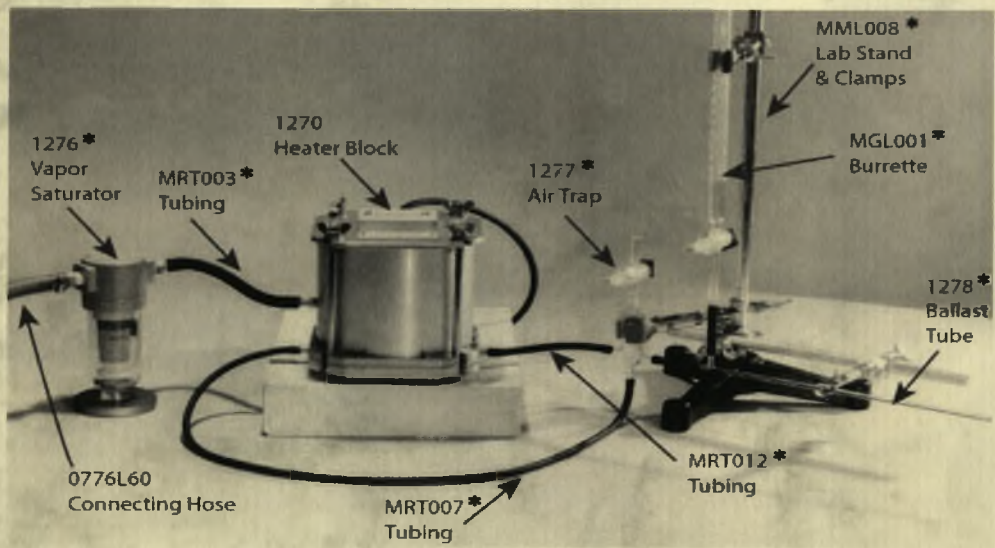


ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΚΑΙ ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΕ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΕΛΑΦΟΥΣ ΜΕ
ΣΥΣΚΕΥΗ RICHARDS**



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ:
ΘΕΟΧΑΡΟΠΟΥΛΟΥ ΧΡΥΣΑ

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ:
Μ. ΣΑΚΕΛΛΑΡΙΟΥ-ΜΑΥΡΑΝΤΩΝΑΚΗ

ΣΥΝΕΠΙΒΛΕΠΟΝΤΕΣ:
Κ.ΚΙΤΑΣ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ
Θ.ΓΕΜΤΟΣ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

ΒΟΛΟΣ 2007



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

Αριθ. Εισ.: 7441/1
Ημερ. Εισ.: 19-08-2009
Δωρεά: Συγγραφέα
Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ – ΦΠΑΠ
2007
ΘΕΟ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα πτυχιακή έγινε στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας, στα πλαίσια της πτυχιακής διατριβής.

Το θέμα της πτυχιακής αυτής διατριβής δόθηκε από την Καθηγήτρια του Π.Θ. και Διευθύντρια του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής, κ. Μ. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, την οποία και ευχαριστώ θερμά για την πολύτιμη βοήθεια της στο θεωρητικό και πειραματικό μέρος της διατριβής.

Τα πειράματα που έγιναν έφθασαν στο τέλος τους με αρκετές δυσκολίες και κόπο, όχι μόνο λόγω των αναμενόμενων αλλά και των απρόβλεπτων προβλημάτων που προέκυψαν. Όλες αυτές οι δυσκολίες ξεπεραστήκαν χάρη στη συνεχή παρακολούθηση των πειραμάτων από την κ. Μ. Σακελλαρίου-Μαυραντωνάκη.

Επίσης ευχαριστώ τους συνεπιβλέποντες της πτυχιακής μου κ. Κίττα, Καθηγητή του Π.Θ. και τον κ. Θ. Γέμτο, Καθηγητή του Π.Θ., για τον χρόνο που αφιέρωσαν για την ανάγνωση και διόρθωση της πτυχιακής διατριβής μου.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Ν. Παπανίκο για την βοήθεια στη χρήση των πειραματικών συσκευών, καθώς και για το ενδιαφέρον του και για την συμπαράσταση του.

Η παρούσα εργασία αφιερώνεται στην μητέρα μου.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Σελίδα

ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	4
---------------	---

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΣΧΕΣΕΙΣ ΕΔΑΦΟΥΣ – ΝΕΡΟΥ

1.1	Γενικότητες.....	6
1.2	Μηχανική σύσταση του εδάφους.....	6
1.2.1	Άμμος.....	9
1.2.2	Ίλύς.....	9
1.2.3	Άργιλος.....	9
1.3	Σχέση μεταξύ μάζας και όγκου.....	10
1.3.1	Πυκνότητα του στερεού ρ_s	11
1.3.2	Φαινομενική πυκνότητα σε ξηρή μάζα κατάσταση ρ	12
1.3.3	Φαινομενική πυκνότητα σε υγρή μάζα κατάσταση ρ_s	12
1.3.4	Πορώδες n	12
1.3.5	Δείκτης κενών e	13
1.3.6	Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία.....	13
1.3.6.1	Υγρασία κατά βάθος w	13
1.3.6.2	Υγρασία κατ'όγκο θ	14
1.3.7	Βαθμός κορεσμού S	14
1.3.8	Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού S_e	15
1.3.9	Τριχοειδής πίεση P_c	16
1.3.10	Επιφανειακή τάση σ	16
1.3.11	Γωνία επαφής.....	16
1.4	Υδατοϊκανότητα – Σημείο μάρανσης.....	17

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

2.1	Η κίνηση του νερού στο έδαφος.....	20
2.1.1	Το δυναμικό του εδαφικού νερού.....	20
2.1.2	Υδραυλικό φορτίο.....	21
2.2	Νόμος Darcy.....	22
2.3	Εξίσωση συνέχειας.....	26
2.4	Εξίσωση κινήσεως.....	27
2.4.1	Εξίσωση ως προς θ	28
2.4.2	Εξίσωση ως προς Ψ	29
2.5	Η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος.....	29
2.6	Μέθοδοι προσδιορισμού των χαρακτηριστικών καμπύλων της εδαφικής υγρασίας.....	32

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΤΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ

3.1	Σχέση πίεσης – περιεκτικότητας σε νερό.....	33
3.2	Υστέρηση της σχέσης $\Psi(\theta)$	34
3.2.1	Ερμηνεία του φαινομένου της υστέρησης.....	37
3.2.2	Το φαινόμενο της υστέρησης σε διαφόρους τύπους εδαφών.....	37
3.3	Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας – υγρασίας.....	38
3.4	Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας – πίεσης.....	40
3.5	Σχέση μεταξύ αρδεύσεων και υστέρησης.....	41

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ

4.1	Συσκευή υστέρησης	43
4.1.1	Εξαγωγή πίεσεων.....	44
4.1.2	Εξάρτημα υστέρησης.....	45
4.1.2.1	Κορεστής ατμών.....	46
4.1.2.2	Ρυθμιστής θερμοκρασίας.....	47
4.1.2.3	Παγίδα αέρα.....	47
4.1.2.4	Σωλήνες συλλογής	48
4.1.2.5	Διαβαθμισμένος σωλήνας.....	48
4.1.2.6	Πρόσθετα εφόδια υστέρησης.....	49
4.1.3	Πηγή πεπιεσμένου αέρα.....	49
4.2	Προετοιμασία εδαφικού δείγματος.....	50
4.3	Μελέτη της υστέρησης.....	51
4.3.1	Προετοιμασία της συσκευασίας.....	51
4.3.2	Εφαρμογή πίεσης στον εξαγωγέα.....	54
4.3.3	Απαραίτητες ρυθμίσεις πριν από κάθε μέτρηση.....	54
4.3.4	Λήψη μετρήσεων.....	56
4.3.4.1	Διαδικασία στράγγισης.....	56
4.3.4.2	Διαδικασία διύγρανσης.....	57
4.3.5	Προσδιορισμός καμπύλων συγκράτησης υγρασίας.....	57

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1	Περιγραφή εδαφικών δειγμάτων.....	60
5.1.1	Μηχανική ανάλυση εδαφών.....	60
5.1.2	Κοκκομετρική ανάλυση του εδάφους.....	60
5.1.3	Υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού.....	62
5.2	Πειραματικός προσδιορισμός του βρόχου της υστέρησης	64
5.2.1	Επεξεργασία των μετρήσεων με την συσκευή Υστέρησης.....	65

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....76

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το έδαφος μπορεί να θεωρηθεί σαν ένα σύνθετο σύστημα μέσα στο οποίο αναπτύσσεται και δρα ένα πλήθος μικροοργανισμών και ταυτόχρονα αποτελεί μέσο συγκράτησης των φυτών, μέσο διακίνησης του νερού και είναι αποθήκη θρεπτικών στοιχείων και νερού από την οποία τα φυτά αντλούν τα απαραίτητα στοιχεία και την απαραίτητη, για την ανάπτυξη τους, υγρασία.

Τα περισσότερα εδάφη αποτελούνται από διάφορες στρώσεις που είναι αποτέλεσμα των εδαφογενετικών διεργασιών. Ο τρόπος εναλλαγής των στρώσεων αυτών, καθώς και το είδος των υλικών από τα οποία αποτελούνται επηρεάζουν τόσο την ανάπτυξη του ριζικού συστήματος των φυτών, όσο και την κίνηση, ανακατανομή και αποθήκευση του νερού.

Το υπόγειο (αποθηκευμένο) νερό χωρίζεται κατά την έννοια της κατακόρυφης διεύθυνσης σε δύο περιοχές:

- Η πρώτη περιοχή καλείται ζώνη κορεσμού. Στην περιοχή αυτή όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό και η κίνηση του νερού μέσα στη ζώνη κορεσμού ονομάζεται **κορεσμένη ροή**.
- Η δεύτερη περιοχή καλείται ζώνη αερισμού και οι πόροι τους είναι γεμάτοι με νερό, αέρα και υδρατμούς. Εκτείνεται από τη φρεατική στάθμη μέχρι την επιφάνεια του εδάφους και συνίσταται από τρεις υποζώνες: α) Τη ζώνη του εδαφικού νερού, στην οποία και αναπτύσσεται το ριζικό σύστημα των φυτών, β) Την ενδιάμεση ζώνη και γ) Την τριχοειδή ζώνη, στην οποία οι πόροι είναι κορεσμένοι με νερό, αλλά η πίεση του εδαφικού νερού είναι αρνητική. Η κίνηση του νερού μέσα στη ζώνη αερισμού ονομάζεται **ακόρεστη ροή**.

Η ακόρεστη ροή ενδιαφέρει πολλούς τομείς της επιστήμης, όπως είναι η γεωπονία για τον προσδιορισμό της κατανάλωσης του νερού των καλλιεργειών και τη βελτίωση των δικτύων άρδευσης ή στράγγισης, η υδρογεωλογία για την τροφοδοσία ή την μόλυνση των υδροφόρων στρωμάτων, η επιστήμη του πολιτικού μηχανικού για ροές δια μέσου αναχωμάτων και χωμάτων φραγμάτων, για τον υπολογισμό της ευστάθειας των έργων.

Η μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος ξεκίνησε το 1907 από τον *Buckingham* (*Swartzendruber, 1969*), που προσπάθησε να δώσει μια λεπτομερή ανάλυση της ακόρεστης ροής. Το 1931 ο *Richards* (*Bear, 1972*) επέκτεινε το νόμο του *Darcy* για την ακόρεστη ροή.

Βασικά στοιχεία για τη μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος είναι οι **υδροδυναμικές παράμετροι**. Με τον όρο "υδροδυναμικές παράμετροι" εννοούμε τις χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους και την υδραυλική αγωγιμότητα. Λέγοντας "χαρακτηριστική καμπύλη" εννοούμε τη σχέση μεταξύ της υγρασίας (Θ) του εδάφους και των πιέσεων (Ψ) του εδαφικού νερού, ενώ με τον όρο "υδραυλική αγωγιμότητα" εννοούμε την ταχύτητα με την οποία κινείται το νερό μέσα στο έδαφος.

Αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι ο πειραματικός προσδιορισμός του βρόχου της υστέρησης της εδαφικής υγρασίας και των διερευνητικών καμπυλών στράγγισης - διύγρανσης Α' τάξης, με στόχο την προσαρμογή των οριακών καμπυλών με το μοντέλο van Genuchten και την πρόβλεψη των διερευνητικών καμπυλών με το μοντέλο Mualem. Τα πειράματα έγιναν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Αναλυτικότερα, στο πειραματικό μέρος χρησιμοποιήθηκαν δύο αμμώδη εδαφικά δείγματα και προσδιορίστηκαν οι οριακές και οι πρωτογενείς διερευνητικές τους καμπύλες στράγγισης — διύγρανσης με τη βοήθεια της συσκευής. Με σκοπό την καλύτερη κατανόηση της εργασίας, η ύλη της διατριβής ταξινομήθηκε ως εξής:

- Στο *πρώτο κεφάλαιο* αναπτύσσονται οι βασικές σχέσεις μεταξύ του εδάφους και του νερού.
- Στο *δεύτερο κεφάλαιο* περιγράφεται η κίνηση του νερού στο έδαφος και οι παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται.
- Στο *τρίτο κεφάλαιο* αναφέρονται οι σχέσεις πίεση-περιεκτικότητα σε νερό, υδραυλική αγωγιμότητα-υγρασία, υδραυλική αγωγιμότητα-πίεση, το φαινόμενο της υστέρησης σε διάφορους τύπους εδαφών, καθώς και η σχέση μεταξύ αρδεύσεων και υστέρησης.
- Στο *τέταρτο κεφάλαιο* περιγράφεται η συσκευή της υστέρησης (Volumetric Porous Plate Extractor) των *Richards* και *Fireman* με τα διάφορα εξαρτήματα της και ο τρόπος λήψεως των μετρήσεων, ώστε να προσδιοριστούν οι οριακές και οι πρωτογενείς διερευνητικές καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης των εδαφικών δειγμάτων.
- Στο *πέμπτο κεφάλαιο* παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων και οι πειραματικές οριακές και διερευνητικές καμπύλες των δύο εδαφικών δειγμάτων. Στη συνέχεια γίνεται προσαρμογή των οριακών καμπυλών στράγγισης-διύγρανσης, του δεύτερου εδαφικού δείγματος, με το μοντέλο van Genuchten και πρόβλεψη των διερευνητικών καμπυλών Α' τάξης, του συγκεκριμένου δείγματος, με το μοντέλο Mualem.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 **ΣΧΕΣΕΙΣ ΕΔΑΦΟΥΣ – ΝΕΡΟΥ**

1.1 Γενικότητες

Η μελέτη των σχέσεων μεταξύ εδάφους και νερού παρουσιάζει αρκετό ενδιαφέρον από αγρονομικής απόψεως. Θα πρέπει να βλέπει κανείς τη γη σαν μια δεξαμενή τροφοδοσίας των φυτών σε νερό και να δημιουργεί με την άρδευση τις καλύτερες συνθήκες, για να δώσει στη γη το νερό, που είναι απαραίτητο.

Είναι λοιπόν απαραίτητη η γνώση της συστάσεως των εδαφών και των φυσικών τους ιδιοτήτων (μηχανική σύσταση, πορώδες, ικανότητα συγκρατήσεως νερού, διηθητικότητα κ.τ.λ.), για την καλύτερη κατανόηση της μεθόδου των αρδεύσεων και του φαινομένου της στράγγισης. Η κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος, η αλατότητα και η αλκαλικότητα των εδαφών, η κίνηση και η συγκέντρωση των διαλυτών αλάτων είναι φαινόμενα, που η μελέτη και η εξήγηση τους εξαρτώνται από τις φυσικές ιδιότητες του εδάφους και του νερού.

Σε ότι αφορά την ποσότητα του νερού, που υπάρχει μέσα στο έδαφος, έχει αποδειχθεί ότι η ανάπτυξη των καλλιεργειών έχει άμεση σχέση με το ποσοστό της εδαφικής υγρασίας. Μεγάλες ποσότητες νερού καθυστερούν ή παρεμποδίζουν την ανάπτυξη των φυτών, ενώ μικρές ποσότητες νερού μπορούν να προκαλέσουν αναστολή της ανάπτυξης τους.

1.2 Μηχανική σύσταση του εδάφους

Το μέγεθος των στοιχειωδών σωματιδίων ενός εδάφους μπορεί να μεταβάλλεται αισθητά. Ορισμένα είναι αρκετά μεγάλα και είναι ορατά με το μάτι, ενώ άλλα είναι πολύ μικρά και κατέχουν κολλοειδείς ιδιότητες.

Η δομή του εδάφους περιγράφει τις σχετικές αναλογίες των διαφόρων μεγεθών των σωματιδίων ενός εδάφους. Η παραδοσιακή μέθοδος, για να χαρακτηριστεί το μέγεθος των σωματιδίων στα εδάφη, συνίσταται στο να διαιρέσουμε τα σωματίδια σε τρεις ομάδες μεγεθών:

- Άμμος
- Ιλύς
- Άργιλος

Στο σχήμα 1.1 δίνεται το διάγραμμα κατατάξεως των εδαφών σύμφωνα με το U.S. Department of Agriculture και την I.S.S.I.

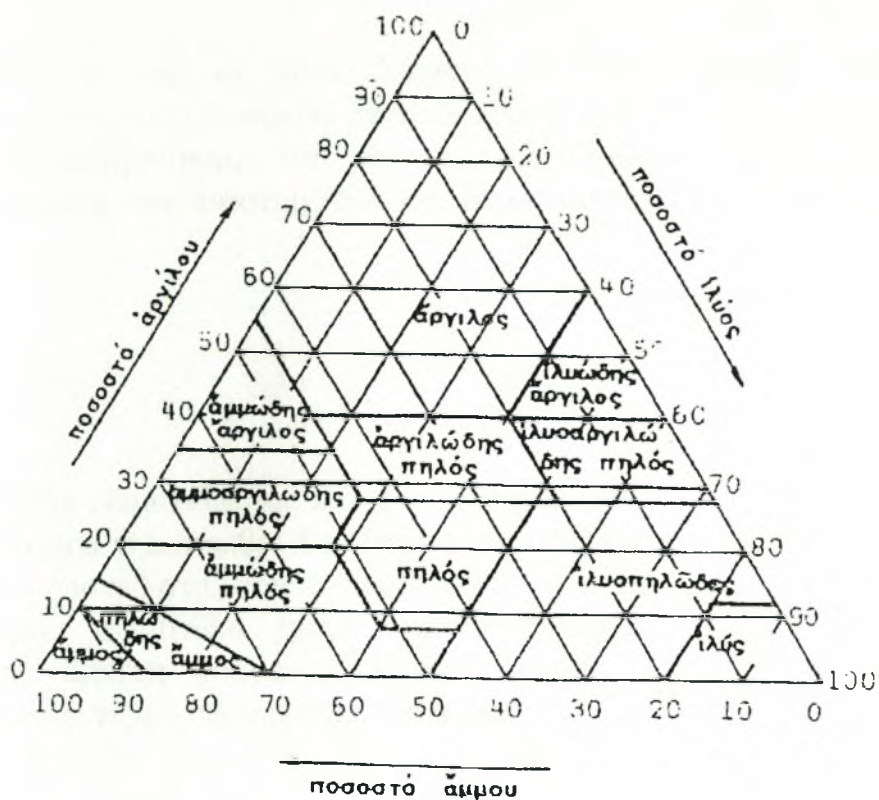
Κατάταξη του U.S. Department of Agriculture

	0,002	0,05	0,1	0,25	0,5	20 mm	
Άργιλος	Ιλύς	Πολύ λεπτή	Λεπτή	Μέση	Πολύ χοντρή	Χαλίκι	
		Άμμος					
Άργιλος	Ιλύς	Άμμος				Χαλίκι	
		Λεπτή	Χοντρή				
	0,002	0,02		0,2		20 mm	

Κατάταξη της International Soil Science Society (I.S.S.S.)

Σχήμα 1.1 Κατάταξη των σωματιδίων του εδάφους σύμφωνα με τη διάμετρό τους.

Η πληρέστερη ταξινόμηση του εδάφους επιτυγχάνεται με βάση το λόγο της μάζας των τριών αυτών ομάδων. Όπως φαίνεται στο σχήμα 1.2 δίνονται διαφορετικά ονόματα στα εδάφη, που αποτελούνται από ορισμένα ποσοστά αναλογίας σε άμμο, ιλύ και άργιλο. Αυτή η μέθοδος κατάταξης των εδαφών είναι αρκετά αυθαίρετη.



Σχήμα 1.2. Διάγραμμα κατατάξεως των εδαφών.

Μια καλύτερη μέθοδος χαρακτηρισμού της μηχανικής σύστασης του εδάφους είναι αυτή, που δείχνει τη συνεχή κατανομή των διαστάσεων των σωματιδίων, οι διάφορες καμπύλες λέγονται κοκκομετρικές καμπύλες. Ορισμένα εδάφη ονομάζονται καλώς διαβαθμισμένα, γιατί περιέχουν όλη την κλίμακα των διαμέτρων των σωματιδίων σε μεγάλη έκταση, ενώ άλλα κακώς διαβαθμισμένα γιατί κυριαρχούνται από μια μικρή ομάδα διαμέτρων σωματιδίων.

1.2.1 Άμμος

Τα σωματίδια της άμμου έχουν ελάχιστη ελεύθερη επιφάνεια ανά μονάδα βάρους και κατά συνέπεια ελάχιστα συμβάλλουν στις χημικές και φυσικές δραστηριότητες του εδάφους. Η παρουσία της άμμου αυξάνει το μέγεθος των διαστημάτων και διευκολύνει την κίνηση του νερού.

1.2.2 Ιλύς

Τα χονδρότερα σωματίδια της ιλύος είναι όμοια με τα λεπτότερα της άμμου όσον αφορά την εκτεθειμένη στον αέρα επιφάνεια και επομένως συμμετέχει ελάχιστα στη χημική δραστηριότητα του εδάφους. Τα λεπτότερα όμως σωματίδια έχουν κάποια συμμετοχή, ιδίως όταν βρίσκονται σε αρκετή ποσότητα. Η ιλύς μπορεί να συγκρατήσει αξιόλογα ποσοστά νερού για αρκετό διάστημα.

1.2.3 Άργιλος

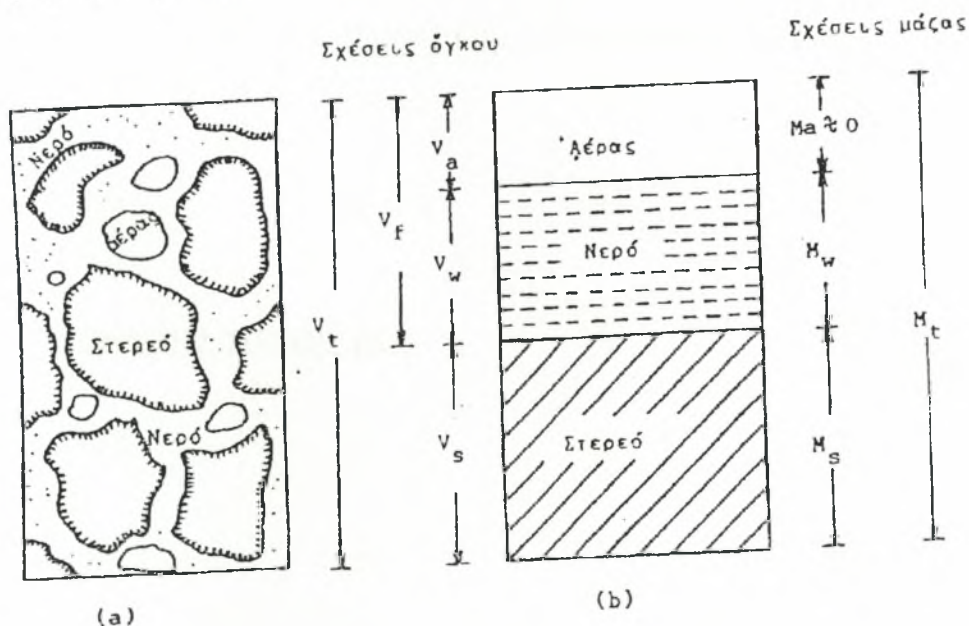
Η άργιλος περιλαμβάνει τα λεπτότερα σωματίδια του εδάφους και έχει μεγάλη εκτεθειμένη επιφάνεια ανά γραμμάριο μάζας. Δεδομένου ότι μεγάλο μέρος της υγρασίας του εδάφους συγκρατείται σαν μεμβράνη γύρω από τα εδαφικά τεμαχίδια της αργίλου, η ποσότητα της αργίλου έχει μεγάλη επίδραση στη συγκράτηση του νερού από το έδαφος.

Επιπλέον, μερικά διαθέσιμα θρεπτικά συστατικά συγκρατούνται στην επιφάνεια των αργιλικών σωματιδίων. Έτσι η άργιλος ενεργεί σαν αποθήκη θρεπτικών στοιχείων και νερού για τα φυτά. Η άργιλος συνίσταται από διάφορα είδη ορυκτών, συνήθως όμως σε κάθε έδαφος κυριαρχεί μια ομάδα ορυκτών της αργίλου.

1.3 Σχέσεις μεταξύ όγκου και μάζας

Στο σχήμα 1.3 (α) δίνεται μια αντιπροσωπευτική εικόνα ενός πραγματικού εδαφικού δείγματος με τις τρεις φάσεις του (αέρας – νερό – έδαφος), ενώ στο σχήμα 1.3 (β) δίνεται μια σχηματική διάταξη ενός ιδεατού εδαφικού δείγματος. Στο δείγμα αυτό οι τρεις φάσεις είναι σαφώς χωρισμένες σε τρία τμήματα:

- Κάτω τμήμα, στερεή φάση
- Μεσαίο τμήμα, υγρή φάση
- Επάνω τμήμα, αέρια φάση



Σχήμα 1.3. Σχηματική διάταξη εδαφικού δείγματος.

(α) Πραγματικό έδαφος.

(β) Ιδεατό έδαφος χωρισμένο σε τρεις φάσεις.

Η στερεή φάση αποτελείται από τα σωματίδια του εδάφους και καλείται *στερεό μητρώο* (*solid matrix*). Η υγρή φάση αποτελείται από το νερό και από τον αέρα του εδάφους.

Το τμήμα του εδάφους που αποτελείται από την υγρή και την αέρια φάση καλείται χώρος των κενών ή χώρος των πόρων (*void space or pore space*).

Το σύνολο στερεής, υγρής και αέριας φάσης καλείται πορώδες μέσο (*porous medium*) και η ροή των ρευστών μέσα στο έδαφος καλείται ροή δια πορώδους μέσου.

Το έδαφος λοιπόν είναι ένα πορώδες μέσο και συνεπώς αποτελείται από ένα άπειρο πλήθος πόρων, οι περισσότεροι από τους οποίους αλληλοσυνδέονται και σχηματίζουν τον αποτελεσματικό χώρο των πόρων (*effective pore space*). Σε αντίθεση με αυτούς, υπάρχουν πόροι που δεν αλληλοσυνδέονται ή ακόμη και άλλοι που αλληλοσυνδέονται μεν, παρουσιάζουν όμως το ένα άκρο φραγμένο (*blind pores*) και έτσι δεν είναι αποτελεσματικοί, γιατί δεν μπορεί να γίνει ροή δια μέσου τέτοιων πόρων.

Με βάση το σχήμα 1.3 προσδιορίζουμε τις παρακάτω σχέσεις μεταξύ μάζας και όγκου.

1.3.1. Πυκνότητα του στερεού ρ_s

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

Στα περισσότερα αλατούχα εδάφη η μέση πυκνότητα των σωματιδίων μεταβάλλεται μεταξύ 2,6 και 2,7 g/cm³, η δε παρουσία οργανικών ουσιών μειώνει την τιμή του ρ_s .

1.3.2 Φαινόμενη πυκνότητα σε ξηρή κατάσταση ρ_b

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

1.3.3 Φαινόμενη πυκνότητα σε υγρή κατάσταση ρ_t

$$\rho_t = \frac{M_t}{V_t} = \frac{M_s + M_w}{V_s + V_a + V_w} \quad (1.3)$$

1.3.4 Πορώδες n

Το πορώδες παρουσιάζει τον ολικό όγκο των πόρων του εδάφους και εκφράζεται σε ποσοστά %. Η δομή του εδάφους και το μέγεθος των σωματιδίων παίζουν σπουδαίο ρόλο στον προσδιορισμό του πορώδους. Έτσι τα εδάφη που είναι χονδρόκκοκα (αμμώδη) είναι λιγότερο πορώδη (35 – 50 %) από τα λεπτόκκοκα (αργιλώδη, 40 – 60 %).

Το πορώδες ενώ παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον για την κίνηση του νερού, δεν μας πληροφορεί για την κατανομή των πόρων μέσα στο εδαφικό δείγμα, γιατί αποτελεί μια μακροσκοπική ιδιότητα του εδάφους.

Η κατανομή του μεγέθους των πόρων (pore-size distribution) επηρεάζει ουσιαστικά την κίνηση του νερού και του αέρα διαμέσου του εδάφους.

1.3.5 Δείκτης κενών e

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

Ο δείκτης κανών χρησιμοποιείται κυρίως στην εδαφομηχανική, ενώ στις αρδεύσεις και στραγγίσεις προτιμούμε τη χρησιμοποίηση του πορώδους. Ο δείκτης κενών e συνδέεται με το πορώδες η με τη σχέση:

$$e = \frac{n}{n-1} \quad (1.5)$$

1.3.6 Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία

Η περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία εκφράζεται, είτε σε σχέση με τη στερεά μάζα (υγρασία κατά βάρος w), είτε σε σχέση με τον ολικό του εδαφικού δείγματος (υγρασία κατ' όγκο θ).

1.3.6.1 Υγρασία κατά βάρος w

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

Είναι η μάζα του νερού σε σχέση με τη μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους. Σαν ξηρό θεωρούμε το έδαφος που έχει αποξηρανθεί σε φούρνο και σε θερμοκρασία 105 C ° . Για εδάφη αλατούχα, κορεσμένα το w κυμαίνεται από 25 μέχρι 60 % .

1.3.6.2 Υγρασία κατ' όγκο θ

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

Είναι ο όγκος του νερού σε σχέση με τον ολικό όγκο του εδαφικού θ_s δείγματος. Για αμμώδη εδάφη και σε κατάσταση κορεσμού έχουμε: $\theta_s = 40 - 50 \%$, όπου θ_s η υγρασία κορεσμού, ενώ για αργιλώδη εδάφη και σε κατάσταση κορεσμού το θ_s ξεπερνά πολλές φορές την τιμή 60 %.

Για την κατάσταση κορεσμού ισχύει: $\theta_s = n$.

Από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει:

$$\frac{\theta}{w} = \left(\frac{M_s}{V_t}\right) / \left(\frac{M_w}{V_w}\right) = \frac{\rho_b}{\rho_w} \quad (1.8)$$

1.3.7 Βαθμός κορεσμού S

$$S = \frac{V_w}{V_f} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \quad (1.9)$$

Ο βαθμός κορεσμού εκφράζει τον όγκο του νερού μέσα στους πόρους του εδαφικού δείγματος σε ποσοστά %. Έτσι, για ένα ξηρό έδαφος έχουμε $S = 0 \%$, ενώ για ένα έδαφος κορεσμένο έχουμε $S = 100 \%$. Ωστόσο, στη φύση δε συναντάμε τις δύο αυτές ακραίες περιπτώσεις.

Η υγρασία, το πορώδες και ο βαθμός κορεσμού συνδέονται με την παρακάτω σχέση:

$$\theta = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_w}{V_a + V_w} \cdot \frac{V_a + V_w}{V_t} = S \cdot n \quad (1.10)$$

1.3.8 Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού S_e

Η ποσότητα αυτή εισάγεται από την ανάγκη που προκαλεί η διαπίστωση, ότι δεν είναι δυνατόν να ξηραθεί τελείως ένα έδαφος, ώστε η τιμή του S να φτάσει στο μηδέν.

Ο αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού ορίζεται ως εξής:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1.11)$$

Όπου θ_s : περιεκτικότητα σε νερό κατά τον κορεσμό
(*saturated water content*)

θ_r : υπολειπόμενη περιεκτικότητα σε νερό
(*residual water content*)

Πρακτικά η εδαφική υγρασία μεταβάλλεται μεταξύ θ_r και θ_s . Η φυσική σημασία και η εκτίμηση της θ_r δεν είναι καθορισμένες στη βιβλιογραφία (Γιαννόπουλος, 1985). Οι Brooks και Corey (1964) συσχέτισαν τη θ_r , με την κατανομή των πόρων. Ο Gaudet (1978) όρισε τη θ_r σαν τη μικρότερη τιμή, που η θ μπορεί να φθάσει με στράγγιση. Οι Abadou (1981), Imbernon (1981) και Vauclin et Vachaud (1981) θεώρησαν τη θ_r σαν μια παράμετρο προσαρμογής. Ο Van Genuchten (1978, 1980) και Mualem (1976) όρισαν τη θ_r σαν την τιμή της θ για την οποία η κλίση $d\theta/dh$ της καμπύλης $\theta(h)$ είναι μηδέν στην περιοχή των χαμηλών θ . Ο Haverkamp (1983) θεώρησε τη θ_r σαν μια εμπειρική παράμετρο, που αντιστοιχεί σε μια περιεκτικότητα σε νερό, η οποία δε συμμετέχει στη ροή. Στην πραγματικότητα 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 (Poulouvassilis, 1962).

1.3.9 Τριχοειδής πίεση P_c

Ορίζεται η διαφορά, σε κάθε σημείο του μέσου, μεταξύ της πίεσης του αέρα P_a και του νερού P_w :

$$P_c = P_a - P_w \quad (1.12)$$

Η τριχοειδής πίεση παίρνει θετικές τιμές.

Συνήθως εκφράζεται σε ύψος στήλης νερού h (cm) και δίνετε από τη σχέση :

$$h = \frac{P_c}{P_w \cdot g} \quad (1.13)$$

όπου P_w : πυκνότητα του νερού

g : επιτάχυνση της βαρύτητας.

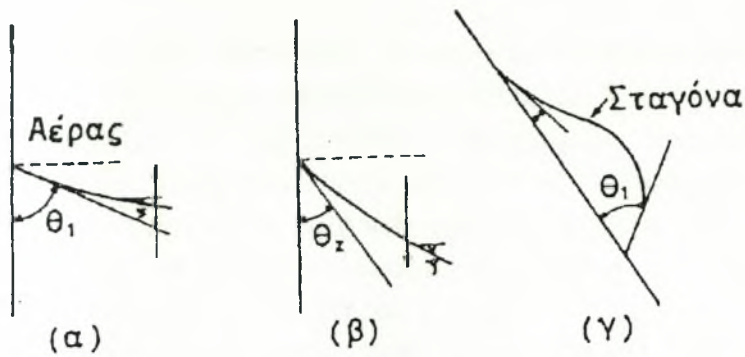
Το h στην κορεσμένη ζώνη είναι θετικό, στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος μηδέν και στην ακόρεστη ζώνη αρνητικό.

1.3.10 Επιφανειακή τάση σ

Σαν επιφανειακή τάση μεταξύ δύο υλικών ορίζεται το πόσο του έργου που πρέπει να καταναλωθεί, για να διαχωριστεί μια μοναδιαία επιφάνεια του ενός υλικού από το άλλο (Kirkham – Powers, 1972).

1.3.11 Γωνία επαφής

Είναι η γωνία μεταξύ της διεπιφάνειας μεταξύ νερού και αέρα και του στερεού μέσου στο οποίο είναι τοποθετημένα. Όταν το υγρό προχωρεί πάνω στο στερεό καλείται γωνία διαβροχής και όταν αποσύρεται γωνία αποσύρσεως. Για το ίδιο υγρό η γωνία διαβροχής είναι μεγαλύτερη από τη γωνία αποσύρσεως (σχήμα 1.4). Η ιδιότητα αυτή καλείται αποτέλεσμα βροχής (*rain drop effect*).



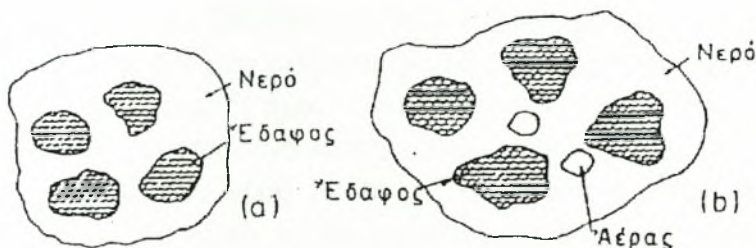
Σχήμα 1.4. Γωνία επαφής : (α) γωνία διαβροχής, (β) γωνία αποσύρσεως, (γ) σταγόνα που προχωρεί.

Η συμπεριφορά αυτή του νερού μέσα στο πορώδες έδαφος αποτελεί έναν από τους παράγοντες του φαινομένου της υστέρησης (Hillel, 1980).

Υδατοϊκανότητα – Σημείο μάρανσης

Το νερό όπως είναι γνωστό, αποτελεί απαραίτητο στοιχείο για την ανάπτυξη των φυτών. Τα φυτά παίρνουν νερό με το ριζικό σύστημά τους από τους πόρους του εδάφους.

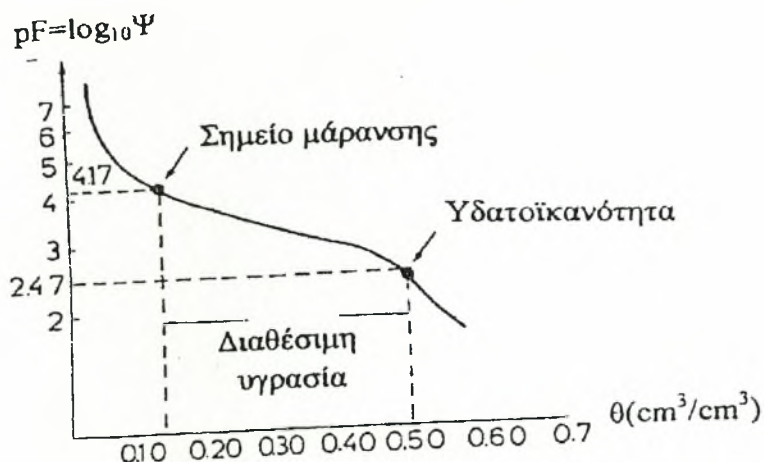
Εάν αρδεύσουμε μια έκταση και στη συνέχεια πάρουμε ένα εδαφικό δείγμα, τότε θα παρατηρήσουμε ότι όλοι οι εδαφικοί πόροι του εδάφους είναι πληρωμένοι με νερό (σχήμα 1.5 α). Το έδαφος στην κατάσταση αυτή καλείται κορεσμένο. Εάν αφήσουμε λίγη ώρα το εδαφικό δείγμα, τότε ένα μέρος από το νερό αυτό απομακρύνεται με την επίδραση της βαρύτητας, ενώ ένα μεγάλο ποσοστό νερού συγκρατείται από το δείγμα. Το έδαφος στην κατάσταση αυτή καλείται ακόρεστο (σχήμα 1.5 β), γιατί οι πόροι του είναι μερικά πληρωμένοι με νερό και μερικά πληρωμένοι με αέρα.



Σχήμα 1.5. (α) κορεσμένο έδαφος , (β) ακόρεστο έδαφος

Η δύναμη, που συγκρατεί το νερό αυτό, μέσα στους πόρους, προέρχεται από ένα δυναμικό, που καλείται τριχοειδές δυναμικό και από την I.S.S.S. καθιερώθηκε σα μητρώο δυναμικό (*matrix potential*). Η πίεση του νερού μέσα στους πόρους του εδαφικού δείγματος έχει αρνητική τιμή και καλείται μύζηση, το δε δυναμικό της αρνητικής πίεσης του νερού, προκύπτει από τις δυνάμεις προσροφήσεως πάνω στο στερεό μητρώο.

Το ποσοστό της υγρασίας, που περιέχεται στο εδαφικό δείγμα, καλείται *ικανότητα συγκρατήσεως* (*field capacity*) ή *υδατοϊκανότητα* H_f . Συνήθως σαν υδατοϊκανότητα καθορίζεται το νερό, που απομένει μέσα στο έδαφος μετά από 60 – 70 ώρες από την λήξη της άρδευσης, όποτε το νερό της βαρύτητας, έχει πλέον απομακρυνθεί. Η αρνητική πίεση του νερού των πόρων (μύζηση) έχει τότε τιμή περίπου 1/10 – 1/3 της ατμόσφαιρας (σχήμα 1.6).



Σχήμα 1.6. Σημείο μάρανσης, υδατοϊκανότητα και διαθέσιμη υγρασία.

Εάν η άρδευση δεν επαναληφθεί, τα φυτά αρχίζουν να καταναλώνουν το διαθέσιμο νερό και έτσι η υγρασία του εδάφους αρχίζει να ελαττώνεται. Όσο όμως ελαττώνεται η υγρασία του εδάφους, τόσο αυξάνεται η μύζηση και τα φυτά θα πρέπει να υπερκινήσουν αυτή τη μύζηση για να μπορέσει το νερό να κινηθεί προς τις ρίζες. Αυτό όμως είναι δυνατό μέχρι ενός ορισμένου ορίου. Πέρα από το όριο αυτό, τα φυτά δεν έχουν τη δυνατότητα να προσλαμβάνουν νερό με το ριζικό τους σύστημα και τα φυτά μαραίνονται. Το όριο αυτό καλείται *σημείο μαράνσεως* H_f (*fletrissement*). Εργαστηριακά το σημείο μαράνσεως προσδιορίζεται σαν υγρασία του εδάφους, που αντιστοιχεί σε μύζηση 15 ατμόσφαιρες (σχήμα 1.6).

Η διαφορά της υγρασίας μεταξύ της υδατοϊκανότητας H_f και του σημείου μαράνσεως H_r είναι η υγρασία που μπορεί να προσλάβει το φυτό από το έδαφος και καλείται διαθέσιμη υγρασία (Δ. Υ.).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

2.1 Κίνηση του νερού στο έδαφος

Η κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος εξαρτάται από τη δύναμη που εφαρμόζεται σε κάθε στοιχειώδη όγκο νερού και από την αντίσταση στη ροή που προβάλλει το πορώδες.

Επάνω σε κάθε στοιχειώδη όγκο νερού, δρουν ουσιαστικά δύο δυνάμεις: α) η δύναμη της βαρύτητας που ωθεί την πτώση του στοιχείου σε χαμηλότερο επίπεδο και β) η δύναμη που οφείλεται σε διαφορές υδροστατικής πίεσης και τείνει να προκαλέσει τη μετατόπιση του στοιχείου από περιοχές μικρής πίεσης.

Μετακίνηση του νερού μπορούν να προκαλέσουν και άλλοι φυσικοί παράγοντες όπως είναι οι διαφορές συγκέντρωσης του εδαφικού διαλύματος και οι διαφορές θερμοκρασίας του.

2.1.1 Το έδαφος του εδαφικού νερού

Στο εδαφικό νερό ορισμένες δυνάμεις, το συγκρατούν στο έδαφος. Οι δυνάμεις αυτές οφείλονται κατά κύριο λόγο στην ύπαρξη των διαχωριστικών επιφανειών υγρού – στερεού και υγρού – αερίου. Ταυτόχρονα, όμως, το εδαφικό νερό βρίσκεται και υπό την επίδραση ορισμένων δυναμικών πεδίων. Οι δυνάμεις αυτές και τα δυναμικά πεδία οφείλονται: α) στο βάρος του νερού, β) στην αλληλεπίδραση του νερού με τη στερεή φάση του εδάφους, γ) στην παρουσία διαλυτών αλάτων και ουσιών και δ) στην υψομετρική διαφορά από ένα αυθαίρετο επίπεδο αναφοράς.

Επειδή η ταχύτητα του νερού μέσα στο έδαφος είναι μικρή, η κινητική του ενέργεια θεωρείται αμελητέα. Απομένει λοιπόν η δυναμική του ενέργεια. Το νερό έχει την τάση να κινείται προς την κατεύθυνση της ελαττούμενης δυναμικής ενέργειας. Έτσι εισάγεται η έννοια του νερού και του εδάφους ως προς ένα σύστημα αναφοράς, που οφείλεται στην ειδική θέση την οποία αυτό κατέχει και στην εσωτερική του κατάσταση, και η οποία καλείται δυναμικό Φ του νερού του εδάφους (Hillel, 1980).

Το ολικό δυναμικό του νερού θεωρείται σαν άθροισμα των επιμέρους δυναμικών :

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_p + \Phi_o + \dots \quad (2.1)$$

όπου : Φ_t : ολικό δυναμικό (*total potential*)

Φ_g : δυναμικό βαρύτητας (*gravitational potential*)

Φ_p : δυναμικό πίεσεως (*pressure or matric potential*)

Φ_o : ωσμωτικό δυναμικό (*osmotic potential*)

2.1.2 Υδραυλικό φορτίο

Εάν ληφθούν υπόψη μόνο τα δυναμικά πίεσεως και βαρύτητας, τα οποία ουσιαστικά συμβάλλουν στη κίνηση του νερού, το ολικό δυναμικό του νερού δίνεται από την σχέση :

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_p \quad (2.2)$$

Το δυναμικό της βαρύτητας του εδαφικού νερού προσδιορίζεται σε κάθε σημείο του από το υψόμετρο θέσεως του σημείου αυτού ως προς ένα επίπεδο αναφοράς που εκλέγεται αυθαίρετα και έτσι ώστε να είναι πάντα θετικό. Εκφρασμένο δε ανά μονάδα βάρους γράφεται :

$$\Phi_g = \pm Z \quad (2.3)$$

όπου : + Z : άξονας θετικός κατευθυνόμενος προς τα πάνω

- Z : άξονας θετικός κατευθυνόμενος προς τα κάτω

Το δυναμικό πίεσεως μετριέται σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση που παίρνεται ίση με το μηδέν. Εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους γράφεται :

$$\Phi_p = h \quad (2.4)$$

Όπως έχει ήδη αναφερθεί στην ακόρεστη ζώνη η τιμή του h είναι αρνητική, καλείται μύζηση και συμβολίζεται με το Ψ . Επομένως:

$$H = h \pm Z = \Phi_i \quad (2.5)$$

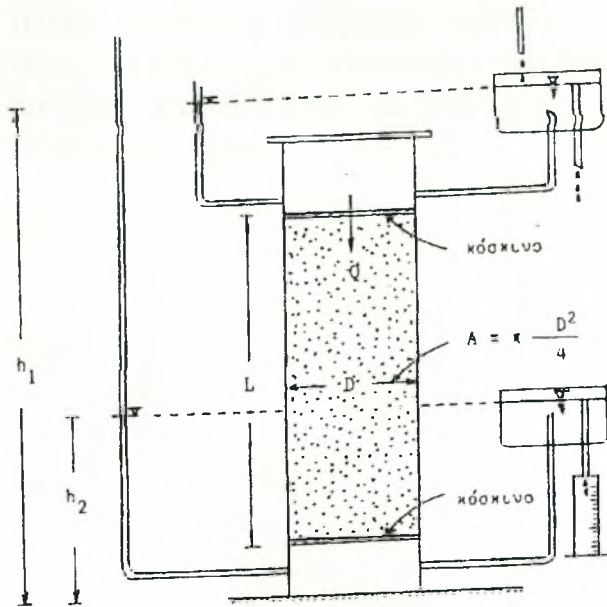
όπου H είναι το υδραυλικό φορτίο (*hydraulic head*).

1.2 Νόμος Darcy

Μια πρώτη προσπάθεια για την εξήγηση του μηχανισμού κίνησης του νερού στα έδαφος έγινε από τον Poiseuille που το θεώρησε το έδαφος σαν μια δέσμη από παράλληλους τριχοειδής σωλήνες. Η ορθότητα αυτής της παραδοχής είναι πολύ σχετική γιατί το έδαφος στη φυσική του κατάσταση είναι ένα σύνολο από συνεχείς και ασυνεχείς πόρους με διαφορετικές διαστάσεις και σχήματα. Οι πόροι αυτοί άλλοτε συνδέονται μεταξύ τους με τρόπο που δίνουν μια συνεχή δίοδο στο νερό και τον αέρα και άλλοτε δεν οδηγούν πουθενά εμποδίζοντας κάθε κίνηση. Γενικά, ο μηχανισμός κίνησης του εδαφικού νερού είναι αρκετά πολύπλοκος και δεν μπορεί να απλοποιηθεί σε βαθμό που να θεωρείται ισοδύναμος με τη ροή σε μια δέσμη παραλλήλων τριχοειδών σωλήνων.

Το 1855 ο Henry Darcy δημοσίευσε μια εργασία πάνω στη ροή του νερού δια μέσου ομογενούς άμμου. Από τα πειράματα του ο Darcy συμπέρανε ότι η παροχή Q , που περνά μέσα από την επιφάνεια A της συσκευής (σχήμα 2.1) είναι ανάλογη προς :

- 1 Την επιφάνεια A
- 2 Τη διαφορά φορτιού $h_1 - h_2$
- 3 Το αντίστροφο του μήκους L
- 4 Ένα συντελεστή K που ονομάζεται υδραυλική αγωγιμότητα.



Σχήμα 2.1. Πειραματική συσκευή του Darcy

Έτσι η μαθηματική διατύπωση του νόμου του Darcy είναι :

$$Q = KA(h_1 - h_2)/L = KA(h_2 - h_1)/L \quad (2.6)$$

Εάν καλέσουμε το λόγο $(h_2 - h_1) / L$ υδραυλική κλίση i και το λόγο (Q/A) ταχύτητα Darcy ή ειδική ταχύτητα q , δηλαδή παροχή ανά μονάδα επιφάνειας, ο τύπος του Darcy είναι :

$$q = - Ki \quad (2.7)$$

Μπορούμε να επεκτείνουμε το νόμο του Darcy και για ροές δια μέσου μιας κεκλιμένης στήλης με ομογενές υλικό (σχήμα 2.2), οπότε έχουμε :

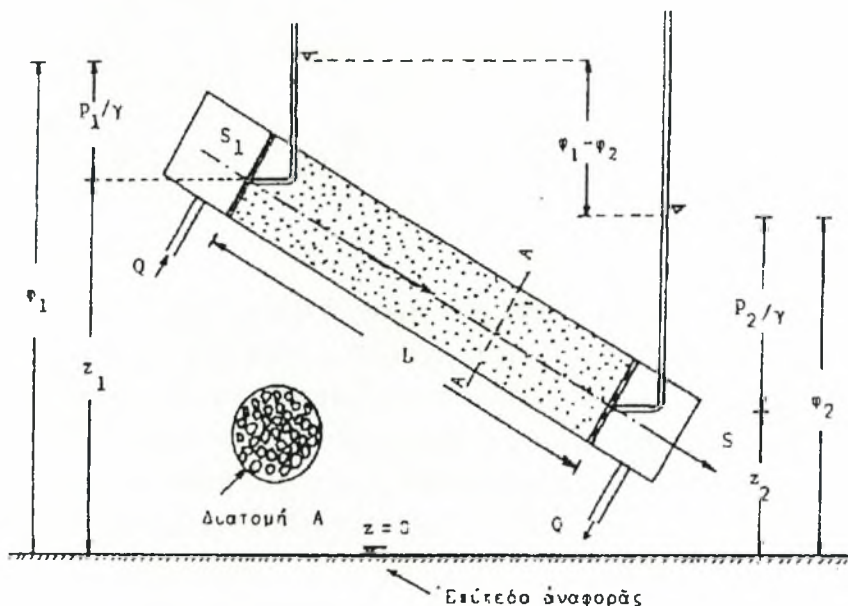
$$Q = - KA(\varphi_2 - \varphi_1)/L \quad (2.8)$$

Σ' αυτή την περίπτωση το δυναμικό ή υδραυλικό φορτίο φ_i είναι:

$$\varphi_i = z_i + p_i/(\rho g) \quad (2.9)$$

και $\Delta\varphi = \varphi_2 - \varphi_1$ είναι η απώλεια ενέργειας που οφείλεται στις τριβές που δημιουργούνται δια μέσου του πορώδους μέσου.

Βέβαια η ολική μηχανική ενέργεια περικλείει έναν όρο κινητικής ενέργειας. Εν τούτοις ο όρος αυτός είναι τόσο μικρός σε σχέση με το υδραυλικό φορτίο, ώστε σε όλα τα προβλήματα διαπορώδους μέσου παραλείπονται.



Σχήμα 2.2. Κεκλιμένη στήλη άμμου ($\gamma = \rho^*g$)

Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.2 έχουμε $(p_1/\gamma) < (p_2/\gamma)$ και όμως η ροή δημιουργείται προς τη διεύθυνση της αυξανόμενης πίεσης, αλλά του μειωμένου φορτίου γιατί είναι $\varphi_1 > \varphi_2$.

Για στήλη οριζόντια έχουμε $z_1 = z_2$ και $Q = KA(p_1 - p_2) / \gamma L$, ενώ κατακόρυφη έχουμε :

$$\varphi_1 = z_1 + \frac{P_1}{\rho g}, \quad \varphi_2 = z_2 + \frac{P_2}{\rho g}, \quad L = z_1 - z_2$$

και

$$Q = KA(\varphi_1 - \varphi_2)/L = KA[(p_1 - p_2)/\rho gL + 1].$$

Εάν τώρα θεωρήσουμε την πραγματική μέση ταχύτητα V δια μέσου των πόρων, τότε η πραγματική διατομή που συμμετέχει στην κίνηση είναι : $A' = A \cdot n$ (n : το πορώδες) και η παροχή Q είναι ίση με :

$$Q = V \cdot A' = V \cdot A \cdot n$$

ή

$$q = \frac{Q}{A} = V \cdot n \Rightarrow V = \frac{q}{n} \quad (2.10)$$

Επομένως η πραγματική μέση ταχύτητα του νερού των πόρων V συνδέεται με την ειδική παροχή q με την σχέση (2.10). Πολλές φορές, όταν το έδαφος περικλείει πολλούς πόρους νεκρούς, που δε συμμετέχουν στη κίνηση του νερού, ορίζουμε ένα άλλο n_e , το καλούμενο πορώδες ($n_e < n$), που περικλείει όλους τους νεκρούς πόρους και η σχέση (2.10) γίνεται:

$$V = q / n_e \quad (2.11)$$

Εάν τώρα θέσουμε στη σχέση (2.8) $\varphi_2 - \varphi_1 = \Delta\varphi$, $L = s_2 - s_1 = \Delta S$ και $q_s = (Q / A)$, η σχέση αυτή γίνεται :

$$q_s = -K \cdot \lim \frac{\Delta\varphi}{\Delta s} = -K \frac{d\varphi}{ds} = -Ki \quad (2.12)$$

Ο νόμος του Darcy που προήλθε από τα πειράματά του για μονοδιάστατη ροή μπορεί να γενικευτεί και για τρισδιάστατη ροή με τη μορφή :

$$\bar{q} = -Kgr\bar{a}d\varphi \quad (2.13)$$

όπου q είναι το διάνυσμα της ειδικής παροχής με συνιστώσες q_x , q_y , q_z και $grad\varphi$ είναι η υδραυλική κλίση που ορίζεται ως εξής:

$$grad\varphi = \frac{\partial\varphi}{\partial x} \cdot \bar{i} + \frac{\partial\varphi}{\partial y} \cdot \bar{j} + \frac{\partial\varphi}{\partial z} \cdot \bar{k} \quad (2.14)$$

σ' ένα καρτεσιανό σύστημα συντεταμένων. Έτσι αν θεωρήσουμε ένα ομογενές ισότροπο μέσο έχουμε :

$$q_x = -K \frac{\partial \varphi}{\partial x}, \quad q_y = -K \frac{\partial \varphi}{\partial y}, \quad q_z = -K \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (2.15)$$

Για την περίπτωση πάντοτε ενός ομογενούς ισότροπου μέσου ο τύπος του Darcy γράφεται :

$$\bar{q} = -g \bar{\text{grad}}(K\varphi) = -g \bar{\text{grad}}\Phi \quad (2.16)$$

όπου $\Phi = K \cdot \varphi$ καλείται το δυναμικό της ταχύτητας. Πολλές φορές και μόνο για την περίπτωση ομογενούς ισότροπου μέσου ($K =$ σταθερό) ο τύπος του Darcy χρησιμοποιείται με τη μορφή (2.16).

Ο τύπος (2.14) ισχύει επίσης και για την περίπτωση ενός μη ομογενούς ισότροπου εδάφους $K = K(x, y, z)$. Για την περίπτωση δε ενός ανισοτρόπου εδάφους γράφουμε :

$$\bar{q} = -K g \bar{\text{grad}}\varphi \quad (2.17)$$

όπου όμως K είναι ένας συμμετρικός τανυστής δευτέρας τάξεως. Ο νόμος του Darcy που ξεκίνησε από μια πειραματική εργασία, αποτελεί σήμερα το βασικό νόμο κίνησης των ρευστών σε πορώδη μέσα.

2.3 Εξίσωση συνεχείας

Η εξίσωση συνεχείας αποτελεί για τα ρευστά τη μαθηματική διαφορική έκφραση της αρχής της συνέχειας, που με τη σειρά της εκφράζει το νόμο της διατήρησης της μάζας: "η μάζα ενός ρευστού δε δημιουργείται ούτε καταστρέφεται". Η εξίσωση συνεχείας μπορεί να γραφεί με διάφορες μορφές ανάλογα με το χρησιμοποιούμενο σύστημα συντεταγμένων και με τον τύπο της ροής.

Για ροή ασταθή σε ακόρεστο πορώδες μέσο, η εξίσωση συνεχείας γράφεται:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_w \theta) = -\text{div}(\rho_w \bar{q}) \quad (2.18)$$

όπου ρ_w η πυκνότητα του νερού, θ η περιεκτικότητα σε νερό κατ' όγκο, q ταχύτητα Darcy και t ο χρόνος (T).

Για ασυμπίεστο υγρό και ροή ασταθή, μονοδιάστατη και κατακόρυφη, η εξίσωση (2.18) γράφεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.19)$$

2.4 Εξίσωση κινήσεως

Οι εξισώσεις της κινήσεως των ρευστών βασίζονται στο δεύτερο νόμο του Νεύτωνα: "Η συνισταμένη F των δυνάμεων που ενεργούν πάνω σε ένα υλικό σώμα ισούται με το γινόμενο της μάζας m του σώματος επί την επιτάχυνση του a ".

$$\bar{F} = m\bar{a} = m \frac{d\bar{V}}{dt} \quad (2.20)$$

Στην περίπτωση της κινήσεως των ρευστών η συνισταμένη δύναμη P αποτελείται από τις «σωματικές» και τις «επιφανειακές» δυνάμεις. Οι σωματικές ή δυνάμεις δυναμικού οφείλονται στην επενέργεια των διαφόρων πεδίων δυναμικού, όπως το πεδίο της βαρύτητας ή το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο. Οι δυνάμεις αυτές ενεργούν πάνω στο κέντρο βάρους του σώματος. Οι επιφανειακές δυνάμεις ενεργούν πάνω στην επιφάνεια του σώματος και περιλαμβάνουν τις δυνάμεις πίεσεως, οι οποίες ενεργούν κάθετα προς τα όρια της επιφάνειας και τις δυνάμεις τριβής (ή *διατμητικές δυνάμεις*), λόγω του ιξώδους, οι οποίες ενεργούν παράλληλα προς τα όρια της επιφάνειας. Στην περίπτωση των τέλειων ρευστών οι δυνάμεις τριβής παραλείπονται.

Η εξίσωση κίνησης για ασυμπίεστα υγρά προκύπτει από τον συνδυασμό της δυναμικής εξίσωσης (εξίσωση Darcy) και της εξίσωσης συνέχειας και δίνεται από τον τύπο:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div}(K(\theta) \text{grad}H) \quad (2.21)$$

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη ροή η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(K(\theta) \frac{\partial H}{\partial Z} \right) \quad (2.22)$$

Όπως φαίνεται από την εξίσωση (2.22), δύο είναι οι μεταβλητές που επηρεάζουν την κίνηση: α) η περιεκτικότητα σε νερό θ και β) το υδραυλικό φορτίο H , που συνδέονται μεταξύ τους, όπως είναι γνωστό, από τη σχέση: $H = -\Psi(\theta) - Z$.

2.4.1 Εξίσωση ως προς θ

Αν στην εξίσωση (2.22) εισαχθεί ο συντελεστής διάχυσης

$$D(\theta) = -K(\theta) \frac{d\Psi}{d\theta}, \quad \text{προκύπτει:}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial Z} - K(\theta) \right) \quad (2.23)$$

Η εξίσωση αυτή είναι γνωστή σαν εξίσωση τύπου Fokker – Plank και δεν επιτρέπει την περιγραφή της ροής σε κορεσμένη ζώνη, όπου η υγρασία παίρνει την τιμή κορεσμού θ για την οποία ο συντελεστής διάχυσης απειρίζεται. Γι' αυτό συνήθως κατά την επίλυση της εξίσωσης (2.23) η μεγαλύτερη τιμή της υγρασίας δεν φθάνει στην τιμή θ_s .

Το πλεονέκτημα όμως της παραπάνω εξίσωσης είναι η σχέση $K(\theta)$, η οποία δεν παρουσιάζει υστερικά φαινόμενα, σε αντίθεση με τη σχέση $K(\Psi)$.

2.4.2 Εξίσωση ως προς Ψ

Αν στην εξίσωση (2.22) εισαχθεί ο όρος $C(\Psi) = \frac{d\theta}{dh} = -\frac{d\theta}{d\Psi}$, ο οποίος καλείται ειδική υδραυλική χωρητικότητα του ακόρεστου μέσου, προκύπτει:

$$C(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(K(\Psi) \left(\frac{\partial \Psi}{\partial Z} + 1 \right) \right) \quad (2.24)$$

Η εξίσωση (2.24) είναι γνωστή ως εξίσωση τύπου Κίτσιατάδ και έχει το προνόμιο να περιγράφει τη ροή και σε κορεσμένη ζώνη, σε αντίθεση με την εξίσωση (2.23).

2.5 Η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος

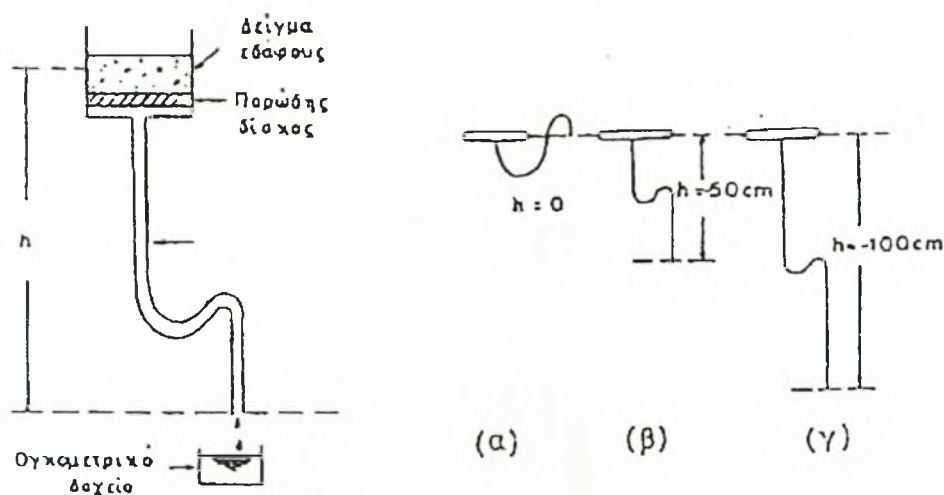
Το επιφανειακό έδαφος, όπου αναπτύσσεται το ριζικό σύστημα των φυτών, είναι κατά κανόνα ακόρεστο, περιέχει δηλαδή στους πόρους του νερό και αέρα. Στην περίπτωση αυτή η εδαφική υγρασία βρίσκεται κάτω από αρνητική πίεση που μπορεί να θεωρηθεί ίση και αντίθετη με τη δύναμη που χρειάζεται για την απομάκρυνση του νερού από τους εδαφικούς πόρους.

Αν ένα έδαφος αρχικά κορεσμένο με νερό αφεθεί να στραγγίσει, πρώτα αδειάζουν οι πόροι με τη μεγαλύτερη διάμετρο και ακολουθούν αυτοί με τη μικρότερη. Όσο λιγότερο νερό μένει στο έδαφος τόσο πιο ισχυρά συγκρατείται. Αυτή η ικανότητα (δύναμη) συγκρατήσεως κατά κύριο λόγο εξαρτάται:

- 1 από το μέγεθος, το σχήμα και την κατανομή των εδαφικών πόρων,
- 2 τη γωνία επαφής του νερού με τα εδαφομόρια που περιβάλλουν τους πόρους και
- 3 την επιφανειακή τάση.

Στο εργαστήριο, αρνητικές πιέσεις μπορούν να εφαρμοστούν σε δείγματα εδάφους με τη συσκευή που φαίνεται στο σχήμα 2.3. Η συσκευή αποτελείται από ένα κυλινδρικό δοχείο που πάνω στον πυθμένα του τοποθετείται ένας πορώδης δίσκος με πολύ μικρούς πόρους. Κάτω από το δίσκο, στον πυθμένα του κυλίνδρου προσαρμόζεται ένας εύκαμπτος σωλήνας με μικρή διάμετρο. Πάνω στο δίσκο τοποθετείται το δείγμα του εδάφους, το οποίο αρχικά είναι κορεσμένο με νερό.

Ο εύκαμπτος σωλήνας είναι επίσης γεμάτος με νερό και το ελεύθερο άκρο του βρίσκεται στο ίδιο οριζόντιο επίπεδο με το δείγμα (Τζιμόπουλος, 1984).

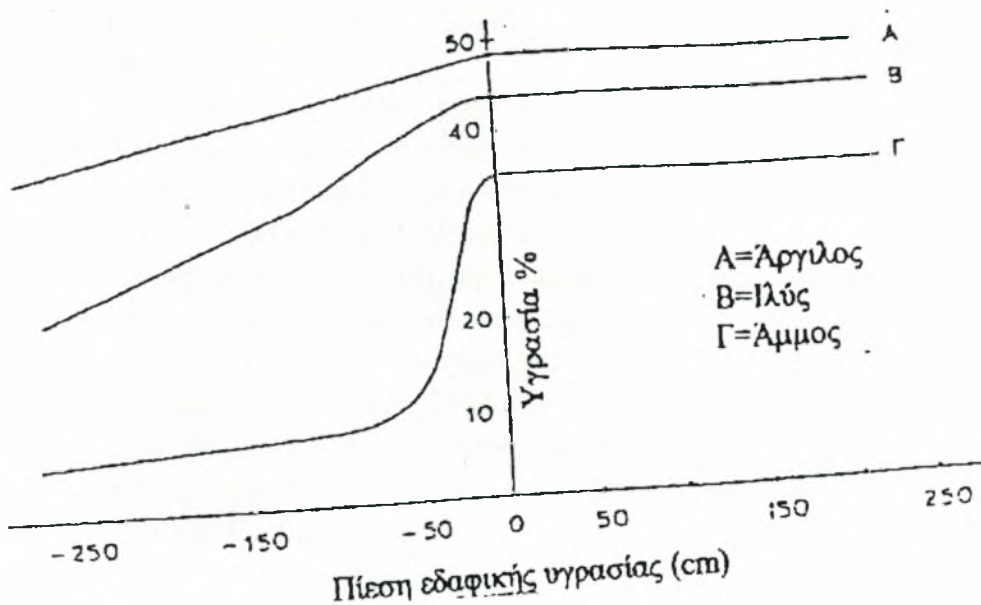


Σχήμα 2.3. Συσκευή εφαρμογής αρνητικών πιέσεων σε δείγματα εδάφους.

Στη θέση αυτή, που φαίνεται στην περίπτωση (α) στο σχήμα 2.3, στο σύστημα δεν παρατηρείται καμία κίνηση νερού. Αν το ελεύθερο άκρο του σωλήνα υποβιβαστεί σε κάποια προκαθορισμένη θέση (π.χ. 50cm στην περίπτωση (β) του σχήματος 2.3), νερό θα αρχίσει να εκρέει από το ελεύθερο άκρο του σωλήνα γιατί η υδραυλική κλίση του συστήματος δεν είναι τώρα μηδενική όπως στην περίπτωση (α). Η εκροή θα συνεχιστεί μέχρι να αποκατασταθεί νέα ισορροπία, μέχρι δηλαδή η υδραυλική κλίση μηδενιστεί και πάλι. Το δείγμα του εδάφους δεν είναι πλέον κορεσμένο και έχει αναπτυχθεί αρνητική πίεση που είναι ίση με την απόσταση του άκρου του σωλήνα από το εδαφικό δείγμα. Η ίδια διαδικασία, με διαδοχικούς υποβιβασμούς, μπορεί να εφαρμοστεί για τη δημιουργία όποιων άλλων αρνητικών πιέσεων έχουν αποφασιστεί.

Αν για κάθε αρνητική πίεση προσδιορίζεται ταυτόχρονα και η υγρασία του δείγματος, οι παρατηρήσεις αυτές μπορούν να μετατραπούν σε καμπύλες που συνδέουν την υγρασία με την αρνητική πίεση. Τέτοιες καμπύλες, για τρία διαφορετικά εδάφη, δίνονται στο σχήμα 2.4.

Όπως φαίνεται στο σχήμα αυτό, όταν η πίεση είναι θετική η εδαφική υγρασία παραμένει αμετάβλητη στο επίπεδο κορεσμού. Για το λόγο αυτό στα διαγράμματα παραλείπονται οι θετικές πιέσεις. Επίσης παραλείπεται και το αρνητικό πρόσημο, αφού αυτό θεωρείται αυτονόητο.



Σχήμα 2.4. Καμπύλες μεταβολής της εδαφικής υγρασίας σε σχέση με την αρνητική πίεση (χαρακτηριστικές καμπύλες).

Αν εξετάσουμε τις καμπύλες του σχήματος 2.4 παρατηρούμε ότι τα ελαφρά εδάφη χάνουν το μεγαλύτερο ποσοστό της υγρασίας τους κάτω από αρνητικές πιέσεις 20-50cm επειδή έχουν πολλούς πόρους με μεγάλη διάμετρο. Τα μέσα και βαριά εδάφη σ' αυτή την περιοχή των πιέσεων χάνουν πολύ λιγότερο νερό. Γενικά, μπορεί να λεχθεί ότι κάθε τύπος εδάφους παρουσιάζει ξεχωριστή συμπεριφορά και έχει τη δική του καμπύλη.

Οι καμπύλες αυτές που συνδέουν εδαφική υγρασία και αρνητική πίεση λέγονται *χαρακτηριστικές καμπύλες της εδαφικής υγρασίας* και έχουν πολύ μεγάλη σημασία στις αρδεύσεις.

2.6 Μέθοδοι προσδιορισμού των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής υγρασίας.

Ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής υγρασίας στο εργαστήριο μπορεί να γίνει με τις εξής μεθόδους: α) Μέθοδος Haines, β) Μέθοδος στήλης σε ισορροπία με σταθερή στάθμη ελεύθερου ύδατος, γ) Μέθοδος στήλης με διάφραγμα πίεσης, δ) Συσκευή Richards, ε) Μέθοδος της σχετικής υγρασίας, στ) Μέθοδος του σημείου πήξης του ύδατος του εδάφους, ζ) Μέθοδος γ-ακτινοβολίας (Μ. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1983), η) Μέθοδος TDR.

Βέβαια, ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής υγρασίας μπορεί να γίνει και στον αγρό. Από τις μεθόδους και τα όργανα προσδιορισμού στον αγρό της περιεκτικότητας του εδάφους σε νερό και της πίεσης του εδαφικού ύδατος που έχουν προταθεί μέχρι σήμερα, αναφέρονται παρακάτω μόνο εκείνες που η χρησιμότητα τους αποδείχθηκε από τη μακροχρόνια εφαρμογή τους: α) Τασίμετρα, β) Πορώδη σώματα, γ) Μέθοδος νετρονίων, δ) Μέθοδος TDR..

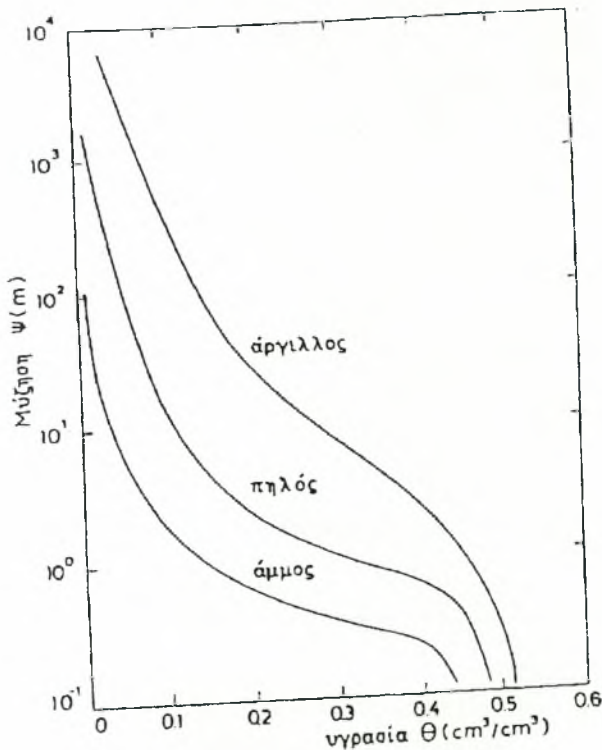
Στην παρούσα εργασία οι χαρακτηριστικές καμπύλες της εδαφικής υγρασίας προσδιορίστηκαν στο εργαστήριο με τη βοήθεια της συσκευής Richards.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΤΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ

3.1 Σχέσεις πίεσης-περιεκτικότητας σε νερό

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, οι μεταβλητές θ και Ψ είναι πολύ στενά συνδεδεμένες μεταξύ τους. Από τα προηγούμενα έχει γίνει κατανοητό ότι, όσο λιγότερο νερό υπάρχει στο έδαφος, τόσο μεγαλύτερη είναι η μύζηση Ψ με την οποία αυτό συγκρατείται και αντίστροφα.

Η καμπύλη της περιεκτικότητας σε νερό σε συνάρτηση με τη μύζηση ονομάζεται χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας του εδάφους (Soil moisture characteristic curve). Η χαρακτηριστική καμπύλη διαφέρει για κάθε τύπο εδάφους (σχήμα 3.1, Hillel, 1977).



Σχήμα 3.1. Χαρακτηριστικές καμπύλες για αμμώδες, πηλώδες και αργιλώδες έδαφος (Hillel, 1977).

Στο παραπάνω σχήμα φαίνεται ότι:

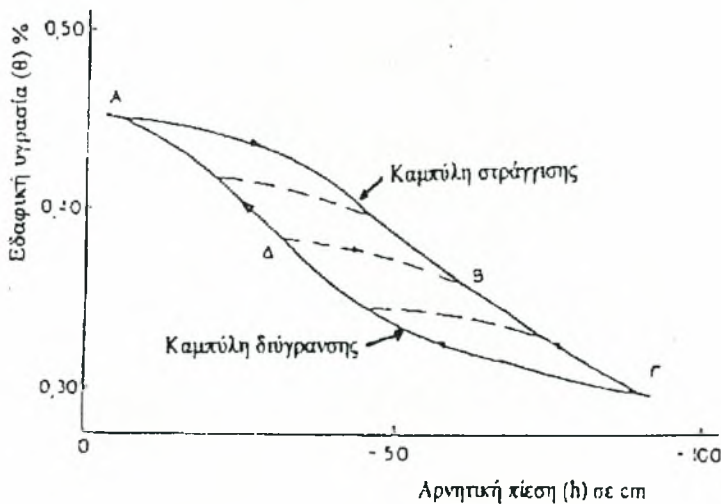
- 1) όταν ελαττώνεται η ποσότητα του εδαφικού νερού, αυξάνεται και μάλιστα ταχύτατα η δύναμη συγκράτησης του από το έδαφος και
- 2) τα ποσά νερού που συγκρατούνται με την ίδια δύναμη σε διάφορα εδάφη είναι διαφορετικά και μικρότερα σε ελαφράς από ότι σε βαριάς συστάσεως εδάφη.

3.2 Υστέρηση της σχέσης $\Psi(\theta)$

Η χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους μπορεί να σχηματιστεί με δύο τρόπους:

- 1) Με στράγγιση ενός κορεσμένου δείγματος, εφαρμόζοντας διαδοχική αύξηση της μύζησης και παίρνοντας τις αντίστοιχες τιμές υγρασίας και
- 2) με διαδοχική διύγρανση, ελαττώνοντας τη μύζηση.

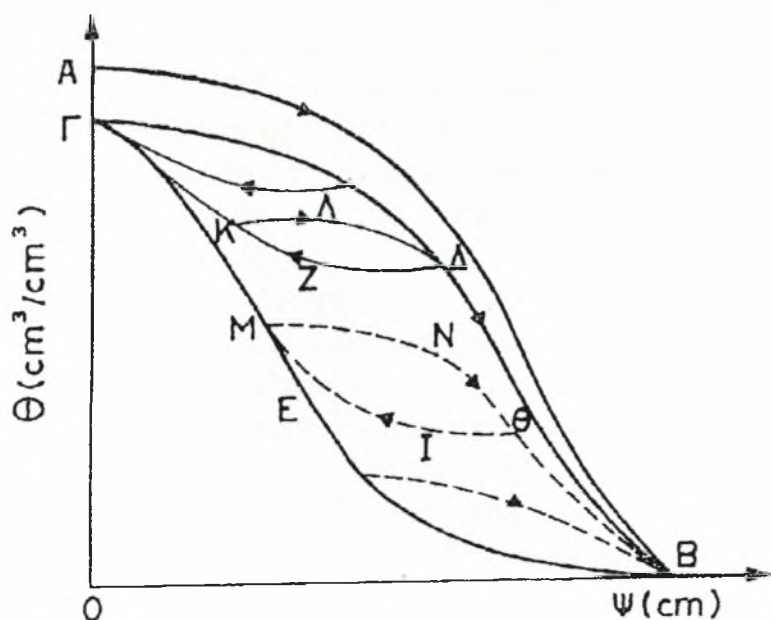
Κάθε μια από τις δύο παραπάνω διαδικασίες δίνει μια συνεχή καμπύλη, αλλά οι δύο αυτές καμπύλες δεν συμπίπτουν. Η υγρασία σε μια δεδομένη μύζηση είναι μεγαλύτερη κατά την ξήρανση παρά κατά τη διύγρανση (Σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2. Καμπύλες εδαφικής υγρασίας-αρνητικής πίεσης (μύζησης) κατά τη στράγγιση και διύγρανση ενός εδάφους.

Το φυσικό αυτό φαινόμενο, όπου κατά τη διάρκεια μιας διύγρανσης και στη συνέχεια μιας στράγγισης, απαιτείται μεγαλύτερη αρνητική πίεση κατά τη στράγγιση παρά κατά τη διύγρανση για το ίδιο ποσοστό συγκράτησης εδαφικής υγρασίας, καλείται **Υστέρηση**.

Στο σχήμα 3.3 (Πουλοβασίλης, 1962) παρουσιάζεται ένας υποθετικός βρόχος υστέρησης, με πρωτογενείς και δευτερογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης. Η καμπύλη AB περιγράφει την πρώτη αποστράγγιση του μέσου από τον αρχικό κορεσμό, η BEΓ την διαβροχή και η διαφορά ΑΓ τον όγκο του εγκλωβισμένου αέρα. Νέα στράγγιση δίνει η καμπύλη ΓΔΒ ενώ οι επόμενοι κύκλοι διαβροχής-στράγγισης επαναλαμβάνονται πάντα από τις καμπύλες BEΓ και ΓΔΒ που ονομάζονται τελικές οριακές καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης (Ultimate boundary drying – wetting curves), οι οποίες περικλείουν τον κυρίως βρόχο της υστέρησης (main hysteresis loop), που είναι αναπαραγωγίμος.



Σχήμα 3.3. Υποθετικός βρόχος υστέρησης, με πρωτογενείς και δευτερογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης.

Οποιοσδήποτε καμπύλες εντός του βρόχου ονομάζονται διερευνητικές καμπύλες (scanning curves), και διακρίνονται σε πρωτογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης (primary drying – wating curves) (MNB και ΔΖΓ αντίστοιχα), σε δευτερογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης (secondary drying – weting curves) (ΚΛΔ και ΘΙΜ αντίστοιχα), σε τριτογενείς κ.λ.π.

Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με το φαινόμενο της υστέρησης. Στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρεται ότι πρώτος ο Hains το 1930 παρατήρησε ότι η σχέση μεταξύ υγρασίας και πίεσης δεν είναι μονοσύμαντη.

Οι Everett et al (1952,1954,1955) και Enderby (1955,1956) ανέπτυξαν τη θεωρία των Ανεξάρτητων Χώρων.

Ο Α. Πουλοβασίλης (1962, 1969) εφάρμοσε τη θεωρία των ανεξάρτητων χώρων στη σχέση υγρασίας-πίεσης. Η θεωρία του είχε καλά αποτελέσματα σε άμμο (Talsma, 1970) και γυάλινα σφαιρίδια, αποδείχθηκε όμως ανεπαρκής σε πειράματα που έγιναν από τους Torp και Miller (1966) και Torp (1969, 1971). Γι' αυτό το λόγο ο Πουλοβασίλης (1971, 1973, 1978, 1979) επεξέτεινε τη θεωρία του εισάγοντας τη θεωρία των εξαρτημένων χώρων, η οποία χρησιμοποιήθηκε από τους Τζίμας (1974) και Πουλοβασίλης και Τζίμας (1974, 1975) στη σχέση μεταξύ υδραυλικής αγωγιμότητας-πίεσης.

Ο Philip (1964) περιέγραψε το φαινόμενο της υστέρησης προτείνοντας την υπόθεση ομοιότητας, τα αποτελέσματα της οποίας είχαν ικανοποιητική σύμπτωση με πειραματικά δεδομένα.

Ο Mualem (1973, 1974, 1975, 1977, 1978, 1979, 1984) στηριζόμενος στην υπόθεση ομοιότητας του Philip, πρότεινε μια σειρά μοντέλων πρόβλεψης των διερευνητικών καμπυλών, με αξιόπιστα αποτελέσματα.

Τέλος πολλοί ερευνητές (Staple, 1962. Thony, 1970. Watson et al, 1975. Royer and Vachaud, 1975. Lees and Watson, 1975) έδειξαν ενδιαφέρον για το φαινόμενο αυτό, το οποίο καθιστά πολύ δύσκολη την εξομοίωση της κίνησης του νερού σε ακόρεστο μέσο κατά τη διάρκεια μιας διύγρανσης ή μιας στράγγισης.

3.2.1 Ερμηνεία του φαινομένου της υστέρησης

Το φαινόμενο της υστέρησης μπορεί να αποδοθεί σε διάφορες αιτίες, όπως: '

- 1) Στη γωνία επαφής.
- 2) Στον εγκλωβισμό αέρα κατά την πορεία στράγγισης-δύγρανσης.
- 3) Στην ανομοιόμορφη κατανομή του πορώδους.

3.2.2 Το φαινόμενο της υστέρησης σε διάφορους τύπους εδαφών

Η υστέρηση στη σχέση Θ - h , που αποτελεί ένα φυσικό φαινόμενο παρατηρείται κυρίως σε χοντρόκοκκα εδάφη και αυτό επειδή τα καθαρά αμμώδη εδάφη έχουν κατ' εξοχήν σταθερό πορώδες.

Στα καθαρά αργιλικά εδάφη είναι γνωστό ότι το πορώδες μεταβάλλεται ανάλογα με την υγρασία που περιέχουν. Στα εδάφη αυτά παρατηρείται συρρίκνωση κατά τη φάση της ξηράνσεως και διόγκωση κατά τη φάση της υγράνσεως. Η απώλεια νερού συνοδεύεται από ισοδύναμη μείωση του όγκου του εδάφους και αντίστροφα έτσι που, σε ιδανικά συστελλόμενα και διαστελλόμενα εδάφη, η σχέση μεταξύ περιεχόμενης υγρασίας και αρνητικής πίεσεως είναι μονοτιμική. Όμως, και στην περίπτωση των εδαφών αυτών, πειράματα έδειξαν ότι κατά τον πρώτο κύκλο υγράνσεως-ξηράνσεως η σχέση δεν είναι απόλυτα αντιστρεπτή γιατί κατά την ξήρανση παρατηρούνται μη αντιστρεπτές αλλαγές στη διάταξη των σωματιδίων της αργίλου. Μετά τον πρώτο κύκλο δεν παρατηρούνται άλλες μη αντιστρεπτές μεταβολές και η καμπύλη Θ - h μπορεί να θεωρηθεί κατά προσέγγιση μη αντιστρεπτή.

Ανάμεσα στα εδάφη με σταθερό πορώδες (καθαρά αμμώδη εδάφη) και στα εδάφη με ιδανικά μεταβαλλόμενο πορώδες (καθαρά αργιλικά εδάφη) κατατάσσονται όλα τα υπόλοιπα που περιέχουν σε μικρό ή μεγάλο βαθμό άργιλο και χούμο. Η άργιλος και ο χούμος επηρεάζουν τη δομή των εδαφών με τη δημιουργία συσσωματωμάτων που δεν είναι πολύ σταθερά. Για το λόγο αυτό, η υστέρηση τους δεν έχει διεξοδικά μελετηθεί. Συμπεραίνεται όμως ότι θα πρέπει να συμπεριφέρονται με κάποιο ενδιάμεσο τρόπο, ανάλογα με το βαθμό αντιστρεψιμότητας της δομικής διατάξεως των συσσωματωμάτων τους.

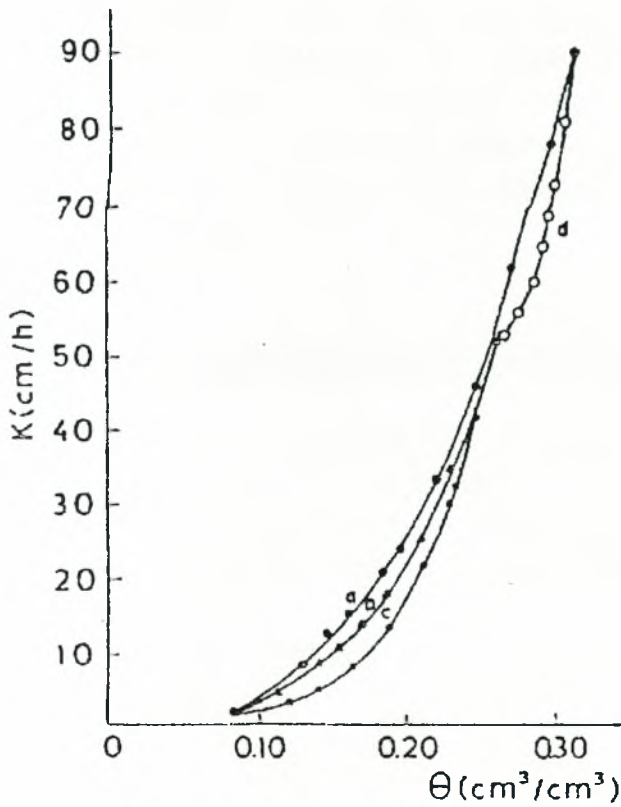
Μια συγκεκριμένη περιεκτικότητα σε νερό ενός εδάφους μπορεί να επιτευχθεί ακολουθώντας διάφορες διαδρομές υστερήσεως που ο αριθμός τους είναι θεωρητικά άπειρος. Η κατανομή μιας ποσότητας νερού στο έδαφος, που καθορίζει μια ορισμένη εδαφική υγρασία, συνδέεται άμεσα με τη συγκεκριμένη σειρά μεταβολών της πίεσεως που οδήγησε στη συγκράτηση του και διαφέρει από οποιαδήποτε άλλη κατανομή της ίδιας ποσότητας νερού που κατέληξε να βρίσκεται στο έδαφος μετά από διαφορετική σειρά μεταβολών της πίεσεως. Οι μεγαλύτερες διαφορές στην κατανομή του νερού παρατηρούνται όταν η ίδια εδαφική υγρασία έχει επιτευχθεί ακολουθώντας τις οριακές καμπύλες υστερήσεως.

3.3 Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας-υγρασίας

Εξαιτίας της υστερήσεως στη σχέση $\Psi(\theta)$, είναι δυνατόν η ίδια περιεκτικότητα σε νερό να αντιστοιχεί σε διαφορετικές τιμές πίεσης, που περιορίζονται από μια μέγιστη και μια ελάχιστη τιμή που προσδιορίζουν την υγρασία πάνω στους οριακούς κλάδους υστερήσεως.

Επίσης, η ίδια περιεκτικότητα σε νερό, είναι δυνατόν να βρίσκεται σε διαφορετικούς πόρους, κατά τη διαβροχή του μέσου, που γίνεται κατά μήκος του οριακού κλάδου διαβροχής, από εκείνους που παραμένουν γεμάτοι κατά την αποστράγγιση του μέσου που γίνεται κατά μήκος του οριακού κλάδου αποστράγγισης

Οι διαφορές αφορούν τόσο το μέγεθος των πόρων όσο και την κατανομή τους μέσα στο χώρο του πορώδους. Θα πρέπει λοιπόν να αναμένεται ότι η σχέση μεταξύ $K(\theta)$ παρουσιάζει υστέρηση (Πουλοβασίλης και Τζίμας, 1974, 1975). (Σχήμα 3.4).



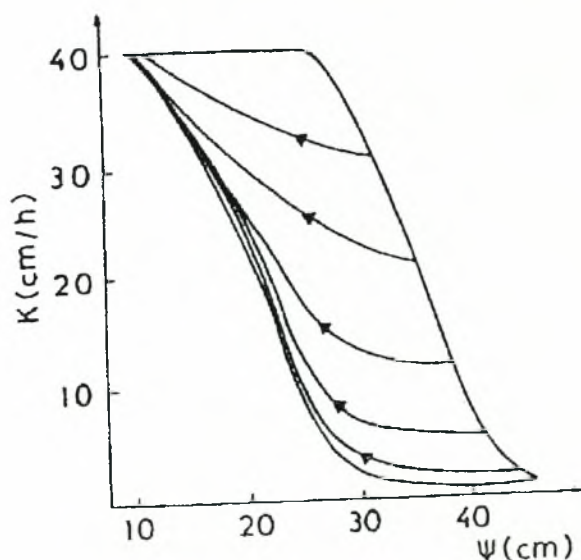
Σχήμα 3.4. Η σχέση $K(\theta)$ σε δείγμα άμμου: α) Κατά την πρώτη αποστράγγιση από πλήρη κορεσμό, Β) Κατά την αποστράγγιση κατά μήκος της οριακής καμπύλης αποστράγγισης του βρόχου υστέρησης, ο) Κατά τη διαβροχή κατά μήκος της οριακής καμπύλης διαβροχής, α) Κατά τον εγκλωβισμό αέρα

Από το σχήμα 3.4 φαίνεται ότι ο εγκλωβισμός αέρα που παρατηρείται κατά τον πρώτο κύκλο της στράγγισης-διαβροχής (διαφορά στη θ όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3), μπορεί να μειώσει την υδραυλική αγωγιμότητα ενίοτε και μέχρι 50%.

Η υδραυλική αγωγιμότητα μειώνεται ταχύτατα με τη μείωση της θ και μπορεί εύκολα να αποκτήσει τιμές χίλιες φορές μικρότερες από την τιμή της στον κορεσμό. Κατά συνέπεια, η επίδραση της υστέρησης είναι σχετικά μικρή και είναι δυνατόν να αγνοηθεί, ιδίως στην περίπτωση φυσικών εδαφών (Topp, 1969, 1971. Vachaud and Thony, 1971. Τζίμας, 1973. Nguyen Tan, 1978. Πουλοβασίλης, 1979).

3.4 Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας-πίεσης

Αντίθετα προς τη σχέση $K(\theta)$, η σχέση $K(\Psi)$ παρουσιάζει έντονη υστέρηση, επειδή η K εξαρτάται από την υγρασία και η υγρασία από την πίεση. Η σχέση $K(\Psi)$ φαίνεται στο σχήμα 3.5 (Τζίμας, 1973. Πουλοβασίλης και Τζίμας, 1974, 1975).

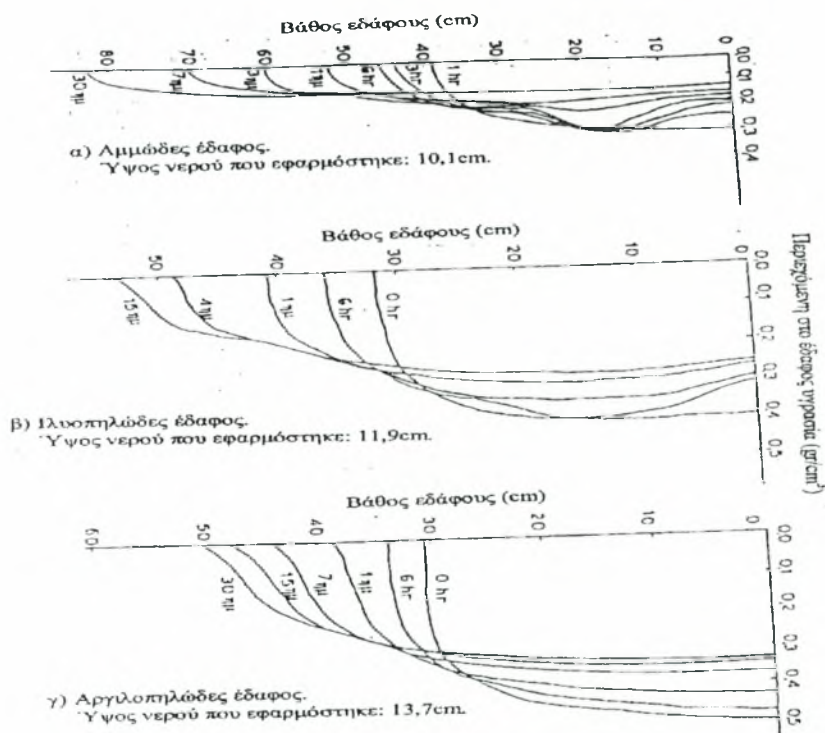


Σχήμα 3.5. Βρόχος υστέρησης της σχέσης $K(\Psi)$ με πρωτογενείς διερευνητικές καμπύλες διαβροχής.

3.5 Σχέση μεταξύ αρδεύσεων και υστέρησης

Στην πράξη των αρδεύσεων, νερό εφαρμόζεται για κάποιο χρονικό διάστημα στην επιφάνεια του εδάφους. Μετά την παύση της εφαρμογής το νερό που διηθήθηκε ανακατανέμεται μέσα στο έδαφος. Η ανακατανομή αυτή, όπως διαμορφώνεται σε διάφορους χρόνους μετά την παύση της εφαρμογής του νερού, σε τρία αντιπροσωπευτικά εδάφη που μελετήθηκαν από τους Biswas et al. (1966), δίνεται στο σχήμα 3.6.

Στις κατανομές αυτές, ιδιαίτερα στο αμμώδες (ελαφρό) και στο ιλοπηλώδες (μέσο) έδαφος, παρατηρείται μια έντονη καθυστέρηση της προς τα κάτω κίνησης του νερού που οφείλεται στη σημαντική υστέρηση που παρουσιάζουν αυτά τα εδάφη. Στον αργιλώδη πηλό (συνεκτικό έδαφος) δεν παρατηρείται σχεδόν καθόλου καθυστέρηση γιατί η υστέρηση, όπως ήδη αναφέρθηκε, είναι πολύ περιορισμένη.



Σχήμα 3.6 Ανακατανομή της υγρασίας σε σχέση με το χρόνο σε τρεις διαφορετικούς τύπους εδαφών, μετά την παύση της επιφανειακής εφαρμογής του νερού.

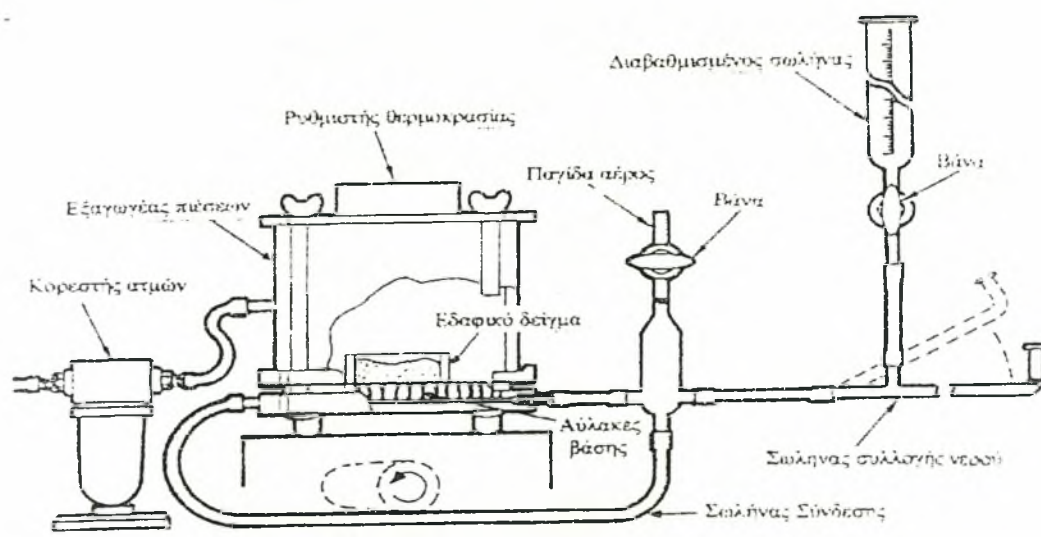
Όμως, σε τέτοια εδάφη, από τη φύση τους, η κίνηση του νερού γίνεται με πολύ βραδύ ρυθμό. Το φαινόμενο αυτό της καθυστέρησης προς τα κάτω κίνησης του νερού, που οφείλεται στην υστέρηση, είναι πολύ σημαντικό για τα φυτά, γιατί έτσι το νερό μένει στην περιοχή του ριζοστρώματος για αρκετό χρόνο και δίνει την ευκαιρία στις καλλιέργειες να το αντλήσουν και να καλύψουν τις ανάγκες τους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ

4.1 Συσκευή Υστέρησης

Για τον πειραματικό προσδιορισμό του βρόχου της υστέρησης της εδαφικής υγρασίας και των διερευνητικών καμπυλών χρησιμοποιήθηκε η συσκευή *Volumetric Porous Plate Extractor* των Richards και Fireman.

Η συσκευή της υστέρησης περιλαμβάνει έναν εξαγωγέα πιέσεων (Volumetric Pressure Plate Extractor, μοντέλου 1250 της εταιρίας Soil Moisture) ο οποίος συνδέεται με τα εξής, εξαρτήματα: κορεστή ατμών (Vapor Saturator), ρυθμιστή θερμοκρασίας (Heater Block), παγίδα αέρος (Air Trap), διαβαθμισμένο σωλήνα (Burette), σωλήνα συλλογής νερού (Ballast Tube), βάνες και σωλήνες σύνδεσης (Connecting Tubes) (σχήμα 4.1).

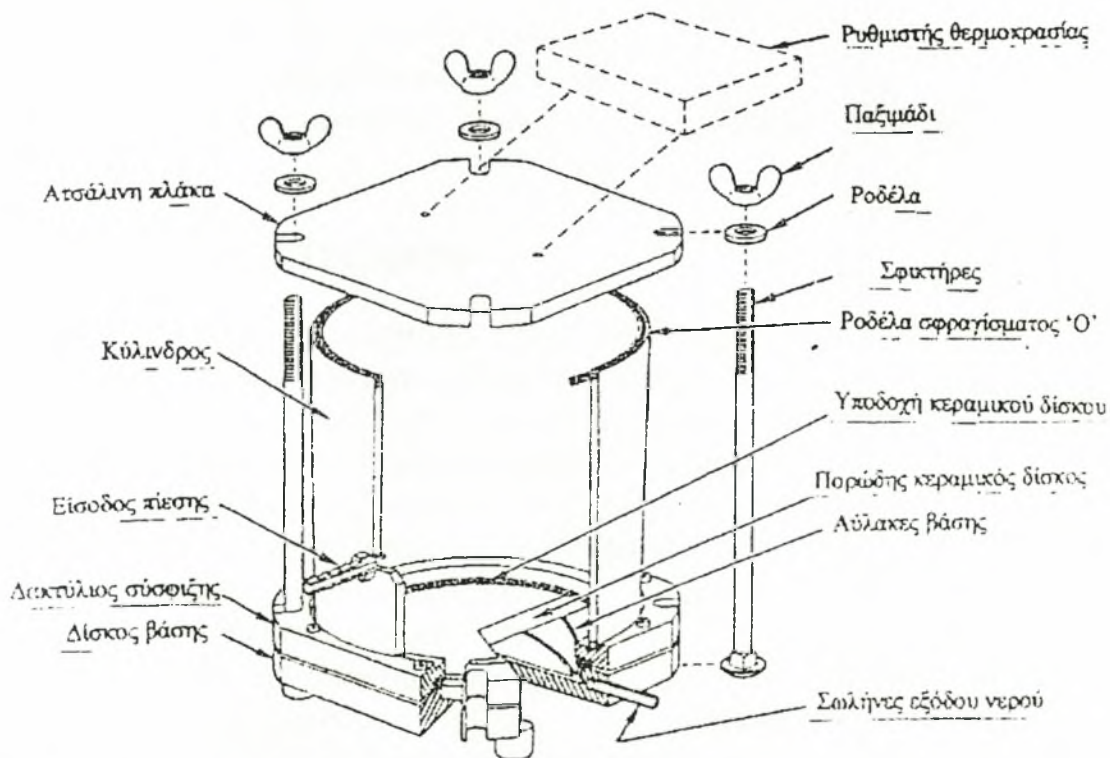


Σχήμα 4.1. Συσκευή υστέρησης συνδεδεμένη με τα διάφορα εξαρτήματα.

4.1.1.Εξαγωγέας πιέσεων (Volumetric Pressure Plate Extractor)

Το μοντέλο Volumetric Pressure Plate Extractor είναι ένας ακριβής εξαγωγέας σχεδιασμένος έτσι ώστε το τμήμα της εξωτερικής ροής των οργάνων να είναι σταθερό διαστατικά (dimensionally). Όταν ο εξαγωγέας χρησιμοποιείται σε σύνδεση με τα εξαρτήματα της Υστέρησης, καθιστά εφικτό των προσδιορισμό της Υστέρησης σε διαταραγμένα ή αδιατάρακτα εδαφικά δείγματα. Ο εξαγωγέας σε σύνδεση με τα προσαρτήματα της Υστέρησης κάνει επίσης δυνατό το μέτρημα της τριχοειδούς αγωγιμότητας του εδάφους.

Στη βάση του εξαγωγέα τοποθετείται πορώδης κεραμικός δίσκος 2 bars, ο οποίος επιτρέπει την λειτουργία του εξαγωγέα σε κάθε πίεση ανάμεσα στα 0 και 2 bars (0-30 psi). Το σχήμα 4.2 δείχνει μια επίσημη άποψη του εξαγωγέα. Τα 3 λειτουργικά μέρη της μονάδας είναι συνδεδεμένα με 4 σφικτήρες και παξιμάδια



Σχήμα 4.2. Εξαγωγέας πιέσεων.

Ο κεραμικός πορώδης δίσκος έχει προσεκτικά και κατάλληλα προσαρμοστεί σε μια βάση κι έτσι υπάρχει ελάχιστος χώρος για παγιδευμένο αέρα. Πέντε συμμετρικά μηχανικά αυλάκια της βάσης μεταφέρουν την προς εκροή υγρασία από τον εξαγωγέα στους 2 σωλήνες εξόδου, που βρίσκονται σε αντίθετες θέσεις στη βάση.

Στον κύλινδρο του εξαγωγέα βρίσκεται προσαρμοσμένη η είσοδος πίεσεως, η οποία εφοδιάζει τον εξαγωγέα κανονικά με πίεση. Ο κύλινδρος σφραγίζεται στη βάση και στην κορυφή όταν η ροδέλα σφραγίσματος 'Ο' προσαρμοστεί στις αυλακώσεις στη βάση του κυλίνδρου.

Χαρακτηριστικά της μονάδας:

1. Τάξη πίεσης: 2 Bars (30 psi)
2. Πορώδης κεραμικός δίσκος:
 - Λειτουργική διάμετρος 11,7cm
 - Πάχος: 0,81 cm
 - Αγωγιμότητα: $K = 1,73 \cdot 10^{-7} \text{cm/sec}$
3. Μέγιστο εσωτερικό ύψος: 11,6 cm
4. Εξωτερικές διαστάσεις: Ύψος: 15,3 cm - Πλάτος: 14,9 cm

4.1.2 Εξαρτήματα Υστέρησης

Τα εξαρτήματα Υστέρησης έχουν σχεδιαστεί ειδικά για να λειτουργούν με τον Εξαγωγέα Πίεσεων (Volumetric Pressure Plate Extractor). Σκοπός των εξαρτημάτων Υστέρησης είναι να κρατούν ακριβώς όλη την επιστρεφόμενη υγρασία από ένα δείγμα κατά τη διάρκεια της πορείας της εξαγωγής και να επιτρέπουν τη ροή προς τα πίσω της υγρασίας από το αποθηκευτικό πεδίο στο δείγμα, καθώς η πίεση της εξαγωγής μειώνεται. Τα προσαρτήματα ως εκ τούτου προμηθεύουν, κατά μια έννοια, την με ακρίβεια προσδιορισμένη μετακινούμενη υγρασία από ένα δείγμα, με προοδευτικά αυξανόμενη πίεση, για σύγκριση με την απορροφούμενη από το δείγμα υγρασία. καθώς η πίεση διαδοχικά μειώνεται. Αυτή η μέθοδος αντιστοιχεί στον ξηρό και υγρό κύκλο που συμβαίνει στο έδαφος στον αγρό.

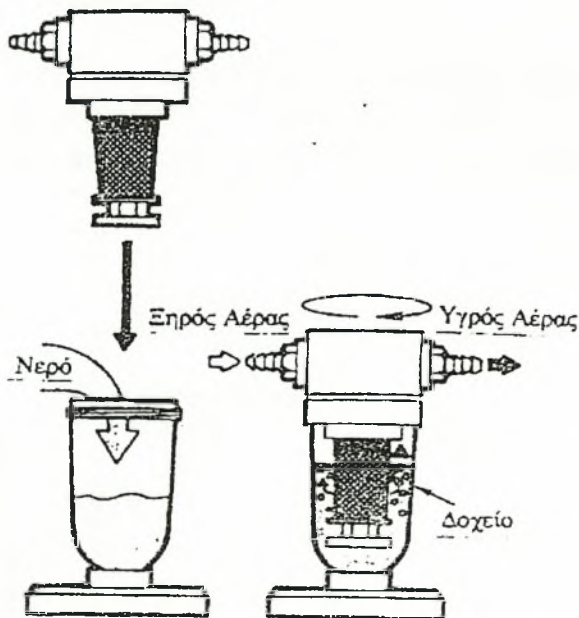
Από τις πληροφορίες που αποκτούμε μπορούμε να σχεδιάσουμε τα αποτελέσματα της υστέρησης σε παντός είδους εδάφη.

Τα διάφορα μέρη των προσαρτημάτων Υστέρησης απεικονίζονται και αναγνωρίζονται στο σχήμα 4.1.

4.1.2.1 Κορεάτης ατμών (Vapor Saturator)

Ο αέρας εισάγεται δια μέσου του κορεάτη ατμών (διαβροχέα). Πριν από τη χρήση το μπολ του διαβροχέα είναι ξεβιδωμένο από το καπάκι και γεμάτο κατά ένα μέρος με νερό (σχήμα 4.3).

Ο σκοπός του διαβροχέα είναι να υγραίνει τον εισερχόμενο στον Volumetric Pressure Plate Extractor αέρα. έτσι ώστε να μην υπάρχει ξηρό αποτέλεσμα στο δείγμα εδάφους που γίνεται το τεστ κι έτσι να αποφευχθούν τα λάθη στο μέτρημα του υδάτινου όγκου.



Σχήμα 4.3. Κορεάτης ατμών

4.1.2.2 Ρυθμιστής θερμοκρασίας (Heater Block)

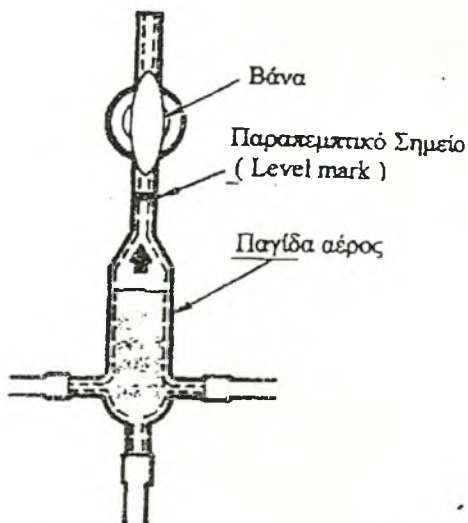
Δυο οπές στο κάλυμμα του εξαγωγέα χρησιμεύουν για να δεχθούν το ρυθμιστή θερμοκρασίας (heater block).

Σε μια έρευνα σε προβλήματα υστέρησης εδάφους, λάθη μπορεί να προκύψουν από τη συμπυκνωμένη υγρασία στα εσωτερικά τοιχώματα του εξαγωγέα, η οποία οφείλεται στις διαφορετικές θερμοκρασίες ανάμεσα στο δείγμα εδάφους, στον εξαγωγέα και στα τοιχώματα του εξαγωγέα.

Αυτό μπορεί να αποφευχθεί κάνοντας το πείραμα σε εργαστήριο με ρυθμιζόμενη θερμοκρασία. Αν αυτό δεν είναι δυνατόν, μπορούμε να ανεβάσουμε το heater block το οποίο λειτουργεί στα 12 Volts AC ή DC και εκβάλλει 3 Watts θερμότητας. Αυτή η μικρή πηγή θερμότητας διατηρεί τα τοιχώματα του εξαγωγέα σε ελαφρώς υψηλότερη θερμοκρασία από αυτή του δείγματος και εξαλείφει τη συμπύκνωση υδρατμών στα εσωτερικά τοιχώματα.

4.1.2.3 Παγίδα αέρα (Air Trap)

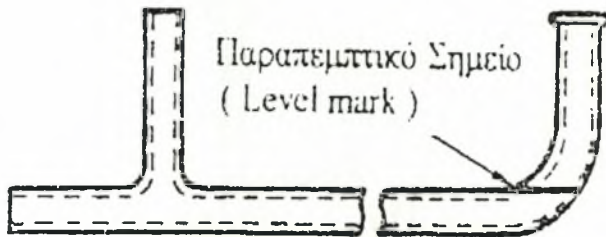
Η παγίδα αέρα (σχήμα 4.4) είναι ένα γυάλινο δοχείο για τη συλλογή του αέρα που ίσως περάσει δια μέσου του πορώδη κεραμικού δίσκου του εξαγωγέα κατά τη διάρκεια των πειραμάτων.



Σχήμα 4.4 Παγίδα αέρα

4.1.2.4 Σωλήνας συλλογής νερού (Ballast Tube)

Ο σωλήνας συλλογής νερού (σχήμα 4.5) είναι ένα γυάλινο οριζόντιο αποθηκευτικό πεδίο για το νερό που κινείται μέσα ή έξω από το εδαφικό δείγμα κατά τη διάρκεια των πειραμάτων.



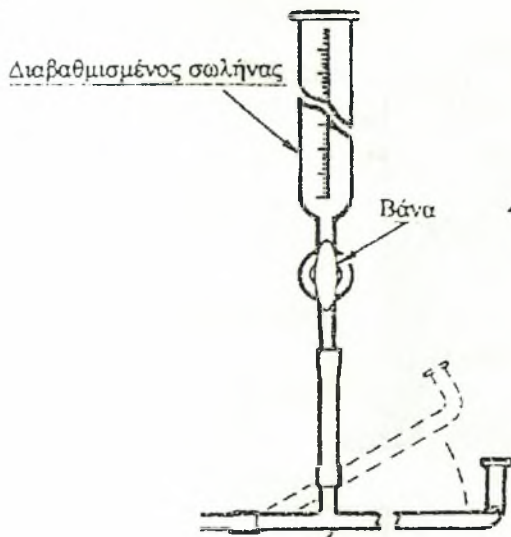
Σχήμα 4.5. Σωλήνας συλλογής νερού

Επειδή ο σωλήνας συλλογής νερού είναι σε οριζόντια θέση, στην έξοδο της υγρασίας ή στην επαναφορά αυτής, δεν αλλάζει την υδραυλική πίεση που αναφορικά υφίσταται εντός του εδαφικού δείγματος κατά τη διάρκεια της εξαγωγής. Ο σωλήνας συλλογής νερού τοποθετείται ή στην κεντρική γραμμή του εδαφικού δείγματος ή στη γραμμή της βάσης του εδαφικού δείγματος. Η θέση αυτή εξαρτάται από τις απαιτήσεις της διαδρομής του πειράματος.

Ένα level mark στο τέλος σχεδόν του σωλήνας συλλογής νερού προβάλλει ένα παραπεμπτικό σημείο για τη σωστή καταμέτρηση του όγκου του νερού.

4.1.2.5 Διαβαθμισμένος σωλήνας (Burette)

Ο διαβαθμισμένος σωλήνας (σχήμα 4.6) είναι ένα αποθηκευτικό δοχείο για νερό. Όταν οι καταμετρήσεις γίνονται και επέλθει ισορροπία, το ύψος του νερού μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα δηλώνει ακριβώς το ποσό της μετακινούμενης υγρασίας από και προς το εδαφικό δείγμα.



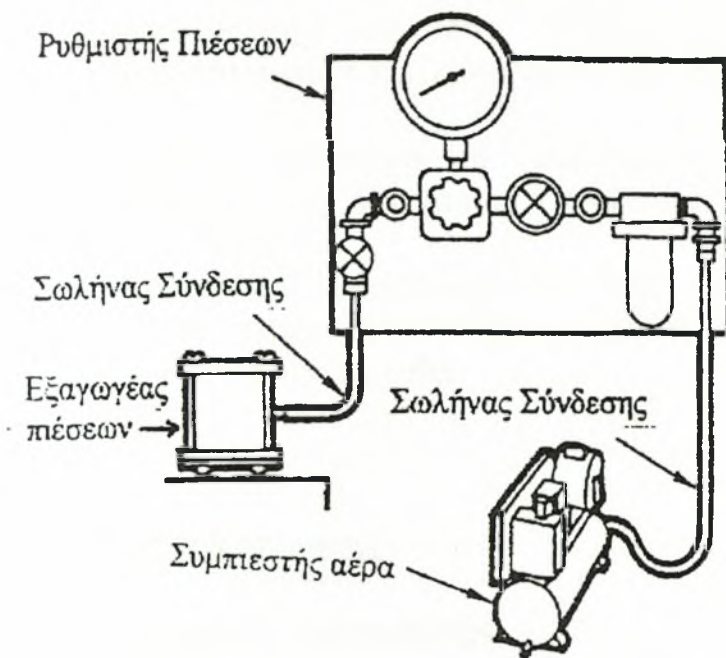
Σχήμα 4.6. Διαβαθμισμένος σωλήνας

4.1.2.6 Πρόσθετα εφόδια Υστέρησης

Εκτός από τα γυάλινα μέρη, τα πρόσθετα εφόδια της Υστέρησης περιλαμβάνουν κατάλληλο εργαστηριακό βάθρο (εξέδρα) και ταξινομημένους εργαστηριακούς σφικτήρες για να στηρίζουν τα ποικίλα λειτουργικά μέρη των εξαρτημάτων.

4.1.3 Πηγή πεπιεσμένου αέρα (Air Pressure Source)

Το όλο σύστημα που περιγράφηκε παραπάνω για να λειτουργήσει συνδέεται με ένα συμπιεστή αέρα (Compressor Model 500 Seviés), ο οποίος διοχετεύει το σύστημα με πεπιεμένο αέρα και ένα ρυθμιστή πιέσεων (Manifold model 700-3) της Soil Moisture με τη βοήθεια του οποίου επιτυγχάνεται ακρίβεια στην αυξομείωση των πιέσεων (σχήμα 4.7).



Σχήμα 4.7. Συμπιεστής αέρα και ρυθμιστής πίεσεων.

4.2. Προετοιμασία εδαφικού δείγματος

Κατά τη διάρκεια των πειραμάτων με τον Volumetric Pressure Plate Extractor, τα αδιατάρακτα δείγματα του εδάφους τοποθετούνται επίπεδα έτσι ώστε να έχουν καλή επαφή με τον κεραμικό δίσκο, ενώ τα διαταραγμένα ή χαλαρά εδαφικά δείγματα πρέπει να προετοιμάζονται σύμφωνα με τις συστάσεις του United States Department of Agriculture όπως περιγράφεται παρακάτω:

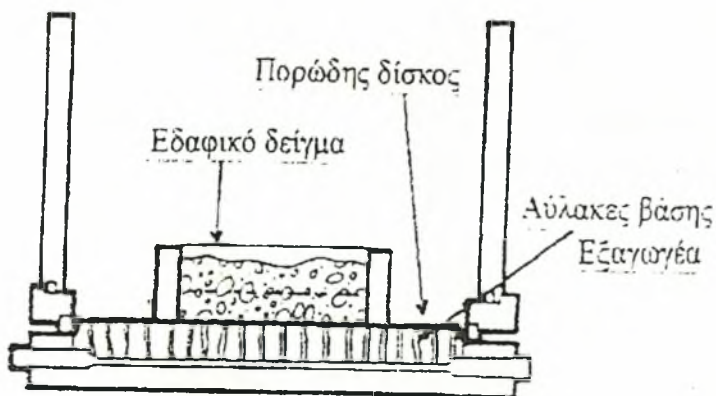
1. Το έδαφος περνάει από κόσκινο 2 mesh (mess) με σκοπός να απομακρυνθούν χαλίκια μεγαλύτερα των 2 mm και να μετατρέψουμε όλο το μείγμα σε κόκκους κάτω των 2 mm.
2. Στη συνέχεια το έδαφος τοποθετείται στο φούρνο, στους 105 °C για 24 ώρες, έτσι ώστε να απομακρυνθεί όλη η περιεχόμενη υγρασία του.

3. Τα αδιατάρακτα εδαφικά δείγματα τοποθετούνται σε δακτύλιο συγκρατήσεως εδαφικού δείγματος (διαμέτρου 5,5cm και ύψους 1cm), έτσι ώστε να μπορούν να στηριχθούν πάνω στον κεραμικό δίσκο του εξαγωγέα, και ζυγίζονται.
4. Στη συνέχεια αφήνονται σε απιονισμένο νερό για τουλάχιστον 16 ώρες, έως ότου να κορεστούν πλήρως και ξαναζυγίζονται.
5. Προσδιορίζεται η % υγρασία κορεσμού (θ_s).
6. Το εδαφικό δείγμα τοποθετείται στον ήδη κορεσμένο κεραμικό δίσκο του εξαγωγέα.

4.3 Μελέτη της Υστέρησης

4.3.1 Προετοιμασία της συσκευής

Αφού το εδαφικό δείγμα τοποθετηθεί στον εξαγωγέα (σχήμα 4.8), λαμβάνουν χώρα οι συνδέσεις στα διάφορα μέρη των εξαρτημάτων της υστέρησης.

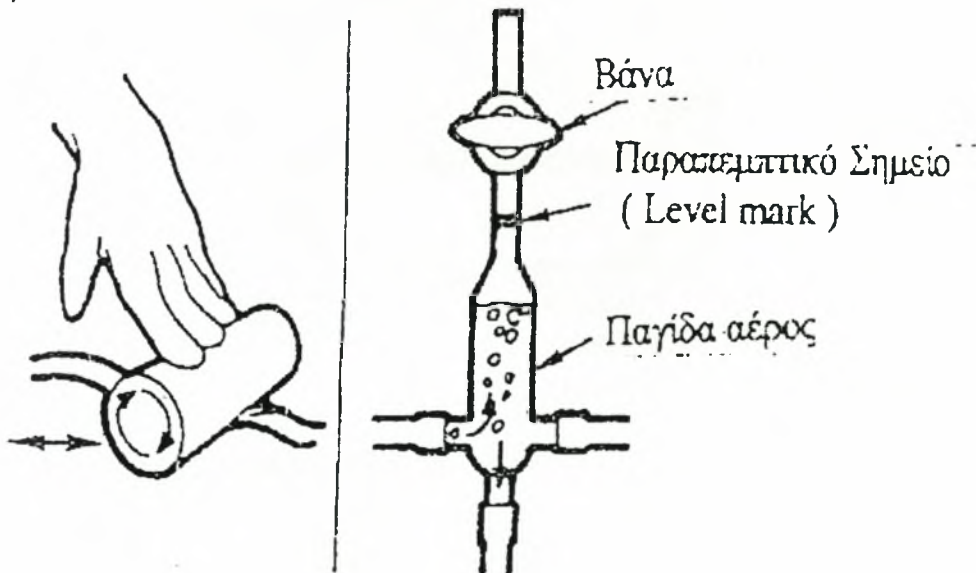


Σχήμα 4.8. Τοποθέτηση εδαφικού δείγματος στον εξαγωγέα.

Στη συνέχεια ο κύλινδρος και το πάνω τμήμα του εξαγωγέα βιδώνονται και προσθέτουμε νερό στα εξαρτήματα της υστέρησης για να γεμίσουν οι σωλήνες. Η στάθμη του νερού στην παγίδα του αέρα (Air Trap) πρέπει να είναι πάνω από το παραπεμπτικό σημείο (level mark). Το συμπλήρωμα του νερού γίνεται ευκολότερα αν προσθέσουμε νερό στο διαβαθμισμένο σωλήνα. Ανοίγοντας τη βάνα στην κορυφή της παγίδας αέρα και τη βάνα στη βάση του διαβαθμισμένου σωλήνα, το νερό ρέει μέσα στην παγίδα αέρα και στον σωλήνα σύνδεσης.

Πρέπει να φροντίσουμε να προσαρμοστεί ο σωλήνας συλλογής νερού κατά τέτοιο τρόπο ώστε να μη ρέει νερό από την άκρη του κατά τη διάρκεια της λειτουργίας του αρχικού γεμίματος. Όταν το νερό φτάσει στο παραπεμπτικό σημείο (level mark) της παγίδας αέρα, οι βάνες στη βάση του διαβαθμισμένου σωλήνα και στην κορυφή της παγίδας αέρα κλείνουν.

Πιέζοντας το σωλήνα συλλογής όπως δείχνει το σχήμα 4.9, το νερό κυκλοφορεί κάτω από τον κεραμικό δίσκο μέσα στον εξαγωγέα. Διατρέχοντας τον κύλινδρο πάνω από το σωλήνα περισυλλογής, αντλούμε νερό από την πανίδα αέρα δια μέσου των αυλακών στη βάση του εξαγωγέα. Έτσι αναγκάζονται να βγουν έξω οι φυσαλίδες αέρα και συσσωρεύονται στην παγίδα αέρα.



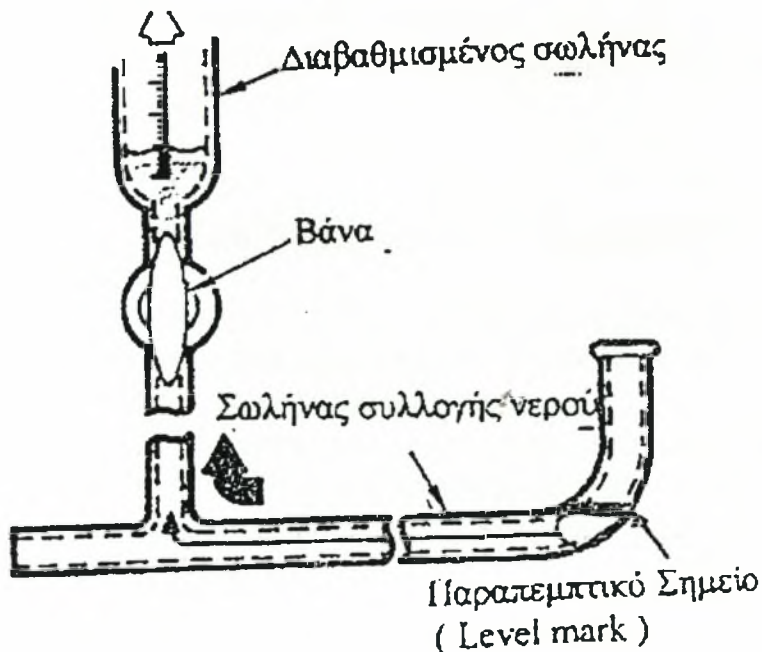
Σχήμα 4.9. Διαδικασία απομάκρυνσης του αέρα.

Ρυθμίζουμε το νερό στο παραπεμπτικό σημείο της παγίδας αέρα και στο παραπεμπτικό σημείο του διαβαθμισμένου σωλήνα. Κανονίζουμε το ύψος του σωλήνα συλλογής νερού έτσι ώστε να βρίσκεται στο ίδιο επίπεδο με την κορυφή της επιφάνειας του πορώδους κεραμικού δίσκου του εξαγωγέα.

Για να το κάνουμε αυτό μπορεί να αναγκαστούμε να ανυψώσουμε τον εξαγωγέα τοποθετώντας τον πάνω σε ξύλινη εξέδρα ή σε άλλο υποστήριγμα. Οι εργασίες αυτές εκτελούνται με τον εξαγωγέα κλειστό.

Το νερό που απομένει στον σωλήνα συλλογής πρέπει να μεταφερθεί πριν εφαρμόσουμε πίεση στον εξαγωγέα. Αυτό το επιτυγχάνουμε εφαρμόζοντας χαμηλό κενό στην κορυφή του διαβαθμισμένου σωλήνα (σχήμα 4.10). Απαιτείται πολύ μικρό κενό κι αυτό μπορούμε να το προμηθευτούμε από μια συμβατική εργαστηριακή γραμμή κενού ή από έναν απορροφητήρα αέρα.

Εφαρμογή κενού·



Σχήμα 4.10. Απομάκρυνση νερού από το σωλήνα συλλογής

Καθώς το κενό εφαρμόζεται στην κορυφή του διαβαθμισμένου σωλήνα, ανοίγουμε προσεκτικά τη βάνα στη βάση του. έως ότου ανέβει αρκετό νερό και στη συνέχεια η βάνα κλείνει και το κενό μετακινείται.

4.3.2 Εφαρμογή πίεσης στον εξαγωγέα

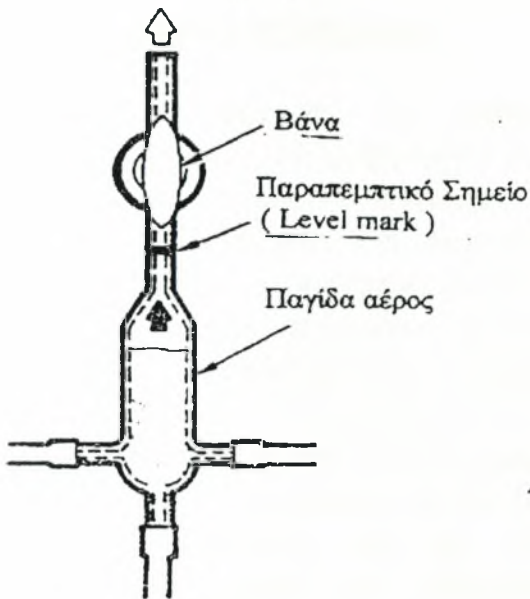
Αφού όλοι οι σωλήνες σύνδεσης της συσκευής γεμίσουν με νερό. εφαρμόζουμε χαμηλή πίεση στον εξαγωγέα με τη βοήθεια του συμπιεστή αέρα. Μόλις η πίεση εφαρμοστεί στον εξαγωγέα, η υγρασία αρχίζει να μετακινείται έξω από το δείγμα μέχρις ότου η πρώτη τιμή ισορροπίας επιτευχθεί. Καθώς η υγρασία μετακινείται, συσσωρεύεται στον σωλήνα συλλογής. Όταν ο σωλήνας συλλογής γεμίσει με νερό, οδηγούμε αυτό το νερό μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα, ώστε να συνεχιστεί η προς τα έξω. από τον εξαγωγέα, ροή του νερού χωρίς απώλειες (σχήμα 4.10).

4.3.3 Απαραίτητες ρυθμίσεις πριν από κάθε μέτρηση

Πρώτα απομακρύνεται όλος ο συσσωρευμένος αέρας που βρίσκεται κάτω από τον κεραμικό δίσκο, ώστε να μην έχουμε λάθη στη μέτρηση του όγκου του νερού.

Επίσης, η συσσώρευση του αέρα κάτω από τον κεραμικό δίσκο μπορεί να εμποδίζει την επαναπρόσληψη νερού από το δείγμα, σε πειράματα όπου η πίεση του αέρα μειώνεται μετά την επίτευξη της ισορροπίας.

Εφαρμογή κενού



Σχήμα 4.11. Ρύθμιση ύψους νερού στην παγίδα αέρα

Διατρέχοντας τον κύλινδρο πάνω από το σωλήνα περισυλλογής (σχήμα 4.9), απομακρύνεται ο συσσωρευμένος αέρας ο οποίος και συγκεντρώνεται στην παγίδα αέρα. Μετά ρυθμίζεται το νερό της παγίδας αέρα στο παραπεμπτικό σημείο. Αν το νερό στην παγίδα αέρα είναι κάτω από το παραπεμπτικό σημείο εφαρμόζεται κενό και προσεκτικά ανοίγουμε τη βάνα μέχρις ότου το νερό ανέβει στο κατάλληλο ύψος (σχήμα 4.11). Μετά κλείνει η βάνα και μετακινείται το κενό.

Το επίπεδο του νερού στο σωλήνα συλλογής πρέπει να είναι ρυθμισμένο στο παραπεμπτικό σημείο. Αν το επίπεδο του νερού είναι κάτω απ' αυτό, η βάνα του αναβαθμισμένου σωλήνα ανοίγει προσεκτικά για να επιτρέψει το νερό να φτάσει στο απαιτούμενο σημείο και στη συνέχεια κλείνουμε τη βάνα. Αν το επίπεδο του νερού είναι πάνω από το παραπεμπτικό σημείο, εφαρμόζουμε ένα μικρό κενό στην κορυφή -ου διαβαθμισμένου σωλήνα και έπειτα ανοίγουμε τη βάνα. Έτσι νερό απομακρύνεται από τον σωλήνα συλλογής και ρέει προς το διαβαθμισμένο σωλήνα (σχήμα 4.10). Όταν η στάθμη φτάσει στο κατάλληλο σημείο, η βάνα κλείνει και το κενό μετακινείται.

4.3.4 Λήψη μετρήσεων.

4.3.4.1 Διαδικασία στράγγισης.

Μετά την εισαγωγή της αρχικής τιμής όγκου στο διαβαθμισμένο σωλήνα, αυξάνουμε την πίεση στον εξαγωγέα. Καθώς η πίεση μέσα στον εξαγωγέα μεγαλώνει, νερό αρχίζει να ρέει από το δείγμα και συγκεντρώνεται στον σωλήνα συλλογής. Αρχικά η ροή είναι μέγιστη και έπειτα μικραίνει σταδιακά καθώς η ισορροπία πλησιάζει. Στην κατάσταση ισορροπίας δεν θα υπάρχει ροή νερού από τον εξαγωγέα.

Για ένα εδαφικό δείγμα ύψους 1 cm, η ισορροπία σε όλους τους τύπους εδάφους θα επέλθει μέσα σε 48 ώρες. Μερικά εδάφη πλησιάζουν σε ισορροπία σε 18 με 20 ώρες. Γενικά, ο χρόνος που απαιτείται για να επέλθει ισορροπία είναι συνάρτηση του ύψους του εδαφικού δείγματος και των χαρακτηριστικών του εδάφους και είναι ανάλογος προς το τετράγωνο του ύψους του δείγματος.

Αφού διαβαστεί ο όγκος ισορροπίας στο διαβαθμισμένο σωλήνα, ανοίγει η βάνα και αντλείται νερό από το σωλήνα συλλογής μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα ώστε να υπάρχει χώρος για τη συγκέντρωση του επιπλέον νερού.

Ξανά, μετά την ισορροπία στη νέα τιμή πίεσης καθώς φαίνεται από τη διακοπή της ροής του επιπλέον νερού μέσα στο σωλήνα συλλογής, το νερό διαμέσου του συστήματος εξωτερικής ροής διευθετίζεται πάνω στο κατάλληλο σημείο της παγίδας αέρα και του σωλήνα συλλογής όπως αναφέρθηκε νωρίτερα.

Μια νέα μέτρηση όγκου γίνεται στο διαβαθμισμένο σωλήνα και καταγράφεται. Η αλλαγή του όγκου, όπως φαίνεται από τις δύο διαδοχικές μετρήσεις, δηλώνει ακριβώς το ποσό της υγρασίας που μετακινήθηκε από το εδαφικό δείγμα μεταξύ των δύο τιμών ισορροπίας για δυο διαφορετικές τιμές πίεσης που εφαρμόστηκαν στο εδαφικό δείγμα μέσα στον εξαγωγέα.

Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται σε αυξανόμενες τιμές πίεσης μέχρις ότου η επιθυμητή περιοχή πιέσεων να καλυφθεί.

4.3.4.2 Διαδικασία διύγρανσης.

Η αντίστροφη διαδικασία μπορεί τώρα να εκτελεστεί. Σ' αυτήν την περίπτωση, η πίεση μέσα στον εξαγωγέα μειώνεται. Όταν η πίεση του εξαγωγέα μειώνεται, νερό αρχίζει να ρέει από το σωλήνα συλλογής προς το δείγμα. Όταν η μετακίνηση νερού σταματήσει, μια νέα ισορροπία στην χαμηλότερη πίεση έχει επέλθει.

Κατά τη διάρκεια της επιστροφής της υγρασίας μέσα στο δείγμα, μπορεί να χρειαστεί περισσότερο νερό απ' αυτό που είναι αποθηκευμένο στο σωλήνα συλλογής. Για να προστεθεί νερό στο σωλήνα συλλογής, απλά ανοίγει η βάνα του διαβαθμισμένου σωλήνα.

Όταν επέλθει ισορροπία, πάλι ρυθμίζεται το νερό στο παραπεμπτικό σημείο της παγίδας αέρα και του σωλήνα συλλογής νερού, όπως περιγράφηκε νωρίτερα.

Αφού το επίπεδο του νερού ρυθμιστεί στα δύο αυτά σημεία, ο όγκος στο διαβαθμισμένο σωλήνα διαβάζεται και καταγράφεται. Η μείωση του όγκου του νερού μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα είναι μια ακριβής μέτρηση του νερού που έχει επιστρέψει πίσω στο δείγμα σαν αποτέλεσμα της μείωσης της πίεσης μέσα στον εξαγωγέα.

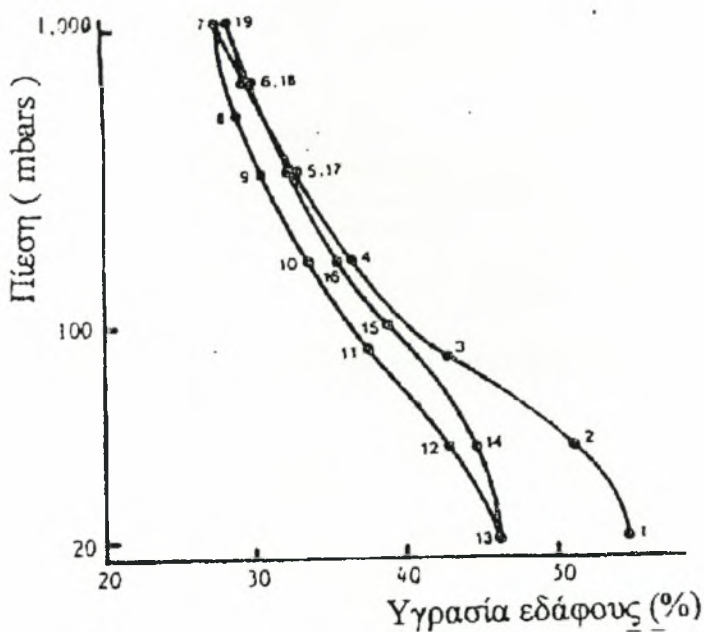
Στο κλείσιμο της διαδρομής μετά την τελευταία τιμή ισορροπίας που εγκαθιδρύθηκε, η πίεση στον εξαγωγέα ελευθερώνεται και ανοίγει.

4.3.5 Προσδιορισμός καμπυλών συγκράτησης υγρασίας

Οι αλλαγές στον όγκο του νερού μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα προέρχονται από τη μετακίνηση του νερού από και προς το εδαφικό δείγμα κατά τη διάρκεια των πειραμάτων. Έτσι γίνεται ο προσδιορισμός, με ακρίβεια, του ποσοστού της υγρασίας μέσα στο δείγμα για κάθε τιμή ισορροπίας που εγκαθίσταται κατά το πείραμα. Μετά σχεδιάζουμε το διάγραμμα: Ποσοστό υγρασίας % (κατά βάρος) με Τιμές πίεσης (σε mbars).

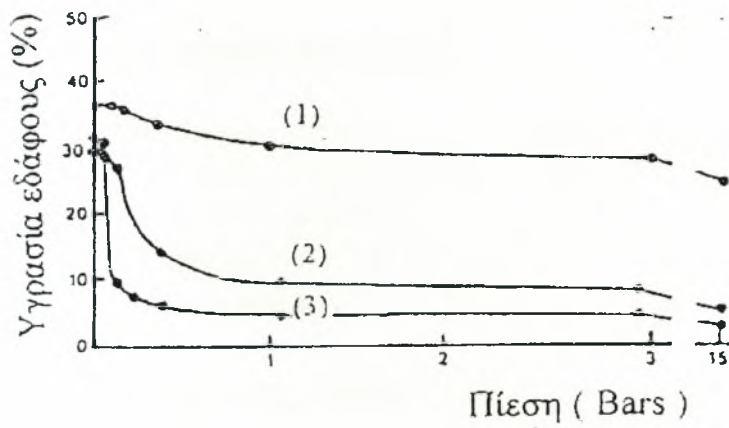
Το σχήμα 4.12 δείχνει τα αποτελέσματα της Υστέρησης στο Aiken Clay Loam όπως αναπτύχθηκαν από τις μετρήσεις του Volumetric Pressure Plate Extractor.

Ο Volumetric Pressure Plate Extractor μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να προσδιορίσει με ακρίβεια τις καμπύλες συγκράτησης υγρασίας σε όλα τα είδη εδαφών στην τάξη 0-2 bar.



Σχήμα 4.12. Αποτελέσματα της υστέρησης στο Aiken Clay Loam.

Η καμπύλη συγκράτησης υγρασίας ή χαρακτηριστική καμπύλη εδάφους, όπως αποκαλείται, είναι η σχέση της περιεχόμενης εδαφικής υγρασίας ως προς την εδαφική τιμή μύζησης (απορρόφησης) στην οποία η υγρασία διατηρείται. Τυπικές καμπύλες συγκράτησης υγρασίας για 3 τύπους εδάφους φαίνονται στο σχήμα 4.13.



Σχήμα 4.13. Τυπικές καμπύλες συγκράτησης υγρασίας τριών τύπων εδάφους:

(1) → Ιλυώδες (Silty)

(2) → Αμμοπηλώδες (Sandy Loam)

(3) → Αμμώδες (Sand)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1 Περιγραφή εδαφικών δειγμάτων

Κατά τη διάρκεια των πειραμάτων της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν δύο διαταραγμένα δείγματα αμμωδών εδαφών, με σκοπό τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών τους καμπυλών, του βρόχου της υστέρησης, καθώς και των διερευνητικών τους καμπυλών.

5.1.1 Μηχανική ανάλυση εδαφών

Η μηχανική ανάλυση των εδαφών έγινε στο Ινστιτούτο Χαρτογράφησης Εδαφών, στη Λάρισα και πήραμε τα εξής αποτελέσματα:

- 1) Εδαφικό δείγμα (Δ1): 93% Άμμος, 4% Άργιλος και 3% Ιλύς.
- 2) Εδαφικό δείγμα (Δ2): 93% Άμμος, 3% Άργιλος και 4% Ιλύς.

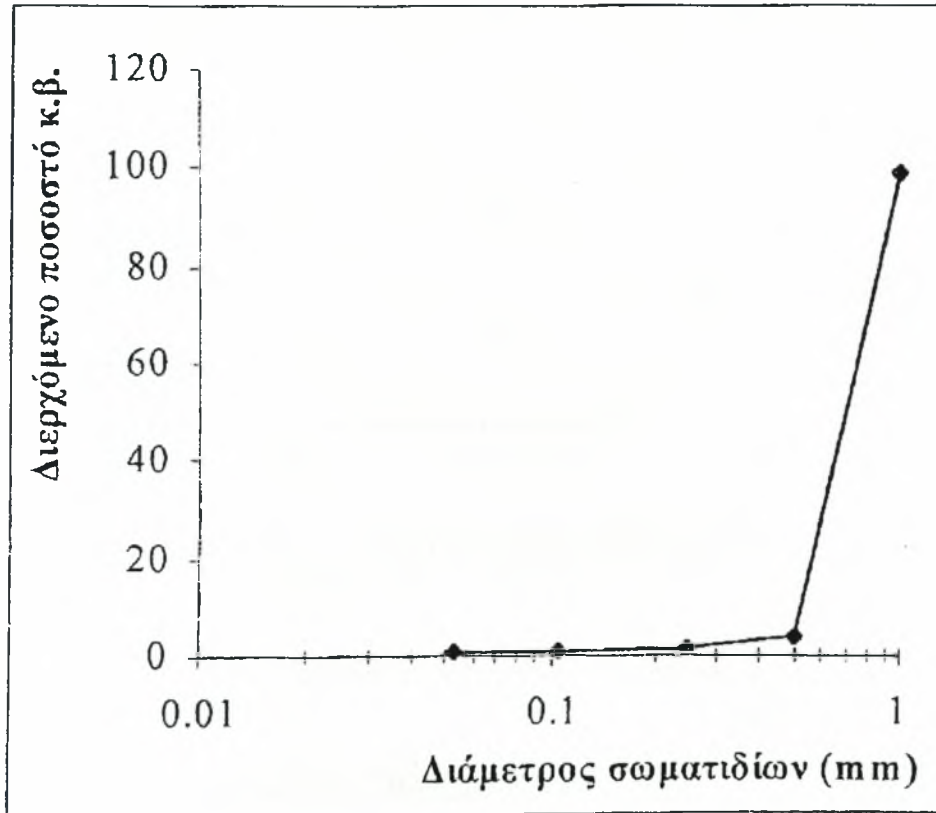
5.1.2 Κοκκομετρική ανάλυση του εδάφους

Κοκκομετρική ανάλυση ονομάζεται ο προσδιορισμός της κοκκομετρικής σύστασης ενός εδαφικού δείγματος. Με τη διαδικασία αυτή βρίσκουμε το μέγεθος των κόκκων από τους οποίους αποτελείται το έδαφος, καθώς και την αναλογία του βάρους των κόκκων διαφόρου μεγέθους.

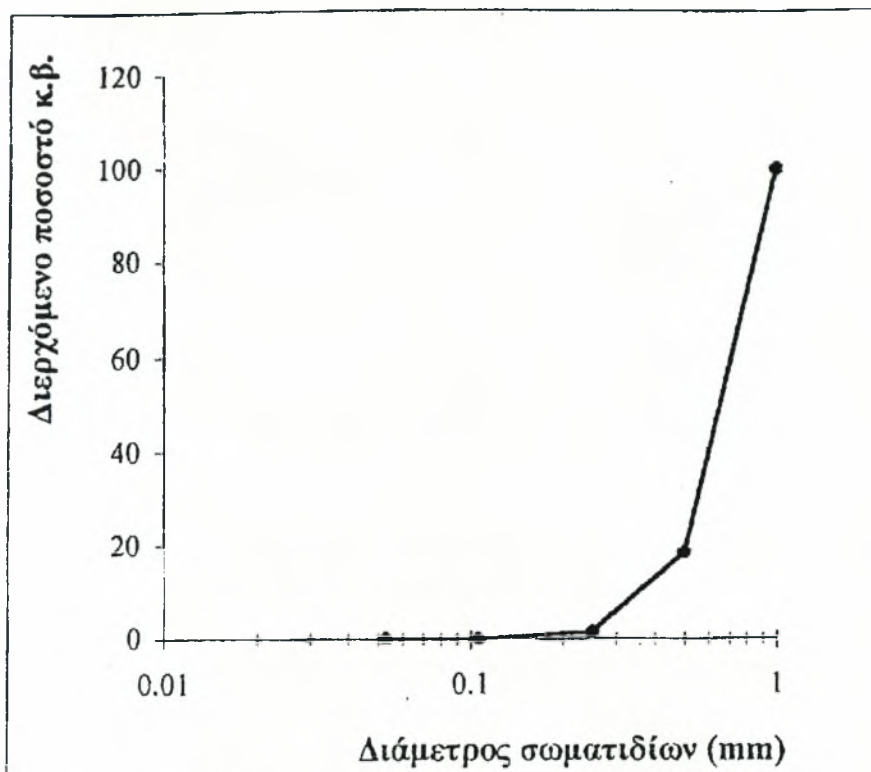
Η κοκκομετρική ανάλυση του εδάφους είναι βασική για την εκτίμηση ενός εδάφους και απαραίτητη για μελέτες που αφορούν την ταξινόμηση, μορφολογία και εδαφογένεση των εδαφών.

Η κοκκομετρική σύσταση ενός εδαφικού δείγματος προσδιορίζεται ως εξής: το δείγμα ξηραίνεται σε κλίβανο στους 104 °C επί 8 ώρες και ακολουθεί η μηχανική του ανάλυση με τη βοήθεια ενός κόσκινου με διάμετρο οπών 2mm. Στη συνέχεια ανάλογα με τα ποσοστά του εδαφικού δείγματος που διέρχονται από το κόσκινο χαράσσονται οι κοκκομετρικές καμπύλες.

Οι κοκκομετρικές καμπύλες των δύο εδαφικών δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία παρουσιάζονται στα επόμενα διαγράμματα (σχήματα 5.1 και 5.2).



Σχήμα 5.1. Κοκκομετρική καμπύλη του εδαφικού δείγματος Δ1

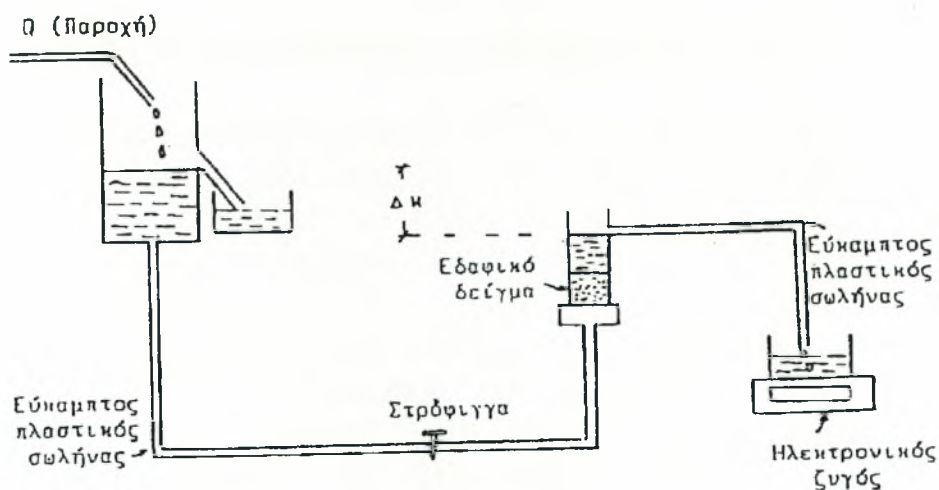


Σχήμα 5.2. Κοκκομετρική καμπύλη του εδαφικού δείγματος Δ2.

5.1.3 Υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού

Η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού ενός εδάφους μπορεί να προσδιοριστεί στο εργαστήριο με δύο μεθόδους: α) Μέθοδος σταθερού φορτίου και β) Μέθοδος μεταβλητού φορτίου.

Η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού (K_s) των παραπάνω εδαφών προσδιορίστηκε στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας του Π.Θ., με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου (σχήμα 5.3).



Σχήμα 5.3. Διάταξη μέτρησης υδραυλικής αγωγιμότητας σε κορεσμένο εδαφικό δείγμα με τη μέθοδο του σταθερού φορτίου.

Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, το φορτίο είναι σταθερό και ίσο με ΔH . Μετράμε τον όγκο του νερού που έχει συλλεχθεί στο ογκομετρικό δοχείο σε χρόνο t . Αν $A = \pi d^2 / 4$ είναι η διατομή του κυλινδρικού δείγματος και L το ύψος του, τότε με βάση τον τύπο του Darcy, θα είναι:

$$Q = \frac{V}{t} = K_s \cdot A \frac{\Delta H}{L} \Rightarrow K_s = \frac{V \cdot L}{A \cdot t \cdot \Delta H} \quad 5.1$$

Έτσι λοιπόν βρέθηκε για το πρώτο εδαφικό δείγμα $K_s = 2,016$ m/h, ενώ για το δεύτερο εδαφικό δείγμα $K_s = 2,07$ m/h.

5.2 Πειραματικός προσδιορισμός του βρόχου υστέρησης

Τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό του βρόχου υστέρησης ήταν αμμώδες και προετοιμάστηκαν σύμφωνα με τις συστάσεις του United States Department of Agriculture, όπως αναφέρθηκε κατά την περιγραφή της συσκευής Υστέρησης.

Το έδαφος αρχικά, πέρασε από κόσκινο με τρύπες 2mm. Το κοσκίνισμα αυτό έγινε με σκοπό να απομακρυνθούν χαλίκια μεγαλύτερα από 2mm και να μετατραπεί όλο το δείγμα σε κόκκους διαμέτρου κάτω τον 2mm. Στη συνέχεια, έγινε ξήρανση του εδάφους στους 105 °C και ανακατεύθηκε το έδαφος, ώστε να παρθεί όσο το δυνατόν αντιπροσωπευτικότερο δείγμα.

Το δείγμα που πάρθηκε τοποθετήθηκε σε δακτύλιο συγκράτησης εδαφικού δείγματος ύψους 1cm. Το ξηρό εδαφικό δείγμα ζυγίστηκε και μετά αφήθηκε να κορεστεί σε απιονισμένο νερό για περίπου 16 ώρες και ξανά ζυγίστηκε με σκοπό να βρεθεί η υγρασία κορεσμού. Στη συνέχεια ο δακτύλιος με το εδαφικό δείγμα τοποθετήθηκε πάνω στη κεραμική πλάκα (2bars) της συσκευής Υστέρησης, η οποία είχε και αυτή κορεστεί προηγούμενος με απιονισμένο νερό. Αμέσως μετά, γέμισαν οι εξωτερικοί σωλήνες του πιάτου της βάσης με απιονισμένο νερό και εφαρμόστηκε στον εξαγωγέα πίεσης αέρος.

Η πρώτη μέτρηση πάρθηκε σε μηδενική πίεση και οι επόμενες σε σταδιακές αυξήσεις της εφαρμοζόμενης πίεσης. Κατά τη σταδιακή αυτή αύξηση της πίεσης παρατηρήθηκε στραγγίση νερού από το εδαφικό δείγμα και συγκέντρωση του στο διαβαθμισμένο σωλήνα Burette, όπου γινόταν και η μέτρηση του όγκου του νερού που στραγγίστηκε από το δείγμα. Η τελευταία μέτρηση έγινε σε πίεση 160 mbars αφού το εδαφικό δείγμα είχε στραγγίσει και βρισκόταν σε ισορροπία για αρκετές εφαρμοζόμενες πιέσεις.

Έτσι, σε αυτό το σημείο άρχισε η αντίστροφη διαδικασία και επομένως εφαρμόστηκαν σταδιακές μειώσεις την πίεσης μέχρι

την τιμή μηδέν. Σε αυτή τη διαδικασία, το εδαφικό δείγμα απορροφούσε νερό οπότε και πραγματοποιήθηκε η διύγρανση του δείγματος. Το νερό που απορροφούσε το δείγμα κάθε φορά που εφαρμοζόταν μειωμένη πίεση υπολογίστηκε από τις ενδείξεις του διαβαθμισμένου σωλήνα Burette. Η διύγρανση αυτή του εδαφικού δείγματος άρχισε από τα 160 mbars και κάθε φορά εφαρμοζόταν η αντίστοιχη πίεση που εφαρμόστηκε αρχικά κατά την στράγγιση του δείγματος. Κατά την διάρκεια του πειράματος, η θερμοκρασία του χώρου ήταν σταθερή στους 20°C με την βοήθεια του κλιματιστικού.

Οι μετρήσεις που πάρθηκαν κατά την στράγγιση και ην διύγρανση του εδαφικού δείγματος παρουσιάζονται στους πίνακες που ακολουθούν καθώς επίσης παρουσιάζεται και ο βρόχος της υστέρησης και η απεικόνιση της στράγγισης και της διύγρανσης.

5.2.1 Επεξεργασία των μετρήσεων με την συσκευή Υστέρησης

Για να γίνουν οι καμπύλες στράγγισης και διύγρανσης του εδαφικού δείγματος καθώς και να απεικονιστεί ο βρόχος υστέρησης ήταν αναγκαίο να γίνουν κάποιοι υπολογισμοί. Έτσι υπολογίστηκε η υγρασία επί τοις % κ. β. και επί τοις % κ. ο. που κάθε φορά περιείχε το εδαφικό δείγμα.

Η υγρασία επί τοις % κ. β. υπολογίστηκε από τον τύπο που παρουσιάζεται στη συνέχεια :

$$\Theta_s = [(\text{βάρος υγρού εδάφους} - \text{βάρος ξηρού εδάφους}) / (\text{βάρος ξηρού εδάφους})] * 100$$

και η υγρασία επί τοις % κ. ο. υπολογίστηκε ως εξής :

$$\Theta_s = \text{Υγρασία \% κ. β.} * \text{φαινόμενο ειδικό βάρος (gr / cm}^3 \text{)}$$

όπου το φαινόμενο ειδικό βάρος βρέθηκε ότι είναι 1,56 gr / cm³

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. ΣΥΣΚΕΥΗ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ

**ΜΑΙΟΣ 2006
ΑΜΜΩΔΕΣ ΕΛΑΦΟΣ
ΔΕΙΓΜΑ Δ1**

ΔΑΚΤΥΛΙΟΣ ΜΕ ΠΑΝΑΚΙ	4,45 gr
ΔΑΚΤΥΛΙΟΣ ΒΡΕΓΜΕΝΟΣ	5,94 gr
ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ	40,12 gr
ΚΑΘΑΡΟ ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ	34,18 gr
ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ	50,48 gr
ΚΑΘΑΡΟ ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ	44,54 gr
ΦΑΙΝΟΜΕΝΙΚΟ ΕΙΔΙΚΟ ΒΑΡΟΣ	1,56 gr/cm³

ΠΙΝΑΚΑΣ 2. ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ1

A/A	Ημερομηνία	Πίεση (mbar)	Όγκος νερού Burette (ml)	Νερό που στραγγίζει (ml)	Νερό που μένει στο χώμα (ml)	Υγρασία % κ.β.	Υγρασία % κ.ο.
1	10/05/2006	0	29	0	10,36	30,3	47,3
2	11/05/2006	5	29	0	10,36	30,3	47,3
3	12/05/2006	10	29	0	10,36	30,3	47,3
4	13/05/2006	15	28,1	0,9	9,46	27,6	43
5	15/05/2006	20	27,2	0,9	8,56	25	39
6	16/05/2006	25	26,4	0,8	7,76	22,7	35,4
7	17/05/2006	30	25,5	0,9	6,86	20,1	31,4
8	18/05/2006	35	24,6	0,9	5,96	17,4	27,8
9	19/05/2006	40	23,9	0,7	5,26	15,4	24
10	20/05/2006	45	23,2	0,7	4,56	13,3	20,7
11	22/05/2006	50	22,5	0,7	3,86	11,3	17,6
12	23/05/2006	55	21,8	0,7	3,16	9,3	14,5
13	24/05/2006	60	21,3	0,5	2,66	7,8	12,2
14	25/05/2006	65	20,7	0,6	2,06	6	9,4
15	26/05/2006	70	20,3	0,4	1,66	4,9	7,6
16	27/05/2006	75	20	0,3	1,36	4	6,3
17	29/05/2006	80	19,8	0,2	1,16	3,4	5,3
18	30/05/2006	85	19,6	0,2	0,96	2,8	4,4
19	31/05/2006	90	19,5	0,1	0,86	2,5	3,9
20	01/06/2006	100	19,4	0,1	0,76	2,2	3,4
21	02/06/2006	110	19,4	0	0,76	2,2	3,4
22	03/06/2006	120	19,4	0	0,76	2,2	3,4
23	05/06/2006	130	19,4	0	0,76	2,2	3,4
24	06/06/2006	140	19,4	0	0,76	2,2	3,4
25	07/06/2006	160	19,4	0	0,76	2,2	3,4

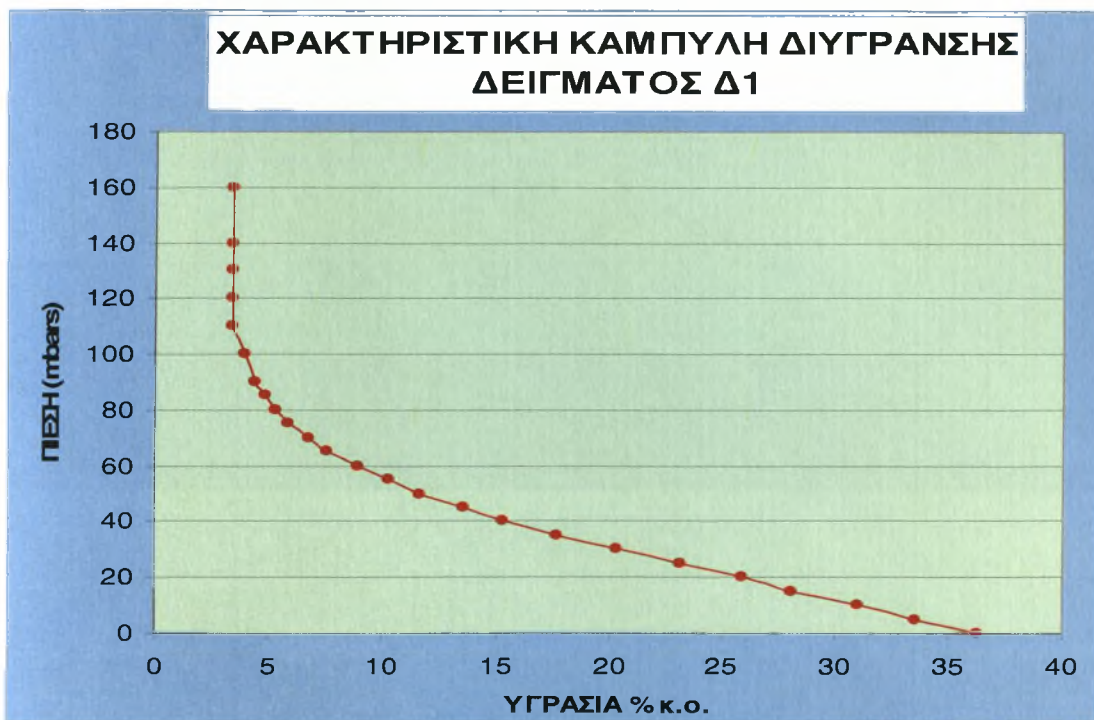
ΠΙΝΑΚΑΣ 3. ΔΙΥΓΡΑΝΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ1

A/A	Ημερομηνία	Πίεση (mbar)	Όγκος νερού Burette (ml)	Νερό που στραγγίζει (ml)	Νερό που μένει στο χώμα (ml)	Υγρασία % κ.β.	Υγρασία % κ.ο.
1	07/06/2006	160	19,4	0	0,76	2,2	3,4
2	08/06/2006	140	19,4	0	0,76	2,2	3,4
3	09/06/2006	130	19,4	0	0,76	2,2	3,4
4	10/06/2006	120	19,4	0	0,76	2,2	3,4
5	12/06/2006	110	19,4	0	0,76	2,2	3,4
6	13/06/2006	100	19,5	0,1	0,86	2,5	3,9
7	14/06/2006	90	19,6	0,1	0,96	2,8	4,4
8	15/06/2006	85	19,7	0,1	1,06	3,1	4,8
9	16/06/2006	80	19,8	0,1	1,16	3,4	5,3
10	17/06/2006	75	19,9	0,1	1,26	3,7	5,8
11	19/06/2006	70	20,1	0,2	1,46	4,3	6,7
12	20/06/2006	65	20,3	0,2	1,66	4,9	7,6
13	21/06/2006	60	20,6	0,3	1,96	5,7	8,9
14	22/06/2006	55	20,9	0,3	2,26	6,6	10,3
15	23/06/2006	50	21,2	0,3	2,56	7,5	11,7
16	24/06/2006	45	21,6	0,4	2,96	8,7	13,6
17	26/06/2006	40	22	0,4	3,36	9,8	15,3
18	27/06/2006	35	22,5	0,5	3,86	11,3	17,7
19	28/06/2006	30	23,1	0,6	4,46	13	20,3
20	29/06/2006	25	23,7	0,6	5,06	14,8	23,1
21	30/06/2006	20	24,2	0,6	5,66	16,6	25,9
22	01/07/2006	15	24,7	0,5	6,16	18	28,1
23	03/07/2006	10	25,2	0,5	6,76	19,9	31
24	04/07/2006	5	25,8	0,6	7,36	21,5	33,5
25	05/07/2006	0	26,4	0,6	7,96	23,3	36,3

ΣΧΗΜΑ 1

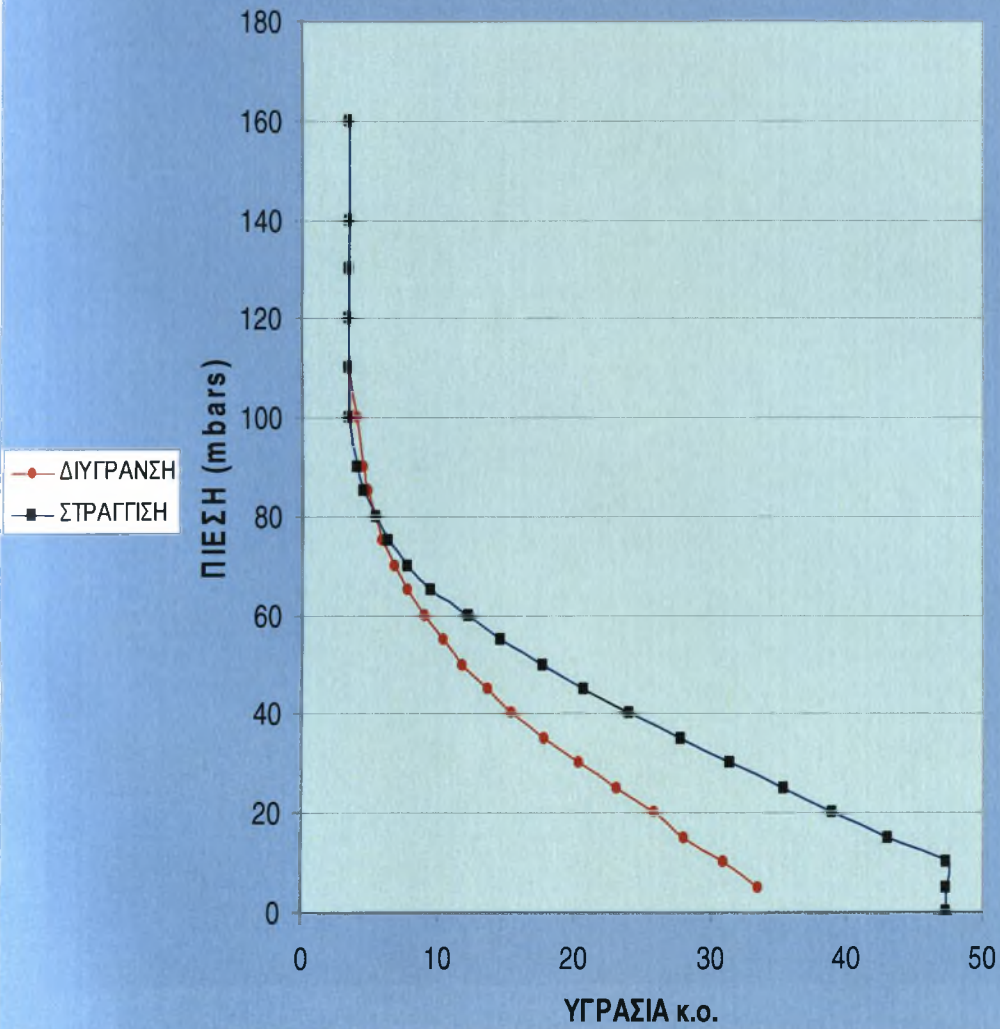


ΣΧΗΜΑ 2



ΣΧΗΜΑ 3.

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΣΤΡΑΓΓΙΣΗΣ - ΔΙΥΓΡΑΝΣΗΣ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ1



ΠΙΝΑΚΑΣ 1. ΣΥΣΚΕΥΗ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ

**ΙΟΥΛΙΟΣ 2006
ΑΜΜΩΔΕΣ ΕΛΑΦΟΣ
ΔΕΙΓΜΑ Δ2**

ΔΑΚΤΥΛΙΟΣ ΜΕ ΠΑΝΑΚΙ	4,45 gr
ΔΑΚΤΥΛΙΟΣ ΒΡΕΓΜΕΝΟΣ	5,94 gr
ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ	31,66 gr
ΚΑΘΑΡΟ ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ	25,72 gr
ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ	37,06 gr
ΚΑΘΑΡΟ ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ	31,12 gr
ΦΑΙΝΟΜΕΝΙΚΟ ΕΙΔΙΚΟ ΒΑΡΟΣ	1,56 gr/cm³

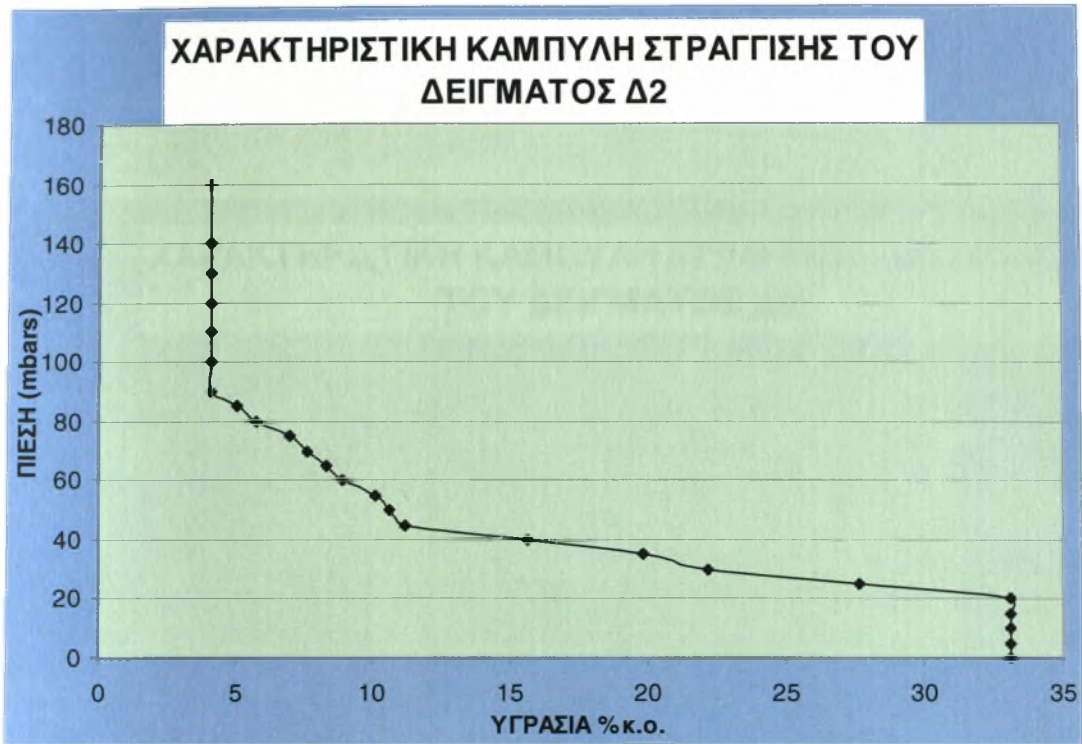
ΠΙΝΑΚΑΣ 2. ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ2

A/A	Ημερομηνία	Πίεση (mbar)	Όγκος νερού Burette (ml)	Νερό που στραγγίζει (ml)	Νερό που μένει στο χώμα (ml)	Υγρασία % κ.β.	Υγρασία % κ.ο.
1	10/07/2006	0	28,2	0	5,46	21,2	33,1
2	11/07/2006	5	28,2	0	5,46	21,2	33,1
3	12/07/2006	10	28,2	0	5,46	21,2	33,1
4	13/07/2006	15	28,2	0	5,46	21,2	33,1
5	14/07/2006	20	28,2	0	5,46	21,2	33,1
6	15/07/2006	25	27,8	0,4	5,06	19,7	27,6
7	17/07/2006	30	27,3	0,5	4,56	17,7	22,2
8	18/07/2006	35	26,4	0,9	3,66	14,2	19,8
9	19/07/2006	40	26	0,4	3,26	12,7	15,6
10	20/07/2006	45	25,3	0,7	2,56	10	11,2
11	21/07/2006	50	24,6	0,7	1,86	7,2	10,6
12	22/07/2006	55	24,5	0,1	1,76	6,8	10,1
13	24/07/2006	60	24,4	0,1	1,66	6,5	8,9
14	25/07/2006	65	24,2	0,2	1,46	5,7	8,3
15	26/07/2006	70	24,1	0,1	1,36	5,3	7,6
16	27/07/2006	75	24	0,1	1,26	4,9	7
17	28/07/2006	80	23,9	0,1	1,16	4,5	5,8
18	29/07/2006	85	23,7	0,2	0,96	3,7	5,1
19	31/07/2006	90	23,6	0,1	0,86	3,3	4,1
20	01/08/2006	100	23,4	0,2	0,66	2,6	4,1
21	02/08/2006	110	23,4	0	0,66	2,6	4,1
22	03/08/2006	120	23,4	0	0,66	2,6	4,1
23	04/08/2006	130	23,4	0	0,66	2,6	4,1
24	05/08/2006	140	23,4	0	0,66	2,6	4,1
25	07/08/2006	160	23,4	0	0,66	2,6	4,1

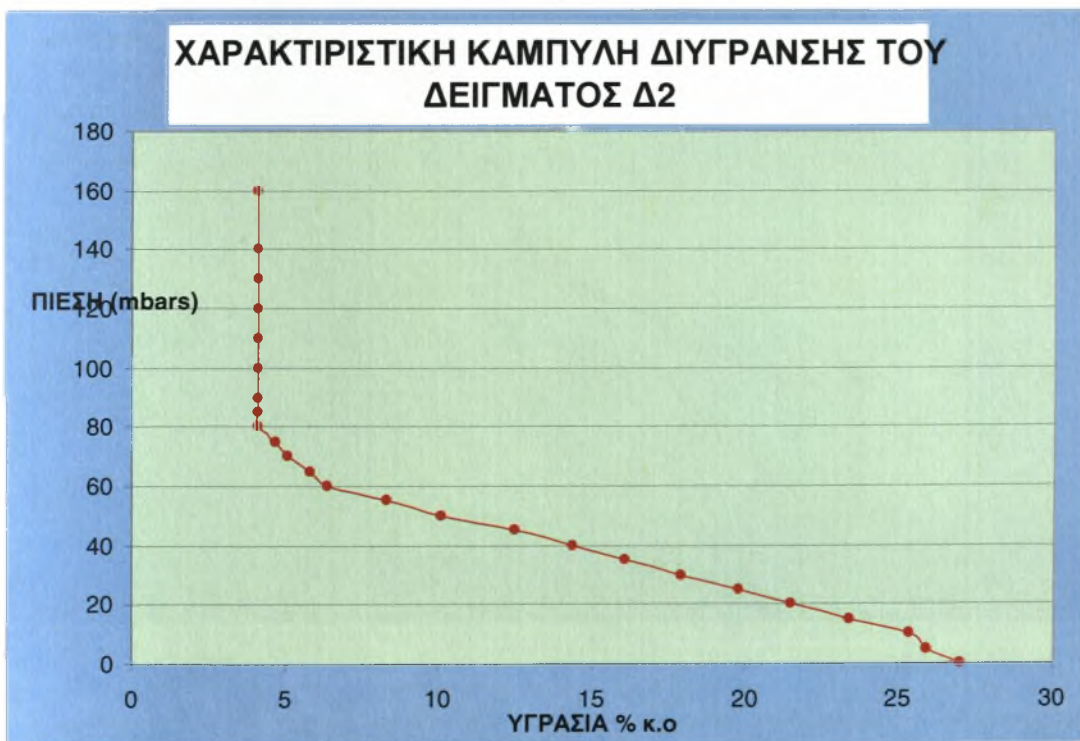
ΠΙΝΑΚΑΣ 3. ΔΙΥΓΡΑΝΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ2

Α/Α	Ημερομηνία	Πίεση (mbar)	Όγκος νερού Burette (ml)	Νερό που στραγγίζει (ml)	Νερό που μένει στο χώμα (ml)	Υγρασία % κ.β.	Υγρασία % κ.ο.
1	07/08/2006	160	23,4	0	0,66	2,6	4,1
2	08/08/2006	140	23,4	0	0,66	2,6	4,1
3	09/08/2006	130	23,4	0	0,66	2,6	4,1
4	10/08/2006	120	23,4	0	0,66	2,6	4,1
5	11/08/2006	110	23,4	0	0,66	2,6	4,1
6	12/08/2006	100	23,4	0	0,66	2,6	4,1
7	17/08/2006	90	23,4	0	0,66	2,6	4,1
8	18/08/2006	85	23,4	0	0,66	2,6	4,1
9	19/08/2006	80	23,4	0	0,66	2,6	4,1
10	21/08/2006	75	23,5	0,1	0,76	3	4,7
11	22/08/2006	70	23,6	0,1	0,86	3,3	5,1
12	23/08/2006	65	23,7	0,1	0,96	3,7	5,8
13	24/08/2006	60	23,8	0,1	1,06	4,1	6,4
14	25/08/2006	55	24,1	0,3	1,36	5,3	8,3
15	26/08/2006	50	24,5	0,3	1,66	6,5	10,1
16	28/08/2006	45	24,9	0,4	2,06	8	12,5
17	29/08/2006	40	25,2	0,3	2,36	9,2	14,4
18	30/08/2006	35	25,5	0,3	2,66	10,3	16,1
19	31/08/2006	30	25,8	0,3	2,96	11,5	17,9
20	01/09/2006	25	26,1	0,3	3,26	12,7	19,8
21	02/09/2006	20	26,4	0,3	3,56	13,8	21,5
22	04/09/2006	15	26,7	0,3	3,86	15	23,4
23	05/09/2006	10	27	0,3	4,16	16,2	25,3
24	06/09/2006	5	27,2	0,2	4,26	16,6	25,9
25	07/09/2006	0	27,4	0,2	4,46	17,3	27

ΣΧΗΜΑ 1

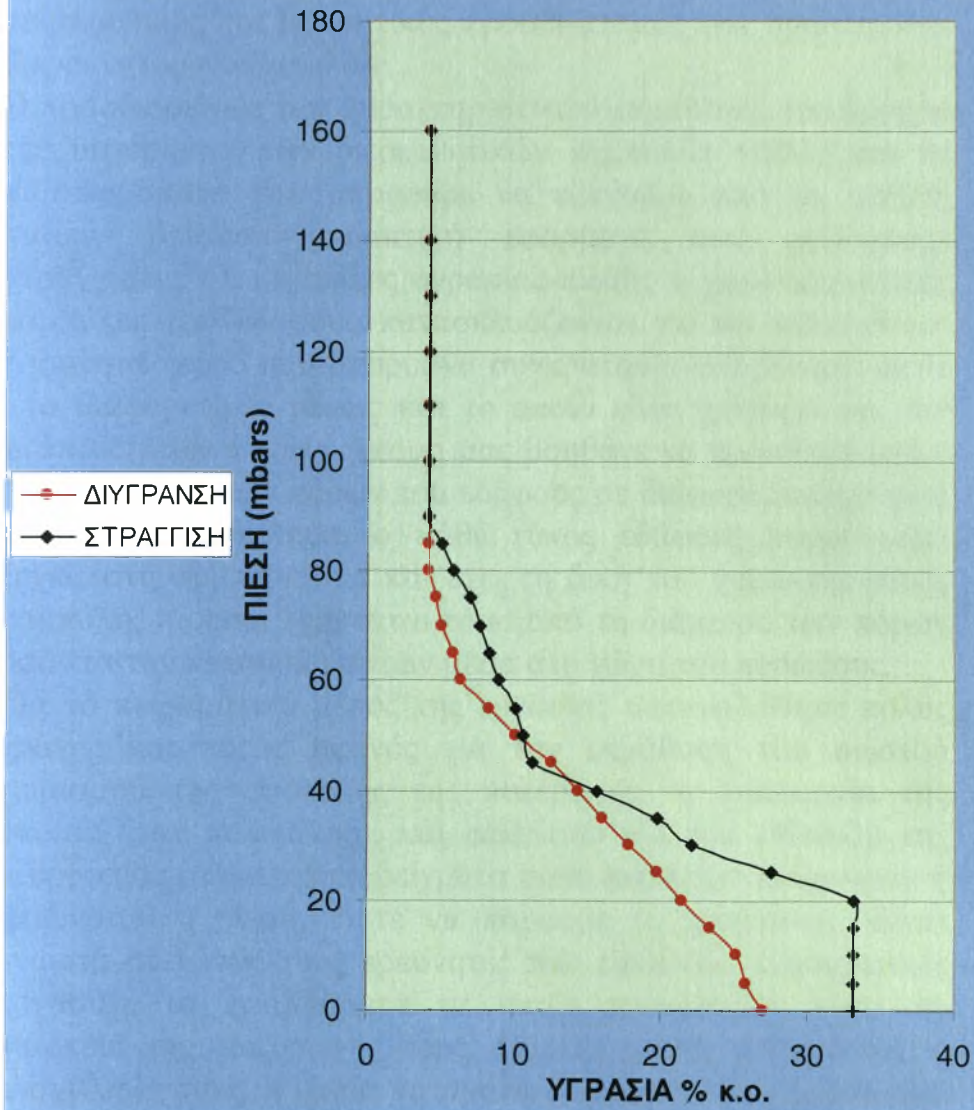


ΣΧΗΜΑ 2



ΣΧΗΜΑ 3

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ - ΔΙΥΓΡΑΝΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ2



ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σκοπός της παρούσας πτυχιακής εργασίας ήταν ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών δειγμάτων εδάφους κατά τη διάρκεια δύγρανσης-στράγγισης. Στόχος ήταν να προσδιοριστεί ο βρόχος της υστέρησης μεταξύ της υγρασίας του εδάφους και της πίεσης του νερού των πόρων του κατά τη διαδικασία των δύο αυτών φαινομένων και να γίνει ο πειραματικός και θεωρητικός προσδιορισμός των πρωτογενών διερευνητικών καμπυλών.

Ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών, του βρόχου της υστέρησης, των διερευνητικών καμπυλών καθώς και τα συμπεράσματα που μπορούμε να εξάγουμε από τη μελέτη αυτών, βρίσκουν πρακτική εφαρμογή στις αρδεύσεις-στραγγίσεις. Οι καμπύλες υγρασίας-πίεσης ή χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους κατασκευάζονται για να εκτιμηθεί η ποσότητα νερού που μπορεί να συγκρατήσει ένα έδαφος κάτω από διαφορετικές τάσεις και το οποίο είναι χρήσιμο για την ανάπτυξη των φυτών. Ακόμη μας βοηθάνε να προσδιορίσουμε την κατανομή των πόρων του εδάφους σε διάφορες κατηγορίες μεγέθους. Γενικότερα, ο κάθε τύπος εδάφους παρουσιάζει ξεχωριστή συμπεριφορά και έχει τη δική του χαρακτηριστική καμπύλη, η οποία εξαρτάται τόσο από τη διάμετρο των πόρων όσο και την κατανομή αυτών μέσα στο χώρο του πορώδους.

Για το πειραματικό μέρος της εργασίας καταναλώθηκε πολύς χρόνος και κόπος αφενός για την εκμάθηση του σωστού χειρισμού της συσκευής της υστέρησης, η λειτουργία της οποίας ήταν πολύπλοκη, και αφετέρου για την επίτευξη της ισορροπίας στα εδαφικά δείγματα κάθε φορά που αυξανόταν ή μειωνόταν η πίεση, ώστε να πάρουμε τις μετρήσεις. Είναι γνωστά σε όλους τους ερευνητές που εκπονούν πειραματικές εργασίες, τα προβλήματα τα οποία προκύπτουν κατά τη διάρκεια της διεξαγωγής τους. Πολλές φορές επιβάλλεται η επανάληψη τους, η οποία καταναλώνει περισσότερο χρόνο από εκείνον που έχει προγραμματιστεί εξ' αρχής.

Στις ευρεθείσες χαρακτηριστικές καμπύλες προσδιορίστηκαν οι εξισώσεις τους με το μοντέλο van Genachten και βρέθηκε ότι υπήρξε καλή προσέγγιση μεταξύ των θεωρητικών και των πειραματικών καμπυλών όπως φαίνεται και από το συντελεστή συσχέτισης R. Επίσης, πολύ καλή προσέγγιση από το μοντέλο του Mualem(1984) είχαν και οι δυο πρωτογενείς διερευνητικές καμπύλες διωγρανσης. Τα ανωτέρω μπορούν να χρησιμοποιηθούν στο μέλλον για την εξομοίωση της κίνησης του νερού στα συγκεκριμένα εδάφη.

BIBΛIOΓΡΑΦΙΑ

1. **Childs, E. E., 1969**, An Introduction to the physical basis of soil water phenomena, John Wiley, New York.
2. **Dane, J. H. and Wieranga, P. J., 1975**, Effect of hysteresis on the prediction of infiltration, redistribution and drainage of water in a layered soil, *J. of Hydrol*, 25: 229-242.
3. **Dane, J. H. and Topp, C., 2002**, Methods of soil analysis, Part 4. Physical Methods(Soil Science Society of America Book Series Vol, 5). Soil Sci, Page 743.
4. **Darcy, H., 1995**, Desperately seeking Darcy in Dijon. Soil Science Society of America, Journal 59, no 2, Pages 319- 324.
5. **Dasberg, S. and Dalton, F. W., 1985**, Field measurements of soil water content and bulk electrical conductivity with Time Domain Reflectometry, *J. of Soil Sci. Soc.Am.*, 49, 293-297.
6. **Everett, D. H. and Whitton, W. I., 1952**, A general approach to hysteresis, 1. *Trans. Faradey Soc*, 48: 749-757.
7. **Everett, D. H. ,1954**. A general approach to hystresis, 3. *Trans. Faraday , Soc*, 50: 1077-1096.
8. **Everett, D. H. and F. W. Smith., 1954**, A general approach to hysteresis, 2. *Trans. Faraday, Soc*, 50:187-197.
9. **Everett, D. H. , 1955**, A general approach to hysteresis, 4. *Trans. Faraday, Soc*, 51:1551-1557.
10. **Enderby, A. J., 1955**, The domain model of hysteresis. *Trans. Faraday, Soc*, 51:835-848.
11. **Enderby, A. J., 1956**, The domain model of hysteresis, 2. *Trans. Faraday, Soc*, 52:106-120.
12. **Gillham, R.W., Klute, A. and Heermann, D. F., 1979**, Measurement and numerical simulation of hysteric flow in a heterogeneous porous medium, *Proc. of Soil Sci. Soc. Am.*, 43, 1061-1067.
13. **Haines, W. B., 1930**, Studies in the physical properties of soils. V. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture distribution associated there with, *J. of Agr. Sci.*, 20: 97-116.

14. **Imbrahim, H. A. and Brutsaert, W., 1968**, Intermittent infiltration into soils with hysteresis, *J. of Hydraulic Div. Ainer. Soc. Civil Eng.*, 94, 113-137.
15. **Mualem, Y., 1973**, Modified Approach to capillary Hysteresis Based on a similarity hypothesis, *Water Resour. Res.*, 9 (5), 1324-1331.
16. **Mualem, Y., 1974**, A conceptual model of hysteresis, *Water Resour. Res.*, 10 (3), 514-520.
17. **Mualem, Y. and Dagan, G., 1975**, A dependent domain model of capillary hysteresis, *Water Resour. Res.*, 11:452-460.
18. **Mualem, Y., 1976**, Modelling of water flow through typical Bavarian soils, 1 Estimation of hydraulic characteristics of the unsaturated zone, *Soil Sci. Vol 51, Issue 2, Pages 285-297*.
19. **Mualem, Y., 1977**, Extension of similarity hypothesis used for modeling the soil water characteristics, *Water Resour. Res.*, 13 (4), 773-780.
20. **Mualem, Y., 1978**, A dependent domain model of capillary hysteresis, *Water Resources Research. Vol 14, No 4, Page 704*.
21. **Mualem, Y., 1984**, A modified dependent-domain theory of hysteresis, *Soil Sci.*, 137(5), 283-291.
22. **Mualem, Y. and Dagan, G., 1975**, A dependent domain model of capillary hysteresis, *Water Resour. Res.*, 11 (3), 452-460.
23. **Mualem, Y., 1978**, A dependent domain model of capillary hysteresis. *Water Resources Research.*, Vol 14, No 4, Page 704.
24. **Mualem, Y. and Miller, E. E., 1979**, A hysteresis model based on an explicit domain-dependence function, *J. of Soil Sci. Soc. Am.*, 43: 1067-1073.
25. **Παναγιωτόπουλος Κ. Π., 1985**, Εδαφοφυσική, Θεσσαλονίκη.
26. **Παπαζαφειρίου Γ. Ζ., 1984**, Αρχές κατ πρακτική των αρδεύσεων, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
27. **Philip, J. R., 1964**, Similarity hypothesis for capillary hysteresis in porous materials, *J. of Geophys. Res.*, 69 (8), 1553-1562.

28. **Poulovassilis, A., 1962**, Hysteresis of pore water: An application of the Concept of independent domains, *Soil Sci.*, 93: 405-412.
29. **Poulovassilis, A. and Childs, F. C, 1971**, The hysteresis of pore water: the non-independence of domains, *Soil Sci.*, 112: 301-312.
30. **Poulovassilis, A and Tzimas E., 1974**, The hysteresis in the relationship between hydraulic conductivity and suction, *Soil Sci.* 117:250-256.
31. **Poulovasillis , A. and Tzimas, E., 1975**, The hysteresis in the relationship between hydraulic conductivity and soil water content, *Soil Sci.* Vol 10, Issue 5, Pages 327-331.
32. **Poulovasillis , A. and El-Ghamry, W.M., 1978**, The dependent domain theory applied to scanning curves of any order in hysteretic soil water relationships, *Soil Sci.* 126:1-8.
33. **Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., 1983**, Φαινόμενα υστέρησης σε ακόρεστα εδάφη, Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής, Τεύχος Νο 19, Θεσσαλονίκη.
34. **Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., Νοέμβριος 1985**, Πειραματικές μετρήσεις των υδροδυναμικών παραμέτρων, 2^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Θεσσαλονίκη, Υδροτεχνικά, τόμος 2, τεύχος 2: 455-465.
35. **Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., Οκτώβριος 1987**, Επίδραση των οριακών χαρακτηριστικών καμπυλών διήθησης-στράγγισης σε προβλήματα άρδευσης, 3^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Ξάνθη, Υδροτεχνικά, τόμος 3, τεύχος 3: 175-183.
36. **Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., Νοέμβριος 1989**, Επίδραση της υστέρησης στην εξομοίωση του προβλήματος της διήθησης του νερού σε εδαφικό δείγμα εδραζόμενο επί πορώδους κάψας, 4^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Ηράκλειο Κρήτης, Υδροτεχνικά, τόμος 4, τεύχος 4: 435-446.
37. **Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., 1990**, Επίδραση της υστέρησης στην εξομοίωση του προβλήματος της διήθησης του νερού σε εδαφικό δείγμα εδραζόμενο επί πορώδους κάψας, -ί^ο Πανελλήνιο Συνέδριο ΕΥΕ, Ηράκλειο-Κρήτη, 435-449.

38. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., Τερζίδης Γ., Τζιμόπουλος Χ. και Δέλλιος Μ., Προσδιορισμός των υδροδυναμικών χαρακτηριστικών πειραματικού αγρού πεδιάδας Θεσσαλονίκης, 1994, Υδροτεχνικά, τόμος 4, τεύχος 1: 16-31.
39. Sakellariou-Makrantonaki, M., 1997, Water drainage in layered soils. Laboratory experiments and numerical simulation, *Water Resour. Manag.*, 11: 437-444.
40. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος, Χ. και Καλφούντζος, Δ., 1997 Μέτρηση της εδαφικής υγρασίας με τη μέθοδο TDR. και στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων, 7^ο Πανελλήνιο Συνέδριο ΕΥΕ, Πάτρα, 184-192.
41. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., Στεργιοπούλου Σ., Απρίλιος 2000, Πειραματικός προσδιορισμός της τριχοειδούς υστέρησης και πρόβλεψη κατά Mualem διερευνητικών καμπυλών Α' τάξης, 8^ο Πανελλήνιο Συν: Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Αθήνα, Πρακτικά: 427-434.
42. Τερζίδης Γ.Α., Παπαζαφειρίου Ζ.Γ., 1994. Γεωργική Υδραυλική, Εκδόσεις Ζήτη Θεσσαλονίκη.
43. Τζιμόπουλος Χ., 1981, Γεωργική υδραυλική, Τόμος 1^ο:Εξατμισοδιαπνοή – Διηθητικότητα - Ατομικά δίκτυα, Θεσσαλονίκη.
44. Τζιμόπουλος Χ., 1983, Στραγγίσεις-Υδραυλική φρεάτων, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
45. Τζιμόπουλος, Χ., Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ. και Γιακουμάκης, Σ . Πειραματικές μετρήσεις σε προβλήματα δύγρανσης με τη βοήθεια γ-ακτινοβολίας, *Υδροτεχνικά*, Τεύχος 1^ο: IV 25- IV 33.
46. Τζιμόπουλος Χ., Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη Μ., Γιακουμάκη Σ., Χατζόπουλος Γ.,Μάιος 1983,Πειραματικές μετρήσεις σε προβλήματα δύγρανσης με τη βοήθεια της γ-ακτινοβολίας, 1^ο Πανελλήνιο Σ Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Θεσσαλονίκη, Υδροτεχνικά, τόμος 1^ο: τ IV 33-IV 44.
47. Talsma, T., 1970, Hysteresis in two sands and the independent domain model, *Water Resources. Res.* 6:964-970.
48. Topp, G. C. and Miller, E. E., 1966, Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-bead media, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 30:156-162.

49. **Topp, G. C., 1969**, Soil water hysteresis measured in/a sandy loam and c with the hysteretic domain model, *Proc. of Soil Sci. Soc. Am.*, 33: 645-651.
50. **Topp, G. C., 1971**, A practical hysteresis model for the soil water characteristic curve for soil with negligible volume change, *Soil Sci.* Vol 53, Issue 2, Pages 293-298.
51. **Vachaud, G. and Fhony, J. L., 1971**, Hysteresis during infiltration redistribution in a soil column at different initial water contents, *Water-Res.*!, 111-112.
52. **Watson, K. K. and Fee, S. J., 1975**, Simulation of rainfall-rain off process; hysteretic infiltration-redistribution model, *Australian J. of Soil Sci. Resear* 13, 133-170.
53. **Van Genuchten, R., 1980**, A closed - form equation for predicting the conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892-898.



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000091998