{f(x_n)}{2} \right]$$

$$h_2 = \frac{x_n - x_1}{2} : I_2 = h_2 \left[ \frac{f(x_1)}{2} + f(x_1 + h_2) + \frac{f(x_2 + h_2)}{2} \right]$$

$$\text{όπου: } x_1 + h_2 = x_2, x_2 + h_2 = x_n$$

$$h_3 = \frac{h_2}{2} : I_3 = h_3 \left[ \frac{f(x_1)}{2} + f(x_1 + h_3) + f(x_2 + h_3) + f(x_3 + h_3) + \frac{f(x_4 + h_3)}{2} \right]$$

$$\text{όπου: } x_1 + h_3 = x_2, x_2 + h_3 = x_3, x_3 + h_3 = x_4, x_4 + h_3 = x_n$$

$$h_4 = \frac{h_3}{2} : I_4 = h_4 \left[ \frac{f(x_1)}{2} + f(x_1 + h_4) + f(x_2 + h_4) + f(x_3 + h_4) + \right. \\ \left. f(x_4 + h_4) + f(x_5 + h_4) + f(x_6 + h_4) + f(x_7 + h_4) + \frac{f(x_8 + h_4)}{2} \right]$$

....

....

Η διαδικασία συνεχίζεται έως ότου η διαφορά των ολοκληρωμάτων να είναι:  $I_n - I_{n-1} \leq 0,05$ , ώστε να υπάρξει ακρίβεια δύο δεκαδικών ψηφίων στο αποτέλεσμα (Χατζηδήμος, 1980).

Σαν συνάρτηση  $f(x)$  – ουσιαστικά  $f(\theta)$  – χρησιμοποιήθηκε η  $2\theta D(\theta)$ , οπότε από τη διαδικασία που περιγράφηκε υπολογίστηκε η απορροφητικότητα ( $S$ ) του αμμώδους εδάφους. Επίσης χρησιμοποιήθηκε και η συνάρτηση  $(1+\theta)D(\theta)$ , οπότε η πιο πάνω διαδικασία έδωσε τη βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ ), για το αμμώδες έδαφος. Τα αποτελέσματα της μεθόδου του γενικευμένου τραπεζίου φαίνονται στον Πίνακα 5.5.

**Πίνακας 5.5** Τιμές απορροφητικότητας αμμώδους εδάφους, που υπολογίστηκαν με αριθμητική ανάλυση (μέθοδος γενικευμένου τραπεζίου)

$S$ (cm/min <sup>1/2</sup> )	1,64
$S_{opt}$ (cm/min <sup>1/2</sup> )	2,64

Οι τιμές αυτές που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του γενικευμένου τραπεζίου, είναι πολύ κοντά στις τιμές που υπολογίστηκαν γραφικά στην προηγούμενη παράγραφο.

### ii) Μέθοδος 1/3 Simpson

Η μέθοδος αυτή προσεγγίζει για κάθε βήμα  $h$  την καμπύλη  $f(x)$  με παραβολή (Σχήμα 5.6), οπότε το εκάστοτε ολοκλήρωμα  $I_i$ , που ισούται με το εμβαδόν κάτω από την καμπύλη, υπολογίζεται ως εξής:

$$h_1 = \frac{x_n - x_1}{2} : I_1 = \frac{h_1}{3} [f(x_1) + 4f(x_1 + h_1) + f(x_n)]$$

$$\text{όπου: } x_1 + h_1 = x_2$$

$$h_2 = \frac{h_1}{2} : I_2 = \frac{h_2}{3} [f(x_1) + 4f(x_1 + h_2) + 2f(x_2 + h_2) + 4f(x_3 + h_2) + f(x_n)]$$

$$\text{όπου: } x_1 + h_2 = x_2, x_2 + h_2 = x_3, x_3 + h_2 = x_4$$

$$h_3 = \frac{h_2}{2} : I_3 = \frac{h_3}{3} \left[ f(x_1) + 4f(x_1 + h_3) + 2f(x_2 + h_3) + 4f(x_3 + h_3) + 2f(x_4 + h_3) \right. \\ \left. + 4f(x_5 + h_3) + 2f(x_6 + h_3) + 4f(x_7 + h_3) + f(x_n) \right]$$

...

...

Όπως στη μέθοδο του γενικευμένου τραπεζίου έτσι και στη μέθοδο 1/3 Simpson, η διαδικασία συνεχίζεται έως ότου η διαφορά των ολοκληρωμάτων  $I_n - I_{n-1}$  να είναι οπωσδήποτε μικρότερη του 0,05, ώστε να υπάρχει ακρίβεια δύο ή και τριών δεκαδικών ψηφίων στο αποτέλεσμα.

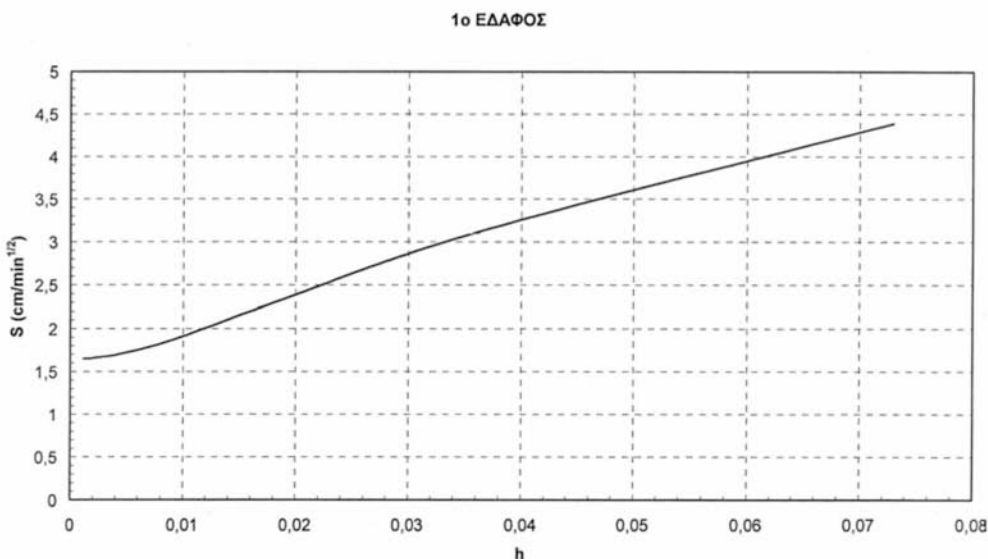
Σα συνάρτηση  $f(x)$  – στην πραγματικότητα  $f(\theta)$  – χρησιμοποιήθηκε και πάλι η  $2\theta D(\theta)$ , οπότε από τη διαδικασία που περιγράφηκε προηγουμένως, υπολογίστηκε η απορροφητικότητα ( $S$ ) του αμμώδους εδάφους. Χρησιμοποιήθηκε επίσης και η συνάρτηση  $f(\theta) = (1+\theta)D(\theta)$ , οπότε η πιο πάνω διαδικασία έδωσε τη βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ ), για το αμμώδες έδαφος. Τα αποτελέσματα της μεθόδου 1/3 Simpson δίνονται στον Πίνακα 5.6.

**Πίνακας 5.6** Τιμές απορροφητικότητας αμμώδους εδάφους, που υπολογίστηκαν με αριθμητική ανάλυση (μέθοδος 1/3 Simpson)

$S$ (cm/min <sup>1/2</sup> )	1,64
$S_{opt}$ (cm/min <sup>1/2</sup> )	2,64

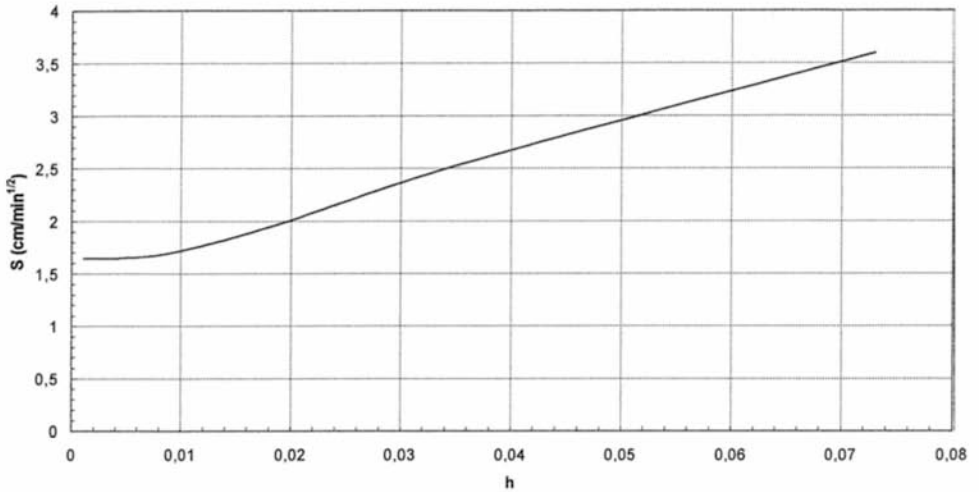
Συγκρίνοντας τις δύο μεθόδους αριθμητικής ανάλυσης που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της απορροφητικότητας του αμμώδους εδάφους, παρατηρούμε ότι ταυτίζονται.

Στα Σχήματα (5.7), (5.8) και (5.9), παρουσιάζονται οι γραφικές παραστάσεις των τιμών της απορροφητικότητας ( $S$  και  $S_{opt}$ ) για διάφορα διαστήματα  $h$ .



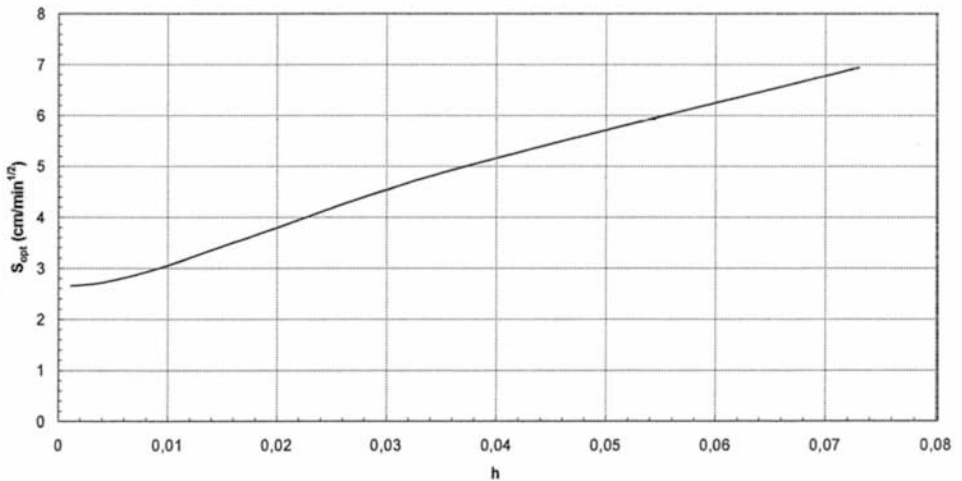
**Σχήμα 5.7** Τιμές απορροφητικότητας αμμώδους εδάφους, που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του γενικευμένου τραπεζίου, για διάφορα διαστήματα  $h$

## 1ο ΕΔΑΦΟΣ



Σχήμα 5.8 Τιμές απορροφητικότητας αμμώδους εδάφους, που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο 1/3 Simpson για διάφορα διαστήματα  $h$

## 1ο ΕΔΑΦΟΣ



Σχήμα 5.9 Τιμές βέλτιστης απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ ) αμμώδους εδάφους, που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο γενικευμένου τραπεζίου για διάφορα διαστήματα  $h$

Στα Σχήματα 5.7, 5.8 και 5.9 παρατηρείται μία σύγκλιση στις υπολογιζόμενες τιμές απορροφητικότητας για μικρά διαστήματα  $h$ , για τα οποία είναι ακριβέστερη η προσέγγιση των συναρτήσεων. Συγκεκριμένα, οι τύποι γενικευμένου τραπεζίου και 1/3 Simpson δίνουν ακριβέστερα αποτελέσματα όταν τα διαστήματα  $h$  που χρησιμοποιούνται είναι μικρά, οπότε και τα αντίστοιχα εμβαδά είναι μικρότερα και επομένως η προσέγγιση της συνάρτησης ακριβέστερη. Επιπλέον, οι δύο τύποι έδωσαν ίδιες τιμές απορροφητικότητας για μικρά  $h$  για το αμμώδες έδαφος, οι οποίες δίνονται στους Πίνακες 5.5 και 5.6.

### 5.2.7 Ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου $S$ για το αμμώδες έδαφος

Προκειμένου να γίνει ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$ , υπολογίστηκε η μερική παράγωγος της αθροιστικής διήθησης που δίνεται από το μοντέλο του Parlange, ως προς το τετράγωνο της απορροφητικότητας. Η σχέση (5.5), αν λυθεί ως προς την αθροιστική διήθηση  $I$  γράφεται:

$$I = K_s t - \frac{S^2}{2K_s} \left[ \exp\left(-\frac{2K_s}{S^2} I\right) - 1 \right] \quad (5.20)$$

Θέτοντας:  $S^2 = \alpha$ , η εξίσωση (5.20) γίνεται:

$$I = K_s t - \frac{\alpha}{2K_s} \left[ \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) - 1 \right] \quad (5.21)$$

Η μερική παράγωγος της αθροιστικής διήθησης ως προς  $\alpha$  είναι:

$$\begin{aligned} \frac{\partial I}{\partial \alpha} &= -\frac{\partial}{\partial \alpha} \left\{ \frac{\alpha}{2K_s} \left[ \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) - 1 \right] \right\} = \\ &= -\left\{ \frac{1}{2K_s} \left[ \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) - 1 \right] + \frac{\alpha}{2K_s} \frac{\partial}{\partial \alpha} \left[ \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) - 1 \right] \right\} = \\ &= -\frac{1}{2K_s} \left\{ \left[ \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) - 1 \right] + \alpha \frac{\partial}{\partial \alpha} \left[ \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) - 1 \right] \right\} \end{aligned} \quad (5.22)$$

Ο 2<sup>ος</sup> όρος του αθροίσματος (5.22) γράφεται:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial \alpha} \left[ \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) - 1 \right] &= \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) \frac{\partial}{\partial \alpha} \left( -\frac{2K_s}{\alpha} I \right) = \\ \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) \left[ -2K_s \frac{\partial}{\partial \alpha} \left( \frac{I}{\alpha} \right) \right] &= \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) \left( -2K_s \right) \frac{\partial I}{\partial \alpha} \frac{\alpha - I}{\alpha^2} \end{aligned} \quad (5.23)$$

Η σχέση (5.22) λόγω της (5.23):

$$\frac{\partial I}{\partial \alpha} = \frac{-\alpha \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) + \alpha - 2K_s I \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right)}{2K_s \alpha \left[ 1 - \exp\left(-\frac{2K_s}{\alpha} I\right) \right]} \quad (5.24)$$

Αντικαθιστώντας το  $\alpha$  με  $S^2$  καταλήγουμε:

$$\sigma = \sigma(S^2) = \frac{\partial I}{\partial S^2} = \frac{-S^2 \exp\left(-\frac{2K_s}{S^2} I\right) + S^2 - 2K_s I \exp\left(-\frac{2K_s}{S^2} I\right)}{2K_s S^2 \left[ 1 - \exp\left(-\frac{2K_s}{S^2} I\right) \right]} \quad (5.25)$$

Η σχέση (5.25) καλείται *απόλυτος συντελεστής ευαισθησίας της παραμέτρου*  $S$  [ $\sigma = \sigma(S^2)$ ].

Η παραπάνω σχέση αν διαιρεθεί με  $2K_s S^2$  γίνεται:



$$\sigma = \sigma(S^2) = \frac{\partial I}{\partial S^2} = \frac{-\frac{1}{2K_s} \exp\left(-\frac{2K_s}{S^2} I\right) + \frac{1}{2K_s} - \frac{I}{S^2} \exp\left(-\frac{2K_s}{S^2} I\right)}{1 - \exp\left(-\frac{2K_s}{S^2} I\right)}$$

Θέτοντας στην παραπάνω σχέση:

$$a = \frac{1}{2K_s}, \quad b = \frac{I}{S^2}, \quad \frac{b}{a} = \frac{2K_s I}{S^2},$$

η σχέση αυτή παίρνει την απλή μορφή:

$$\sigma = \sigma(S^2) = \frac{a - (a + b)e^{-b/a}}{1 - e^{-b/a}}.$$

α) Θεωρώντας πρώτα την περίπτωση:  $S^2 \rightarrow 0$ ,

θα ισχύει:

$$b \rightarrow \infty, \quad e^{-b/a} \rightarrow 0.$$

Επομένως:

$$\lim_{S^2 \rightarrow 0} \sigma = a = \frac{1}{2K_s}.$$

β) Θεωρώντας τώρα την περίπτωση:  $S^2 \rightarrow \infty$ ,

θα είναι:

$$b \rightarrow 0, \quad e^{-b/a} \rightarrow 1$$

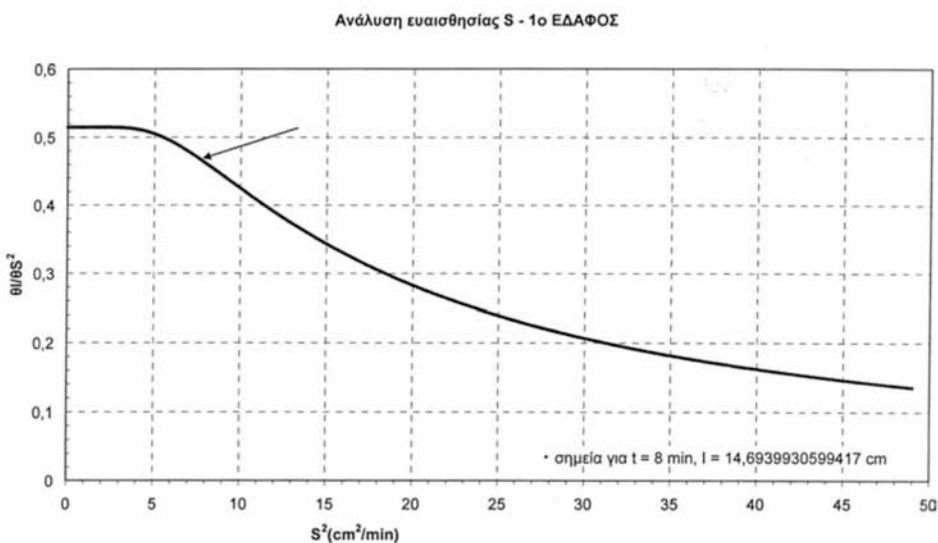
Επομένως:

$$\lim_{S^2 \rightarrow \infty} \sigma = \frac{0}{0}.$$

Άρα θα ισχύει:

$$\begin{aligned} \lim_{S^2 \rightarrow \infty} \sigma &= \left( \frac{a - (a + b)e^{-b/a}}{1 - e^{-b/a}} \right)' = \\ &= \frac{-e^{-b/a} + (1/a)(a + b)e^{-b/a}}{(1/a)e^{-b/a}} = \frac{1 - 1}{1/a} = 0 \end{aligned}$$

Με βάση τη σχέση (5.25), δημιουργήθηκε η καμπύλη του απόλυτου συντελεστή ευαισθησίας σε συνάρτηση με το τετράγωνο της απορροφητικότητας ( $S^2$ ) για ένα μεγάλο χρόνο διήθησης, που για το αμμώδες έδαφος είναι  $t = 8 \text{ min}$ . Η καμπύλη αυτή απεικονίζεται στο Σχήμα 5.10.



**Σχήμα 5.10** Ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$  για μεγάλο χρόνο διήθησης ( $t = 8 \text{ min}$ )

[Αμμώδες έδαφος (S)]

Στο Σχήμα αυτό παρατηρείται ότι ο απόλυτος συντελεστής ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$  είναι θετική συνάρτηση και επομένως η αθροιστική διήθηση είναι αύξουσα ως προς την απορροφητικότητα. Επιπλέον, για μεγάλους χρόνους διήθησης και για τιμή απορροφητικότητας κοντά στη βέλτιστη τιμή που υπολογίστηκε για το αμμώδες έδαφος, η απόλυτη τιμή της  $\frac{\partial I}{\partial S^2}$  ισούται με 0,45.

### 5.3 ΔΕΥΤΕΡΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΑΜΜΩΔΗΣ ΠΗΛΟΣ)

#### 5.3.1 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους – 1<sup>η</sup> προσέγγιση

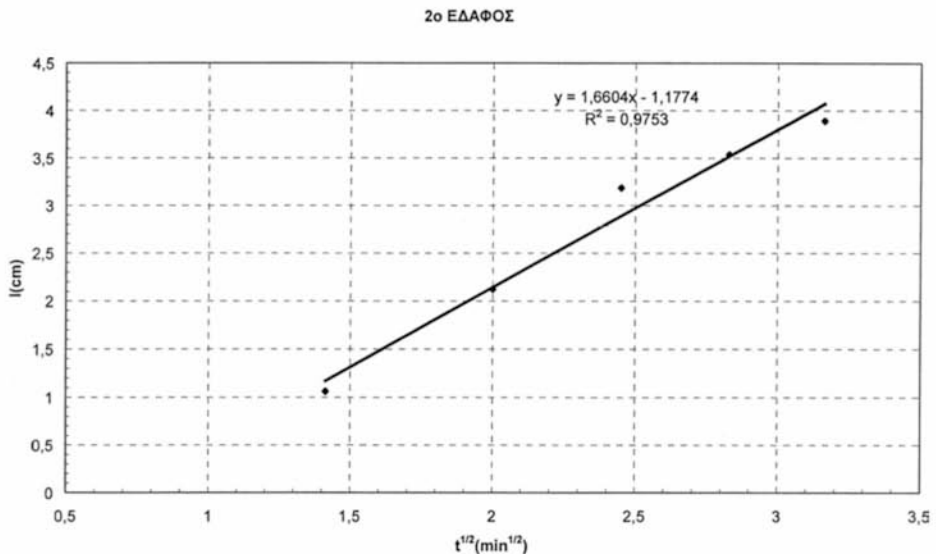
Όπως αναφέρθηκε και στη θεωρητική μελέτη του πρώτου εδαφικού δείγματος, στην αρχή του φαινομένου της διήθησης, όταν η ταχύτητα διήθησης

είναι μεγάλη, η κλίση της γραφικής παράστασης της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου, δίνει την απορροφητικότητα του εδάφους. Στο Σχήμα 5.11 παρουσιάζεται η γραφική παράσταση  $I = I(t^{1/2})$ , καθώς επίσης και η εξίσωση της ευθείας που προσεγγίζει τα σημεία. Η εξίσωση αυτή είναι η εξής:

$$y = 1,6604x - 1,1774, \text{ (mse} = 0,035\text{)} \quad (5.26)$$

Από την κλίση της ευθείας αυτής έχουμε μία πρώτη προσέγγιση για την απορροφητικότητα του αμμώδους εδάφους, η οποία είναι ίση με:

$$S = 1,6604 \text{ cm} / \text{min}^{1/2} \quad (5.27)$$



**Σχήμα 5.11** Αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου  
[Αμμώδης Πηλός (SL)]

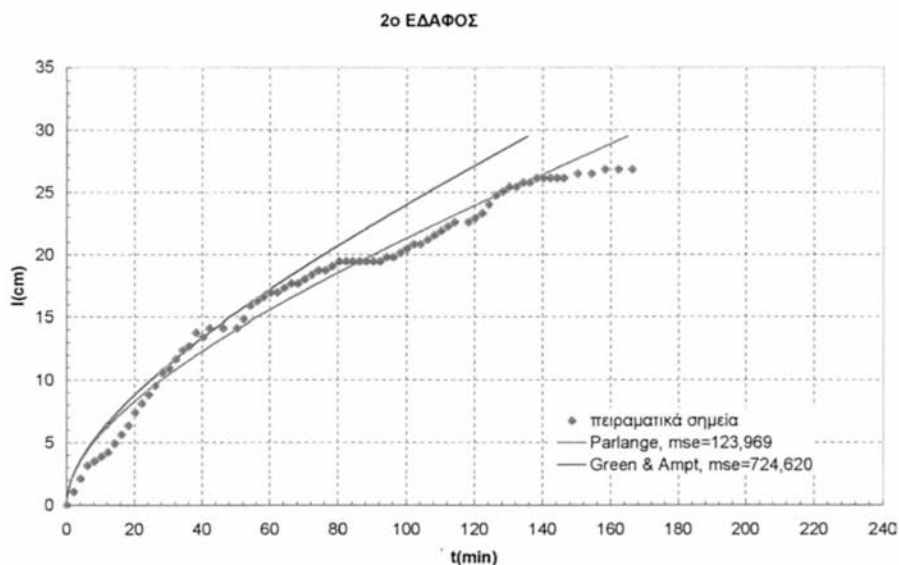
### 5.3.2 Σύγκριση των μοντέλων αθροιστικής διήθησης Green & Ampt και Parlange

Στην παρούσα παράγραφο γίνεται μία σύγκριση του μοντέλου αθροιστικής διήθησης των Green & Ampt με του Parlange για τον αμμώδη πηλό, ακολουθώντας ακριβώς την ίδια διαδικασία με αυτή που ακολουθήθηκε στο αμμώδες έδαφος.

Η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού που υπολογίστηκε στο εργαστήριο για το δεύτερο εδαφικό δείγμα (αμμώδης πηλός), ήταν:

$$K_s = 0,1027 \text{ cm / min} \quad (5.28)$$

Εισάγοντας τις τιμές  $S$  και  $K_s$  στις εξισώσεις (5.3) και (5.5), σχεδιάστηκαν οι αντίστοιχες καμπύλες της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο για τα δύο μοντέλα. Οι καμπύλες αυτές απεικονίζονται στο Σχήμα 5.12, στο οποίο φαίνονται και οι πειραματικές τιμές.



**Σχήμα 5.12** Αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με το χρόνο  
[Αμμώδης Πηλός (SL)]

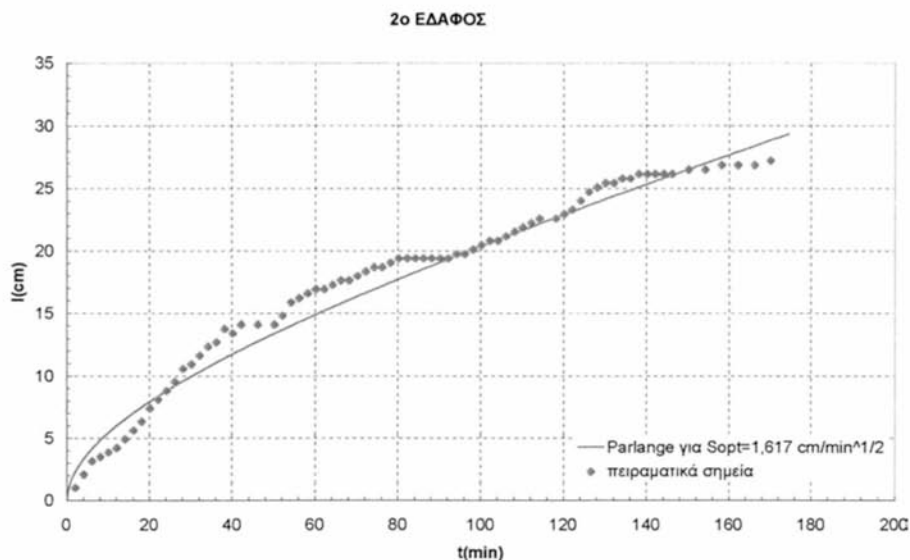
Στο παραπάνω σχήμα παρατηρείται ότι για μικρούς χρόνους διήθησης τα δύο μοντέλα συμπίπτουν. Στη συνέχεια όμως υπάρχει μία αξιοσημείωτη απόκλιση του μοντέλου των Green & Ampt ( $mse = 724,620$ ) από τα πειραματικά σημεία. Αντίθετα το μοντέλο του Parlange ( $mse = 123,969$ ) προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία σε μικρούς, αλλά και μεγαλύτερους χρόνους διήθησης.

### 5.3.3 Βελτιστοποίηση της τιμής της απορροφητικότητας των αρχικών χρόνων διήθησης

Η τιμή της απορροφητικότητας που υπολογίστηκε για τους πρώτους χρόνους διήθησης βελτιστοποιήθηκε με τη βοήθεια του Excel, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Από τη διαδικασία αυτή προέκυψε η βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ ) η οποία είναι:

$$S_{opt} = 1,617 \text{ cm} / \text{min}^{1/2} \quad (5.29)$$

Στο Σχήμα 5.13 απεικονίζεται η γραφική παράσταση της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο, που δίνει το μοντέλο του Parlange, όταν η απορροφητικότητα έχει τη βέλτιστη τιμή της ( 5.29) και η οποία προσεγγίζει ακόμη καλύτερα τα πειραματικά σημεία.



Σχήμα 5.13 Αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με το χρόνο για τη βέλτιστη (optimum) τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt} = 1,617 \text{ cm/min}^{1/2}$ ) [Αμμόδης Πηλός (SL)]

### 5.3.4 Μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπυλών, Mualem – van Genuchten

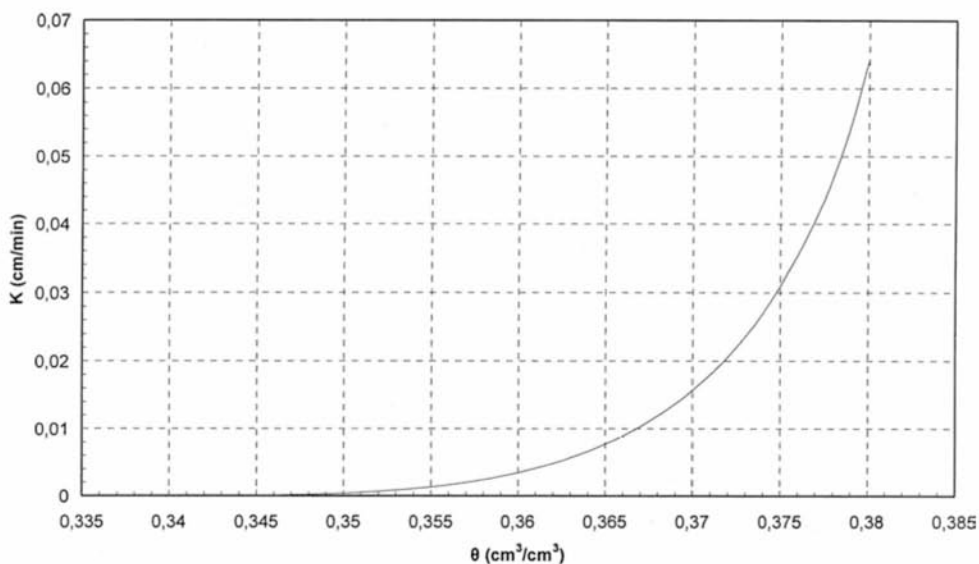
Στο Σχήμα 4.44 του 4<sup>ου</sup> Κεφαλαίου τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης του αμμόδους πηλού, προσεγγίστηκαν με την εξίσωση που εξάγεται μέσω της σχέσης (5.9). Όπως και στη μελέτη του πρώτου εδαφικού δείγματος, έτσι και στον αμμόδη πηλό ο προσδιορισμός των παραμέτρων της εξίσωσης (5.9), έγινε με τη βοήθεια του προγράμματος RETC (van Genuchten et al, 1991), εισάγοντας σε αυτό τις πειραματικές τιμές της υγρασίας ( $\theta$ ) και της μύζησης ( $\psi$ ) για τη 2<sup>η</sup> διύγρανση. Στον Πίνακα 5.7 δίδονται οι τιμές των παραμέτρων αυτών.

Πίνακας 5.7 Τιμές των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης 2<sup>ης</sup> δύγρανσης Mualem – van Genuchten, που εξήχθησαν από το πρόγραμμα RETC (Αμμώδης Πηλός)

Παράμετρος	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$n$	$m$	$R^2$
Τιμή RETC	0,38182	0,33585	0,16246	2,43972	0,590118579	0,983299

Από τη σχέση (5.10) που δίνει την ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα, υπολογίστηκαν οι τιμές της  $K$ , για διάφορες τιμές υγρασίας  $\theta$  και έτσι εξήχθη η καμπύλη του Σχήματος 5.14.

#### 2ο ΕΔΑΦΟΣ



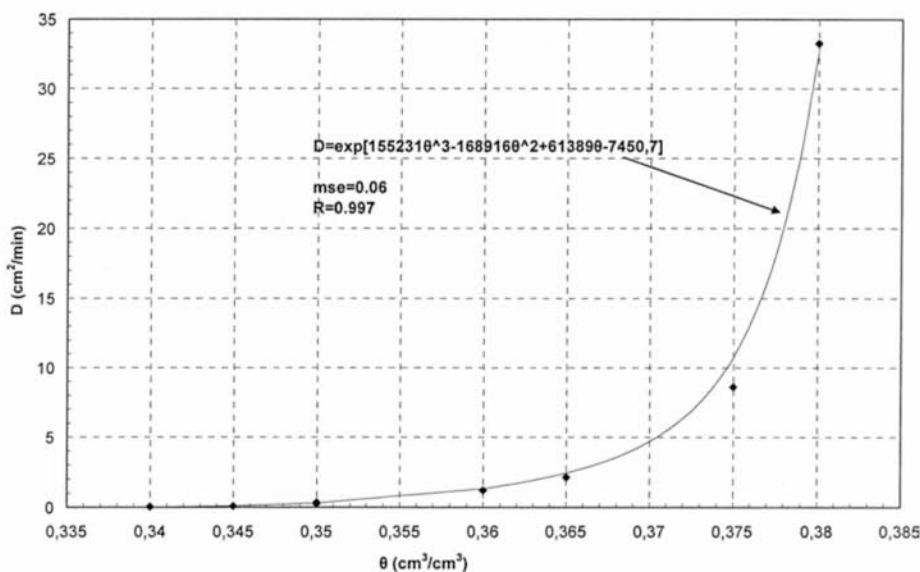
Σχήμα 5.14 Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για τον αμμώδη πηλό (RETC – αναλυτικό μοντέλο van Genuchten)

### 5.3.5 Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης

Με τη βοήθεια των τιμών του Πίνακα 5.7 και των σχέσεων (5.11) και (5.12) υπολογίστηκαν οι τιμές του συντελεστή διάχυσης ( $D$ ) για διάφορες πειραματικές τιμές της υγρασίας ( $\theta$ ). Από τα παραπάνω ζεύγη τιμών,

δημιουργήθηκε η πειραματική καμπύλη του συντελεστή διάχυσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία, η οποία φαίνεται στο Σχήμα 5.15. Στο ίδιο σχήμα φαίνεται και η καμπύλη προσαρμογής, η οποία προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία. Η καμπύλη προσαρμογής είναι εκθετική και δίνεται από τη σχέση:

$$D = \exp[155231\theta^3 - 168916\theta^2 + 61389\theta - 7450,7] \quad (5.30)$$



Σχήμα 5.15 Συντελεστής διάχυσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία [Αμμώδης Πηλός (SL)]

### 5.3.6 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους

Όπως στο αμμώδες έδαφος, έτσι και στον αμμώδη πηλό η εισαγωγή της σχέσης (5.30) στην (5.14) και την (5.15), δίνει ολοκληρώματα των οποίων η αναλυτική επίλυση δεν είναι δυνατή. Έτσι ο υπολογισμός της



απορροφητικότητας έγινε γραφικά, αλλά και με αριθμητική ανάλυση, όπως ακριβώς και στο πρώτο εδαφικό δείγμα.

### 5.3.6.α Γραφικός υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους

Ο υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους με γραφικό τρόπο έγινε χωρίζοντας την καμπύλη  $D(\theta)$  του Σχήματος 5.15 σε 4 τμήματα, των οποίων υπολογίστηκαν οι εξισώσεις. Οι εξισώσεις αυτές παρουσιάζονται στον επόμενο πίνακα:

Πίνακας 5.8 Εξισώσεις των 4 τμημάτων της καμπύλης  $D(\theta)$  για τον αμμόδη πηλό

<b>1<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,34 – 0,35)	$D = 26,485\theta - 9,0013$	$(R^2 = 0,8802)$	(5.31)
<b>2<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,35 – 0,36)	$D = 114,44\theta - 39,809$	$(R^2 = 0,9133)$	(5.32)
<b>3<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,36 – 0,375)	$D = 30704\theta^2 - 22073\theta + 3968,1$	$(R^2 = 1)$	(5.33)
<b>4<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,375 – 0,38)	$D = 4929,1\theta - 1839,8$	$(R^2 = 1)$	(5.34)

Στη συνέχεια υπολογίστηκαν τα ολοκληρώματα ( $I_i$ ) από τις σχέσεις (5.14) και (5.15) για κάθε ένα από τα παραπάνω τμήματα και στο τέλος αθροίστηκαν όλα τα επιμέρους ολοκληρώματα. Έτσι προέκυψε η τιμή της απορροφητικότητας ( $S$ ), καθώς και η βέλτιστη τιμή της ( $S_{opt}$ ). Οι τιμές των ολοκληρωμάτων αυτών, αλλά και οι τιμές της απορροφητικότητας που εξήχθησαν με τον τρόπο που αναφέρθηκε προηγουμένως αναγράφονται στους Πίνακες 5.9 και 5.10

Πίνακας 5.9 Τιμές ολοκληρωμάτων και τελική τιμή απορροφητικότητας [από εξίσωση (5.15)]

<b>1<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,34 – 0,35)	$S_1 = 2 \int_{0,34}^{0,35} (26,485\theta^2 - 9,0013\theta) d\theta = 0,000942987$
<b>2<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,35 – 0,36)	$S_2 = 2 \int_{0,35}^{0,36} (114,44\theta^2 - 39,809\theta) d\theta = 0,005720367$
<b>3<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,36 – 0,375)	$S_3 = 2 \int_{0,36}^{0,375} (30704\theta^3 - 22073\theta^2 + 3968,1\theta) d\theta = 0,040136805$
<b>4<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,375 – 0,38)	$S_4 = 2 \int_{0,375}^{0,38} (4929,1\theta^2 - 1839,8\theta) d\theta = 0,082153258$
$S^2$	0,128953417 cm <sup>2</sup> /min
$S$	<b>0,359 cm/min<sup>1/2</sup></b>

Πίνακας 5.10 Τιμές ολοκληρωμάτων και τελική τιμή απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ )  
[από εξίσωση (5.14)]

<b>1<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,34 – 0,35)	$S_{opt_1} = \int_{0,34}^{0,35} (1 + \theta)(26,485\theta - 9,0013) d\theta = 0,0018317433$
<b>2<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,35 – 0,36)	$S_{opt_2} = \int_{0,35}^{0,36} (1 + \theta)(114,44\theta - 39,809) d\theta = 0,01108259$
<b>3<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,36 – 0,375)	$S_{opt_3} = \int_{0,36}^{0,375} (1 + \theta)(30704\theta^2 - 22073\theta + 3968,1) d\theta = 0,074$
<b>4<sup>ο</sup> Τμήμα:</b> ( $\theta$ : 0,375 – 0,38)	$S_{opt_4} = \int_{0,375}^{0,38} (1 + \theta)(4929,1\theta - 1839,8) d\theta = 0,14424$
$S_{opt}^2$	0,231444333 cm <sup>2</sup> /min
$S_{opt}$	<b>0,481 cm/min<sup>1/2</sup></b>

### 5.3.6.β Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους με αριθμητική ανάλυση

#### i) Μέθοδος γενικευμένου τραπεζίου

Η μέθοδος γενικευμένου τραπεζίου της αριθμητικής ανάλυσης, χρησιμοποιείται κυρίως για τον υπολογισμό ολοκληρωμάτων των οποίων η αναλυτική επίλυση δεν είναι εφικτή. Ο τρόπος επίλυσης περιγράφηκε με λεπτομέρεια στην παράγραφο 5.2.6β i) και χρησιμοποιήθηκε ξανά στον υπολογισμό της απορροφητικότητας του 2<sup>ου</sup> εδαφικού δείγματος. Οι συναρτήσεις που χρησιμοποιήθηκαν ήταν οι  $f(\theta) = 2\theta D(\theta)$  και  $f(\theta) = (1+\theta)D(\theta)$ , οι οποίες έδωσαν για τον αμμόδη πηλό την τιμή για την απορροφητικότητα  $S$  και τη βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ ) αντίστοιχα. Οι τιμές αυτές δίνονται στον πίνακα 5.11.

**Πίνακας 5.11** Τιμές απορροφητικότητας αμμόδους πηλού, που υπολογίστηκαν με αριθμητική ανάλυση (μέθοδος γενικευμένου τραπεζίου)

$S$ (cm/min <sup>1/2</sup> )	0,350
$S_{opt}$ (cm/min <sup>1/2</sup> )	0,475

Οι τιμές αυτές που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του γενικευμένου τραπεζίου, είναι κοντά στις τιμές που υπολογίστηκαν γραφικά στην προηγούμενη παράγραφο.

#### ii) Μέθοδος 1/3 Simpson

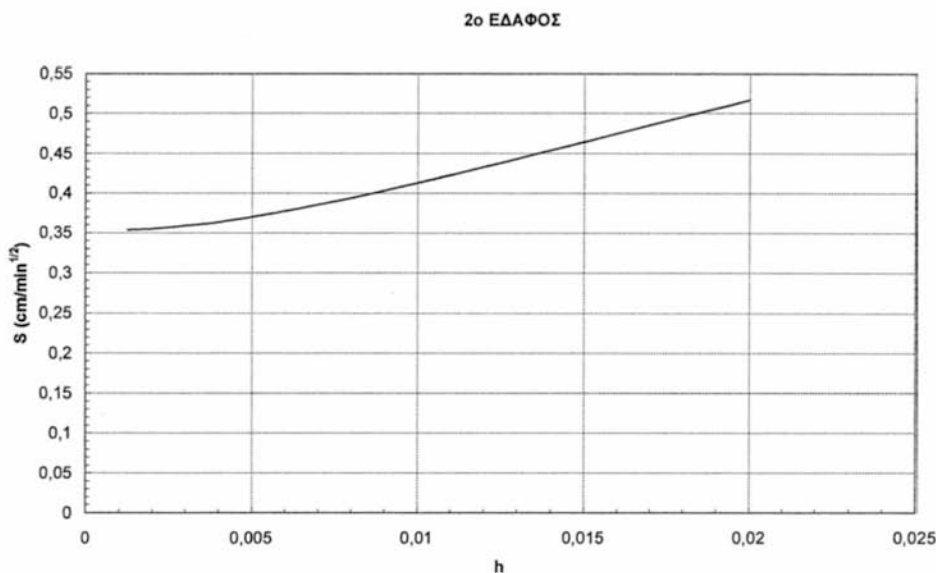
Όπως στη μέθοδο γενικευμένου τραπεζίου, έτσι και στη μέθοδο 1/3 Simpson χρησιμοποιήθηκαν οι συναρτήσεις  $f(\theta) = 2\theta D(\theta)$  και  $f(\theta) = (1+\theta)D(\theta)$  και οι τιμές που προέκυψαν για την απορροφητικότητα του 2<sup>ου</sup> εδάφους ήταν:

**Πίνακας 5.12** Τιμές απορροφητικότητας αμμόδους πηλού, που υπολογίστηκαν με αριθμητική ανάλυση (μέθοδος 1/3 Simpson)

$S$ (cm/min <sup>1/2</sup> )	0,352
$S_{opt}$ (cm/min <sup>1/2</sup> )	0,476

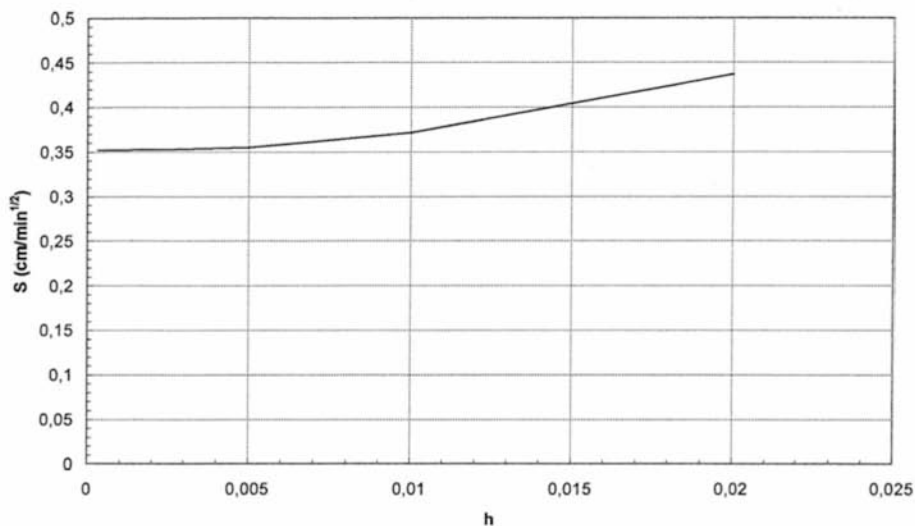
Συγκρίνοντας τις δύο μεθόδους αριθμητικής ανάλυσης που χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της απορροφητικότητας του αμμόδους εδάφους, παρατηρείται ότι παρουσιάζονται διαφορές μόνο στο 3<sup>ο</sup> δεκαδικό ψηφίο.

Στα επόμενα σχήματα, παρουσιάζονται οι γραφικές παραστάσεις των τιμών της απορροφητικότητας ( $S$  και  $S_{opt}$ ) για διάφορα διαστήματα  $h$ .



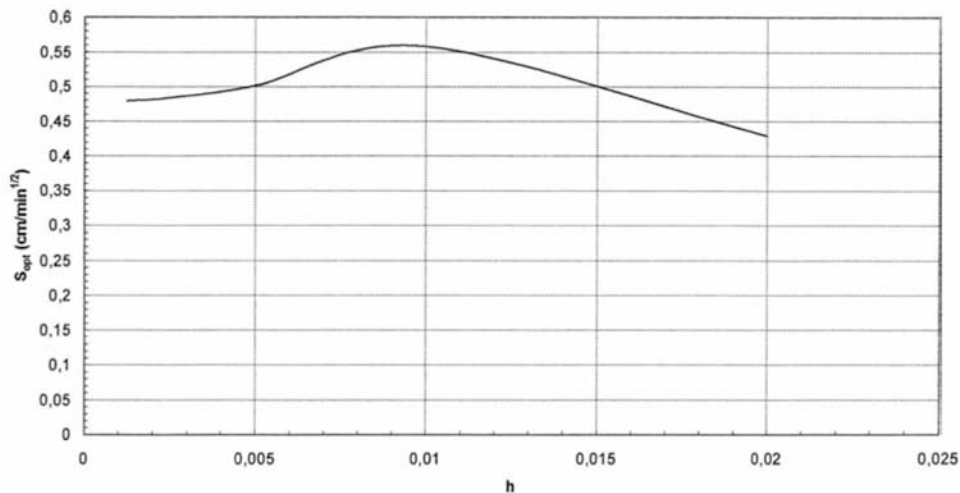
**Σχήμα 5.16** Τιμές απορροφητικότητας αμμόδους πηλού, που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο του γενικευμένου τραπεζίου, για διάφορα διαστήματα  $h$

## 2ο ΕΔΑΦΟΣ



**Σχήμα 5.17** Τιμές απορροφητικότητας αμμώδους πηλού, που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο 1/3 Simpson για διάφορα διαστήματα  $h$

## 2ο ΕΔΑΦΟΣ



**Σχήμα 5.18** Τιμές βέλτιστης απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ ) αμμώδους πηλού, που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο γενικευμένου τραπεζίου για διάφορα διαστήματα  $h$

Στα Σχήματα 5.16, 5.17 και 5.18 παρατηρείται μία σύγκλιση στις υπολογιζόμενες τιμές απορροφητικότητας για τα μικρά διαστήματα  $h$ , καθώς οι προηγούμενοι τύποι που χρησιμοποιήθηκαν δίνουν ακριβέστερα αποτελέσματα όταν τα διαστήματα  $h$  που χρησιμοποιούνται είναι μικρά, οπότε και τα αντίστοιχα εμβαδά που υπολογίζονται είναι μικρότερα. Έτσι για μικρά  $h$  οι τιμές απορροφητικότητας του αμμώδους εδάφους συγκλίνουν στις τιμές των πινάκων 5.11 και 5.12.

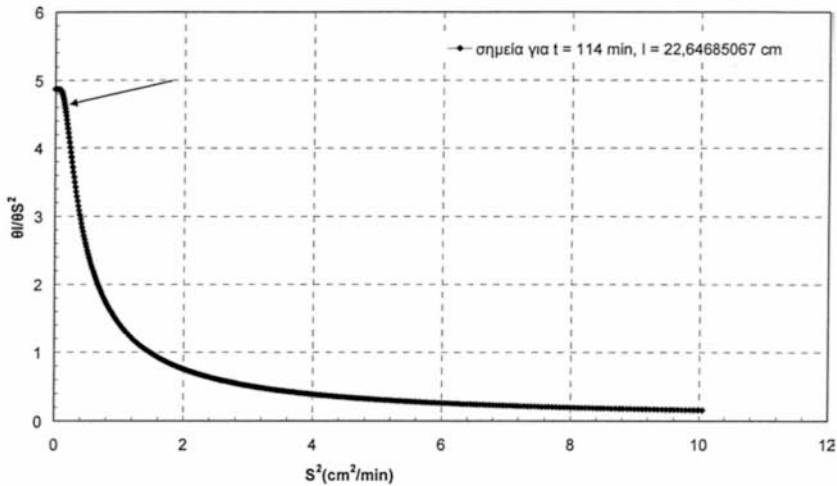
Πρέπει εδώ να αναφερθεί ότι στο Σχήμα 5.18, η τιμή  $S_{opt}$  που δίνεται για  $h = 0,02$  είναι μακριά από την πραγματική τιμή γιατί το διάστημα αυτό θεωρείται πολύ μεγάλο για την αριθμητική ανάλυση.

### 5.3.7 Ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου $S$ για τον αμμώδη πηλό

Στην παράγραφο αυτή παρουσιάζεται η ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$ , που έγινε για τον αμμώδη πηλό χρησιμοποιώντας τη σχέση (5.25). Με βάση τη σχέση αυτή δημιουργήθηκε η καμπύλη του απόλυτου συντελεστή ευαισθησίας σε συνάρτηση με το τετράγωνο της απορροφητικότητας, για ένα μεγάλο χρόνο διήθησης και παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.19.

Στο Σχήμα 5.19 παρατηρείται ότι για τη βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας που υπολογίστηκε για το συγκεκριμένο έδαφος ο απόλυτος συντελεστής ευαισθησίας στους μεγάλους χρόνους διήθησης παίρνει την τιμή 4,6. Η τιμή αυτή είναι εξαιρετικά μεγάλη και δηλώνει ότι υπάρχει ισχυρή εξάρτηση της αθροιστικής διήθησης  $I$  από την παράμετρο  $S$ , ακόμα και στους μεγάλους χρόνους του φαινομένου.

Ανάλυση ευαισθησίας S - 2ο ΕΔΑΦΟΣ



Σχήμα 5.19 Ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου S για μεγάλο χρόνο διήθησης (t = 114 min)  
[Αμμόδης Πηλός (SL)]

### 5.4 ΤΡΙΤΟ ΕΔΑΦΙΚΟ ΔΕΙΓΜΑ (ΠΗΛΩΔΗΣ ΑΜΜΟΣ)

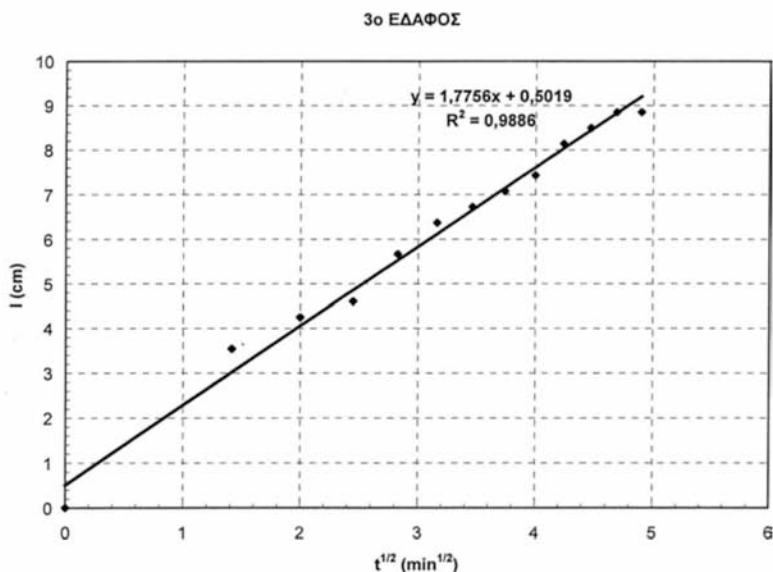
#### 5.4.1 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους – 1<sup>η</sup> προσέγγιση

Μία πρώτη προσέγγιση της απορροφητικότητας του εδάφους μπορεί να γίνει από την κλίση της γραφικής παράστασης της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου, για τους πρώτους χρόνους του φαινομένου της διήθησης. Στο Σχήμα 5.20 παρουσιάζεται η γραφική παράσταση  $I = I(t^{1/2})$ , καθώς επίσης και η εξίσωση της ευθείας που προσεγγίζει τα πειραματικά σημεία. Η εξίσωση αυτή είναι ευθεία και έχει τη μορφή:

$$y = 1,7756x + 0,5019, \text{ (mse} = 0,053 \text{)} \tag{5.35}$$

Από την κλίση της ευθείας αυτής έχουμε μία πρώτη προσέγγιση για την απορροφητικότητα του αμμώδους εδάφους, η οποία είναι ίση με:

$$S = 1,7756 \text{ cm} / \text{min}^{1/2} \quad (5.36)$$



Σχήμα 5.20 Αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με την τετραγωνική ρίζα του χρόνου [Πηλώδης Άμμος (LS)]

#### 5.4.2 Σύγκριση των μοντέλων αθροιστικής διήθησης Green & Ampt και Parlange

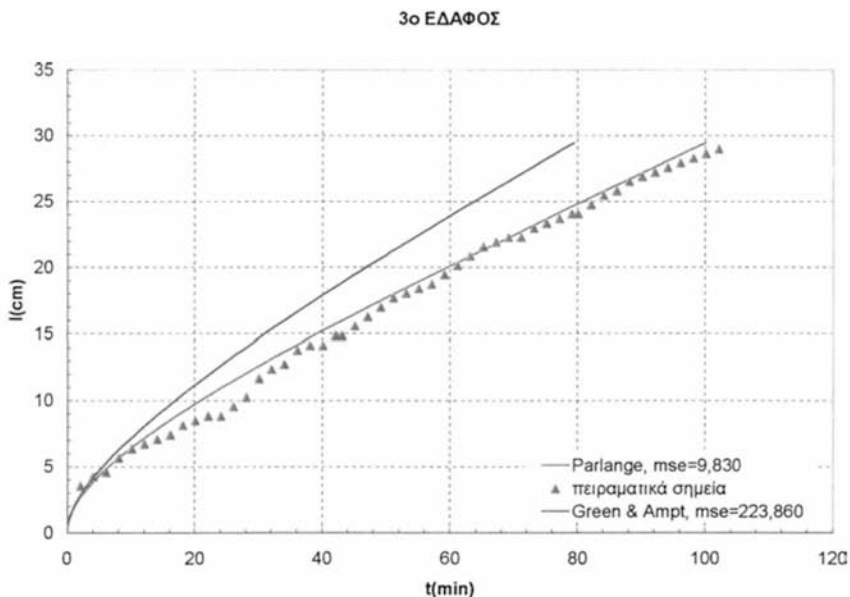
Όπως και στα δύο προηγούμενα εδάφη έτσι και για το τρίτο εδαφικό δείγμα, γίνεται μία σύγκριση του μοντέλου αθροιστικής διήθησης των Green & Ampt με αυτό του Parlange.

Η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού είναι για το τρίτο εδαφικό δείγμα:



$$K_s = 0,2265 \text{ cm/min} \quad (5.37)$$

Από τις εξισώσεις (5.3) και (5.5) σχεδιάστηκαν οι καμπύλες της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο για τα δύο μοντέλα και για τις τιμές που δίνονται στις εξισώσεις (5.36) και (5.37). Οι καμπύλες αυτές αλλά και οι πειραματικές τιμές της αθροιστικής διήθησης απεικονίζονται στο Σχήμα 5.21.



**Σχήμα 5.21** Αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με το χρόνο  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

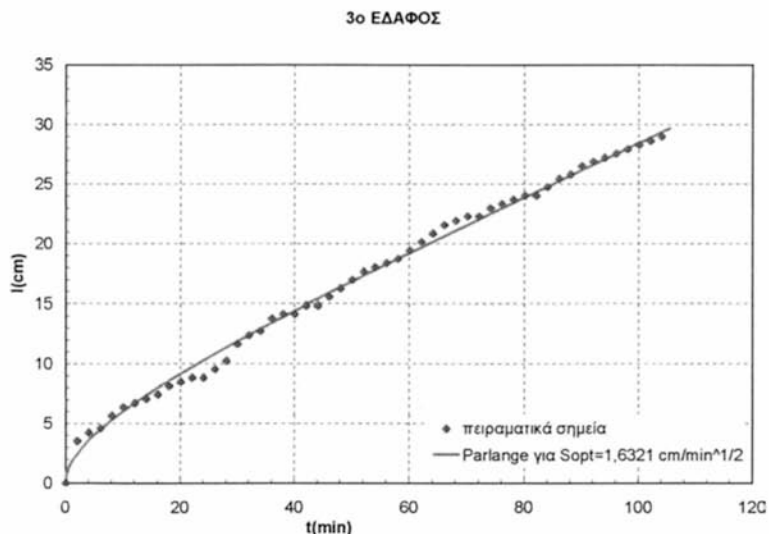
Στο Σχήμα 5.21 παρατηρείται ότι τα δύο μοντέλα μόνο για πολύ μικρούς διήθησης χρόνους συμπίπτουν. Για μεγαλύτερους χρόνους παρατηρούνται σημαντικές αποκλίσεις, με το μοντέλο του Parlange ( $mse = 9,830$ ) να είναι σαφώς κοντύτερα στα πειραματικά σημεία ακόμη και στους μεγάλους χρόνους του φαινομένου σε σχέση με το μοντέλο Green & Ampt ( $mse = 223,860$ ).

### 5.4.3 Βελτιστοποίηση της τιμής της απορροφητικότητας των αρχικών χρόνων διήθησης

Η τιμή της απορροφητικότητας που υπολογίστηκε για τους πρώτους χρόνους διήθησης και η οποία δίνεται στην εξίσωση (5.36), βελτιστοποιήθηκε μέσω του Excel, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Έτσι η βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ ) είναι:

$$S_{opt} = 1,632 \text{ cm} / \text{min}^{1/2} \quad (5.38)$$

Στο Σχήμα 5.22 δίνεται η γραφική παράσταση της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο, του μοντέλου του Parlange, για βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας (5.38). Η καμπύλη αυτή παρουσιάζει την καλύτερη δυνατή προσέγγιση με τα πειραματικά σημεία, η οποία είναι πολύ ικανοποιητική.



**Σχήμα 5.22** Αθροιστική διήθηση σε συνάρτηση με το χρόνο για τη βέλτιστη (optimum) τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt} = 1,632 \text{ cm}/\text{min}^{1/2}$ ). [Πηλώδης Άμμος (LS)]

#### 5.4.4 Μοντέλο πρόβλεψης χαρακτηριστικών καμπυλών, Mualem – van Genuchten

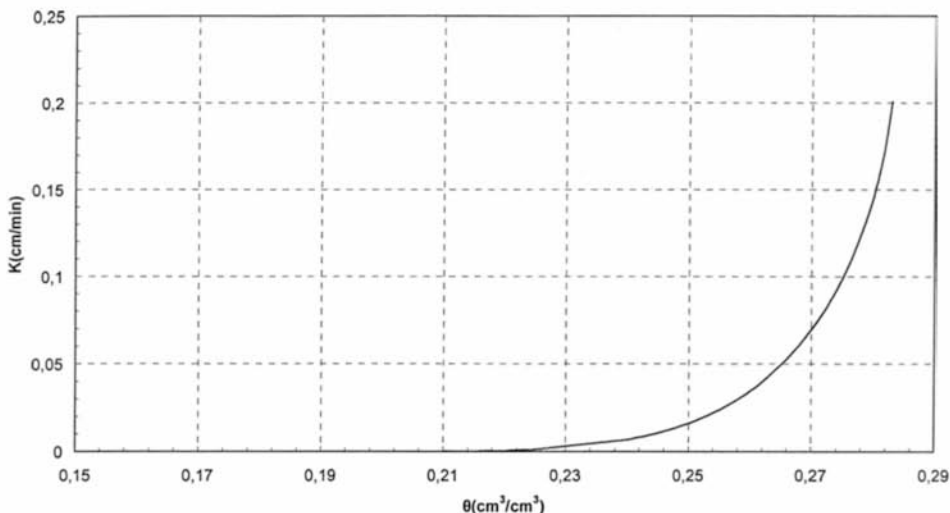
Στο Σχήμα 4.59 του 4<sup>ου</sup> Κεφαλαίου τα πειραματικά σημεία της χαρακτηριστικής καμπύλης της 2<sup>ης</sup> διύγρανσης του τρίτου εδαφικού δείγματος, προσεγγίστηκαν με την καμπύλη που εξάγεται από τη σχέση (5.9). Ο προσδιορισμός των παραμέτρων της εξίσωσης (5.9), έγινε με τη βοήθεια του προγράμματος RETC (van Genuchten et al, 1991), εισάγοντας σε αυτό τις πειραματικές τιμές της υγρασίας ( $\theta$ ) και της μύζησης ( $\psi$ ) για τη 2<sup>η</sup> διύγρανση του τρίτου εδάφους. Στον Πίνακα 5.13 παρατίθενται οι τιμές των παραμέτρων αυτών.

**Πίνακας 5.13** Τιμές των παραμέτρων της χαρακτηριστικής καμπύλης 2<sup>ης</sup> διύγρανσης Mualem – van Genuchten, που εξήχθησαν από το πρόγραμμα RETC [Πηλώδης Άμμος (LS)]

Παράμετρος	$\theta_s$	$\theta_r$	$\alpha$	$n$	$m$	$R^2$
Τιμή RETC	0,28349	0,19872	0,09180	2,59427	0,61453511	0,96941842

Στο Σχήμα 5.23 φαίνονται τα σημεία της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας για διάφορες πειραματικές τιμές εδαφικής υγρασίας ( $\theta$ ), που υπολογίστηκαν από τη σχέση (5.10).

## 3ο ΕΔΑΦΟΣ

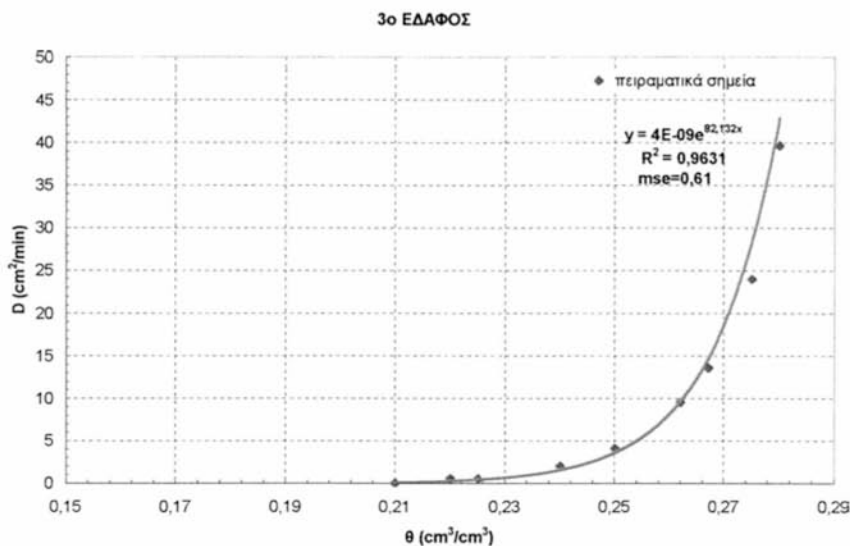


**Σχήμα 5.23** Υδραυλική αγωγιμότητα σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία για την πηλώδη άμμο (RETSC – αναλυτικό μοντέλο van Genuchten)

#### 5.4.5 Υπολογισμός της εξίσωσης του συντελεστή διάχυσης

Από τον Πίνακα 5.13 και τις σχέσεις (5.11) και (5.12) υπολογίστηκαν οι τιμές του συντελεστή διάχυσης ( $D$ ) για διάφορες πειραματικές τιμές της εδαφικής υγρασίας ( $\theta$ ). Οι τιμές αυτές παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.24, στο οποίο φαίνεται και η εκθετική καμπύλη που προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία. Η καμπύλη αυτή δίνεται από την εξίσωση:

$$D = 4 \cdot 10^{-9} \exp(82,132\theta) \quad (5.39)$$



**Σχήμα 5.24** Συντελεστής διάχυσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία  
 [Πηλώδης Άμμος (LS)]

#### 5.4.6 Υπολογισμός της απορροφητικότητας του εδάφους

Σε αυτό το εδαφικό δείγμα, η εισαγωγή της σχέσης (5.39) στις (5.14) και (5.15), δίνει ολοκληρώματα των οποίων η αναλυτική επίλυση είναι δυνατή και επομένως το αποτέλεσμα απόλυτα ακριβές. Συγκεκριμένα για την απορροφητικότητα του τρίτου εδαφικού δείγματος ισχύει:

$$S^2 = 2 \cdot 4 \cdot 10^{-9} \int_{0,21}^{0,28} \theta \exp(82,132\theta) d\theta = 0,25 \quad (5.40)$$

Και επομένως:

$$S = 0,50 \text{ cm} / \text{min}^{1/2} \quad (5.41)$$

Για τη βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας ( $S_{opt}$ ), ισχύει:

$$S_{opt}^2 = 4 \cdot 10^{-9} \int_{0,21}^{0,28} (1 + \theta) \exp(82,132\theta) d\theta = 0,5980 \quad (5.42)$$

Και άρα:

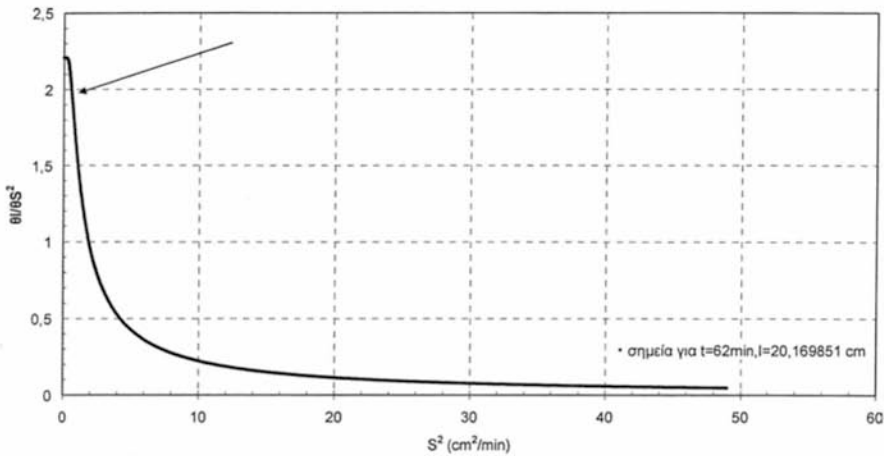
$$S_{opt} = 0,7733 \text{ cm} / \text{min}^{1/2} \quad (5.43)$$

#### 5.4.7 Ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου $S$ για την πηλώδη άμμο

Όπως και στα δύο προηγούμενα εδαφικά δείγματα έτσι και σε αυτό πραγματοποιήθηκε ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$  μέσω της σχέσης (5.25). Έτσι δημιουργήθηκε η καμπύλη του απόλυτου συντελεστή ευαισθησίας σε συνάρτηση με το τετράγωνο της απορροφητικότητας, για ένα μεγάλο χρόνο διήθησης, η οποία φαίνεται στο Σχήμα 5.25.

Στο Σχήμα 5.25 φαίνεται ότι στην περιοχή του τετραγώνου της βέλτιστης απορροφητικότητας, που υπολογίστηκε για το συγκεκριμένο τύπο εδάφους, η συνάρτηση  $\frac{\partial I}{\partial S^2}$  παίρνει την τιμή 2. Αυτό δηλώνει εξάρτηση της αθροιστικής διήθησης  $I$  από την παράμετρο  $S$  και στους μεγάλους χρόνους διήθησης.

## Ανάλυση Ευαισθησίας - 3ο ΕΔΑΦΟΣ



Σχήμα 5.25 Ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$  για μεγάλο χρόνο διάχυσης ( $t = 62$  min)  
[Πηλώδης Άμμος (LS)]

### 5.5 Σύγκριση των τιμών απορροφητικότητας των τριών εδαφών

Οι λόγοι των τιμών της απορροφητικότητας των τριών εδαφικών δειγμάτων είναι οι εξής:

$$\frac{S_{opt}^{AMMOY}}{S_{opt}^{AM.ΠΗΛΟΥ}} = 5,5 \quad (5.44)$$

$$\frac{S_{opt}^{ΠΗΛ.ΑΜΜΟΥ}}{S_{opt}^{AM.ΠΗΛΟΥ}} = 1,6 \quad (5.45)$$

$$\frac{S_{opt}^{AMMOY}}{S_{opt}^{ΠΗΛ.ΑΜΜΟΥ}} = 3,42 \quad (5.46)$$

Από τη σύγκριση αυτή προκύπτει ότι τα εδάφη με μεγαλύτερη υδραυλική αγωγιμότητα (ελαφριά εδάφη), παρουσιάζουν μεγαλύτερη απορροφητικότητα, το οποίο επιβεβαιώνεται και από τη σχέση (5.47):

$$S^2 = 2K_s (\theta_s - \theta_i) (H_0 - H_f) \quad (5.47)$$

### 5.6 Σύγκριση της κλίσης $dI/dt$ της καμπύλης αθροιστικής διήθησης, με την πειραματική τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού, για τα τρία εδαφικά δείγματα

Στο Κεφάλαιο 2 έγινε μία εκτεταμένη αναφορά στα μοντέλα διήθησης. Αναφέρθηκε ότι το μοντέλο του Parlange για μεγάλους χρόνους διήθησης δίνεται από τη σχέση:

$$\tau = \lambda - 1, \quad \dot{I} = (\theta_0 - \theta_1)(H_0 - H_f) + K_s t \quad (5.48)$$

Παραγωγίζοντας τη σχέση αυτή ως προς το χρόνο προκύπτει ότι η κλίση της αθροιστικής διήθησης ισούται με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού ( $K_s$ ).

Υπολογίστηκαν οι κλίσεις των καμπυλών  $I = I(t)$  για μεγάλους χρόνους διήθησης και τα αποτελέσματα συγκρίθηκαν με τις τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού που υπολογίστηκαν πειραματικά με τη μέθοδο σταθερού φορτίου. Τα αποτελέσματα παρατίθενται στον Πίνακα 5.15.

Πίνακας 5.15 Σύγκριση τιμών υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού

	Άμμος	Αμμώδης Πηλός	Πηλώδης Άμμος
$dI/dt$ (cm/min) για $t > t_c$	1,0417	0,1000	0,2125
Πειραματική τιμή $K_s$ (cm/min)	0,9721	0,1027	0,2265
Σχετικό σφάλμα ( $\sigma$ )	0,0716	0,0263	0,0618

Από τις τιμές του παραπάνω πίνακα παρατηρείται ότι η κλίση της καμπύλης της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο προσεγγίζει ικανοποιητικά την τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού που υπολογίστηκε πειραματικά και για τα τρία εδαφικά δείγματα για μεγάλους χρόνους.



### 5.7 Αποτελέσματα – Συζήτηση

Στο κεφάλαιο αυτό πραγματοποιήθηκε θεωρητική μελέτη των πειραματικών δεδομένων του 4<sup>ου</sup> κεφαλαίου, με κύριο στόχο τον υπολογισμό της απορροφητικότητας και τη μελέτη εξάρτησης της αθροιστικής διήθησης από την απορροφητικότητα, για τρία εδαφικά δείγματα διαφορετικών υδραυλικών ιδιοτήτων. Ταυτόχρονα έγινε σύγκριση της συμπεριφοράς των μοντέλων των Green & Ampt και Parlange για τα εδάφη αυτά.

Τα δύο μοντέλα αθροιστικής διήθησης συμπίπτουν στην αρχή του φαινομένου της διήθησης, ανεξάρτητα από τον τύπο του εδάφους. Στη συνέχεια όμως παρατηρείται μία σταθερά αυξανόμενη διαφορά μεταξύ των μοντέλων. Η εξίσωση του Parlange προσεγγίζει καλύτερα τα πειραματικά σημεία και στα τρία εδάφη σε όλους τους χρόνους. Η διαφορά μεταξύ των μοντέλων είναι εμφανώς μικρότερη στο αμμώδες έδαφος και παρουσιάζεται αυξανόμενη απόκλιση του μοντέλου Green & Ampt από τα πειραματικά σημεία, όσο το έδαφος γίνεται βαρύτερο.

Όσον αφορά την απορροφητικότητα των τριών εδαφών, παρατηρείται μείωση της απορροφητικότητας όσο το έδαφος γίνεται πιο βαρύ. Η μείωση αυτή παρατηρείται τόσο στις τιμές απορροφητικότητας, που υπολογίστηκαν για τους αρχικούς χρόνους διήθησης, όσο και για αυτές που υπολογίστηκαν με ολοκλήρωση των συναρτήσεων  $f_1(\theta) = 2\theta D(\theta)$  και  $f_2(\theta) = (1+\theta)D(\theta)$ . Οι τιμές απορροφητικότητας, που υπολογίστηκαν για το αμμώδες έδαφος είναι αρκετά μεγαλύτερες από αυτές των άλλων δύο εδαφών.

Η ανάλυση ευαισθησίας έδειξε ότι ο απόλυτος συντελεστής ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$  είναι θετική συνάρτηση και στα τρία εδάφη και επομένως η αθροιστική διήθηση  $I$  είναι αύξουσα συνάρτηση του τετραγώνου της απορροφητικότητας. Είναι γνωστό ότι στους αρχικούς χρόνους του φαινομένου της αθροιστικής διήθησης επιδρούν κυρίως οι τριχοειδείς δυνάμεις, οι οποίες υπερτερούν των δυνάμεων βαρύτητας και επομένως σε αυτή τη φάση η αθροιστική διήθηση εξαρτάται άμεσα από την απορροφητικότητα του εδάφους. Η ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$

έδειξε ότι όσο το έδαφος γίνεται βαρύτερο η εξάρτηση αυτή επεκτείνεται και στους μεγάλους χρόνους του φαινομένου. Συγκεκριμένα, ο απόλυτος συντελεστής ευαισθησίας παρουσιάζει πολύ μεγάλη τιμή για τον αμμώδη πηλό σε σχέση με την πηλώδη άμμο και το αμμώδες έδαφος, για τις βέλτιστες τιμές απορροφητικότητας που υπολογίστηκαν για τα εδάφη αυτά. Αναλυτικά, η τιμή του απόλυτου συντελεστή ευαισθησίας για τον αμμώδη πηλό σε μεγάλο χρόνο διήθησης είναι 4,6. Η τιμή αυτή είναι πολύ μεγάλη και επομένως η κλίση της συνάρτησης  $I(S^2)$  είναι πολύ μεγάλη (αντιστοιχεί σε γωνία περίπου  $78^\circ$ ). Αυτό σημαίνει ότι για αυτόν τον τύπο εδάφους, η αθροιστική διήθηση παρουσιάζει ισχυρή εξάρτηση από την απορροφητικότητα και στους μεγάλους χρόνους διήθησης. Η τιμή του απόλυτου συντελεστή ευαισθησίας για το αμμώδες έδαφος σε μεγάλο χρόνο διήθησης είναι 0,45 και επομένως η κλίση της συνάρτησης  $I(S^2)$  είναι 0,45 και αντιστοιχεί σε γωνία περίπου  $24^\circ$  και δεν μπορεί να θεωρηθεί επομένως ότι σε αυτό τον τύπο εδάφους η εξάρτηση της αθροιστικής διήθησης από την απορροφητικότητα είναι μεγάλη. Για την πηλώδη άμμο ο απόλυτος συντελεστής ευαισθησίας για μεγάλο χρόνο διήθησης παίρνει την τιμή 2 και αντιστοιχεί σε γωνία κλίσης της συνάρτησης  $I(S^2)$  ίση με  $63^\circ$ . Επομένως σε αυτό τον τύπο εδάφους η εξάρτηση της αθροιστικής διήθησης από την απορροφητικότητα επεκτείνεται και στους μεγάλους χρόνους του φαινομένου, αλλά η εξάρτηση αυτή δεν είναι τόσο ισχυρή όσο ήταν στο βαρύτερο εκ των τριών εδαφών που ήταν ο αμμώδης πηλός.

Οι τιμές απορροφητικότητας του αμμώδους πηλού και της πηλώδους άμμου είναι σχετικά κοντά, αν και τα δύο εδάφη παρουσιάζουν διαφορετικούς χρόνους διήθησης, διαφορετική ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$  και γενικά διαφορετική συμπεριφορά.

Η σύγκριση των τιμών απορροφητικότητας των τριών εδαφών έδειξε αύξηση της απορροφητικότητας, όσο αυξάνεται η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού του εδάφους. Αυτό βέβαια επιβεβαιώνεται και από τη σχέση (5.47) του Philip, καθώς ο παράγοντας  $K_s$  διαφέρει σημαντικά σε κάθε εδαφικό δείγμα που μελετήθηκε, σε σχέση με τον παράγοντα  $(\theta_s - \theta_i)$ .

Τέλος, παρατηρήθηκε ικανοποιητική συμφωνία της κλίσης  $dI/dt$  της καμπύλης αθροιστικής διήθησης  $I = I(t)$  σε μεγάλους χρόνους, με την υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού που υπολογίστηκε πειραματικά, για όλα τα εδαφικά δείγματα.

**ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 5<sup>ο</sup> ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ**

- 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 the Journal Water, Air & Soil Pollution: Focus (WAFO) with the title 'Protection and Restoration of the Environment', Kluwer Academic Publishers.
- 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, pp. 172 – 183.
- 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, pp. 521 – 527.
- Green W. H. & Ampt A., 1911. Studies on soil physics: The flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.*, pp. 1 – 4.
- Mualem. Y., 1976a. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, Vol. 12 No 3, pp. 513 – 522.
- Mualem. Y. and Dagan, G., 1976. Methods of predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Proj. 422, 78*, pp. Technion, Israel Inst., of Technol, Haifa.
- Mualem. Y., 1978. Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: generalized macroscopic approach. *Water Resour. Res.*, pp. 325 – 334.
- Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 1. One – dimensional absorption. *Soil Sci. Vol. 111 (2)*, pp. 134 – 137.
- Parlange J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 2. One – dimensional infiltration. *Soil Sci. Vol. 111 (3)*, pp. 170 – 174.
- Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 6. Effect of water depth over soil. *Soil Sci.*, Vol. 133, pp. 308 – 312.

- Parlange J. – Y., 1972. Theory of water movement in soils. 8. One – dimensional infiltration with constant flux at the surface. Soil. Sci., Vol. 114, pp. 1 – 4.
- Parlange J. – Y., 1975. A note of the Green & Ampt equation. Soil Sci. Vol 119, pp. 466 – 467.
- Philip J.R., 1957a. Theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Soil. Sci., 83: 435 – 448.
- Philip J.R., 1957b. Theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil. Sci., 84: 257 – 264.
- Philip J.R., 1957c. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration – dependent. II. Austr. J. Physics, 10: 29 – 42.
- Philip J.R., 1958. Theory of infiltration: 6. Effect of water depth over soil. Soil. Sci., Vol. 85, pp. 278 – 286.
- Σακελλάριου – Μακραντωνάκη, Μ., 1986. Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης – στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική Διατριβή Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, σελ. 215.
- van Genuchten, M. Th., 1978. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed – form analytical model. Dep. Civ. Eng., Princeton Univ., Princeton, N. J., Water Resour. Prog. Res. Rep., 78 – WR 08.
- van Genuchten, M. Th., 1980. A closed – form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44: 892 – 898.
- van Genuchten, M. Th., Leij, F. J. and Yates, S. R., 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils, EPA/600/2-91/065, pp. 108.
- 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.
- Χατζηδήμος Α., 1980. Εισαγωγή στην αριθμητική ανάλυση. Ιωάννινα, σελ. 259.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6<sup>ο</sup>

### ΣΥΝΟΨΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο κύριος στόχος της παρούσας διδακτορικής διατριβής ήταν η συγκριτική αξιολόγηση των μοντέλων της αθροιστικής διήθησης Green & Ampt και του διαπαραμετρικού μοντέλου του Parlange σε σχέση με τα πειραματικά δεδομένα, με ιδιαίτερη έμφαση στις παραμέτρους υδραυλική αγωγιμότητα και απορροφητικότητα και με επιλεκτική εφαρμογή σε τρεις τύπους εδαφών με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες και διαβαθμισμένη υδραυλική αγωγιμότητα.

Ο προσανατολισμός της έρευνας εστιάστηκε στα ακόλουθα πεδία:

- Εργαστηριακά πειράματα
- Θεωρητική μελέτη των πειραματικών δεδομένων της αθροιστικής διήθησης του νερού, με κύριο στόχο τη σύγκριση των μοντέλων Green & Ampt και Parlange, τον υπολογισμό της απορροφητικότητας τριών εδαφών και τη διερεύνηση της εξάρτησης της αθροιστικής διήθησης από την απορροφητικότητα.

Για τη διεξαγωγή των πειραμάτων επιλέχθηκαν τρία εδαφικά δείγματα με διαφορετικές υδραυλικές ιδιότητες. Για κάθε εδαφικό δείγμα πραγματοποιήθηκαν δύο κύκλοι πειραματικής έρευνας. Πριν την έναρξη των δύο αυτών κύκλων, πραγματοποιήθηκαν πειράματα υπολογισμού της κοκκομετρικής σύστασης και της υδραυλικής αγωγιμότητας του κάθε εδάφους. Ταυτόχρονα, πραγματοποιήθηκαν και τρία πειράματα βαθμονόμησης των μετατροπέων πίεσης, που είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τον μετέπειτα υπολογισμό των πιέσεων του εδαφικού νερού. Κατά τον πρώτο κύκλο των πειραμάτων μελετήθηκε η αθροιστική διήθηση με πολύ μικρό σταθερό φορτίο

( $H_0 \sim 2\text{mm}$ ) στην επιφάνεια του εδάφους. Κατά το πείραμα αυτό γινόταν μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR, η οποία χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά σε πείραμα αθροιστικής διήθησης. Ταυτόχρονα λαμβάνονταν και ογκομετρικές μετρήσεις του εισερχόμενου στο έδαφος νερού. Η μέθοδος TDR συγκρίθηκε σε ξεχωριστό πείραμα, με τη μέθοδο της  $\gamma$  ακτινοβολίας, δίνοντας αποτελέσματα που επιβεβαίωσαν την αξιοπιστία της μεθόδου. Από αυτό τον πρώτο κύκλο πειραμάτων εξήχθησαν α) οι καμπύλες του αθροιστικού εισερχόμενου όγκου νερού σε συνάρτηση με το χρόνο, β) της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο, γ) της εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο και δ) της εδαφικής υγρασίας σε συνάρτηση με το βάθος. Πραγματοποιήθηκε σύγκριση των αθροιστικών εισερχόμενων όγκων που προέκυψαν ογκομετρικά, με τους όγκους που υπολογίστηκαν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας και εξήχθησαν οι εξισώσεις διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο. Από αυτό τον πρώτο κύκλο των πειραμάτων μπορούν να εξαχθούν τα εξής συμπεράσματα:

- Η κλίση της καμπύλης της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο δεν είναι σταθερή, αλλά μειώνεται με την πάροδο του χρόνου. Η κλίση αυτή μεγαλώνει όσο το έδαφος γίνεται ελαφρύτερο, που δηλώνει ότι η ταχύτητα διήθησης είναι μεγαλύτερη στα εδάφη με ελαφριά δομή. Αυτό βέβαια επιβεβαιώνεται και από τις καμπύλες της υγρασίας σε συνάρτηση με το χρόνο, όπου διακρίνεται ότι το μέτωπο υγρασίας κινείται πολύ γρήγορα στο αμμώδες έδαφος, με βραδύτερο ρυθμό στην πηλώδη άμμο και τέλος πολύ αργά στον αμμώδη πηλό. Η μελέτη των προφίλ υγρασίας καταλήγει στο ίδιο συμπέρασμα.
- Σε όλα τα εδάφη που μελετήθηκαν, παρατηρήθηκε ικανοποιητική προσέγγιση των αθροιστικών εισερχόμενων όγκων με τους όγκους που προέκυψαν από την ολοκλήρωση των προφίλ υγρασίας και έτσι επιβεβαιώνεται η ακρίβεια της μεθόδου TDR.

Η θεωρητική μελέτη του πρώτου κύκλου των πειραμάτων είχε ως σκοπό την σύγκριση των μοντέλων Green & Ampt και Parlange και στη συνέχεια την

εύρεση της υδροδυναμικής παραμέτρου *απορροφητικότητα* του εδάφους. Έτσι σε πρώτη φάση σχεδιάστηκε για κάθε εδαφικό δείγμα η καμπύλη της αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το τετράγωνο του χρόνου για τους πρώτους χρόνους του φαινομένου. Από την κλίση της καμπύλης αυτής έγινε μια πρώτη εκτίμηση για την απορροφητικότητα του κάθε εδάφους.

Συμπερασματικά προκύπτει ότι η απορροφητικότητα είναι μεγαλύτερη στο πιο ελαφρύ εκ των τριών εδαφών και μικρότερη στο βαρύτερο. Η διαφορά όμως της απορροφητικότητας του αμμώδους εδάφους από αυτή της πηλώδους άμμου είναι πολύ μεγαλύτερη σε σχέση με την αντίστοιχη διαφορά της απορροφητικότητας της πηλώδους άμμου και αυτής του αμμώδους πηλού. Με βάση τις παραπάνω τιμές απορροφητικότητας, εξήχθησαν οι καμπύλες αθροιστικής διήθησης σε συνάρτηση με το χρόνο για τα μοντέλα των Green & Ampt και Parlange και έγινε μία σύγκριση τόσο μεταξύ των δύο μοντέλων, όσο και του κάθε μοντέλου με τα πειραματικά σημεία αθροιστικής διήθησης, η οποία οδηγεί στα ακόλουθα συμπεράσματα:

- Το μοντέλο Green & Ampt προσεγγίζει τα πειραματικά σημεία στους μικρούς χρόνους διήθησης και στα τρία εδαφικά δείγματα.
- Το μοντέλο Green & Ampt αποκλίνει από τα πειραματικά σημεία στους μεγάλους χρόνους διήθησης, με απόκλιση η οποία μεγαλώνει όσο το έδαφος είναι βαρύτερο. Συγκεκριμένα, στους μεγάλους χρόνους του φαινομένου, το μοντέλο Green & Ampt υπερεκτιμά τις τιμές αθροιστικής διήθησης.
- Το μοντέλο Parlange προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία τόσο στους μικρούς όσο και στους μεγάλους χρόνους διήθησης.
- Το μοντέλο Parlange προσεγγίζει ικανοποιητικά τα πειραματικά σημεία και στους τρεις τύπους εδαφών.
- Το μοντέλο του Parlange προσεγγίζει ικανοποιητικότερα τα πειραματικά σημεία, όταν η αρχική απορροφητικότητα του εδάφους γίνεται βέλτιστη (optimum).



- Το μοντέλο του Τζιμόπουλου συμπίπτει με το μοντέλο του Parlange τόσο στους μικρούς όσο και στους μεγάλους χρόνους διήθησης.

Ο δεύτερος κύκλος πειραμάτων είχε ως σκοπό το σχεδιασμό των οριακών πειραματικών χαρακτηριστικών καμπυλών των τριών εδαφικών δειγμάτων για την πρώτη στραγγίση, τη δεύτερη διύγρανση και τη δεύτερη στραγγίση, αλλά και τον υπολογισμό της απορροφητικότητας του κάθε εδάφους. Έτσι πραγματοποιήθηκαν διαδοχικές διυγράνσεις και στραγγίσεις από τον πυθμένα της εδαφικής στήλης. Από αυτό τον κύκλο πειραμάτων προκύπτουν τα εξής:

- Η εφαρμογή του προγράμματος RETC έδωσε τις παραμέτρους του μοντέλου van Genuchten, με τη βοήθεια των οποίων σχεδιάστηκε η καμπύλη του μοντέλου van Genuchten για τη 2<sup>η</sup> διύγρανση με πολύ καλό συντελεστή συσχέτισης και μικρό ελάχιστο τετραγωνικό σφάλμα (mse) και στα τρία εδάφη.
- Σχεδιάστηκαν οι καμπύλες  $K(\theta)$  για τα τρία εδάφη, από τις οποίες είναι εμφανές ότι η κλίση της καμπύλης είναι μεγαλύτερη όσο το έδαφος γίνεται πιο βαρύ.
- Υπολογίστηκε η σχέση που δίνει το συντελεστή διάχυσης σε συνάρτηση με την εδαφική υγρασία σε κάθε εδαφικό δείγμα. Η σχέση αυτή ήταν εκθετικής μορφής και στα τρία εδαφικά δείγματα και η κλίση της καμπύλης  $D(\theta)$  ήταν μεγαλύτερη όσο το έδαφος ήταν ελαφρύτερο.
- Υπολογίστηκε η βέλτιστη τιμή της απορροφητικότητας των τριών εδαφικών δειγμάτων από τη σχέση του Parlange

$$S_{opt}^2 = \int_{\theta_1}^{\theta_r} (1 + \theta) D(\theta) d\theta. \text{ Υπολογίστηκε επίσης η απορροφητικότητα}$$

$$\text{από τη σχέση των Vauclin et Haverkamp: } S^2 = 2 \int_{\theta_1}^{\theta_r} \theta D(\theta) d\theta.$$

Παρατηρήθηκε ότι και στα τρία εδάφη η βέλτιστη τιμή είναι μεγαλύτερη από την τιμή της απορροφητικότητας που υπολογίστηκε από την πρώτη προσέγγιση. Παρατηρήθηκε επίσης ότι η απορροφητικότητα μεγαλώνει όσο το έδαφος είναι ελαφρύτερο.

Έτσι η άμμος παρουσιάζει τη μεγαλύτερη απορροφητικότητα, σε σχέση με τα άλλα δύο εδαφικά δείγματα και ο αμμώδης πηλός τη μικρότερη.

- Η αθροιστική διήθηση στο μοντέλο Parlange επηρεάζεται από μεταβολές της απορροφητικότητας στους μικρούς χρόνους διήθησης σε όλα τα εδαφικά δείγματα. Αυτό συμβαίνει διότι στους μικρούς χρόνους διήθησης η επίδραση της παραμέτρου  $S$  είναι μεγάλη γιατί οι δυνάμεις βαρύτητας δεν έχουν επιδράσει ακόμη και τα φαινόμενα τριχοειδούς κυριαρχούν. Επίσης το μοντέλο στους μικρούς χρόνους όπως αποδείχτηκε, τείνει να είναι μονοπαραμετρικό, με μόνη παράμετρο την απορροφητικότητα του εδάφους και άρα οι μεταβολές της απορροφητικότητας επηρεάζουν άμεσα την αθροιστική διήθηση.
- Η ανάλυση ευαισθησίας της παραμέτρου  $S$  έδειξε ότι όσο το έδαφος γίνεται βαρύτερο οι μεταβολές της απορροφητικότητας επηρεάζουν την αθροιστική διήθηση και στους μεγάλους χρόνους διήθησης. Συγκεκριμένα, στο βαρύτερο τύπο εδάφους από όσους εξετάστηκαν (αμμώδης πηλός), υπήρξε ισχυρή εξάρτηση της αθροιστικής διήθησης από την παράμετρο  $S$  στους μεγάλους χρόνους του φαινομένου. Όσο το έδαφος είναι ελαφρύτερο η εξάρτηση αυτή μετατοπίζεται στους μικρότερους χρόνους διήθησης.
- Οι τιμές της απορροφητικότητας του κάθε εδαφικού δείγματος που υπολογίστηκαν από τους πρώτους χρόνους του φαινομένου της αθροιστικής διήθησης παρουσιάζουν διαφορές σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές που υπολογίστηκαν από τις σχέσεις  $S_{opt}^2 = \int_{\theta_1}^{\theta_2} (1 + \theta) D(\theta) d\theta$  και  $S^2 = 2 \int_{\theta_1}^{\theta_2} \theta D(\theta) d\theta$ . Αυτό βέβαια οφείλεται στο ότι στην αρχή του φαινομένου ο αριθμός των πειραματικών σημείων είναι μικρός.
- Παρατηρήθηκε, όπως ήδη έχει αναφερθεί, ότι η απορροφητικότητα παίρνει μεγαλύτερες τιμές όσο το έδαφος είναι ελαφρύτερο. Αυτό

συμφωνεί με τη θεωρία γιατί από τη σχέση του Philip (1958):  $S^2 = 2K_s(\theta_s - \theta_i)(H_o - H_f)$  προκύπτει ότι η απορροφητικότητα  $S$  είναι ανάλογη με την ποσότητα  $\sqrt{K_s}$ . Επιβεβαιώθηκε λοιπόν πειραματικά ότι εδάφη με μεγαλύτερη υδραυλική αγωγιμότητα έχουν μεγαλύτερη απορροφητικότητα.

- Τα μοντέλα των Green & Ampt και Parlange, αλλά και το μοντέλο του Τζιμόπουλου για μικρούς χρόνους διήθησης συμπίπτουν και προσεγγίζονται από τη σχέση  $I = St^{1/2}$ , πράγμα που επιβεβαιώθηκε πειραματικά.
- Αποδείχθηκε ότι για μεγάλους χρόνους διήθησης οι κλίσεις των αδιάστατων μοντέλων Green & Ampt και Parlange συμπίπτουν και τείνουν στην τιμή 1. Αποδείχθηκε επίσης ότι σε μεγάλους χρόνους διήθησης, οι γραφικές παραστάσεις των παραπάνω μοντέλων είναι ευθείες με κλίση που τείνει στη μονάδα, αλλά είναι μετατοπισμένες παράλληλα, το οποίο επιβεβαιώθηκε πειραματικά.
- Για μεγάλους χρόνους διήθησης η κλίση της γραφικής παράστασης της αθροιστικής διήθησης  $I(t)$ , η οποία προέκυψε από τα πειραματικά δεδομένα, συμφωνεί ικανοποιητικά με την τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού που προέκυψε πειραματικά και για τα τρία εδαφικά δείγματα.
- Από όλη την παραπάνω έρευνα προκύπτει ότι το διπαραμετρικό μοντέλο του Parlange μπορεί να εφαρμοστεί με επιτυχία σε μεγαλύτερο φάσμα εδαφών από ότι το μοντέλο των Green & Ampt. Το μοντέλο του Parlange αποτελεί ένα εύχρηστο μοντέλο για τη μελέτη του φαινομένου της αθροιστικής διήθησης, με πολύ καλά πρακτικά αποτελέσματα που συμπίπτουν με τη θεωρία.

Η μέθοδος που ακολουθήθηκε στην παρούσα ερευνητική εργασία και τα αποτελέσματά της μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό της έντασης της βροχής άρδευσης, σε δίκτυο καταιονισμού. Τα αποτελέσματα για

την απορροφητικότητα του εδάφους μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε μελέτες στραγγίσεων.

Η έρευνα που πραγματεύεται η παρούσα διδακτορική διατριβή μπορεί να επεκταθεί στο μέλλον στους εξής τομείς:

- Να γίνει μελέτη αθροιστικής διήθησης σε στρωματοποιημένο έδαφος.
- Να γίνει αντίστοιχη μελέτη για ένα ευρύτερο φάσμα εδαφών.
- Να ελεγχθεί η ακρίβεια των δύο μοντέλων για την περίπτωση που το φορτίο  $H_o = 0$  στην επιφάνεια του εδάφους.

## **STUDY OF THE HYDRODYNAMIC PARAMETERS OF THE UNSATURATED FLOW, USING LABORATORY EXPERIMENTS AND MATHEMATICAL MODELING**

The subject of this work was the study of the physics of the cumulative infiltration in three soil samples of different hydraulic properties. Main object was the comparative evaluation of models Green and Ampt and Parlange and their correspondence in the natural phenomenon of infiltration of water through the soil and the effect of sorptivity on cumulative infiltration. Two cycles of experiments were performed in the laboratory: First the cumulative infiltration through each type of soil was studied. Also the hydraulic conductivity at saturation was measured. The soil samples were packed separately in a transparent vertical column with an inner diameter of 6 cm. A constant head boundary condition of 2 mm was applied at the surface of the soil and the incoming amount of water was measured volumetrically. Soil moisture was measured using TDR waveguides at certain locations of the column. At the second experimental cycle, soil sample was wetted via the bottom of the column and the soil moisture was measured using one TDR waveguide. At the same time, pressure of water in soil's pores was measured using tensiometers (pressure transducers in porous plate housings). From the process of wetting – drainage of the soil column the experimental boundary characteristic curves  $h(\theta)$  were obtained.

The theoretical part of this dissertation included analysis of the cumulative infiltration models of Green & Ampt and Parlange. Experimental points of cumulative infiltration were compared to the above models. Using RETC model to approximate the experimental points of the characteristic curve of 2<sup>nd</sup> infiltration, the van Genuchten's parameters were obtained in order to perform the equation of diffusivity  $D(\theta)$ . Knowing equation of diffusivity, soil

sorptivity was estimated using analytical, numerical and graphic methods. Sensitivity analysis of parameter *sorptivity* was performed and showed that sorptivity affects cumulative infiltration and this effect is greater for heavy soils. At these soils sorptivity affects the cumulative infiltration at small and at large times also. As the soil type is getting heavier the effect of sorptivity on cumulative infiltration expands to larger times of infiltration. Sorptivities of the three soil samples were also compared to each other and infiltration rate was calculated and compared to the experimental value of hydraulic conductivity at saturation.

The results of the present study indicate that Green & Ampt and Parlange models give parallel curves at the large times of cumulative infiltration and the slope of the two models converge to 1. At the early times of cumulative infiltration the two models converge to the same equation and gave good approximation with the experimental points at permeable soils. However Parlange's model approximated better the experimental points at a wider range of soil types and at all times of infiltration. Parlange's model is useful and practical because coincides experiment with theory. The method of this study can be used to predict the flow rate of irrigation. Also knowledge of sorptivity is useful to estimate the mechanism of drainage and at drainage research.

