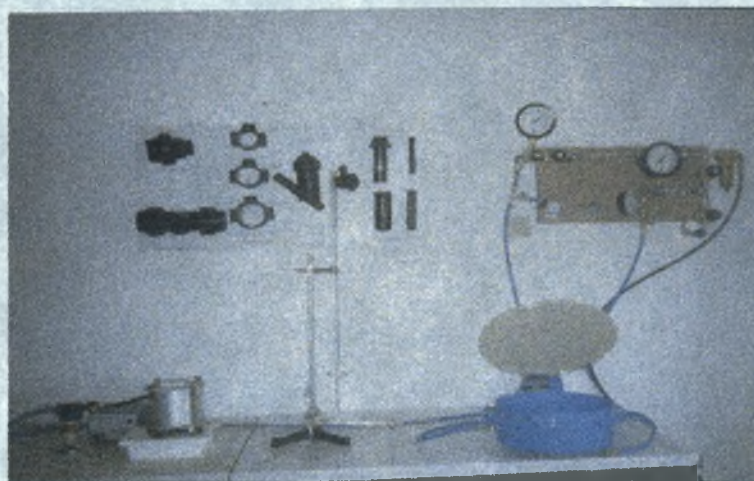


**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ
ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ ΦΥΤΙΚΗ ΠΑΡΑΓΩΓΗ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ**

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Κουτσούλη Γεωργία

« Μέτρηση υδροδυναμικών παραμέτρων εδαφών »



**Επιβλέπουσα Καθηγήτρια :
Μ. Σακελλαρίου - Μακραντωνάκη**

**Μέλη Επιτροπής : Κ. Κίττας
Σ. Θεοδωρίκας**

ΒΟΛΟΣ 2002



**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗΣ & ΠΛΗΡΟΦΟΡΗΣΗΣ
ΕΙΔΙΚΗ ΣΥΛΛΟΓΗ «ΓΚΡΙΖΑ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ»**

Αριθ. Εισ.: 12/Δ

Ημερ. Εισ.: 04-08-2003

Δωρεά: _____

Ταξιθετικός Κωδικός: ΠΤ - ΦΠΑΠ

2002

ΚΟΥ

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000070078

Πρόλογος

Η παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε στο *Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής* του Τμήματος Γεωπονίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας . Το θέμα της διατριβής μου αυτής δόθηκε από την Καθηγήτρια του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας και Διευθύντρια του Εργαστηρίου Γεωργικής Υδραυλικής , κ . Μ. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη , την οποία και ευχαριστώ θερμά για την πολύτιμη βοήθειά της στο θεωρητικό αλλά και στο πειραματικό μέρος της διατριβής με την συνεχή παρακολούθηση των πειραμάτων.

Εκφράζω επίσης τις ευχαριστίες μου στον κ . Ν. Παπανίκο για τη πολύτιμη βοήθειά του στην χρήση των πειραματικών συσκευών και στην κ. Στεργιοπούλου Σταυρούλα για την βοήθεια της κατά την διάρκεια των πειραμάτων αλλά και την κ . Α. Αγγελάκη για το ενδιαφέρον και την συμπαράστασή της .

Η παρούσα εργασία αφιερώνεται στην οικογένεια μου και στους φίλους μου.

Περιεχόμενα

Σελίδα

ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	6
---------------	---

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο : ΒΑΣΙΚΕΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΕΔΑΦΟΥΣ – ΝΕΡΟΥ

Γενικά	9
1.1. Υφή και Δομή του εδάφους	9
1.2. Μηχανική σύσταση εδάφους	10
1.2.1. Άμμος	12
1.2.2. Ιλύς	12
1.2.3. Άργιλος	12
1.3. Σχέσεις μεταξύ μάζας και όγκου	13
1.3.1. Πυκνότητα του στερεού ρ_s	14
1.3.2. Φαινομενική πυκνότητα στην ξηρή κατάσταση	14
1.3.3. Φαινομενική πυκνότητα σε υγρή κατάσταση	14
1.3.4. Πορώδες n	15
1.3.5. Ειδικό βάρος εδάφους	15
1.3.6. Φαινόμενο ειδικό βάρος	16
1.3.7. Δείκτης κενών e	16
1.3.8. Περιεκτικότητα σε νερό ή υγρασία	16
1.3.8.1. Υγρασία κατά βάρος w	17
1.3.8.2. Υγρασία κατά όγκο θ	17
1.3.9. Βαθμός κορεσμού S	18
1.3.10. Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού S_e	18
1.3.11. Τριχοειδής πίεση P_c	19
1.3.12. Επιφανειακή τάση σ	19
1.3.13. Γωνία επαφής	20
1.4. Υγρασία του εδάφους	20

1.5. Το ριζικό σύστημα των καλλιεργειών.....	24
1.6. Υδατοϊκανότητα και Σημείο μόνιμης μάρανσης.....	26
1.7. Η διαθέσιμη και η ωφέλιμη στις καλλιέργειες υγρασία	28

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο : ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

2.1. Η κίνηση του νερού στο έδαφος	31
2.1.1. Το δυναμικό του εδαφικού νερού	31
2.1.2. Υδραυλικό φορτίο	32
2.2. Νόμος Darcy.....	33
2.3. Εξίσωση συνεχείας	36
2.4. Εξίσωση κινήσεως	37
2.4.1. Εξίσωση ως προς θ	38
2.4.2. Εξίσωση ως προς Ψ	39
2.5. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος	39
2.6. Η υδραυλική αγωγιμότητα σε ακόρεστα εδάφη	41
2.7. Συντελεστής Διάχυσης	42

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο : ΣΧΕΣΕΙΣ ΠΙΕΣΗΣ – ΥΓΡΑΣΙΑΣ

3.1. Σχέσεις πίεσης – περιεκτικότητας σε νερό	46
3.2. Υστέρηση της σχέσης Ψ (θ)	46
3.2.1. Ερμηνεία του φαινομένου της υστέρησης	49
3.2.2. Το φαινόμενο της υστέρησης σε διάφορους τύπους εδαφών.....	49
3.3. Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας – υγρασίας – πίεση.....	50
3.4. Σχέση μεταξύ αρδεύσεων και υστέρησης.	52
3.5. Η ωφέλιμη στις καλλιέργειες υγρασία	54
3.5.1. Η υδατοϊκανότητα του εδάφους.....	55
3.5.2. Το σημείο μόνιμης μάρανσης.....	56

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο : ΣΥΣΚΕΥΗ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ – ΔΙΣΚΟΣ ΠΙΕΣΕΩΣ

4.1. Συσκευή Υστέρησης	59
4.1.1. Εξαγωγέας πιέσεων (Volumetric Pressure Plate Extractor)	59
4.1.1.2. Λεπτομέρειες κατασκευής	60
4.1.1.3. Χαρακτηριστικά της μονάδας	61
4.1.2. Εξαρτήματα Υστέρησης	62
4.1.2.1. Κορεστής ατμών (Vapor Saturator)	62
4.1.2.2. Παγίδα αέρα (Air Trap)	62
4.1.2.3. Σωλήνας συλλογής νερού (Ballast Tube)	63
4.1.2.4. Διαβαθμισμένος σωλήνας (Burette)	64
4.1.2.5. Πρόσθετα εφόδια Υστέρησης	65
4.1.3. Πηγή πεπιεσμένου αέρα (Air Pressure Source)	65
4.2. Προετοιμασία του εδαφικού δείγματος	66
4.3. Μελέτη της Υστέρησης	67
4.3.1. Προετοιμασία της συσκευής	67
4.3.2. Εφαρμογή πίεσης στον εξαγωγέα	69
4.3.3. Απαραίτητες ρυθμίσεις πριν από κάθε μέτρηση	70
4.3.4. Λήψη μετρήσεων	71
4.3.4.1. Διαδικασία στράγγισης	71
4.3.4.2. Διαδικασία διύγρανσης	72
4.3.5. Προσδιορισμός καμπυλών συγκράτησης υγρασίας	72
4.4. Δίσκος πίεσεως.....	74
4.4.1. Θάλαμος πίεσεως	74
4.4.2. Κεραμική πλάκα	74
4.4.3. Πρόσθετα εφόδια	75
4.5. Προετοιμασία εδαφικού δείγματος	76
4.6. Μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών και των παραμέτρων υδατοϊκανότητα – σημείο μόνιμης μάρανσης	76

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο : ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1. Περιγραφή εδαφικών δειγμάτων	79
5.2. Πειραματικός προσδιορισμός του βρόχου υστέρησης	80
5.2.1. Επεξεργασία των μετρήσεων με την Συσκευή Υστέρησης – Πίνακες και Διαγράμματα	80
5.3. Πειραματικός προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών , της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης	85
5.3.1. Επεξεργασία των μετρήσεων με τον Δίσκο πίεσεως – Πίνακες και Διαγράμματα	87
5.4. Συμπεράσματα	100
 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	 102

Εισαγωγή

Το νερό αποτελεί βασικό στοιχείο του κύκλου ζωής . Σε δυναμικά αναπτυσσόμενες καλλιέργειες , το νερό είναι τέσσερις μέχρι οκτώ φορές παραπάνω από το βάρος των στερεών συστατικών των φυτών. Για την παραγωγή μιας μονάδας ξηρής φυτικής ουσίας χρειάζεται να περάσουν μέσα από τα φυτά πολλές εκατοντάδες μονάδες νερού που χάνονται στην ατμόσφαιρα με την διαδικασία της διαπνοής . Τα φυτά παίρνουν νερό από το έδαφος .

Το έδαφος μπορεί να θεωρηθεί σαν ένα σύνθετο σύστημα μέσα στο οποίο αναπτύσσεται και δρα 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 ανάπτυξή τους, υγρασία .

Τα περισσότερα εδάφη αποτελούνται από διάφορες στρώσεις. 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 : 1) Τη ζώνη του εδαφικού νερού, στην οποία και αναπτύσσεται το ριζικό σύστημα των φυτών, 2) Την ενδιάμεση ζώνη και 3) Την τριχοειδή ζώνη, στην οποία οι πόροι είναι κορεσμένοι με νερό, αλλά η πίεση του εδαφικού νερού είναι αρνητική. Η κίνηση του νερού μέσα στην 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 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.

Βασικό στοιχείο 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 *χαρακτηριστικές καμπύλες* 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 υστέρησης της εδαφικής υγρασίας και της χαρακτηριστικής καμπύλης του εδάφους, της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης.

Τα πειράματα έγιναν στο *Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής* του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Στο κεφάλαιο 1 της εργασίας γίνεται λόγος για τις βασικές σχέσεις μεταξύ του νερού και του εδάφους και επομένως και του ριζικού συστήματος των φυτών.

Στο κεφάλαιο 2 περιγράφεται η κίνηση του νερού στο έδαφος και οι παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται, ο συντελεστής διάχυσης και η υδραυλική αγωγιμότητα σε ακόρεστο έδαφος.

Στο κεφάλαιο 3 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 κεφάλαιο 4 περιγράφεται η συσκευή υστέρησης (*Volumetric Porous Plate Extractor*) των *Richards* και *Fireman* με τα διάφορα εξαρτήματά της και ο τρόπος λήψεως των μετρήσεων, καθώς επίσης και η συσκευή της πεζόμενης κεραμικής πλάκας που χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό της χαρακτηριστικής καμπύλης, της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης.

Στο κεφάλαιο 5 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων και οι γραφικές παραστάσεις της στράγγισης και διύγρανσης, οι χαρακτηριστικές καμπύλες, ο βρόχος υστέρησης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΒΑΣΙΚΕΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΕΔΑΦΟΥΣ - ΝΕΡΟΥ

Γενικά

Η μελέτη των σχέσεων μεταξύ εδάφους και νερού παρουσιάζει αρκετό ενδιαφέρον. Θα πρέπει να βλέπει κανείς το έδαφος, σαν μια δεξαμενή τροφοδοσίας των φυτών σε νερό και να δημιουργεί με την άρδευση τις καλύτερες συνθήκες υγρασίας, για τα φυτά.

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 εξήγησή 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 ανάπτυξής τους.

1.1. Υφή και Δομή του εδάφους

Βασικά φυσικά χαρακτηριστικά ενός εδάφους είναι η υφή και η δομή του εδάφους. *Εδαφική υφή* είναι η ποσοστιαία αναλογία των, διαφόρου μεγέθους, ορυκτών σωματιδίων που απαρτίζουν το έδαφος. *Εδαφική δομή* είναι ο τρόπος διατάξεως των σωματιδίων αυτών για τον σχηματισμό ομάδων ή συσσωματωμάτων. Η υφή και η δομή αποτελούν τους βασικότερους παράγοντες που καθορίζουν την γονιμότητα του εδάφους, διότι έχουν σχέση με την ικανότητα του να συγκρατεί το νερό και επιτρέπουν συγχρόνως την αποστράγγισή του, την ανάπτυξη των ριζών και την ελεύθερη κίνηση του νερού.

1.2. Μηχανική σύσταση του εδάφους

Το μέγεθος των 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 . Εδαφικά σωματίδια χαρακτηρίζονται τα στερεά που έχουν διάμετρο ≤ 2 mm .

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, συνιστάται στο να διαιρέσουμε τα σωματίδια σε τρεις ομάδες μεγεθών :

- Άμμος
- Ιλύς
- Άργιλος

Σαν άμμος χαρακτηρίζονται τα σωματίδια που έχουν διάμετρο από 2 mm μέχρι 0,05 mm . Σαν ιλύς χαρακτηρίζονται τα σωματίδια που η διάμετρό τους κυμαίνεται μεταξύ 0,05 mm και 0,002 mm ενώ σαν άργιλος χαρακτηρίζονται τα σωματίδια που έχουν διάμετρο μικρότερη από 0,002 mm .

Ο προσδιορισμός της κατανομής του μεγέθους των σωματιδίων ονομάζεται μηχανική ανάλυση ή κοκκομετρική ανάλυση. Στο σχήμα 1.1 δίνεται το διάγραμμα κατατάξεως των εδαφών σύμφωνα με το U.S. Department of Agriculture και την I.S.S.S.

Κατάταξη του U.S. Department of Agriculture

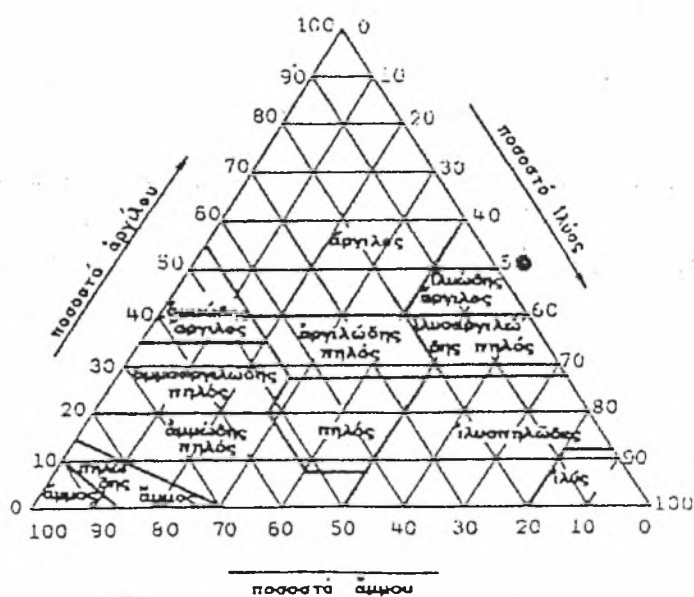
	0,002	0,05	0,1	0,25	0,5	20 mm
Άργιλος	Ιλύς	Πολύ λεπτή	Λεπτή	Μέση	Πολύ χοντρή	Χαλίκι
		Άμμος				
Άργιλος	Ιλύς	Λεπτή		Χοντρή		Χαλίκι
		Άμμος				
	0,002	0,02		0,2		20 mm

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

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

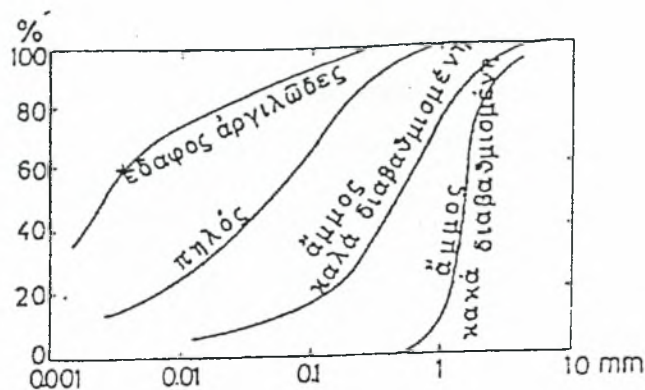
Η πληρέστερη ταξινόμηση του εδάφους επιτυγχάνεται με βάση το λόγο της μάζας των τριών αυτών ομάδων. Όπως φαίνεται στο σχήμα 1.2 δίνονται διαφορετικά ονόματα στα εδάφη, που αποτελούνται από ορισμένα ποσοστά αναλογίας σε άμμο, ιλύ και άργιλο. Στις τρεις πλευρές του ισόπλευρου τριγώνου τοποθετούνται τα ποσοστά % της περιεκτικότητας σε άμμο, ιλύ και άργιλο του εδαφικού δείγματος.

Το άθροισμα των ποσοστών άμμου, ιλύος και αργίλου σε κάθε σημείο ισούται με 100. Έτσι, τα εδάφη κατατάσσονται σε 3 βασικές ομάδες: αμμώδη ή ελαφρά, πηλώδη ή μέσης σύστασης και αργιλώδη ή βαριά εδάφη. Στις τρεις αυτές ομάδες περιλαμβάνονται και άλλες κλάσεις όπως αμμοπηλώδες, πηλοαμμώδες, αμμοαργιλοπηλώδες, ιλοπηλώδες, ιλυώδες, αργιλοπηλώδες, ιλοαργιλώδες, κ.τ.λ. 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 της διαστάσεως των σωματιδίων, όπως φαίνεται στο σχήμα 1.3. 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.



Σχήμα 1.3. Κοκκομετρικές καμπύλες για τρία είδη εδαφών

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

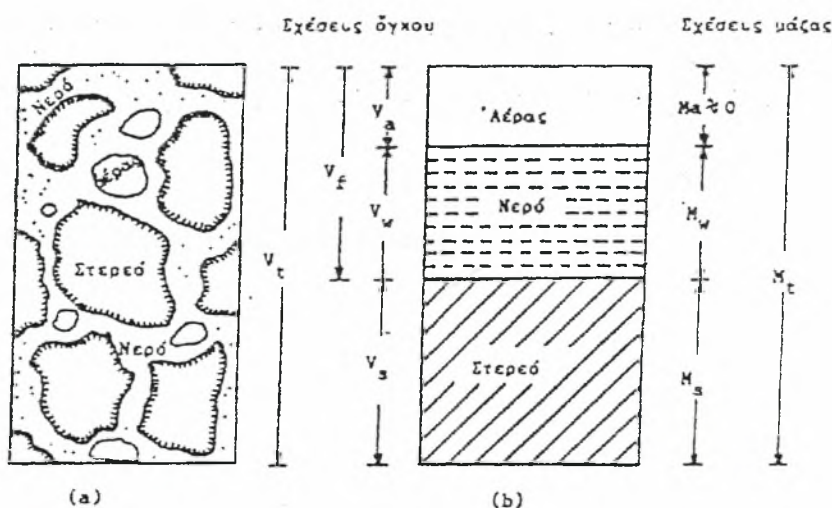
Η άργιλος περιλαμβάνει τα λεπτότερα σωματίδια του εδάφους και έχει μεγάλη εκτεθειμένη επιφάνεια ανά γραμμάριο μάζας. Δεδομένου ότι μεγάλο μέρος της υγρασίας του εδάφους συγκρατείται σαν μεμβράνη γύρω από τα εδαφικά τεμαχίδια της αργίλου, η ποσότητα της αργίλου έχει μεγάλη επίδραση στη συγκράτηση του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

1.3. Σχέσεις μεταξύ μάζας και όγκου

Στο σχήμα 1.4 (α) δίνεται μια αντιπροσωπευτική εικόνα ενός πραγματικού εδαφικού δείγματος με τις τρεις φάσεις του (αέρας – νερό- έδαφος), ενώ στο σχήμα 1.4 (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 1.4. 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*. 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*. Το σύνολο στερεής, υγρής και αέριας φάσης καλείται *πορώδες μέσο* 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. Σε αντίθεση με αυτούς, υπάρχουν πόροι που δεν αλληλοσυνδέονται ή ακόμη και άλλοι που αλληλοσυνδέονται αλλά παρουσιάζουν το ένα άκρο φραγμένο και έτσι δεν είναι αποτελεσματικοί, γιατί δεν μπορεί να γίνει ροή δια μέσου τέτοιων πόρων. Με βάση το σχήμα 1.4 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 gr/cm^3 , η δε παρουσία οργανικών ουσιών μειώνει την τιμή του ρ_s .

1.3.2. Φαινομενική 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. Φαινομενική 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 χονδρόκοκκα (αμμώδη) είναι λιγότερο πορώδη (35-50%) από τα λεπτόκοκκα (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 επηρεάζει ουσιαστικά την κίνηση του νερού και του αέρα διαμέσου του εδάφους.

Το ποσοστό των εδαφικών πόρων μπορεί να υπολογιστεί από το φαινόμενο ειδικό βάρος και από το ειδικό βάρος των εδαφικών σωματιδίων, τα οποία εκφράζονται στις ίδιες μονάδες. Το ειδικό βάρος των εδαφικών σωματιδίων υποτίθεται ότι είναι το ίδιο για όλα τα εδάφη, εκτός των οργανικών, ίσο με $2,65 \text{ gr} / \text{cm}^3$.

Το ποσοστό του εδάφους που καταλαμβάνει η στερεά φάση είναι :

$$\left(\frac{\text{Φαινόμενο ειδικό βάρος}}{\text{Ειδικό βάρος εδάφους}} \right) * 100 = \% \text{ στερεά φάση εδάφους}$$

Το ποσοστό των πόρων % δίνεται από την σχέση :

$$100\% - \left(\frac{\text{Φαινόμενο ειδικό βάρος}}{\text{Ειδικό βάρος εδάφους}} \right) * 100 = \% \text{ πόροι εδάφους}$$

1.3.5. Ειδικό βάρος εδάφους

Για τον προσδιορισμό του ειδικού βάρους του εδάφους είναι απαραίτητο μόνο το ειδικό βάρος της στερεής φάσης. Έτσι, το ειδικό βάρος είναι σταθερό για ένα έδαφος και ορίζεται σαν το βάρος ανά μονάδα όγκου και εκφράζεται σε gr / cm^3 .

1.3.6. Φαινόμενο ειδικό βάρος

Φαινόμενο ειδικό βάρος εδάφους είναι το βάρος αδιατάρακτου εδάφους ανά μονάδα όγκου, το οποίο έχει προηγουμένως ξηραθεί σε 105° C. Το φαινόμενο ειδικό βάρος επηρεάζεται από το ποσοστό των πόρων του εδάφους και ποικίλλει ανάλογα με την υφή του. Συνήθως τα βαριά εδάφη έχουν μικρό φαινόμενο ειδικό βάρος και αντίστροφα.

1.3.7. Δείκτης κενών e

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

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

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

1.3.8. 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 όγκο του εδαφικού δείγματος (υγρασία κατ' όγκο θ).

1.3.8.1. 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%.

1.3.8.2. Υγρασία κατ' όγκο θ

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

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

Από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει :

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

1.3.9. 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 :

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

1.3.10. Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού Se

Η ποσότητα αυτή εισάγεται από την ανάγκη που δημιουργείται από το γεγονός ότι δεν είναι δυνατόν να ξηραθεί τελείως ένα έδαφος ώστε η τιμή του S να γίνει μηδέν. Ο αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού ορίζεται ως εξής :

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

όπου θ_s είναι η περιεκτικότητα σε νερό κατά τον κορεσμό

θ_r είναι η υπολειπόμενη περιεκτικότητα σε νερό

Πρακτικά η εδαφική υγρασία μεταβάλλεται μεταξύ θ_r και θ_s . Η φυσική σημασία και η εκτίμηση της θ_r δεν είναι καθορισμένες στην βιβλιογραφία .

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι 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 την διάρκεια των κύκλων στράγγισης και διύγρανσης.

1.3.11. Τριχοειδής πίεση P_c

Ορίζεται η διαφορά , σε κάθε σημείο του μέσου , μεταξύ της πίεσης του αέρα P_a και του νερό 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 δίνεται από την σχέση :

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

όπου P_w είναι η πυκνότητα του νερού

g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας

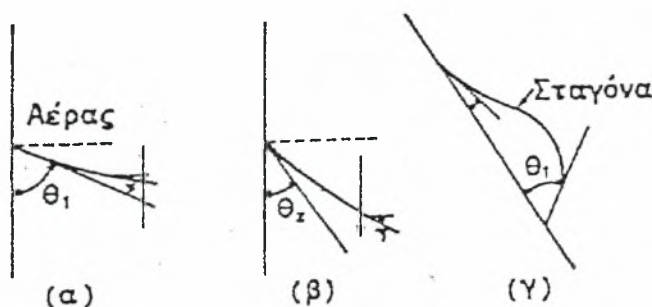
Το h στην κορεσμένη ζώνη είναι θετικό, στην ελεύθερη επιφάνεια του υδροφόρου στρώματος μηδέν και στην ακόρεστη ζώνη αρνητικό.

1.3.12. Επιφανειακή τάση σ

Σαν επιφανειακή τάση μεταξύ δυο υλικών ορίζεται το ποσό του έργου που πρέπει να καταναλωθεί, για να διαχωριστεί μια μοναδιαία επιφάνεια του ενός υλικού από το άλλο.

1.3.13. Γωνία επαφής

Είναι η γωνία μεταξύ της διεπιφάνειας δυο ρευστών 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 1.5). Η ιδιότητα αυτή καλείται αποτέλεσμα σταγόνας βροχής . Η συμπεριφορά αυτή του νερού μέσα στο πορώδες έδαφος αποτελεί έναν από τους παράγοντες του φαινομένου της υστέρησης .



Σχήμα 1.5. Γωνία επαφής : (α) γωνία διαβροχής (β) γωνία αποσύρσεως (γ) σταγόνα που προχωρεί.

1.4. Υγρασία του εδάφους

Οι εδαφικοί πόροι σχηματίζουν ένα πολύπλοκο δίκτυο από διασυνδεδεμένους αγωγούς κάθε σχήματος και κάθε διαμέτρου και μεγέθους. Αν σε ένα αρχικά ξηρό έδαφος προστεθεί νερό, αυτό σχηματίζει αρχικά λεπτές στρώσεις σε επαφή με τα τοιχώματα των πόρων, που συγκρατούνται κυρίως με δυνάμεις συνοχής και συνάφειας, μετατοπίζει ποσότητα νερού από τους πόρους και αν η ποσότητα του νερού είναι αρκετή, γεμίζει εντελώς τους πόρους αυτούς. Αν όλοι οι πόροι του εδάφους, μικροί και μεγάλοι, γεμίσουν με νερό λέμε ότι το έδαφος έφτασε στον κορεσμό. Έτσι, ο κορεσμός αντιπροσωπεύει την μέγιστη ποσότητα νερού που μπορεί να χωρέσει σε ένα έδαφος.

Εάν ένα κορεσμένο έδαφος με νερό αφεθεί να στραγγίσει ένα μέρος του νερού που βρίσκεται στους μεγάλους πόρους κινείται επί την επίδραση της βαρύτητας σχετικά εύκολα προς τα κάτω. Το νερό αυτό λέγεται νερό της βαρύτητας ή ελεύθερο νερό, μετά δε την απομάκρυνση του τη θέση ξαναπαίρνει ο αέρας. Το νερό που παραμένει στο έδαφος μετά την απομάκρυνση του ελεύθερου νερού λέγεται τριχοειδές

νερό, που και αυτό κινείται σε κάθε κατεύθυνση ανάλογα με της υφιστάμενες υδραυλικές κλίσεις, αλλά με πολύ μικρότερη ταχύτητα από το ελεύθερο νερό. Εάν το νερό συνεχίσει να απομακρύνεται, φτάνει μια στιγμή που το νερό που απομένει συγκρατείται πολύ ισχυρά από τα μόρια του εδάφους, ιδιαίτερα από τα κολλοειδή του, και σε σημαντική αναλογία δεν βρίσκεται πια σε υγρή κατάσταση, μετακινούμενο με την μορφή υδρατμών. Το νερό αυτό λέγεται *υγροσκοπικό*.

Οι δυνάμεις που συγκρατούν το νερό στο έδαφος εκφράζονται γενικά με τους ισοδύναμους όρους *αρνητική πίεση ή τάση ή μύζηση*, είναι ανάλογες ως προς την περιεχόμενη υγρασία στο έδαφος και σχετίζονται με τα φαινόμενα της *συνάφειας* και της *συνοχής*. Οι δυνάμεις συνάφειας αντιπροσωπεύουν κατά κάποιο τρόπο την έλξη που ασκούν τα εδαφομόρια με την επιφάνεια τους πάνω στο νερό.

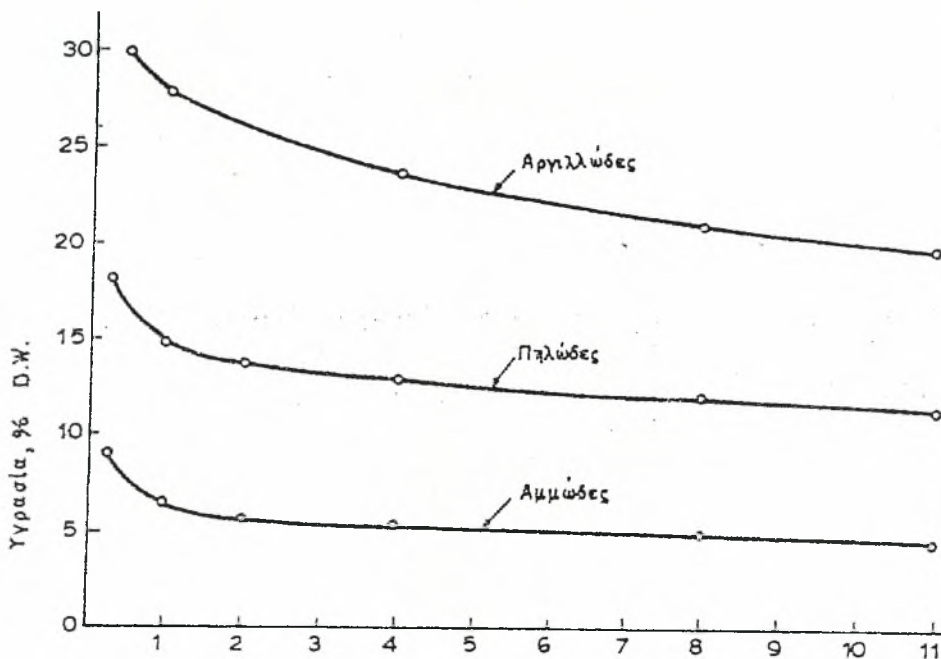
Οι δυνάμεις συνοχής αντιπροσωπεύουν την έλξη που ασκούν τα μόρια του νερού μεταξύ τους. Κάτω από την επίδραση τους το νερό γεμίζει τους μικρούς εδαφικούς πόρους και σχηματίζει στρώσεις με τα τοιχώματα των μεγάλων πόρων. Καθώς το πάχος των στρώσεων μεγαλώνει, τα μόρια του νερού που βρίσκονται προς στο εσωτερικό των πόρων συγκρατούνται λιγότερο ισχυρά και μπορεί να μετακινηθούν υπό την επίδραση της βαρύτητας ή από την έλξη που ασκούν άλλες γειτονικές, με μικρότερο πάχος, στρώσεις. Έτσι, πολύ μικρό έργο χρειάζεται να καταβληθεί για την απομάκρυνση νερού από ένα έδαφος που η υγρασία του βρίσκεται κοντά στο κορεσμό. Όσο το νερό λιγοστεύει, τόσο μεγαλύτερο έργο χρειάζεται για την απομάκρυνση του.

Η αρνητική πίεση ή τάση της εδαφικής υγρασίας είναι το μέτρο που δείχνει πόσο ισχυρά συγκρατείται το νερό στο έδαφος και είναι αντιπροσωπευτική του μεγέθους της δύναμης ανά μονάδα επιφανείας που πρέπει να καταβληθεί για την απομάκρυνσή του από τους εδαφικούς πόρους. Η δύναμη αυτή εκφράζεται σε ατμόσφαιρες ή σε ισοδύναμο ύψος υδάτινης στήλης (μια τεχνική ατμόσφαιρα ή *bar* ισοδυναμεί με 10 μέτρα ύψος υδάτινης στήλης νερού σε θερμοκρασία 21 °C). Μια συγκεκριμένη τάση δεν αντιπροσωπεύει μονότιμα την ποσότητα νερού που υπάρχει σε οποιοδήποτε έδαφος, ούτε κατ' επέκταση, την ποσότητα του νερού που μπορεί να απομακρυνθεί από ένα έδαφος αν εφαρμοστεί μια δύναμη ίση και αντίθετη προς την τάση αυτή. Οι ποσότητες αυτές είναι συνάρτηση της υφής και της δομής του εδάφους.

Για να γίνει δυνατή η εκτίμηση της ποσότητας του νερού που μπορεί να συγκρατήσει ένα έδαφος κάτω από διαφορετικές τάσεις, κατασκευάζονται καμπύλες που συνδέουν την υγρασία του εδάφους με τις αντίστοιχες τάσεις (πιέσεις). Οι

καμπύλες αυτές είναι αντιπροσωπευτικές για κάθε τύπο εδάφους και λέγονται χαρακτηριστικές καμπύλες. Στο σχήμα 1.6 δίνονται οι χαρακτηριστικές καμπύλες τριών βασικών εδαφικών τύπων υφής. Η ύπαρξη αλάτων στο εδαφικό νερό έχει σαν αποτέλεσμα την αύξηση της δύναμης που πρέπει να ασκηθεί για την απομάκρυνσή του. Αυτό οφείλεται στο φαινόμενο της *όσμωσης*.

Η εδαφική υγρασία μπορεί άμεσα να προσδιοριστεί μέσα στο εργαστήριο. Κατά την διαδικασία προσδιορισμού ένα δείγμα εδάφους με την περιεχόμενη υγρασία ζυγίζεται και τοποθετείται σε ένα κλίβανο σε θερμοκρασία 105 °C.



Σχήμα 1.6. Χαρακτηριστικές καμπύλες τριών βασικών εδαφικών τύπων υφής

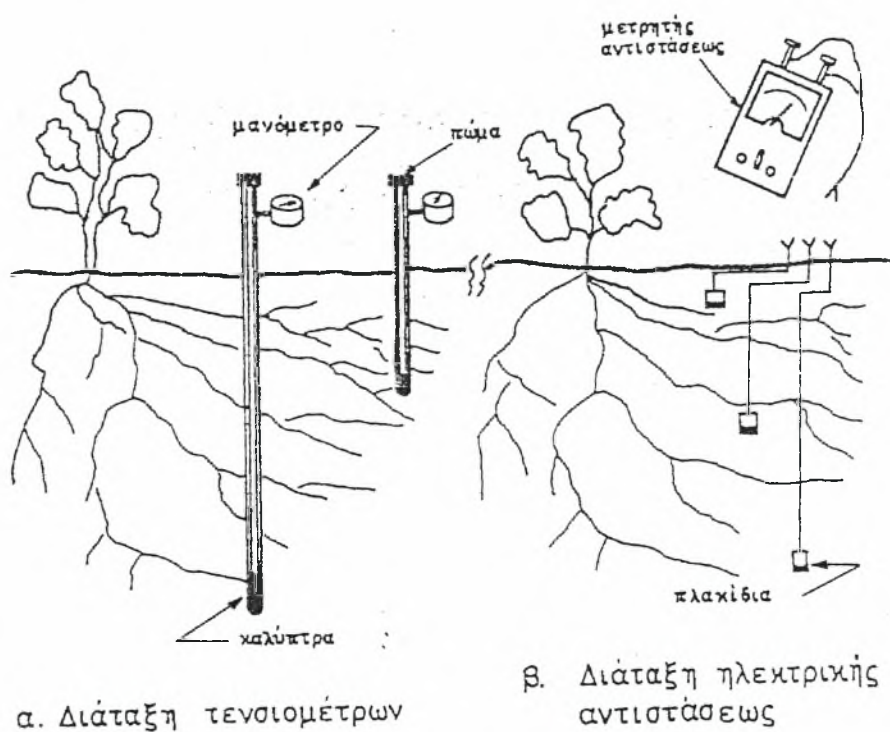
Μετά την ξήρανσή του στο κλίβανο το δείγμα ξαναζυγίζεται. Η διαφορά βάρους μεταξύ των δύο ζυγίσεων αντιπροσωπεύει την εδαφική υγρασία, που υπολογίζεται σαν ποσοστό ξηρού βάρους με τη σχέση :

$$\text{SMSM (\%D.W)} = 100 * \frac{W_w - W_d}{W_d} \quad (1.14)$$

όπου SM είναι η εδαφική υγρασία και W_w και W_d είναι αντίστοιχα το βάρος του υγρού και του ξηρού εδαφικού δείγματος.

Πέρα από αυτό τον τρόπο η εδαφική υγρασία μπορεί να προσδιοριστεί μέσα στο εργαστήριο, σε εδαφικές στήλες, με την συσκευή ακτίνων Γ. Άμεση μέτρηση της υγρασίας στο χωράφι μπορεί να γίνει με μια άλλη συσκευή που βασίζεται επίσης στην ακτινοβολία και λέγεται συσκευή διάχυσης νετρονίων. Στο χωράφι ο προσδιορισμός της υγρασίας γίνεται έμμεσα με μέτρηση της τάσης της εδαφικής υγρασίας. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα тенσιόμετρα και οι συσκευές ηλεκτρικής αντίστασης.

Το тенσιόμετρο αποτελείται από ένα σωλήνα στο κάτω άκρο του οποίου τοποθετείται μια πορώδης κεραμική καλύπτρα. Το πάνω άκρο του σωλήνα καλύπτεται με πώμα και αμέσως παρακάτω προσαρμόζεται ένα μανόμετρο. Ο σωλήνας γεμίζει με νερό, κλείνεται αεροστεγώς με το πώμα, και ο σωλήνας τοποθετείται στο χωράφι με τρόπο που η καλύπτρα να έχει πλήρη επαφή με το έδαφος. Τенσιόμετρα φαίνονται στο σχήμα 1.7(α).



Σχήμα 1.7. Διάταξη тенσιομέτρων και πλακιδίων ηλεκτρικής αντίστασης για τον προσδιορισμό της εδαφικής υγρασίας.

Τα тенσιόμετρα δεν προσαρμόζονται το ίδιο καλά για παρατηρήσεις σε οποιοδήποτε τύπο εδάφους. Η χρήση τους σε ελαφρά εδάφη είναι πολύ αποτελεσματική γιατί το μεγαλύτερο μέρος της υγρασίας τους που είναι διαθέσιμη στα φυτά συγκρατείται με τάσεις που δεν ξεπερνούν την μία ατμόσφαιρα. Αντίθετα στα

συνεκτικά εδάφη, η χρήση τους δεν είναι πολύ ωφέλιμη, γιατί σε τάσεις μικρότερες της μιας ατμόσφαιρας αντιστοιχεί ένα μικρό μόνο μέρος της διαθέσιμης, στα φυτά, υγρασίας. Σε τέτοια εδάφη, χρησιμοποιείται συνδυασμός τενσιομέτρων και της ηλεκτρικής αντίστασης.

Η μέθοδος της ηλεκτρικής αντίστασης στηρίζεται στην αρχή ότι μια μεταβολή της εδαφικής υγρασίας προκαλεί αντίστοιχη μεταβολή της ηλεκτρικής αντίστασης του εδάφους, ή κάποιου πορώδους μέσου που είναι τοποθετημένο μέσα στο έδαφος και βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με αυτό. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται πλακίδια από πορώδες υλικό (γύψο ή διάφορες πλαστικές ύλες) στα οποία τοποθετούνται δύο ηλεκτρόδια σε σταθερή μεταξύ τους απόσταση. Όταν τα πλακίδια τοποθετηθούν στο έδαφος, εξομοιώνονται μαζί του και αντιδρούν ανάλογα σε κάθε μεταβολή της εδαφικής υγρασίας.

Οι συσκευές της ηλεκτρικής αντίστασης είναι ευαίσθητες στη συγκέντρωση των αλάτων, στη θερμοκρασία και στα λιπάσματα. Επίσης, οι συσκευές δεν είναι ευαίσθητες σε χαμηλές τάσεις όποτε και οι παρατηρήσεις τους έχουν μικρή αξιοπιστία. Για τέτοιες τάσεις πρέπει να χρησιμοποιούνται τα τενσιόμετρα. Μια σχηματική απεικόνιση του τρόπου διάταξης της συσκευής στο έδαφος για την λήψη παρατηρήσεων σε διάφορα βάθη δίνεται στο σχήμα 1.7(β).

1.5. Το ριζικό σύστημα των καλλιεργειών

Για κάθε ποσοτική εκτίμηση του χρήσιμου στα φυτά νερού είναι απαραίτητη η γνώση της κατανομής της πυκνότητας και του βάθους του κύριου όγκου των ριζών τους, που αναφέρεται σαν ζώνη του ριζοστρώματος, ή απλώς ριζόστρωμα. Η ζώνη του ριζοστρώματος καθορίζει κατά κύριο λόγο το μέγεθος της εδαφικής δεξαμενής που περιέχει το χρήσιμο στις καλλιέργειες νερό, η δε πυκνότητα και κατανομή των ριζών στη ζώνη αυτή καθορίζει το ποσοστό άντλησης της εδαφικής υγρασίας από τα διάφορα επίπεδά της.

Η επιφάνεια των ριζών των περισσότερων φυτών είναι τεράστια. Κοντά στο αναπτυσσόμενο άκρο κάθε ρίζας υπάρχει ένας μεγάλος αριθμός ριζικών τριχιδίων σε επαφή με τα εδαφομόρια και τους πόρους που περιέχουν αέρα. Με τη βοήθεια της όσμωσης και άλλων μηχανισμών, τα τριχίδια αποσπούν υγρασία από το στρώμα νερού που περιβάλλει κάθε εδαφομόριο.

Καθώς νερό αντλείται με τον τρόπο αυτό από ένα σημείο, η τάση της εδαφικής υγρασίας αυξάνει και δημιουργείται ισχυρή υδραυλική κλίση προς το σημείο έτσι που το νερό κινείται προς στις ρίζες από υγρότερες γειτονικές περιοχές . Το πόσο αποτελεσματική είναι η ροή αυτή εξαρτάται από το επίπεδο υγρασίας των γειτονικών περιοχών και την τιμή της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας του εδάφους που αντιστοιχεί στην υγρασία αυτή.

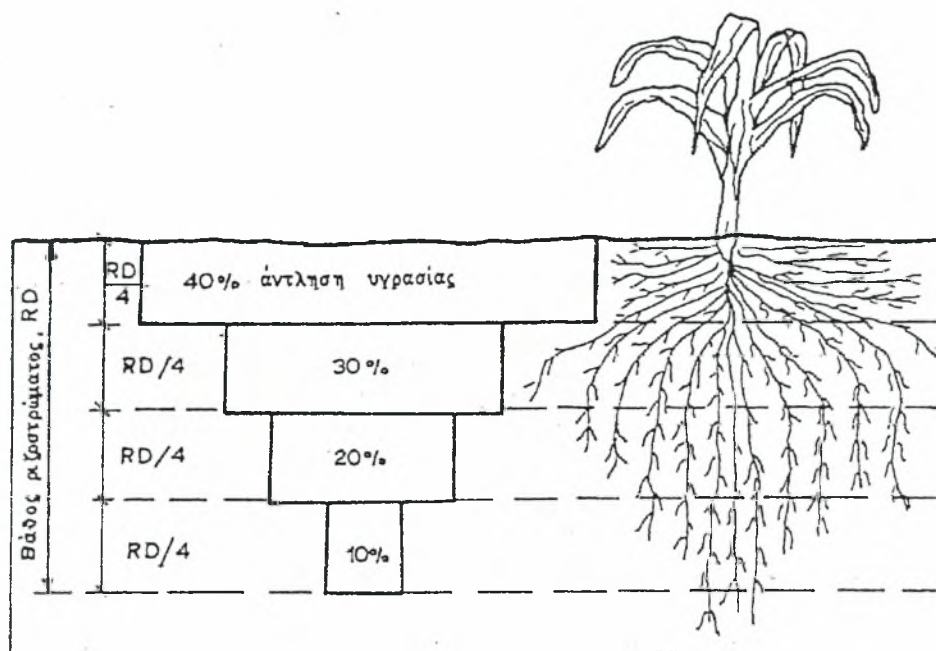
Πέρα όμως από την κίνηση στις ρίζες υπάρχει και παράλληλη ανάπτυξη των ριζών προς στις περιοχές του εδάφους που έχουν υψηλότερη υγρασία . Αν οι συνθήκες είναι ευνοϊκές , οι ρίζες των φυτών συχνά αναπτύσσονται με τέτοια ταχύτητα που εξασφαλίζουν ικανοποιητική άντληση νερού ακόμη και όταν η υγρασία του εδάφους βρίσκεται σε αρκετά χαμηλά επίπεδα .

Το είδος του ριζικού συστήματος που αναπτύσσει ένα φυτό καθορίζεται κατά κύριο λόγο από την κληρονομικότητα . Μερικά φυτά αναπτύσσουν μια ισχυρή κατακόρυφη ρίζα που διεισδύει πολύ βαθειά μέσα στο έδαφος . Άλλα αναπτύσσουν επιτόλαιες πρωτογενείς ρίζες και πολλές πλευρικές . Στα περισσότερα φυτά οι ρίζες είναι συγκεντρωμένες στο πάνω μέρος της ζώνης του ριζοστρώματος κοντά στη βάση του φυτού.

Αν το έδαφος είναι ομοιογενές σε όλη τη ζώνη του ριζοστρώματος και έχει επαρκή υγρασία σε όλο το βάθος του, τα φυτά αντλούν το μεγαλύτερο μέρος της υγρασίας από την επιφανειακή περιοχή και λιγότερο από τις υποκείμενες . Κάτω από τέτοιες συνθήκες το διάγραμμα άντλησης υγρασίας είναι σχεδόν πανομοιότυπο για όλες τις καλλιέργειες και έχει τη μορφή που φαίνεται στο σχήμα 1.8, όπου η άντληση νερού γίνεται κατά 40 % από το πάνω τέταρτο της ζώνης του ριζοστρώματος , κατά 30 % από το δεύτερο τέταρτο, κατά 20 % από το τρίτο και κατά 10 % από το κάτω τέταρτο .

Σε ανομοιογενή εδάφη η κατανομή αυτή δεν ισχύει. Επίσης, η κατανομή αυτή δεν ισχύει κάτω από την συνηθισμένη πρακτική των αρδεύσεων. Κατ'αυτή, η ζώνη του ριζοστρώματος θεωρείται σαν ενιαία και στο χωράφι εφαρμόζεται τόσο νερό όσο χρειάζεται για να ανεβάσει την υγρασία του μέχρι την υδατοϊκανότητα . Σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν παραπάνω, τα φυτά αντλούν με έντονο ρυθμό την υγρασία από το πάνω μέρος της ζώνης του ριζοστρώματος με αποτέλεσμα την ταχεία εξάντλησή της . Έτσι , τα φυτά για να αναπτυχθούν αναγκάζονται να στείλουν ρίζες προς τα βαθύτερα

στρώματα με αποτέλεσμα να υπάρχει μια σχεδόν ομοιόμορφη άντληση από όλη τη ζώνη του ριζοστρώματος .



Σχήμα 1.8. Διάγραμμα άντλησης υγρασίας από φυτά που αναπτύσσονται σε βαθιά διαπερατά εδάφη με υγρασία που προσεγγίζει την υδατοϊκανότητα σε όλο το βάθος του ριζοστρώματος.

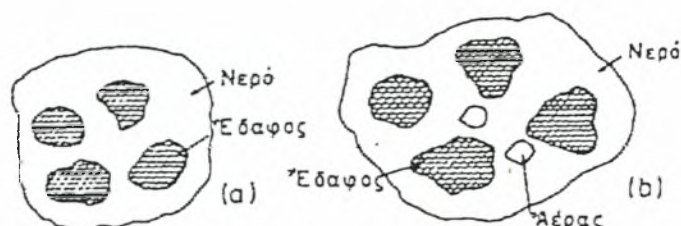
Στην πραγματικότητα ο ρυθμός άντλησης και το βάθος του ριζοστρώματος διαμορφώνονται από την κατανομή της υγρασίας στο έδαφος , το είδος της καλλιέργειας και τις κλιματικές και εδαφικές συνθήκες που επικρατούν σε κάθε περιοχή. Για το λόγο αυτό, το βάθος του ριζοστρώματος πρέπει να καθορίζεται τοπικά για τα φυτά που πρόκειται να καλλιεργηθούν .

1.6. Υδατοϊκανότητα και Σημείο μόνιμης 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 1.9 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 1.9) β), γιατί οι πόροι του είναι μερικά πληρωμένοι με νερό και μερικά πληρωμένοι με αέρα .

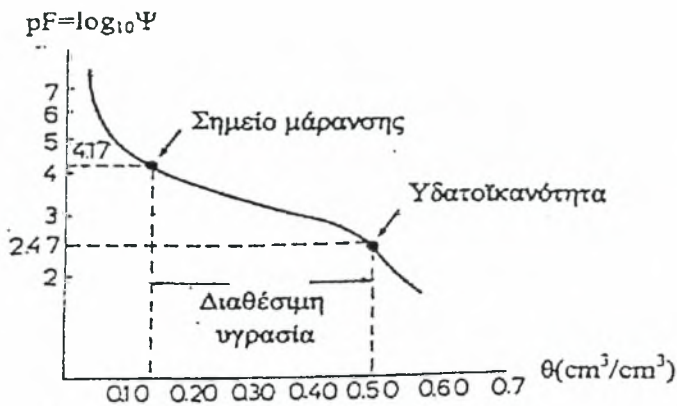


Σχήμα 1.9. (α) Κορεσμένο έδαφος β) Ακόρεστο έδαφος

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 σαν μητρώο δυναμικό. 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 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, οπότε 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 1.10).

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 υπερνικήσουν αυτή τη μύζηση για να μπορέσει το νερό να κινηθεί προς τις ρίζες. Αυτό όμως είναι δυνατό μέχρι ενός ορισμένου ορίου.



Σχήμα 1.10. Σημείο μάρανσης, υδατοϊκανότητα και διαθέσιμη υγρασία

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 . Εργαστηριακά το σημείο μαράνσεως προσδιορίζεται σαν υγρασία του εδάφους, που αντιστοιχεί σε μύζηση 15 ατμόσφαιρες (σχήμα 1.10). Η διαφορά της υγρασίας μεταξύ της υδατοϊκανότητας H_f και του σημείου μαράνσεως H_f , είναι η υγρασία που μπορεί να προσλάβει το φυτό από το έδαφος και καλείται διαθέσιμη υγρασία.

1.7. Η διαθέσιμη και η ωφέλιμη στις καλλιέργειες υγρασία

Στην άρδευση δεν μας ενδιαφέρει οποιαδήποτε εδαφική υγρασία και βάθος εδάφους, αλλά η υγρασία ανάμεσα στην υδατοϊκανότητα και το σημείο μόνιμης μάρανσης στο βάθος της ζώνης του ριζοστρώματος. Η υγρασία αυτή λέγεται *διαθέσιμη υγρασία* και υπολογίζεται με τη σχέση:

$$ASM = \frac{FC - PWP}{100} * ASW * RD, \text{ mm ή } m^3 / \text{ στρέμμα} \quad (1.16)$$

όπου ASM είναι η διαθέσιμη υγρασία σε mm πάχους υδάτινου στρώματος, FC και PWP είναι αντίστοιχα η υδατοϊκανότητα και το σημείο μόνιμης μάρανσης εκφρασμένα

σαν ποσοστά % ξηρού βάρους, ASW είναι το φαινόμενο ειδικό βάρος που παίρνεται αδιάστατο και RD είναι το βάθος του ριζοστρώματος σε mm. Η έκφραση αυτή είναι επίσης ισοδύναμη με κυβικά μέτρα νερού ανά στρέμμα γης.

Είναι φανερό ότι η σχέση (1.16) βρίσκει εφαρμογή μόνο στην περίπτωση που το έδαφος είναι ομοιογενές σε όλο το βάθος του ριζοστρώματος. Αν το έδαφος αποτελείται από στρώσεις, η διαθέσιμη υγρασία πρέπει να υπολογιστεί χωριστά για κάθε στρώση και μετά να αθροιστεί για όλο το βάθος του ριζοστρώματος. Γενικά, στην περίπτωση που ένα έδαφος αποτελείται από n στρώσεις με πάχος d η καθεμιά, η σχέση υπολογισμού της διαθέσιμης υγρασίας θα πάρει τη μορφή:

$$ASM = \sum_{i=1}^n \frac{FC_i - PWP_i}{100} * ASW_i * d_i, \text{ mm ή m}^3/\text{στρέμμα}, \quad (1.17)$$

$$\sum_{i=1}^n d_i = RD \quad (1.18)$$

Στην πράξη, επειδή κατά κανόνα τα γεωργικά εδάφη είναι διαστρωμένα, η διαθέσιμη υγρασία υπολογίζεται για κάθε 30cm βάθους χωριστά.

Η διαθέσιμη υγρασία διαμορφώνεται ανάλογα με την υφή και τη δομή των εδαφών. Γενικά, αμμώδη (ελαφρά) εδάφη που στραγγίζονται καλά έχουν μικρή διαθέσιμη υγρασία, ακολουθούν τα ιλυώδη (μέσα) και μετά τα αργιλώδη (συνεκτικά) που έχουν πολύ μεγάλη διαθέσιμη υγρασία.

Στο παρελθόν επικρατούσε η αντίληψη ότι οι καλλιέργειες μπορούσαν αποδοτικά να αντλήσουν όλη τη διαθέσιμη υγρασία, δηλαδή όλο το νερό από την υδατοϊκανότητα μέχρι το σημείο μόνιμης μάρανσης. Αυτό αποδείχθηκε ότι δεν είναι σωστό. Η υγρασία που μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την κανονική ανάπτυξη και απόδοση των καλλιεργειών είναι κλάσμα της διαθέσιμης υγρασίας, το μέγεθος του οποίου εξαρτάται από τον συνδυασμό των φυτικών, εδαφικών και κλιματικών συνθηκών που επικρατούν σε μια περιοχή. Το κλάσμα αυτό της υγρασίας λέγεται ωφέλιμη υγρασία.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2
ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΛΔΑΦΟΣ

2.1. Η κίνηση του νερού στο έδαφος

Η κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος εξαρτάται από την 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 δυο 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 μεγάλης σε περιοχές μικρής πίεσης. Μετακίνηση του νερού μπορούν επίσης να προκαλέσουν και άλλοι φυσικοί παράγοντες όπως είναι οι διαφορές συγκέντρωσης του εδαφικού διαλύματος και οι διαφορές θερμοκρασίας του.

2.1.1. Το δυναμικό του εδαφικού νερού

Στο εδαφικό νερό ασκούνται ορισμένες δυνάμεις, οι οποίες 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 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 της δυναμικής ενέργειας του νερού 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.

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 είναι το ολικό δυναμικό, Φ_g είναι το δυναμικό βαρύτητας, Φ_p είναι το δυναμικό πίεσεως, Φ_o είναι το οσμωτικό δυναμικό.

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 υπό το υψόμετρο θέσεως του σημείου αυτού ως προς ένα επίπεδο αναφοράς που εκλέγεται αυθαίρετα και έτσι ώστε να είναι πάντα θετικό. Εκφρασμένο ανά μονάδα βάρους γράφεται :

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

όπου $+Z$ είναι ο άξονας θετικός κατευθυνόμενος προς τα πάνω

- Z είναι ο 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 :

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

Στην ακόρεστη ζώνη η τιμή του h είναι αρνητική, καλείται μύζηση και συμβολίζεται με Ψ . Επομένως :

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

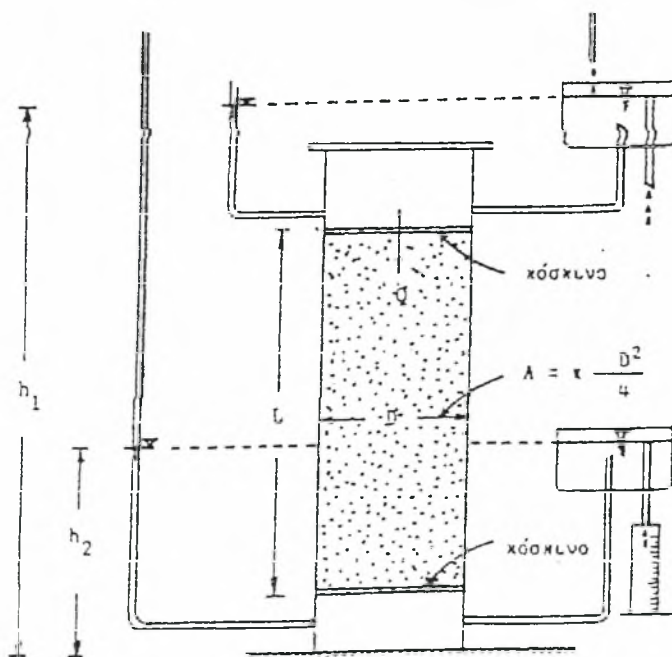
όπου H είναι το υδραυλικό φορτίο.

2.2. Νόμος Darcy

Μια πρώτη προσπάθεια για την εξήγηση του μηχανισμού κίνησης του νερού στο έδαφος έγινε από τον Poiseuille που θεώρησε το έδαφος σαν μια δέσμη από παράλληλους τριχοειδείς σωλήνες . Η ορθότητα αυτής της παραδοχής είναι πολύ σχετική γιατί το έδαφος στη φυσική 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 παράλληλων τριχοειδών σωλήνων.

Το 1956 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 μια επιφάνεια A της συσκευής (σχήμα 2.1) είναι ανάλογη προς :

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



Σχήμα 2.1. Πειραματική συσκευή του Darcy

Έτσι η μαθηματική διατύπωση του νόμου Darcy είναι :

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

Εάν ονομάσουμε 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 γίνεται :

$$q = -K i \quad (2.7)$$

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

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

Σε αυτή την περίπτωση το δυναμικό ή υδραυλικό φορτίο φ_i είναι :

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

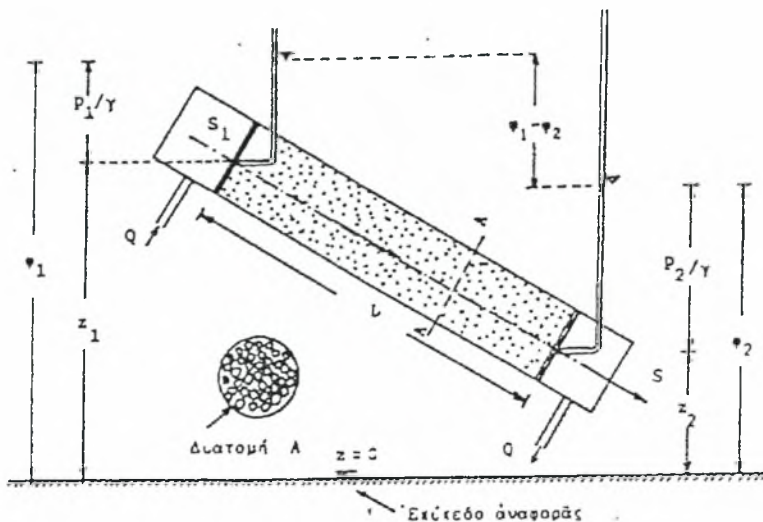
και $\Delta\varphi = \varphi_2 - \varphi_1$ είναι η απώλεια ενέργειας που οφείλεται στις τριβές που δημιουργούνται δια μέσου του πορώδους μέσου. Βέβαια η ολική μηχανική ενέργεια περικλείει έναν όρο κινητικής ενέργειας . Εν τούτοις ο όρος αυτός είναι τόσο μικρός σε σχέση με το υδραυλικό φορτίο, ώστε σε όλα τα προβλήματα δια πορώδους μέσου παραλείπονται.

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

$$Q = KA(p_1 - p_2) / \gamma L \quad (2.10)$$

ενώ για στήλη κατακόρυφη έχουμε : $\varphi_1 = z_1 + p_1 / \rho g$, $\varphi_2 = z_2 + p_2 / \rho g$, $L = z_1 - z_2$ και

$$Q = KA (\varphi_1 - \varphi_2) / L = KA [(p_1 - p_2) / \rho g L + 1] \quad (2.11)$$



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

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 είναι το πορώδες) και η παροχή Q είναι ίση με :

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

ή

$$q = Q / A = V \cdot n \rightarrow V = q / n \quad (2.12)$$

Επομένως η πραγματική μέση ταχύτητα των πόρων V συνδέεται με την ειδική παροχή q με τη σχέση (2.12). Πολλές φορές, όταν το έδαφος περικλείει πολλούς πόρους νεκρούς, που δε συμμετέχουν στην κίνηση του νερού, ορίζουμε ένα άλλο πορώδες n_e , το καλούμενο αποτελεσματικό πορώδες ($n_e < n$), που περικλείει όλους τους ενεργούς πόρους και η σχέση (2.12) γίνεται :

$$V = q / n_e \quad (2.13)$$

Εάν τώρα θέσουμε στη σχέση (2.8) $\Delta\phi = \phi_2 - \phi_1$, $L = s_2 - s_1 = \Delta s$ και $q_s = (Q/A)$, η σχέση αυτή γίνεται :

$$q_s = -K \cdot \lim \frac{\Delta\phi}{\Delta s} = -K \frac{d\phi}{ds} = -K \cdot i \quad (2.14)$$

Ο νόμος του Darcy για μονοδιάστατη ροή μπορεί να γενικευτεί και για τρισδιάστατη ροή με τη μορφή :

$$\vec{q} = -K \text{grad}\phi \quad (2.15)$$

όπου \vec{q} είναι το διάνυσμα της ειδικής παροχής με συνιστώσες q_x, q_y, q_z

και $\text{grad}\phi$ είναι η υδραυλική κλίση που ορίζεται ως εξής :

$$\text{grad}\phi = \frac{\partial\phi}{\partial x} \cdot i + \frac{\partial\phi}{\partial y} \cdot j + \frac{\partial\phi}{\partial z} \cdot k \quad (2.16)$$

σε ένα καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων .

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

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_w \theta) = - \text{div} (\rho_w \vec{q}) \quad (2.17)$$

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

Για ασυμπιεστο υγρό και για ροή ασταθή, μονοδιάστατη και κατακόρυφη, η εξίσωση (2.17) γράφεται :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.18)$$

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 ».

$$\vec{F} = m \vec{a} = m \frac{d\vec{v}}{dt} \quad (2.19)$$

Στην περίπτωση της κινήσεως των ρευστών η συνισταμένη δύναμη F αποτελείται από τις σωματικές και τις επιφανειακές δυνάμεις. Οι σωματικές 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 πρέσεως, 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 ασυμπιεστα υγρά προκύπτει από τον συνδυασμό της δυναμικής εξίσωσης (εξίσωση Darcy) και της συνεχείας και δίνεται από τον τύπο :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \text{div} (K(\theta) \text{grad} H) \quad (2.20)$$

Για μονοδιάστατη κατακόρυφη ροή η παραπάνω σχέση γίνεται :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} (K(\theta) \frac{\partial H}{\partial Z}) \quad (2.21)$$

Όπως φαίνεται από την εξίσωση (2.21), δυο 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 (2.21) εισαχθεί ο συντελεστής διάχυσης :

$$D(\theta) = - K(\theta) \frac{d\Psi}{d\theta} \quad (2.22)$$

τότε προκύπτει :

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

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 .

2.4.2. Εξίσωση ως προς Ψ

Αν στην εξίσωση (2.21) εισαχθεί ο όρος :

$$C(\theta) = \frac{d\theta}{dh} = - \frac{d\theta}{d\Psi} \quad (2.24)$$

ο οποίος καλείται ειδική υδραυλική χωρητικότητα του ακόρεστου μέσου, τότε προκύπτει :

$$C(\Psi) = \frac{\partial\Psi}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial Z} (K(\Psi) \left(\frac{\partial\Psi}{\partial Z} + 1 \right)) \quad (2.25)$$

2.5. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος

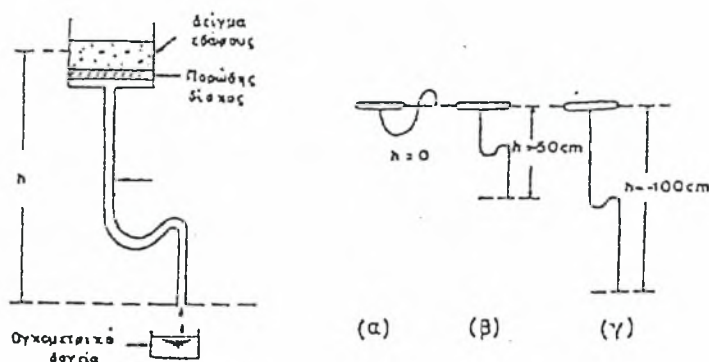
Το επιφανειακό έδαφος, όπου αναπτύσσεται το ριζικό σύστημα των φυτών, είναι κατά κανόνα ακόρεστο, περιέχει δηλαδή στους πόρους του νερό και αέρα . Στην περίπτωση αυτή η εδαφική υγρασία βρίσκεται κάτω από αρνητική πίεση που μπορεί να θεωρηθεί ίση και αντίθετη με τη δύναμη που χρειάζεται για την απομάκρυνση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

- Από το μέγεθος , το σχήμα και την κατανομή των εδαφικών πόρων
- Από τη γωνία επαφής του νερού με τα εδαφομόρια που περιβάλλουν τους πόρους
- Από 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

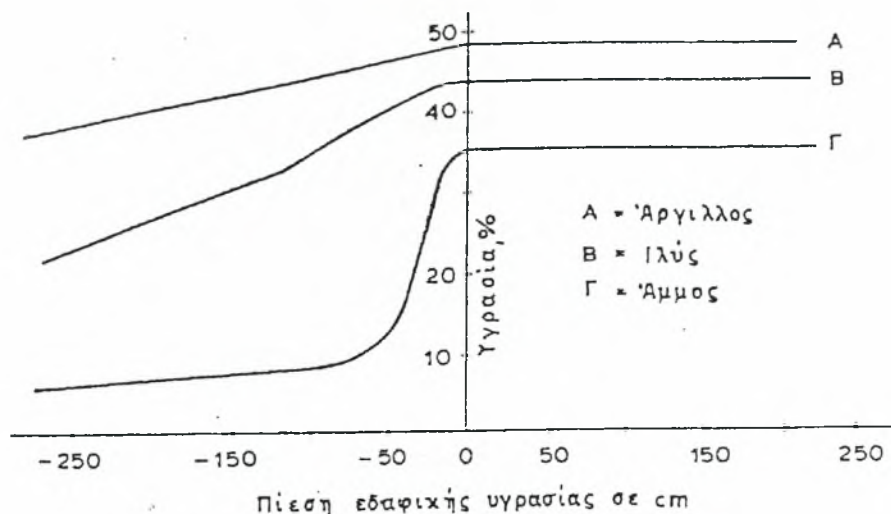
δοχείο που πάνω στον πυθμένα του τοποθετείται ένας πορώδης δίσκος με πολύ μικρούς πόρους. Κάτω από το δίσκο, στον πυθμένα του κυλίνδρου προσαρμόζεται ένας εύκαμπτος σωλήνας με μικρή διάμετρο. Πάνω στο δίσκο τοποθετείται το δείγμα του εδάφους, το οποίο αρχικά είναι κορεσμένο με νερό. Ο εύκαμπτος σωλήνας είναι επίσης γεμάτος με νερό και το ελεύθερο άκρο του βρίσκεται στο ίδιο οριζόντιο επίπεδο με το δείγμα.



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) στο σχήμα 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, φαίνονται στο σχήμα 2.4. Όπως φαίνεται στο σχήμα αυτό, όταν η πίεση είναι θετική η εδαφική υγρασία παραμένει αμετάβλητη στο επίπεδο κορεσμού.



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 σε 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. Η υδραυλική αγωγιμότητα σε ακόρεστα εδάφη

Τα ακόρεστα εδάφη έχουν την ικανότητα να μεταφέρουν νερό, αλλά όχι στον ίδιο βαθμό με τα κορεσμένα. Η ικανότητα ενός ακόρεστου εδάφους να μεταφέρει νερό υπολογίζεται μέσω της αγωγιμότητάς του. Ο όρος τριχοειδής αγωγιμότητα χρησιμοποιείται σε αναφορά με το ακόρεστο έδαφος.

Η αγωγιμότητα ενός ακόρεστου εδάφους μπορεί να μετρηθεί με δύο τεχνικές: της σταθερής και της ασταθής κατάστασης. Η μέθοδος της σταθερής κατάστασης περιλαμβάνει την εγκατάσταση ενός συστήματος ροής στο οποίο η περιεκτικότητα σε νερό, η τάση και η ροή δεν μεταβάλλονται με το χρόνο. Στη μέθοδο ασταθούς κατάστασης αυτές οι ποσότητες αλλάζουν με το χρόνο.

Η αγωγιμότητα του ακόρεστου εδάφους εξαρτάται από τη γεωμετρία του νερού μέσα στη δομή του εδάφους. Καθώς η περιεκτικότητα του νερού μειώνεται από τον κορεσμό, οι μεγάλοι πόροι στραγγίζουν πρώτοι. Μπορεί επίσης να υπάρξει μια αύξηση της τυρβώδους ροής στο έδαφος, και αλλαγές στις ιδιότητες του νερού. Αυτοί, και ίσως και άλλοι παράγοντες συμβάλλουν σε μια ραγδαία μείωση της αγωγιμότητας με μια μείωση της ποσότητας του νερού. Η αγωγιμότητα μπορεί να μειωθεί κατά 1/100 ή 1/1000 της τιμής της στον κορεσμό, όταν η περιεκτικότητα σε νερό μειώνεται στο 1/3 atm επί τοις εκατό.

Η ροή του νερού σ' ένα συγκεκριμένο σημείο, σ' ένα ακόρεστο έδαφος μπορεί να δοθεί από το γινόμενο της αγωγιμότητας σ' εκείνο το σημείο και της υδραυλικής κλίσης :

$$v = - K(\theta)\nabla H, \quad (2.26)$$

όπου v είναι ο όγκος της ροής του νερού, ή η ταχύτητα ροής. Είναι, δηλαδή, ο όγκος του νερού που περνά κάθετα ανά μονάδα επιφανείας εδάφους στη μονάδα του χρόνου. Η αγωγιμότητα $K(\theta)$ είναι συνάρτηση της περιεκτικότητας σε υγρασία θ . Η δύναμη εκφράζεται ως αρνητική τιμή της κλίσης του υδραυλικού φορτίου H . Το υδραυλικό φορτίο του νερού σ' ένα ακόρεστο έδαφος είναι η ανύψωση της ελεύθερης επιφάνειας του νερού μέσα στον ανοικτό βραχίονα ενός σχήματος V μανομέτρου. Ο άλλος βραχίονας του μανομέτρου συνδέεται με μια διαπερατή πορώδες κάψα που έρχεται σε επαφή με το έδαφος. Η εξίσωση (2.26) είναι μια επέκταση του νόμου του Darcy σε ακόρεστο έδαφος και θεωρείται ως μια λογική πρώτη προσέγγιση της ροής.

2.7. Συντελεστής διάχυσης

Ο συντελεστής διάχυσης του νερού, σαν συνάρτηση της περιεκτικότητας σε νερό ή του ύψους (φορτίου) πίεσης, εμφανίζεται στις εξισώσεις ροής σε ακόρεστα εδάφη. Η συνάρτηση του συντελεστή διάχυσης απαιτείται μερικές φορές στη ανάλυση της ασταθούς ακόρεστης ροής.

Η θεωρία του συντελεστή διάχυσης του εδαφικού νερού προκύπτει από τον συνδυασμό του νόμου του Darcy με την εξίσωση συνέχειας για την διατήρηση της μάζας. Η εξίσωση που προκύπτει είναι:

$$\partial\theta/\partial t = \nabla^*[K(\Theta) \nabla h] \quad (2.27)$$

όπου θ είναι ο όγκος του νερού που περιέχεται, t ο χρόνος, H το υδραυλικό φορτίο και $K(\Theta)$ η συνάρτηση της αγωγιμότητας. Η εξίσωση (2.27) μπορεί να γραφεί με την μορφή:

$$\partial\theta/\partial t = \nabla^*[K(\Theta) \nabla H] + \partial K(\Theta)/\partial Z \quad (2.28)$$

όπου h είναι το φορτίο και Z ο κάθετος άξονας στο καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων. Υποθέτοντας ότι υπάρχει μονοσήμαντη αντιστοιχία μεταξύ του h και του θ , επιτρέπει κάποιον να γράψει την εξίσωση (2.28) ως εξής:

$$\partial\theta/\partial t = \nabla^*[D(\Theta) \nabla \Theta] + \partial K(\Theta)/\partial Z \quad (2.29)$$

όπου η συνάρτηση του συντελεστή διάχυσης του νερού $D(\theta)$ ορίζεται ως:

$$D(\Theta) = K(\Theta) * dh/d\theta = K(\Theta)/C(\Theta) \quad (2.30)$$

Η συνάρτηση $C(\Theta)$ ή $d\theta/dh$ είναι η ειδική αγωγιμότητα. Ο λόγος της αγωγιμότητας προς την ειδική αγωγιμότητα ονομάζεται συντελεστής διάχυσης του εδαφικού νερού.

Η μέθοδος εκροής βασίζεται στη μέτρηση του όγκου του νερού που εκρέει από ένα δείγμα που βρίσκεται στο θάλαμο πίεσης σε συνάρτηση με το χρόνο. Μια πλάκα εδάφους πάνω στη πορώδη πλάκα ή στη μεμβράνη έρχεται σε ισορροπία με την πίεση που διοχετεύεται μέσα στο θάλαμο. Η πίεση αυξάνεται σταδιακά και ο όγκος του νερού που εκρέει καταγράφεται. Ο συντελεστής διάχυσης παίρνεται από μια ανάλυση του όγκου εκροής ως προς την καμπύλη του χρόνου.

Αν η επίδραση της βαρύτητας είναι αμελητέα και η ροή είναι μονοδιάστατη η εξίσωση (2.30) γίνεται:

$$\partial\theta/\partial t = \partial/\partial X [D(\Theta) \partial\Theta/\partial X] \quad (2.31)$$

Αν υποθέσουμε ότι η αγωγιμότητα $K(\Theta)$ και η ειδική αγωγιμότητα $C(\Theta)$ είναι σταθερές στη περιοχή των αλλαγών της περιεκτικότητας σε νερό που συμβαίνουν κατά την διάρκεια μιας δεδομένης εκροής, τότε η εξίσωση της ροής γράφεται:

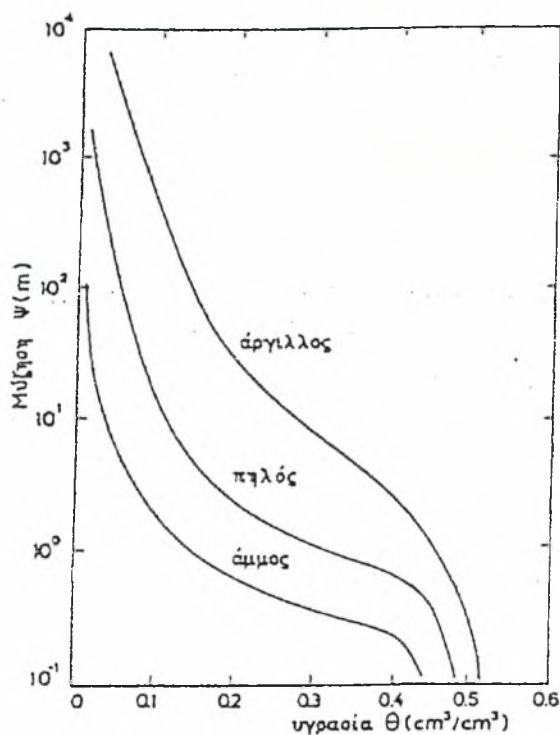
$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 h}{\partial X^2} \right) \quad (2.32)$$

η οποία είναι γραμμικής μορφής της εξίσωσης διάχυσης. Η αγωγιμότητα μπορεί να μετρηθεί με την μέθοδο σταθερής ροής και η ειδική αγωγιμότητα μπορεί να προσδιοριστεί από τις μετρήσεις της σχέσης της περιεκτικότητας σε νερό και του φορτίου πίεσης. Η αγωγιμότητα και η ειδική αγωγιμότητα μπορούν να συνδυαστούν χρησιμοποιώντας την εξίσωση (2.32) για τον προσδιορισμό του συντελεστή διάχυσης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3
ΣΧΕΣΕΙΣ ΠΙΕΣΗΣ -ΥΓΡΑΣΙΑΣ

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



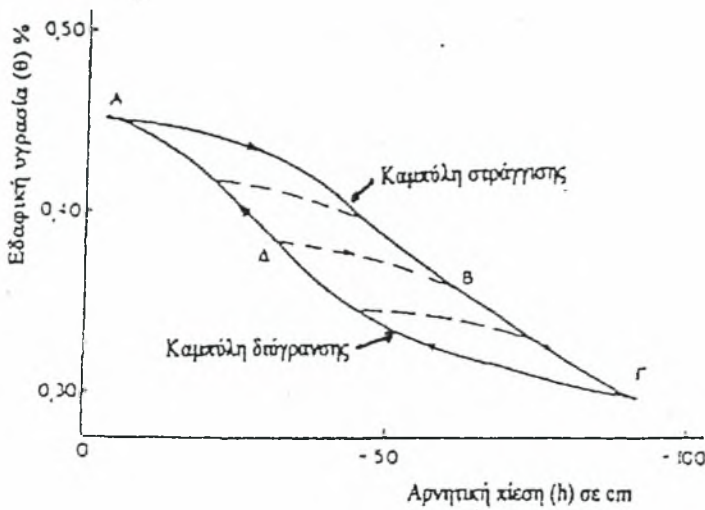
Σχήμα 3.1. Χαρακτηριστικές καμπύλες για αμμώδες, πηλώδες και αργιλώδες έδαφος

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 της αντίστοιχες τιμές της υγρασίας και
- 2) Με διαδοχική διύγρανση, ελαττώνοντας την 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 την διύγρανση (Σχήμα 3.2).

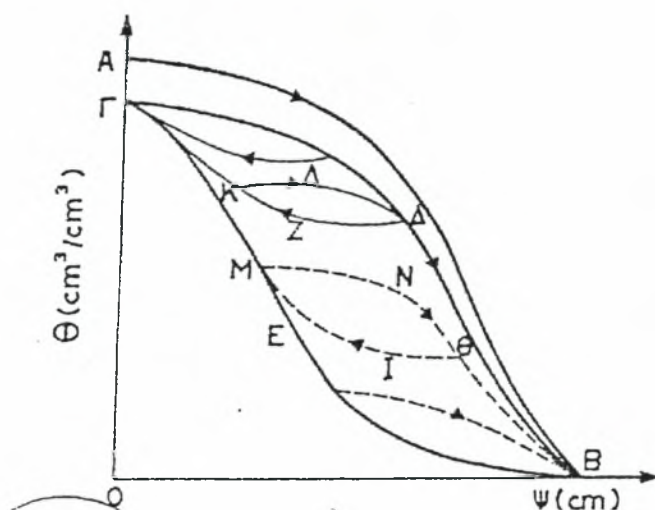


Σχήμα 3.2. Καμπύλες εδαφικής υγρασίας-αρνητικής πίεσης (μύζησης) κατά τη στράγγιση και διύγρανση ενός εδάφους

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

Στο σχήμα 3.3 (Πουλοβασιλίας, 1962) παρουσιάζεται ένας υποθετικός βρόχος υστέρησης, με πρωτογενείς και δευτερογενείς καμπύλες στράγγισης - διύγρανσης. Η καμπύλη ΑΒ περιγράφει την πρώτη αποστράγγιση του μέσου από τον αρχικό κορεσμό, η ΒΕΓ την διαβροχή και η διαφορά ΑΓ τον όγκο του εγκλωβισμένου αέρα. Νέα στράγγιση δίνει την καμπύλη ΓΔΒ ενώ οι επόμενοι κύκλοι διαβροχής-στράγγισης επαναλαμβάνονται πάντα από της καμπύλες ΒΕΓ και ΓΔΒ που ονομάζονται τελικές οριακές καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης, οι οποίες περικλείουν τον κυρίως βρόχο της υστέρησης, που είναι αναπαραγωγίμος. Οποιοσδήποτε καμπύλες εντός του βρόχου ονομάζονται διερευνητικές καμπύλες και διακρίνονται σε πρωτογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης (ΜΝΒ και ΔΖΓ αντίστοιχα), σε δευτερογενείς καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης (ΚΛΔ και ΘΙΜ αντίστοιχα), σε τριτογενείς κ.λ.π.

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



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

Οι Everret et al (1955,1956) ανέπτυξαν την θεωρία των ανεξάρτητων χώρων. Ο Α. Πουλοβασίλης (1962,1969) εφάρμοσε την θεωρία των ανεξάρτητων χώρων στην σχέση υγρασίας - πίεσης. Η θεωρία είχε καλά αποτελέσματα σε άμμο (Talsma, 1970) και γυάλινα σφαιρίδια, αποδείχτηκε όμως ανεπαρκής σε πειράματα που έγιναν από τους Torpp και Miller (1966) και Torpp (1969,1971).

Για αυτό το λόγο ο Πουλοβασίλης (1971,1973,1978,1979) επέκτεινε τη θεωρία του εισάγοντας 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 έδειξαν ενδιαφέρον για το φαινόμενο αυτό, το οποίο καθιστά πολύ δύσκολη την εξομοίωση της κίνησης του νερού σε ακόρεστο μέσο κατά την 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. Στην γωνία επαφής
2. Στον εγκλωβισμένο αέρα κατά την πορεία στράγγισης-διύγρανσης
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 σταθερό πορώδες.

Στα καθαρά αργιλικά εδάφη είναι γνωστό ότι το πορώδες μεταβάλλεται ανάλογα με την υγρασία που περιέχουν. Στα εδάφη αυτά παρατηρείται συρρίκνωση κατά την φάση της ξηράνσεως και διόγκωση κατά την 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 αντιστρεπτές δομικές αλλαγές στην διάταξη των σωματιδίων της αργίλου. Μετά των 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 ιδανικό 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 την δομή των εδαφών με την δημιουργία συσσωματωμάτων που δεν είναι σταθερά. Για τον λόγο αυτό, η υστέρηση δεν έχει διεξοδικά μελετηθεί. Συμπεραίνεται όμως ότι θα πρέπει να συμπεριφέρονται με κάποιο ενδιάμεσο τρόπο, ανάλογα με τον βαθμό αντιστρεψιμότητας της δομικής διατάξεως των συσσωματωμάτων τους.

Μια συγκεκριμένη περιεκτικότητα των εδαφών σε νερό μπορεί να επιτευχθεί ακολουθώντας διάφορες διαδρομές υστερήσεως που ο αριθμός τους είναι θεωρητικά

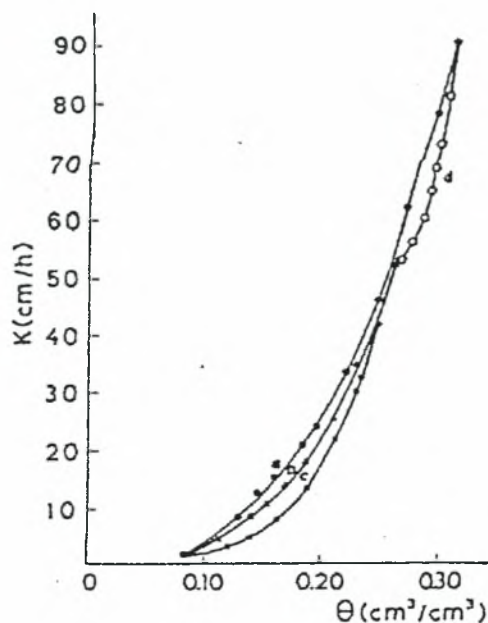
άπειρος. Η κατανομή μιας ποσότητας νερού στο έδαφος, που καθορίζει μια ορισμένη εδαφική υγρασία, συνδέεται άμεσα με την συγκεκριμένη σειρά μεταβολών της πίεσεως που οδήγησε στην συγκράτησή του και διαφέρει από οποιοδήποτε άλλη κατανομή της ίδιας ποσότητας νερού που κατέληξε να βρίσκεται στο έδαφος μετά από διαφορετική σειρά μεταβολών της πίεσης. Οι μεγαλύτερες μεταβολές στην κατανομή του νερού παρατηρείται όταν η ίδια εδαφική υγρασία έχει επιτευχθεί ακολουθώντας τις οριακές καμπύλες υστέρησης .

3.3. Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας-υγρασίας - πίεσης

Υπάρχουν σαφείς ενδείξεις ότι υπάρχουν σχέσεις ανάμεσα στην περιεχόμενη στο έδαφος υγρασία (θ), στην πίεση (h) και στην υδραυλική αγωγιμότητα (K). Οι σχέσεις αυτές δεν είναι μονοτιμικές και αυτό μπορεί να διαπιστωθεί αν γίνουν προσδιορισμοί ακολουθώντας μια διαδικασία ξηράνσεως ή υγράνσεως του εδάφους . Εξαιτίας της υστέρησης 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. Επίσης η ίδια περιεκτικότητα σε νερό μπορεί να βρίσκεται σε διαφορετικούς πόρους κατά την διαβροχή του μέσου.

Η επίδραση της υστερήσεως που παρατηρείται στην σχέση θ - h , πάνω στην τριχοειδή αγωγιμότητα (K) είναι συνάρτηση των γεωμετρικών χαρακτηριστικών των πόρων που είναι γεμάτοι με νερό και της κατανομής τους στο χώρο που καθορίζει της διαδρομές ροής . Κατά την φάση υγράνσεως, ένας μεγάλο μέρος του νερού περιέρχεται σε πόρους που έχουν ακτίνες στένωσης μεγαλύτερες από αντίστοιχες ακτίνες στένωσης πόρων που περιέχουν νερό κατά την φάση της ξηράνσεως. Έτσι, για την περιεκτικότητα σε νερό του εδάφους, λογικά η τριχοειδής αγωγιμότητα θα πρέπει να είναι μικρότερη κατά την φάση της ξήρανσης παρά κατά την φάση της ύγρανσης.

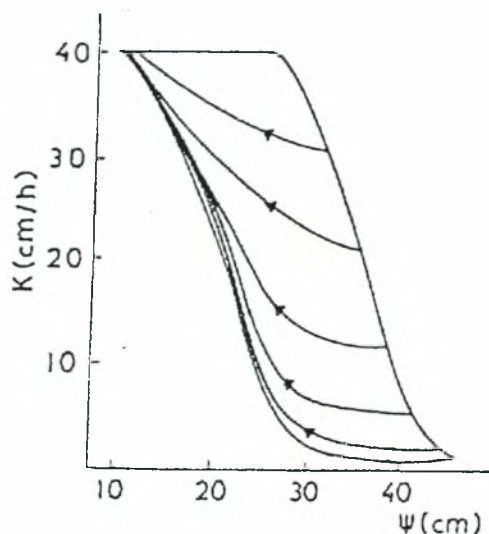
Στη πράξη, πειράματα έδειξαν ακριβώς αντίθετη συμπεριφορά (Πουλοβασίλης, 1979). Αυτό αποδίδεται στο γεγονός ότι η χωρική κατανομή των πόρων που είναι γεμάτοι με νερό κατά την φάση της ύγρανσης του εδάφους είναι τέτοια που προκαλεί εντονότερους μαιανδρισμούς κατά την διαδρομή του νερού με συνέπεια, συγκριτικά, μικρότερη τριχοειδή αγωγιμότητα.



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 γ) Κατά τη διαβροχή κατά μήκος της οριακής καμπύλης διαβροχής δ) Κατά τον εγκλωβισμό αέρα

Γενικά, έχει διαπιστωθεί ότι η εξάρτηση του K από την περιεχόμενη του εδάφους υγρασία είναι πολύ ισχυρή. Επίσης, είναι διαπιστωμένο όπως δείχνουν και τα στοιχεία του πίνακα 3.1, ότι το K ελαττώνεται δραστικά και για μικρή μείωση της εδαφικής υγρασίας. Αυτό έχει σαν συνέπεια η υστέρηση να επηρεάζει για πολύ λίγο το K έτσι που, πρακτικά, να μπορεί να θεωρηθεί η σχέση $K-\Theta$ στα φυσικά εδάφη είναι σχεδόν μονοτιμική. Ανάλογη συμπεριφορά δεν μπορεί να υποστηριχτεί ότι ισχύει και για την σχέση ανάμεσα στην τριχοειδή αγωγιμότητα και την αρνητική πίεση του εδαφικού νερού. Αυτό οφείλεται στην υστέρηση που παρουσιάζει η σχέση $\Theta-h$, που μεταφέρεται και στην σχέση $K-h$.

Στον πίνακα 3.1 δίνονται τα ποσοστά υγρασίας (Θ), τα ύψη πίεσεως (h) και οι τριχοειδείς αγωγιμότητες ($K(\theta)$) που προσδιορίστηκαν στο εργαστήριο σε δυο δείγματα εδάφους όπου το ένα ήταν αμμώδες και το άλλο πηλώδες. Ο πίνακας αυτός δείχνει καθαρά ότι η τριχοειδής αγωγιμότητα ελαττώνεται δραστικά και στα δυο εδάφη όταν η πίεση πέφτει από $h = 0$ σε $h = -100$ cm.



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

Στον κορεσμό η υδραυλική αγωγιμότητα του αμμώδους εδάφους είναι υπερδεκαπλάσια από αυτή του πηλώδους εδάφους. Η μείωση όμως της τριχοειδούς αγωγιμότητας είναι πολύ πιο ραγδαία στο αμμώδες έδαφος παρά στο πηλώδες έδαφος έτσι που σε πίεση $h = -100$ cm η αρχική σχέση έχει αντιστραφεί και η $K(\theta)$ του αμμώδους είναι υποδεκαπλάσια αυτής του πηλώδους εδάφους.

3.4. 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), δίδεται στο σχήμα 3.6.

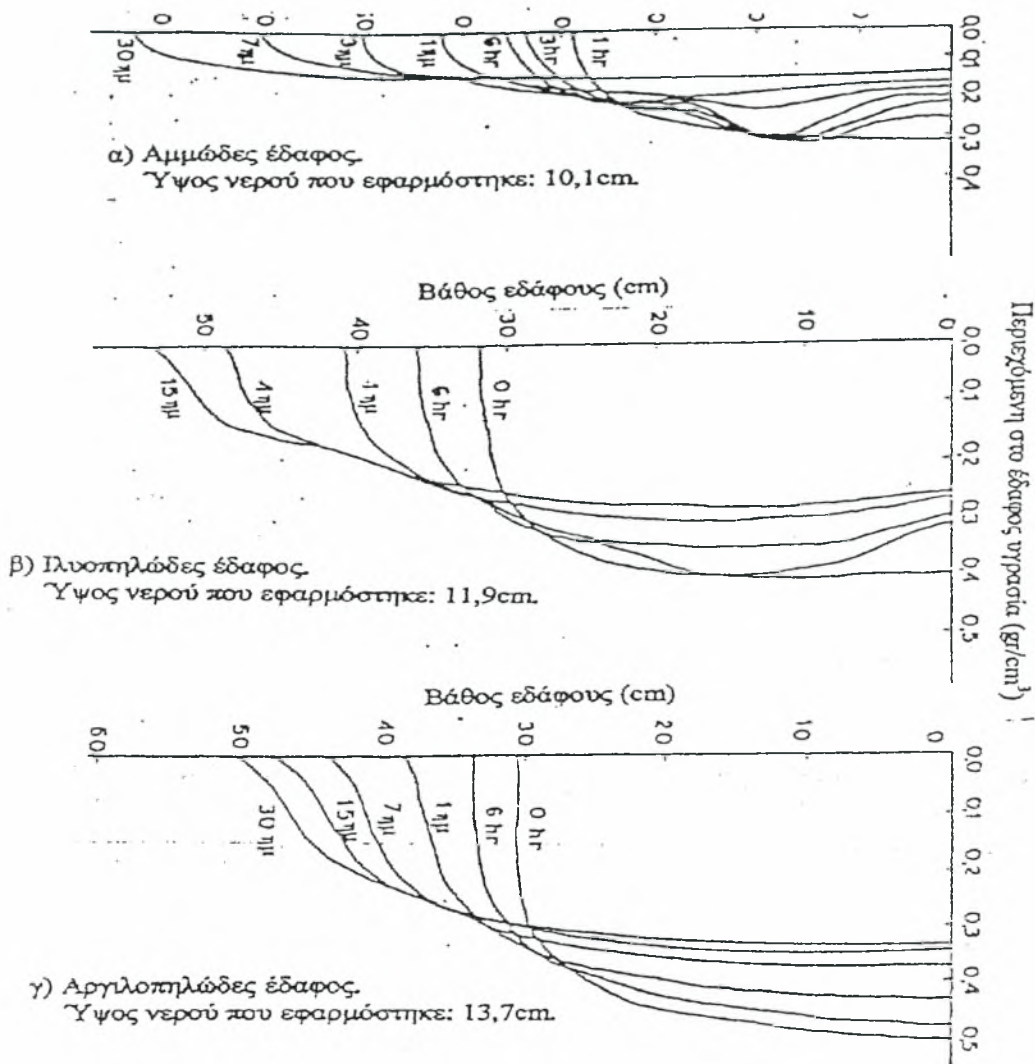
Στις κατανομές αυτές, ιδιαίτερα στο αμμώδες (ελαφρό) και ιλυοπηλώδες (μέσο) έδαφος, παρατηρείται μια έντονη καθυστέρηση της προς τα κάτω κίνησης του νερού που οφείλεται στην σημαντική υστέρηση που παρουσιάζουν τα παραπάνω εδάφη. Στον αργιλώδη πηλό (συνεκτικό έδαφος) δεν παρατηρείται σχεδόν καθόλου καθυστέρηση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

Όμως σε τέτοια εδάφη, από τη φύση τους, η κίνηση του νερού γίνεται με πολύ βραδύ ρυθμό. Το φαινόμενο αυτό της καθυστέρησης της 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 σε νερό.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1

Σχέσεις εδαφικής υγρασίας, ύψους πίεσεως και τριχοειδούς αγωγιμότητας που προσδιορίστηκαν σε δυο τύπους εδάφους.

Εδαφική υγρασία (Θ) % ξηρού εδάφους	Ύψος πίεσεως (-h)cm	Τριχοειδής αγωγιμότητα ($K(\theta)$)cm / hr
(1)	(2)	(3)
ΑΜΜΩΔΕΣ ΕΔΑΦΟΣ		
35	0	30,00
20	50	0,15
10	100	0,004
ΠΗΛΩΔΕΣ ΕΔΑΦΟΣ		
45	0	2,80
44	25	1,30
42	50	1,20
35	75	0,17
33	90	0,071
30	100	0,037
20	1000	0,0048
10	14000	0,00054
8	15000	0,00006



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

3.5. Η ωφέλιμη στις καλλιέργειες υγρασία του εδάφους

Στην πρακτική των αρδεύσεων είναι βασικό να γνωρίζουμε την ποσότητα του νερού που πρέπει να αποθηκευτεί στο έδαφος και που μπορεί να χρησιμοποιηθεί με ευχέρεια από τις καλλιέργειες για την κανονική ανάπτυξη και απόδοσή τους. Για τον υπολογισμό της ποσότητας αυτής είναι απαραίτητο να προσδιοριστούν ορισμένες εδαφικές παράμετροι και να ακολουθήσουν διαδικασίες που αναλύονται παρακάτω.

3.5.1. Η υδατοϊκανότητα του εδάφους

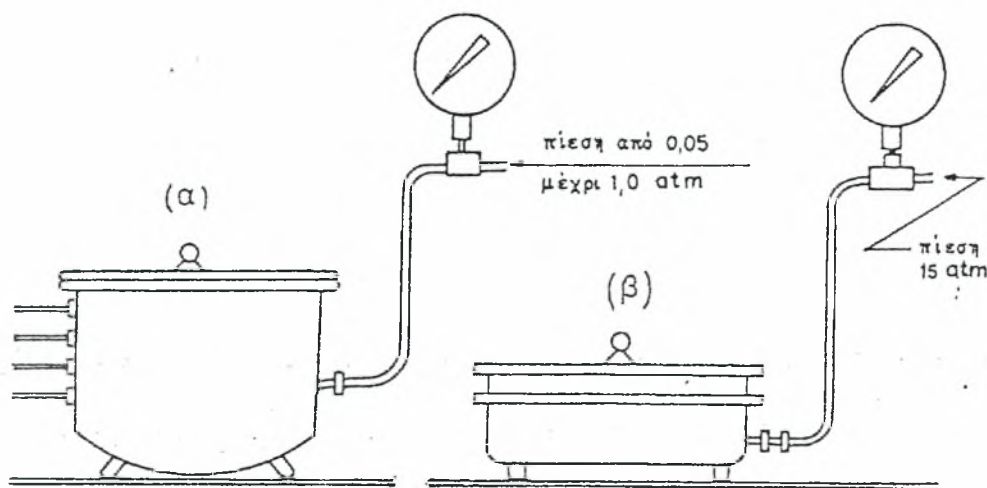
Σαν υδατοϊκανότητα μπορεί να οριστεί η υγρασία που συγκρατεί ένα βαθύ, ομοιόμορφο και καλά στραγγισμένο έδαφος μετά την απομάκρυνση του ελεύθερου νερού. Ας εξετάσουμε την περίπτωση ενός εδάφους που είναι αρχικά κορεσμένο. Όταν αρχίσει η στράγγιση, η υγρασία του εδάφους ελαττώνεται και μαζί της και η τιμή της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας. Σε κάποια στιγμή η τιμή αυτή γίνεται πολύ μικρή με συνέπεια η κίνηση του νερού στο έδαφος να περιοριστεί τόσο που πρακτικά να θεωρείται ανύπαρκτη, έστω και εάν η υφιστάμενη υδραυλική κλίση είναι πολύ μεγάλη. Αυτό είναι το καθοριστικό όριο που ονομάζεται υδατοϊκανότητα.

Έτσι, σαν υδατοϊκανότητα μπορεί να οριστεί το όριο εκείνο της εδαφικής υγρασίας στο οποίο η τιμή της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας που αντιστοιχεί είναι τόσο μικρή ώστε πρακτικά να έχει πάψει κάθε ουσιαστική κίνηση νερού στο έδαφος, ανεξάρτητα από τις υφιστάμενες υδραυλικές κλίσεις. Συνήθως, η υγρασία του εδάφους φτάνει στην υδατοϊκανότητα τρεις με πέντε ημέρες μετά από συνεχή βροχόπτωση ή άρδευση του εδάφους, ανάλογα με την υφή και τη δομή του. Η υδατοϊκανότητα αποτελεί το πάνω όριο της χρήσιμης στα φυτά εδαφικής υγρασίας.

Αντικειμενικός προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας μπορεί να γίνει με μέτρηση της τάσης της εδαφικής υγρασίας που αντιστοιχεί σε αυτή. Η τάση αυτή δεν είναι ίδια για όλα τα εδάφη αλλά διαφέρει ανάλογα με τα χαρακτηριστικά τους. Πειραματικοί προσδιορισμοί έδωσαν την παρακάτω αντιστοιχία ανάμεσα στην υδατοϊκανότητα και την τάση σε διάφορους τύπους υφής εδαφών. Οι άλλοι τύποι εδαφών έχουν ενδιάμεσες προς τις παρακάτω τιμές.

<u>Τύπος υφής εδάφους</u>	<u>Τάση στην υδατοϊκανότητα. cm</u>
Αμμώδες (χονδρόκοκκο)	60
Αμμοπηλώδες	100
Ίλυοπηλώδες	300
Αργιλώδες	600

Η μέτρηση της υδατοϊκανότητας γίνεται με μια συσκευή που λέγεται δίσκος πίεσεως και φαίνεται στο σχήμα 3.7. Στη συσκευή αυτή, ένα δείγμα κορεσμένου εδάφους τοποθετείται πάνω σε ένα πορώδη κεραμικό δίσκο, που και αυτός είναι κορεσμένος με νερό, και καλύπτεται αεροστεγώς με μεταλλικό κάλυμμα. Ο χώρος κάτω από το κεραμικό δίσκο βρίσκεται σε επικοινωνία με το ατμοσφαιρικό αέρα. Στο χώρο που βρίσκεται πάνω από το δίσκο εφαρμόζεται, με ένα επιστόμιο, αέρας και πίεση.



Σχήμα 3.7. Διάταξη (α) δίσκου πίεσεως για των προσδιορισμό της υδατοϊκανότητας και (β) μεμβράνη πίεσεως για το προσδιορισμό του σημείου μόνιμης μάρανσης.

Η συσκευή ρυθμίζεται έτσι ώστε η διαφορά πίεσης στον πάνω χώρο, όπου βρίσκεται το εδαφικό δείγμα τοποθετημένο πάνω στο κεραμικό δίσκο και στον κάτω να είναι ίση με την τάση η οποία αντιστοιχεί στην υδατοϊκανότητα του εξεταζόμενου εδάφους. Μετά την παραμονή του δείγματος στη συσκευή επί ορισμένο χρόνο προσδιορίζεται η υγρασία του που είναι η υδατοϊκανότητα.

3.5.2. Το σημείο μόνιμης μάρανσης

Ενώ η υδατοϊκανότητα αποτελεί το πάνω όριο της χρήσιμης για τα φυτά υγρασίας, το αντίστοιχο κάτω όριο της είναι το σημείο μόνιμης μάρανσης. Όταν η εδαφική υγρασία φτάσει στο σημείο αυτό, τα φυτά δεν μπορούν να πάρουν από το έδαφος όλο το νερό που χρειάζονται για την κάλυψη των αναγκών τους και για αυτό αρχίζουν να μαραίνονται. Το σημείο της μόνιμης μάρανσης δεν είναι σταθερό αλλά

εξαρτάται από την υφή και την δομή του εδάφους, το είδος και την κατάσταση που βρίσκονται τα φυτά, την συγκέντρωση αλάτων στο έδαφος και τις κλιματικές συνθήκες της περιοχής.

Για τους λόγους αυτούς, η τάση της εδαφικής υγρασίας που αντιστοιχεί στο σημείο αυτό κυμαίνεται από 7 μέχρι 32 bar. Η διαφορά αυτή σε τάση δεν είναι ανάλογη της διαφοράς υγρασίας στο έδαφος. Είναι παρατηρημένο, ότι στα χαμηλά αυτά επίπεδα, μεγάλες μεταβολές της τάσης ελάχιστες συνεπάγονται μεταβολές της εδαφικής υγρασίας. Σήμερα, σαν αντιπροσωπευτική του σημείου μόνιμης μάρανσης όλων των εδαφών, έχει γίνει δεχτή η τάση των 15 bar.

Όταν η υγρασία του εδάφους φτάσει στο σημείο μόνιμης μάρανσης η ανάπτυξη των φυτών σταματά. Τα φυτά εξακολουθούν να παίρνουν νερό από το έδαφος και κάτω από το σημείο αυτό, αυτό όμως είναι μόλις αρκετό να τα κρατά στη ζωή. Εάν η υγρασία ελαττωθεί ακόμη περισσότερο θα προκληθεί ξήρανση των φυτών. Το όριο της εδαφικής υγρασίας κάτω από το οποίο το φυτό ξηραίνεται λέγεται *έσχατο σημείο μάρανσης*. Η τάση που αντιστοιχεί στο σημείο αυτό μπορεί να φτάσει τα 60 bar.

Ο προσδιορισμός του σημείου μόνιμης μάρανσης γίνεται στο εργαστήριο με την συσκευή της μεμβράνης πίεσεως, που είναι ανάλογη με το δίσκο πίεσεως που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της υδατοϊκανότητας. Η διάταξη διαφέρει στο ότι εδώ τα δείγματα τοποθετούνται πάνω σε μια ελάχιστα διαπερατή μεμβράνη και εφαρμόζεται διαφορά πίεσης ίση με 15 bar στους δύο χώρους που διαμορφώνεται πάνω και κάτω από την μεμβράνη. Η υγρασία που παραμένει στα δείγματα μετά την εφαρμογή της πίεσης αυτής για ένα καθορισμένο χρόνο αντιστοιχεί στο σημείο μόνιμης μάρανσης. Μια διάταξη συσκευής μεμβράνης πίεσεως φαίνεται στο σχήμα 3.7.

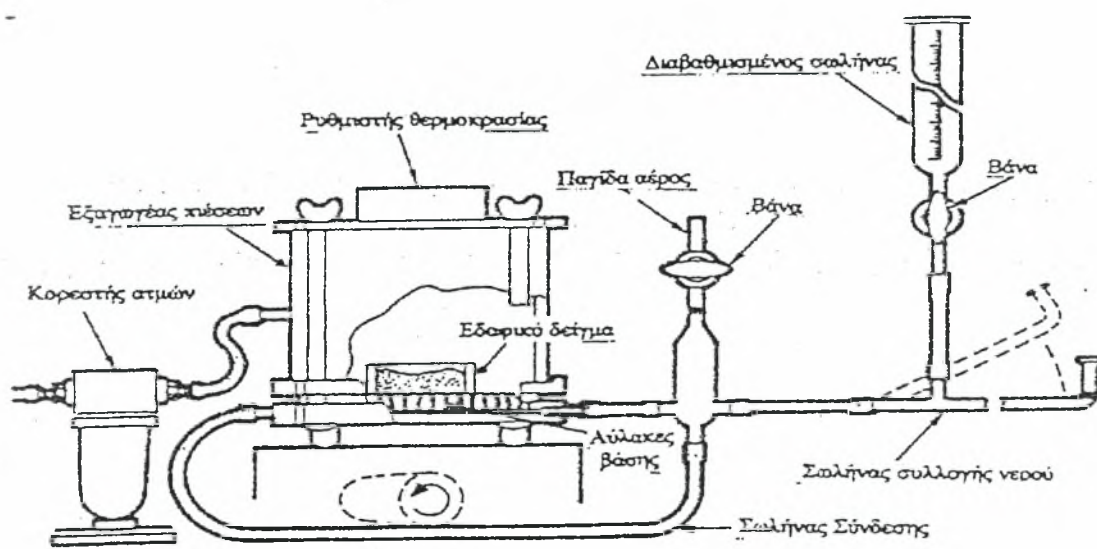
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΣΥΣΚΕΥΗ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ - ΔΙΣΚΟΣ ΠΙΕΣΕΩΣ

4.1. Συσκευή υστέρησης

Για τον πειραματικό προσδιορισμό του βρόχου υστέρησης της εδαφικής υγρασίας και των διερευνητικών καμπύλων 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), ρυθμιστής θερμοκρασίας (Heater Block), παγίδα αέρος (Air Trap), διαβαθμισμένο σωλήνα (Burette), σωλήνα συλλογής νερού (Ballast Tube), βάνες και σωλήνες σύνδεσης (Connecting Tubes) (σχήμα 4.1).

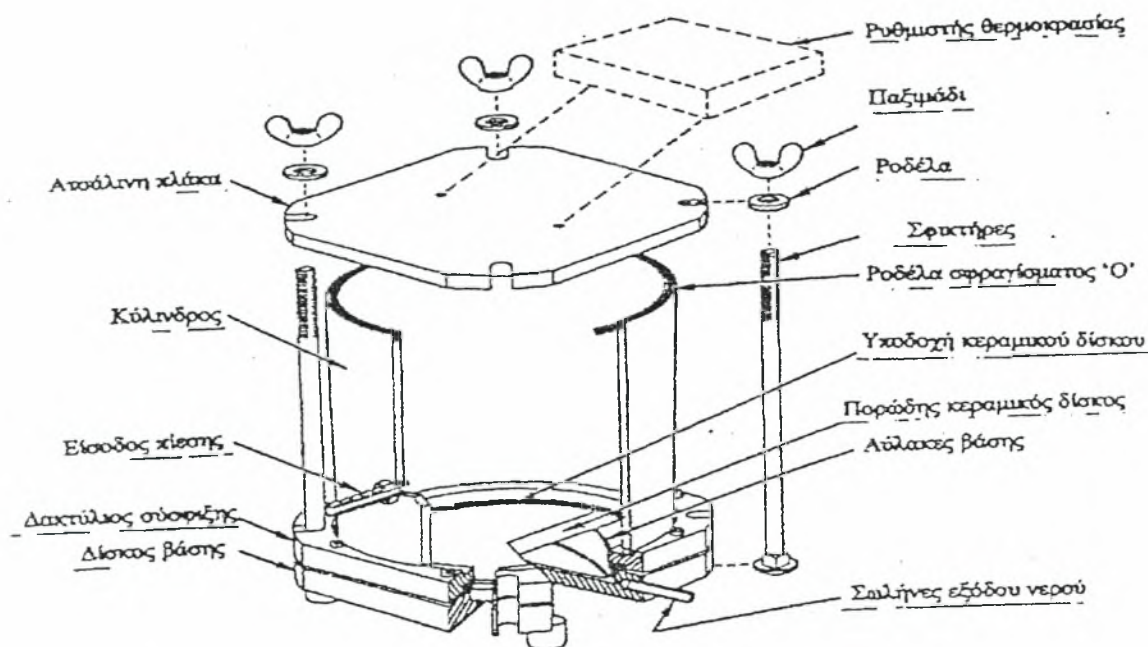


Σχήμα 4.1. Συσκευή υστέρησης συνδεδεμένη με τα διάφορα εξαρτήματα.

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 . Όταν ο εξαγωγέας χρησιμοποιείται σε σύνδεση με τα εξαρτήματα υστέρησης, ο όγκος νερού μεταφερόμενος από το δείγμα σε κάθε αυξανόμενο πιεστικό δείγμα , μπορεί να μετρηθεί με ακρίβεια και να διατηρηθεί. Όταν οι τιμές της πίεσης

ελαττώνονται σταδιακά ο όγκος νερού που επιστρέφει στο έδαφος μπορεί να μετρηθεί επίσης με ακρίβεια.



Σχήμα 4.2. Εξαγωγέας πιέσεων

Αυτό σημαίνει ότι κάποιος μπορεί να ερευνήσει τις ιδιότητες της υστέρησης στο έδαφος. Ο Volumetric Pressure Plate Extractor σε σύνδεση με τα εξαρτήματα της υστέρησης κάνει επίσης δυνατό το μέτρημα της τριχοειδούς αγωγιμότητας του εδάφους. Ο εξαγωγέας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για κάθε εργασία ρουτίνας εξαγωγής σε διαταραγμένα και αδιατάραχτα εδαφικά δείγματα. Για πλήρη σειρά λειτουργίας, ο εξαγωγέας απαιτεί μια πηγή με προσεκτικά ρυθμιζόμενη πίεση αέρα σε μια σειρά από 3 έως 30 psi (2 bars ή 200 Kpa).

4.1.1.2 . Λεπτομέρειες κατασκευής

Στον εξαγωγέα τοποθετείται κεραμική πορώδες πλάκα 2 bar, η οποία επιτρέπει την λειτουργία του εξαγωγέα σε κάθε πίεση ανάμεσα στα 0 και 2 bar (30psi). Το σχήμα 4.2 δείχνει μια επίσημη άποψη του εξαγωγέα. Τα 3 λειτουργικά μέρη της μονάδας συνδέονται με 4 σφικτήρες και παξιμάδια. Για τον διαχωρισμό της μονάδας σε μέρη για φόρτωμα χρειάζεται μόνο να χαλαρώσουμε τα 4 παξιμάδια και να γλιστρήσουν οι σφικτήρες έξω από το αυλάκι.

Η πορώδης κεραμική πλάκα έχει προσεχτικά και κατάλληλα βασιστεί και προσαρμοστεί σε μια βάση και έτσι υπάρχει ένα ελάχιστο διάστημα 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.

Ο κύλινδρος του εξαγωγέα περιέχει την είσοδο πίεσεως προσαρμοσμένη για να εφοδιάζεται ο εξαγωγέας κανονικά με πίεση. Ο κύλινδρος σφραγίζεται στην βάση και στην κορυφή όταν η συναρμολογημένη 'Ο' δακτυλιοειδής σφραγίδα προσαρμοστεί στις αυλακώσεις στη βάση του κυλίνδρου. Η 'Ο' δακτυλιοειδής σφραγίδα εξασφαλίζει το αξιόπιστο σφράγισμα της πίεσεως και απαιτείται μόνο για να μετριάξει την δύναμη συσφίξεως στα παξιμάδια.

Δύο οπές στο κάλυμμα του εξαγωγέα χρησιμεύουν για να δεχτούν τον ρυθμιστή θερμοκρασίας (heater block). Σε μια έρευνα σε προβλήματα υστέρησης εδάφους τα λάθη μπορεί να προκύψουν από την 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. Αυτό λειτουργεί στα 12 Volts AC ή DC και εκβάλλει 3 Watts ζέστης. Αυτή η μικρή πηγή θερμοκρασίας διατηρεί τα τοιχώματα του εξαγωγέα σε ελαφρώς υψηλότερη θερμοκρασία από ότι το δείγμα εδάφους και εξαλείφει την συμπύκνωση στους εσωτερικούς τοίχους του εξαγωγέα.

4.1.1.3. Χαρακτηριστικά της μονάδας

1. Πιεστική τάξη: 2 bars (30 psi)
2. Πορώδης κεραμική πλάκα – Λειτουργική διάμετρος : 4,69 in (11,7 cm).
3. Πορώδης κεραμική πλάκα - Πάχους : 0,32 in (0,81 cm).
4. Πορώδης κεραμική πλάκα – Αγωγιμότητα : $K=1,73 \times 10^{-7}$ cm/sec.
5. Μέγιστο εσωτερικό ύψος : 4,65 in (11,6 cm).
6. Εξωτερικές διαστάσεις : Ύψος : 6 in (15,3 cm) – Πλάτος : 5-7/8 in (14,9 cm)

4.1.2. Εξαρτήματα Υστέρησης

Τα εξαρτήματα υστέρησης έχουν σχεδιαστεί ειδικά για να λειτουργούν με τον εξαγωγέα (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 μην επιτρέπουν την ροή προς τα πίσω της υγρασίας από το αποθηκευτικό πεδίο στο δείγμα καθώς η πίεση εξαγωγής μειώνεται .

Τα εξαρτήματα 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 στο ξηρό και το υγρό κύκλο που συμβαίνει στο έδαφος στο χωράφι. Από τις πληροφορίες που αποκτούμε μπορούμε να σχεδιάσουμε τα αποτελέσματα της υστέρησης σε κάθε είδος εδάφους.



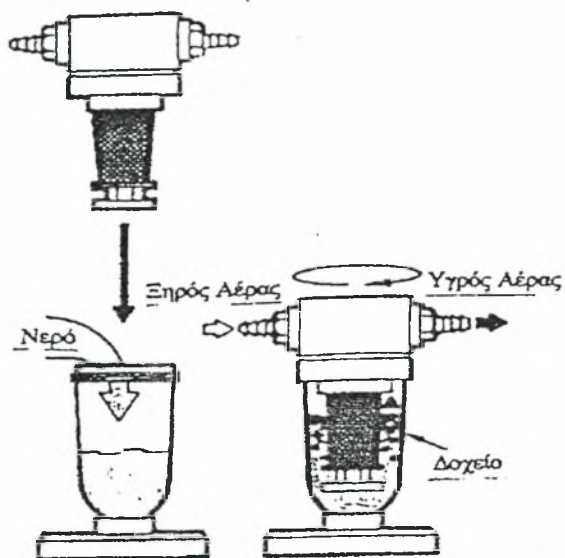
4.1.2.1 Κορεστής ατμών (Vapor Saturator)

Ο αέρας εισάγεται δια μέσου του κορεστή ατμών (Vapor Saturator). Πριν από την χρήση το μπολ του διαβροχέα είναι ξεβιδωμένο από το καπάκι και γεμάτο κατά ένα μέρος με νερό (σχήμα 4.3). Το μπολ μετά εναποτίθεται .

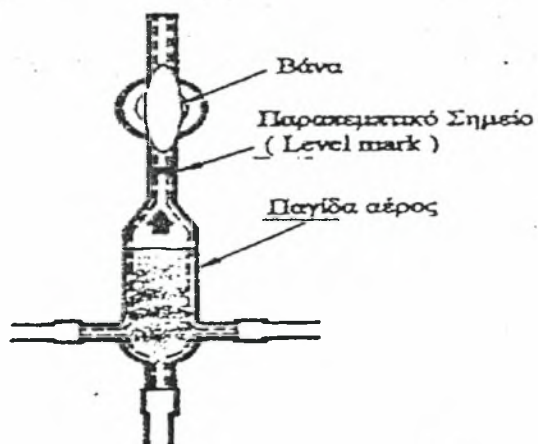
Ο σκοπός του διαβροχέα είναι να υγραίνει των εισερχόμενο στο Volumetric Pressure Plate Extractor αέρα, έτσι ώστε να μην υπάρχει ξηρό αποτέλεσμα στο δείγμα εδάφους που γίνεται το τεστ και έτσι να μην εισαχθούν καθόλου λάθη στο μέτρημα του υδάτινου όγκου από αυτή την πηγή. Ο Vapor Saturator είναι σχεδιασμένος για λειτουργία σε πιέσεις άνω των 30 psi.

4.1.2.2. Παγίδα αέρα (Air Trap)

Η παγίδα αέρα (Air Trap) 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).



Σχήμα 4.3. Κορεστής ατμών

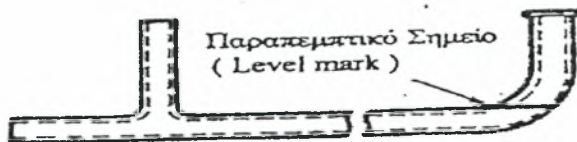


Σχήμα 4.4 : Παγίδα αέρα

4.1.2.3. Σωλήνας συλλογής νερού (Ballast Tube)

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

Επειδή ο σωλήνας νερού είναι σε οριζόντια θέση, στην έξοδο της υγρασίας ή στην επαναφορά αυτής, δεν αλλάζει την υδραυλική πίεση που αναφορικά υφίστανται εντός του εδαφικού δείγματος κατά την διάρκεια της εξαγωγής.

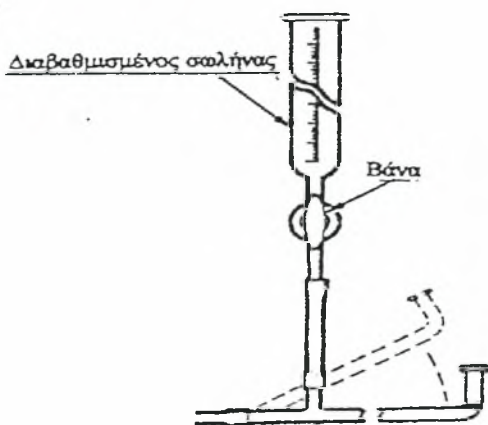


Σχήμα 4.5 . Σωλήνας συλλογής νερού.

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 σωλήνα συλλογής νερού προβάλλει ένα παραπεμπτικό σημείο για την σωστή καταμέτρηση του όγκου του νερού.

4.1.2.4. Διαβαθμισμένος σωλήνας (Burette)

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



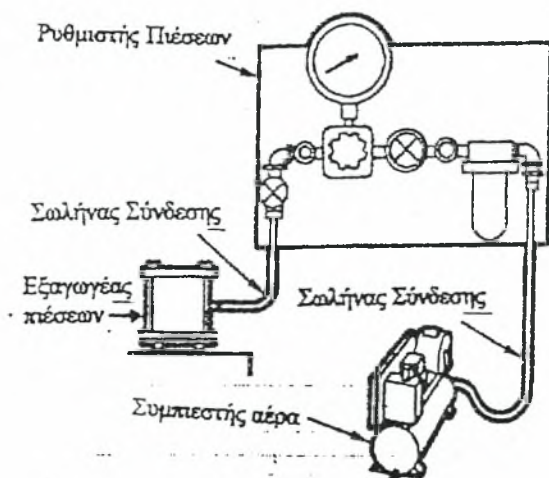
Σχήμα 4.6. Διαβαθμισμένος σωλήνας

4.1.2.5. Πρόσθετα εφόδια Υστέρησης

Εκτός από τα γυάλινα μέρη, τα πρόσθετα εφόδια της υστέρησης περιλαμβάνουν κατάλληλο εργαστηριακό βάζο (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 Sevies), ο οποίος διοχετεύει το σύστημα με πεπιεσμένο αέρα και ένα ρυθμιστή πιέσεων (Manifold Model 700 - 3) της Soil Moisture, με την βοήθεια του οποίου επιτυγχάνεται ακρίβεια στην αυξομείωση των πιέσεων (σχήμα 4.7).

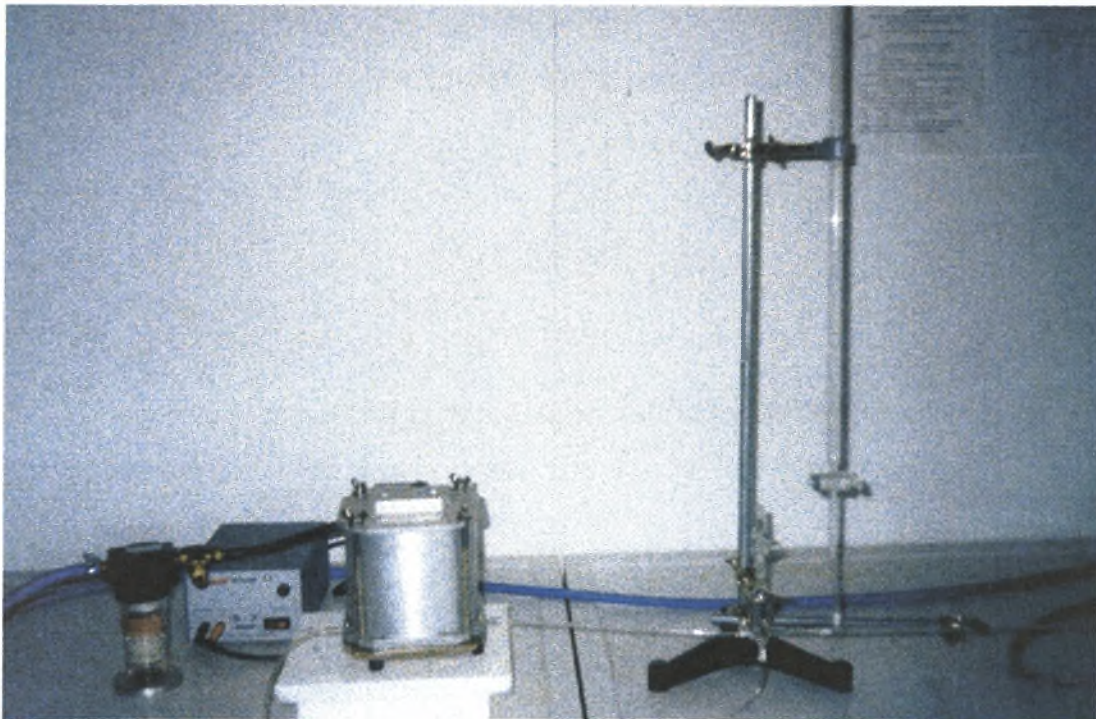


Σχήμα 4.7. Συμπιεστής αέρα και ρυθμιστής πιέσεων.

Στις επόμενες εικόνες φαίνεται η πειραματική διάταξη της συσκευής της υστέρησης στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.



Εικόνα 4.1. Εξαγωγή πίεσης



Εικόνα 4.2. Συσκευή υστέρησης συνδυασμένη με τα διάφορα εξαρτήματα.

4.2. Προετοιμασία του εδαφικού δείγματος

Κατά την διάρκεια των πειραμάτων με τον Volumetric Pressure Plate Extractor, τα αδιατάραχτα δείγματα εδάφους τοποθετούνται επίπεδα έτσι ώστε να έχουν καλή επαφή με τον κεραμικό δίσκο, ενώ τα διαταραγμένα ή χαλαρά δείγματα

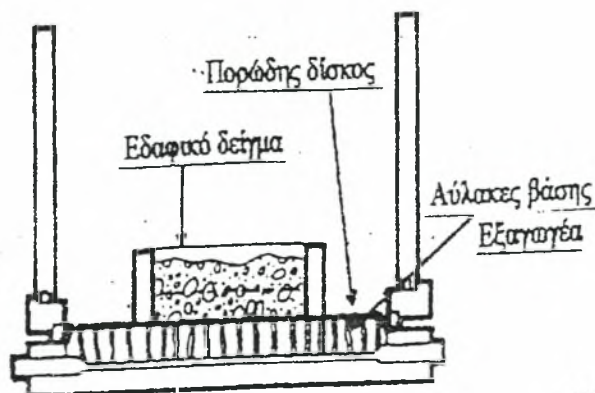
πρέπει να προετοιμάζονται σύμφωνα με τις συστάσεις του United State Department of Agriculture, όπως περιγράφεται παρακάτω:

1. Το έδαφος περνάει από κόσκινο 2 mesh (mess) με σκοπό να απομακρυνθούν χαλίκια μεγαλύτερα των 2 mm και να μετατρέψουμε όλο το μείγμα σε κόκκους κάτω των 2 mm.
2. Στην συνέχεια το έδαφος τοποθετείται σε φούρνο, στους 105 °C για 24 ώρες έτσι να απομακρυνθεί όλη η περιεχόμενη υγρασία του.
3. Τα αδιατάραχτα εδαφικά δείγματα τοποθετούνται σε δακτύλιο συγκρατήσεως εδαφικού δείγματος (διαμέτρου 5,5 cm και ύψους 1 cm), έτσι ώστε να μπορούν να στηριχθούν πάνω στο 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 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.

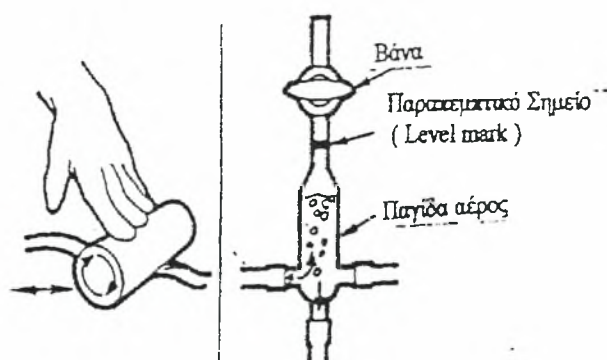


Σχήμα 4.8. Τοποθέτηση εδαφικού δείγματος στον εξαγωγέα.

Στην 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 αέρα (Air Trap) πρέπει να είναι πάνω από το παραπεμπτικό σημείο (level mark). Το συμπλήρωμα του νερού γίνεται ευκολότερα εάν προσθέσουμε νερό στο διαβαθμισμένο σωλήνα. Ανοίγοντας την βάνα στην κορυφή της παγίδας αέρα και την βάνα στην 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 την διάρκεια της λειτουργίας του αρχικού γεμίσματος. Όταν το νερό φτάσει στο παραπεμπτικό σημείο (level mark) της παγίδας αέρα, οι βάνες στην βάση του διαβαθμισμένου σωλήνα και στην κορυφή της παγίδας αέρα κλείνουν.

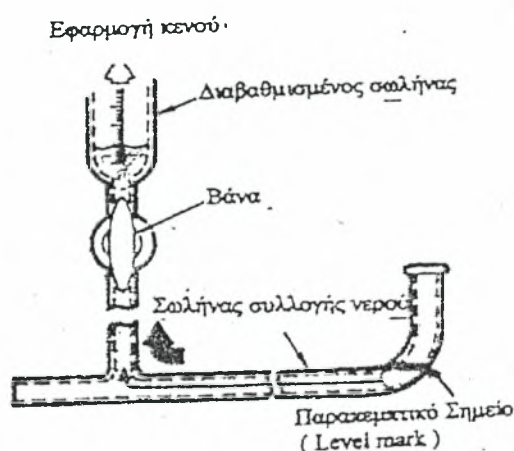
Πιέζοντας το σωλήνα συλλογής όπως δείχνει το σχήμα 4.9, το νερό κυκλοφορεί κάτω από τον κεραμικό δίσκο μέσα στον εξαγωγέα. Διατρέχοντας το κύλινδρο πάνω από το σωλήνα περισυλλογής, αντλούμε νερό από την παγίδα αέρα δια μέσου των αυλάκων στην βάση του εξαγωγέα. Έτσι αναγκάζονται να βγουν έξω οι φυσαλίδες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

του πορώδους κεραμικού δίσκου του εξαγωγέα. Για να το κάνουμε αυτό πρέπει 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 παραμένει στο σωλήνα εξαγωγής 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 και αυτό μπορούμε να το προμηθευτούμε από μια συμβατική εργαστηριακή γραμμή κενού ή από ένα αναρροφητήρα αέρα.



Σχήμα 4.10. Απομάκρυνση νερού από τον σωλήνα συλλογής.

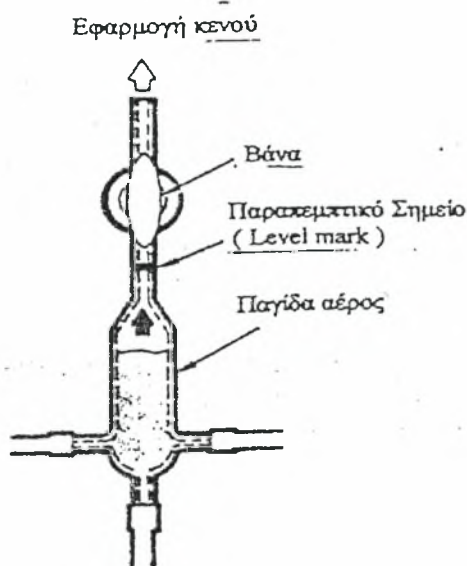
Καθώς το κενό εφαρμόζεται στην κορυφή του διαβαθμισμένου σωλήνα, ανοίγουμε προσεκτικά την βάνα στην βάση του, έως ότου ανέβει αρκετό νερό και στην συνέχεια η βάνα κλείνει και το κενό μετακινείται.

4.3.2. Εφαρμογή πίεσης στον εξαγωγέα

Αφού όλοι οι σωλήνες σύνδεσης της συσκευής γεμίσουν με νερό, εφαρμόζουμε χαμηλή πίεση στον εξαγωγέα με την βοήθεια του συμπιεστή αέρα. Μόλις η πίεση εφαρμοστεί στον εξαγωγέα, η υγρασία θα αρχίσει να μετακινείται έξω από το δείγμα μέχρι να επιτευχθεί η πρώτη τιμή ισορροπίας. Καθώς η υγρασία μετακινείται, συσσωρεύεται στο 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 στην μέτρηση του όγκου του νερού. Επίσης, η συσσώρευση αέρα κάτω από τον κεραμικό δίσκο μπορεί να εμποδίσει την επαναπρόσληψη νερού από το δείγμα, σε πειράματα που η πίεση του αέρα μειώνεται μετά την επίτευξη της ισορροπίας.



Σχήμα 4.11. Ρύθμιση ύψος νερού στην παγίδα αέρα

Διατρέχοντας το κύλινδρο πάνω από το σωλήνα περισυλλογής (σχήμα 4.9), απομακρύνεται ο συσσωρευμένος αέρας ο οποίος συγκεντρώνεται στην παγίδα αέρα. Μετά ρυθμίζεται το νερό της παγίδας αέρα στο παραπεμπτικό σημείο. Εάν το νερό στην παγίδα αέρα είναι κάτω από το παραπεμπτικό σημείο τότε εφαρμόζεται κενό και προσεχτικά ανοίγουμε την βάννα μέχρι το νερό να ανέλθει στο κατάλληλο ύψος (σχήμα 4.11). Μετά κλείνει η βάννα και μετακινείται το κενό.

Το επίπεδο του νερού στο σωλήνα συλλογής πρέπει να είναι ρυθμισμένο στο παραπεμπτικό σημείο. Εάν το επίπεδο του νερού είναι κάτω από αυτό, η βάννα του διαβαθμισμένου σωλήνα ανοίγει προσεχτικά μέχρι να επιτρέψει την μετακίνηση του νερού στο απαιτούμενο σημείο και στην συνέχεια κλείνουμε την βάννα. Εάν το επίπεδο του νερού είναι πάνω από το παραπεμπτικό σημείο, εφαρμόζουμε ένα μικρό κενό στην κορυφή του διαβαθμισμένου σωλήνα και έπειτα ανοίγουμε την βάννα. Έτσι νερό απομακρύνεται από το σωλήνα συλλογής και ρέει προς τον διαβαθμισμένο σωλήνα

(σχήμα 4.10). Όταν η στάθμη φτάσει στο κατάλληλο σημείο, η βάνα κλείνει και το νερό μετακινείται .

4.3.4. Λήψη μετρήσεων

4.3.4.1. Διαδικασία στράγγισης

Μετά την εισαγωγή της αρχικής τιμής του όγκου στον διαβαθμισμένο σωλήνα, αυξάνουμε την πίεση στον εξαγωγέα. Καθώς η πίεση μέσα στον εξαγωγέα μεγαλώνει, νερό αρχίζει να ρέει από το δείγμα και συγκεντρώνεται στο σωλήνα συλλογής. Αρχικά η ροή είναι μέγιστη και αρχίζει να 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 του εδάφους θα επέλθει σε 48 ώρες. Μερικά εδάφη πλησιάζουν σε ισορροπία σε 18 με 20 ώρες. Γενικά, ο χρόνος που χρειάζεται για να επέλθει ισορροπία είναι συνάρτηση του ύψους του 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 την συγκέντρωση του επιπλέον νερού.

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

Μια νέα μέτρηση όγκου γίνεται στο διαβαθμισμένο σωλήνα και καταγράφεται. Η αλλαγή του όγκου, όπως φαίνεται από τις δύο μετρήσεις, δηλώνει ακριβώς το ποσό της υγρασίας που μεταφέρθηκε από το εδαφικό δείγμα μεταξύ των δύο τιμών ισορροπίας για δύο διαφορετικές τιμές πίεσης που εφαρμόστηκαν στο εδαφικό δείγμα μέσα στον εξαγωγέα. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται σε αυξανόμενες τιμές πίεσης μέχρι να καλυφθεί η επιθυμητή περιοχή πιέσεων.

4.3.4.2. Διαδικασία διύγρανσης

Η αντίστροφη διαδικασία μπορεί τώρα να εκτελεσθεί. Σε αυτή 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 του νερού σταματήσει, μια νέα ισορροπία στην χαμηλότερη πίεση έχει επέλθει.

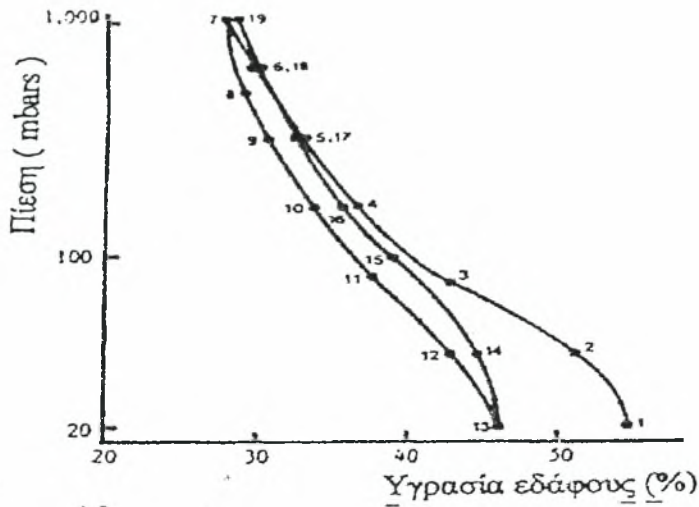
Κατά την διάρκεια επιστροφής της υγρασίας μέσα στο δείγμα, μπορεί να χρειαστεί περισσότερο νερό από αυτό που είναι αποθηκευμένο στο σωλήνα συλλογής. Για να προστεθεί νερό στο σωλήνα συλλογής, απλά ανοίγει η βάννα του διαβαθμισμένου σωλήνα. Όταν επέλθει ισορροπία, πάλι ρυθμίζουμε το νερό στο παραπεμπτικό σημείο της παγίδας αέρα και του σωλήνα συλλογής νερού.

Αφού το επίπεδο του νερού ρυθμιστεί στα δύο αυτό σημεία, ο όγκος του διαβαθμισμένου 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 καμπύλων συγκράτησης υγρασίας

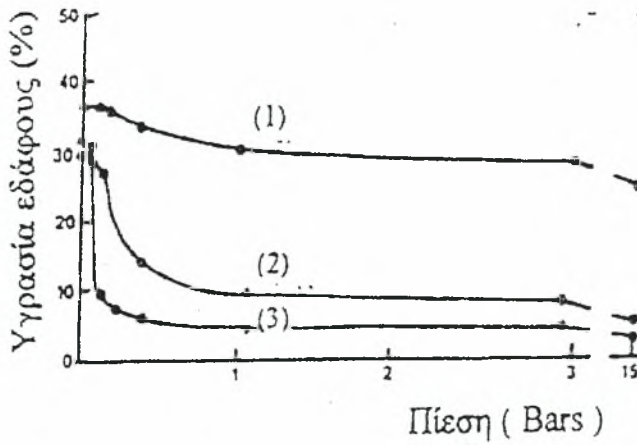
Οι αλλαγές στον όγκο του νερού μέσα στον διαβαθμισμένο σωλήνα προέρχονται από την μετακίνηση νερού από και προς το δείγμα κατά την διάρκεια των πειραμάτων. Έτσι γίνεται ο προσδιορισμός, με ακρίβεια, του ποσοστού υγρασίας μέσα στο δείγμα για κάθε τιμή ισορροπίας που εγκαθίσταται κατά το πείραμα. Μετά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

Το σχήμα 4.12, δείχνει τα αποτελέσματα υστέρησης στο Aiken Clay Loam όπως προέκυψαν από τις μετρήσεις του Volumetric Pressure Extractor. Ο Volumetric Pressure Plate Extractor μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να προσδιορίσει 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, είναι η σχέση της περιεχόμενης εδαφικής υγρασίας ως προς την εδαφική τιμή μύζησης στην οποία η υγρασία διατηρείται. Τυπικές καμπύλες συγκράτησης υγρασίας για 3 τύπους εδαφών φαίνεται στο σχήμα 4.13.



Σχήμα 4.13. Τυπικές καμπύλες συγκράτησης υγρασίας τριών τύπων εδάφους :

- 1) Ιλυώδες (Silty)
- 2) Αμμοπηλώδες (Sandy Loam)
- 3) Αμμώδες (Send)

4.4. Δίσκος πίεσεως

Για τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών καμπυλών και των παραμέτρων υδατοϊκανότητα και σημείο μόνιμης μάρανσης χρησιμοποιήθηκε η συσκευή 15 bar Ceramic Plate Extractor. Η διάταξη αποτελείται από ένα θάλαμο πίεσεως, 2 κεραμικές πλάκες 1 bar και 15 bar, ένα λαστιχάκι, ένα κυκλικό λάστιχο, ένα σωλήνα μικρής διαμέτρου και μικρού μήκους, βίδες, σωλήνες τροφοδότησης πίεσης και ένα ποτηράκι για την συλλογή του εξερχόμενου νερού.

4.4.1. Θάλαμος πίεσεως

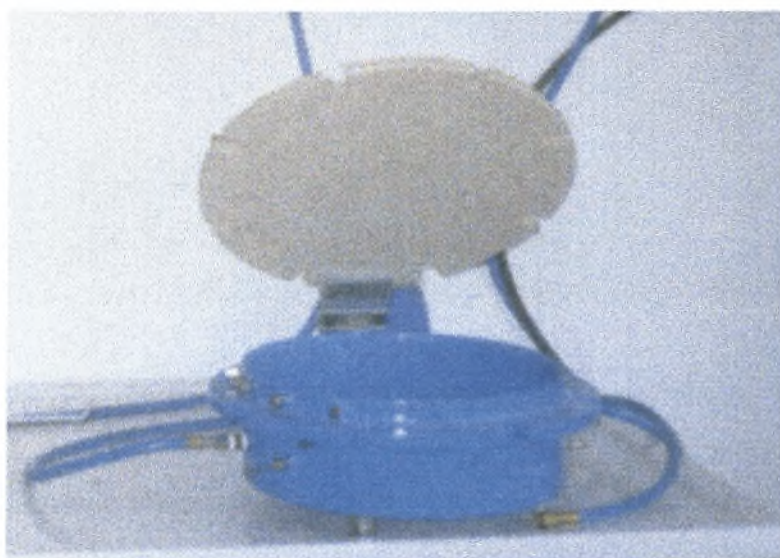
Ο θάλαμος πίεσεως είναι ένας μεταλλικός κυλινδρικός θάλαμος ο οποίος έχει στο πάνω μέρος ένα μεταλλικό κάλυμμα το οποίο κλείνεται αεροστεγώς με την βοήθεια 8 βιδών και ενός κυλινδρικού μαύρου λάστιχου. Έτσι, δεν διαφεύγει αέρας και άρα πίεση οπότε και η πίεση που εφαρμόζεται είναι και αυτή που επικρατεί μέσα στον θάλαμο.

Ο θάλαμος, επίσης, διαθέτει στα πλάγια ένα σωλήνα μικρού μήκους και μικρής διαμέτρου ο οποίος είναι και αυτός μεταλλικός και μέσω ενός μαύρου λάστιχου ίδιας διαμέτρου συνδέεται με την κεραμική πλάκα. Με τον τρόπο αυτό το νερό που στραγγίζεται από τα εδαφικά δείγματα συγκεντρώνεται σε ένα γυάλινο ποτηράκι. Σε δυο σημεία του στα πλάγια υπάρχουν υποδοχές για την σύνδεση σωλήνων οι οποίοι είναι μπλέ και μέσω αυτών γίνεται η παροχή πίεσης από την πηγή πεπιεσμένου αέρα.

4.4.2. Κεραμική πλάκα

Η κεραμική πλάκα έχει πόρους τέτοιας διαμέτρου ώστε να είναι περατή μόνο από τον νερό και όχι από τον αέρα και είναι κυλινδρική ώστε να εφαρμόζει στο κάτω μέρος του θαλάμου πίεσεως. Υπάρχουν δυο τέτοιες πλάκες. Η μια λειτουργεί μέχρι πίεση 1 bar και η άλλη μέχρι πίεση 15 bar. Η κεραμική πλάκα πρέπει να κορεστεί με νερό, μερικές ώρες πριν την χρήση της και τα υγρά εδαφικά δείγματα τοποθετούνται στο επάνω μέρος της.

Επίσης , στο επάνω μέρος της υπάρχει ένας μικρός υποδοχέας όπου συνδέεται η κεραμική πλάκα με ένα μαύρο λάστιχο με το οποίο μεταφέρεται το νερό από τα δείγματα σε ένα σωλήνα και από εκεί στο γυάλινο ποτηράκι . Η κάτω επιφάνεια της πλάκας επικοινωνεί με την ατμόσφαιρα και επομένως και ο χώρος που βρίσκεται κάτω από την κεραμική πλάκα . Στην πάνω επιφάνεια της κεραμικής πλάκας και στον χώρο επάνω από την κεραμική πλάκα με ένα επιστόμιο εφαρμόζεται αέρας και πίεση.



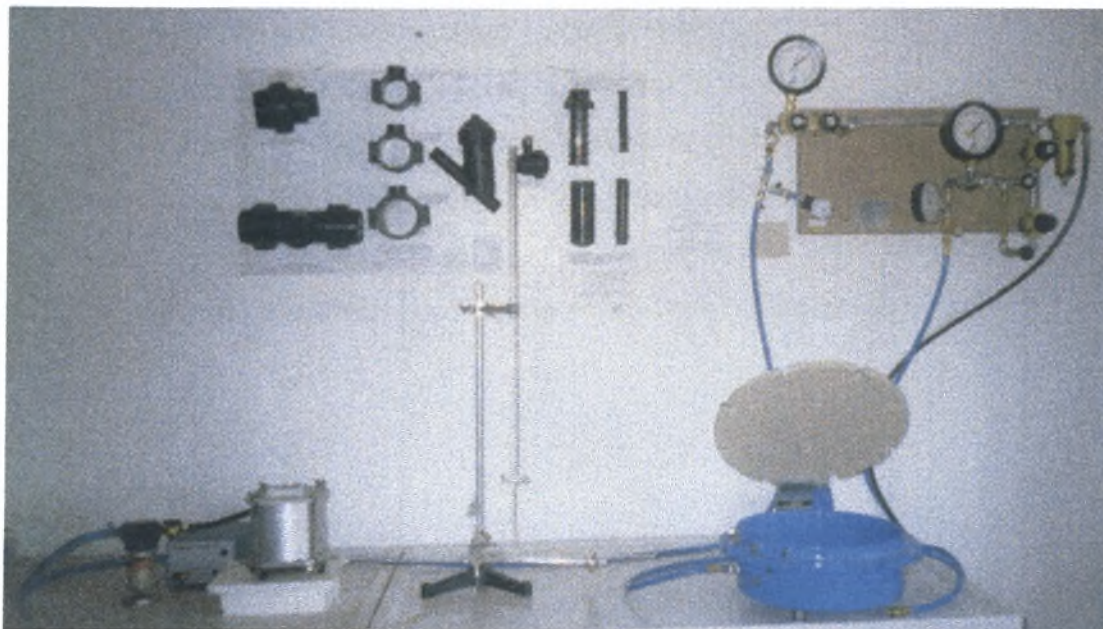
Εικόνα 4.3. Θάλαμος πίεσεως

4.4.3. Πρόσθετα εφόδια

Στην συσκευή αυτή υπάρχουν κατάλληλες βίδες οι οποίες τοποθετούνται στις κατάλληλες υποδοχές που υπάρχουν στο μεταλλικό καπάκι . Έτσι, αφού κατεβάσουμε το καπάκι , αυτό κλείνεται καλά με τις βίδες . Πρώτα , τοποθετούνται οι πίσω βίδες και στην συνέχεια τοποθετούνται αντιδιαμετρικά οι υπόλοιπες . Η συσκευή βρίσκεται πάνω σε κατάλληλο εργαστηριακό βάθρο.

Το όλο σύστημα για να λειτουργήσει συνδέεται με ένα συμπιεστή αέρα (Compressor Model 500 Sevies),ο οποίος διοχετεύει το σύστημα με πεπιεσμένο αέρα και ένα ρυθμιστή πίεσεων (Manifold Model 700 – 3) της Soil Moisture, με την βοήθεια του οποίου επιτυγχάνεται ακρίβεια στην αυξομείωση των πιέσεων (σχήμα

4.7). Αυτή η πηγή αέρα και πίεσης είναι η ίδια που χρησιμοποιείται στην συσκευή υστέρησης .



Εικόνα 4.4. Συσκευή Υστέρησης και Δίσκος Πίεσεως

4.5. Προετοιμασία εδαφικού δείγματος

Πριν την τοποθέτηση των εδαφικών δειγμάτων πάνω στην κεραμική πλάκα αυτά πρέπει να προετοιμαστούν κατάλληλα . Έτσι , αρχικά τοποθετούνται στο φούρνο στους 105 °C για 24 ώρες , ώστε να απομακρυνθεί όλη η περιεχόμενη υγρασία . Μετά , ζυγίζονται και αφήνονται να κορεστούν με απιονισμένο νερό για 24 ώρες οπότε και ξαναζυγίζονται . Με τον τρόπο αυτό προσδιορίζεται η υγρασία κορεσμού τους . Τα εδαφικά δείγματα τοποθετούνται πάνω στην κεραμική πλάκα της συσκευής .

4.6. Μελέτη των χαρακτηριστικών καμπυλών και των παραμέτρων υδατοϊκανότητα – σημείο μόνιμης μάρανσης

Μετά την τοποθέτηση των δειγμάτων πάνω στην κεραμική πλάκα και το κλείσιμο του θαλάμου πίεσεως εφαρμόζεται αέρας με γνωστή και επιθυμητή πίεση και τα δείγματα αφήνονται να ισορροπήσουν. Ο χρόνος ισορροπίας εξαρτάται τόσο από το είδος του εδάφους όσο και από την εφαρμοζόμενη πίεση. Στην πράξη, τα δείγματα

θεωρούνται ότι ισορρόπησαν όταν σταματήσει να εκρέει νερό από τον σωλήνα που βρίσκεται στα πλάγια της συσκευής .

Αφού τα δείγματα ισορροπήσουν , ζυγίζονται και τοποθετούνται και πάλι στην κεραμική πλάκα . Ο θάλαμος κλείνει και εφαρμόζεται στην συνέχεια αέρας με μεγαλύτερη πίεση. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται μέχρι να παρθεί μια κατάλληλη χαρακτηριστική καμπύλη και να βρεθεί η υδατοϊκανότητα και το σημείο μόνιμης μάρανσης . Η τάση στην οποία αντιστοιχεί η υδατοϊκανότητα είναι ίση με $1/3$ atm ενώ η τάση που αντιστοιχεί στο σημείο μάρανσης είναι ίση με 15bar.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ
ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1. Περιγραφή εδαφικών δειγμάτων

Κατά την διάρκεια των πειραμάτων της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν έξι δείγματα . Στο πρώτο δείγμα που ήταν αμμώδες έγινε προσδιορισμός του βρόχου της υστέρησης ενώ στα υπόλοιπα πέντε δείγματα που ήταν το ίδιο αργιλοπηλώδες έδαφος αλλά σε διαφορετικά βάρη έγινε προσδιορισμός των χαρακτηριστικών τους καμπυλών και της υδατοϊκανότητας – σημείου μόνιμης μάρανσης .

5.2. Πειραματικός προσδιορισμός του βρόχου υστέρησης

Το δείγμα που χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό του βρόχου υστέρησης ήταν αμμώδες και προετοιμάστηκε 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 2 mm. Το κοσκίνισμα αυτό έγινε με το σκοπό να απομακρυνθούν χαλίκια μεγαλύτερα από 2mm και να μετατραπεί όλο το δείγμα σε κόκκους διαμέτρου κάτω των 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 αφέθηκε να κορεστεί σε απιονισμένο νερό για περίπου 16 ώρες και ξαναζυγίστηκε με σκοπό να βρεθεί η υγρασία κορεσμού. Στη συνέχεια ο δακτύλιος με το εδαφικό δείγμα τοποθετήθηκε πάνω στην κεραμική πορώδη πλάκα (2bars) της συσκευής Υστέρησης , η οποία είχε και αυτή κορεστεί προηγουμένως με απιονισμένο νερό. Αμέσως μετά , γέμισαν οι εξωτερικοί σωλήνες του πιάτου της βάσης με απιονισμένο νερό και εφαρμόστηκε στον εξαγωγέα πίεση 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 στράγγιση νερού από το εδαφικό δείγμα και συγκέντρωσή 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 345 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 της 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 345mbars 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 την 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 τις % 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 στην συνέχεια :

$$\Theta_s = \frac{\text{Βάρος υγρού εδάφους} - \text{Βάρος ξηρού εδάφους}}{\text{Βάρος ξηρού εδάφους}} * 100$$

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

**ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 2001
ΑΜΜΩΔΕΣ ΕΛΑΦΟΣ
ΔΕΙΓΜΑ Δ1**

ΔΑΚΤΥΛΙΟΣ ΜΕ ΠΑΝΑΚΙ

4,56gr

ΔΑΚΤΥΛΙΟΣ ΒΡΕΓΜΕΝΟΣ

6,05gr

ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ

30,62 gr

ΚΑΘΑΡΟ ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ

26,06gr

ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ

38,08gr

ΚΑΘΑΡΟ ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ

31,03gr

ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΕΙΔΙΚΟ ΒΑΡΟΣ

1,56 gr/cm³

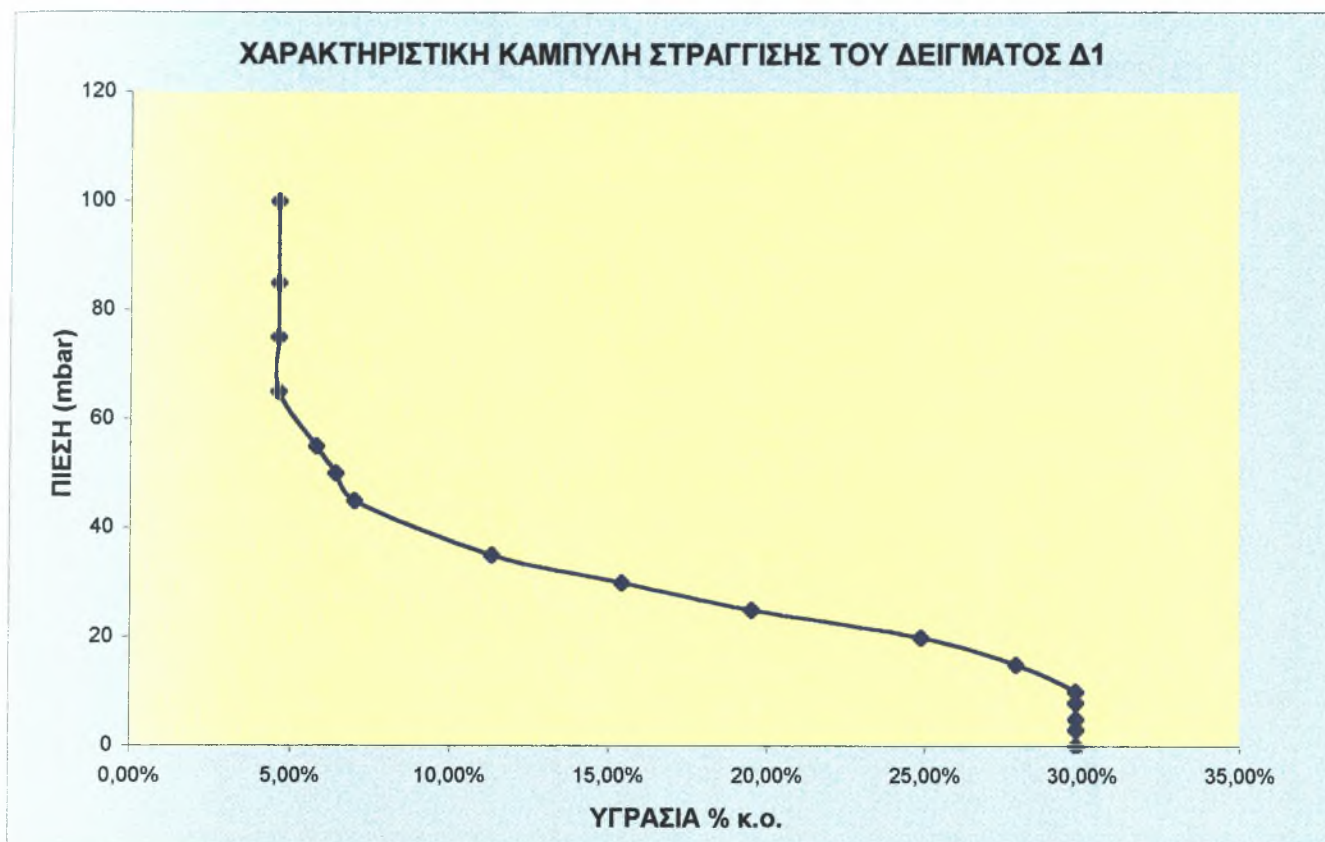
ΠΙΝΑΚΑΣ 2. ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ1

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	12/9/2001	0	28	0	4,97	19,1	29,8
2	14/9/2001	3	28	0	4,97	19,1	29,8
3	16/9/2001	5	28	0	4,97	19,1	29,8
4	18/9/2001	8	28	0	4,97	19,1	29,8
5	20/9/2001	10	28	0	4,97	19,1	29,8
6	22/9/2001	15	27,7	0,3	4,67	17,9	27,9
7	24/9/2001	20	27,2	0,5	4,17	16	24,9
8	26/9/2001	25	26,3	0,9	3,27	12,5	19,5
9	28/9/2001	30	25,6	0,7	2,57	9,9	15,4
10	30/9/2001	35	24,9	0,7	1,87	7,2	11,3
11	2/10/2001	45	24,2	0,7	1,17	4,5	7
12	4/10/2001	50	24,1	0,1	1,07	4,1	6,4
13	6/10/2001	55	24	0,1	0,97	3,7	5,8
14	8/10/2001	65	23,8	0,2	0,77	2,9	4,6
15	10/10/2001	75	23,8	0	0,77	2,9	4,6
16	12/10/2001	85	23,8	0	0,77	2,9	4,6
17	14/10/2001	100	23,8	0	0,77	2,9	4,6
18	16/10/2001	130	23,8	0	0,77	2,9	4,6
19	18/10/2001	200	23,8	0	0,77	2,9	4,6
20	20/10/2001	220	23,8	0	0,77	2,9	4,6
21	22/10/2001	345	23,8	0	0,77	2,9	4,6

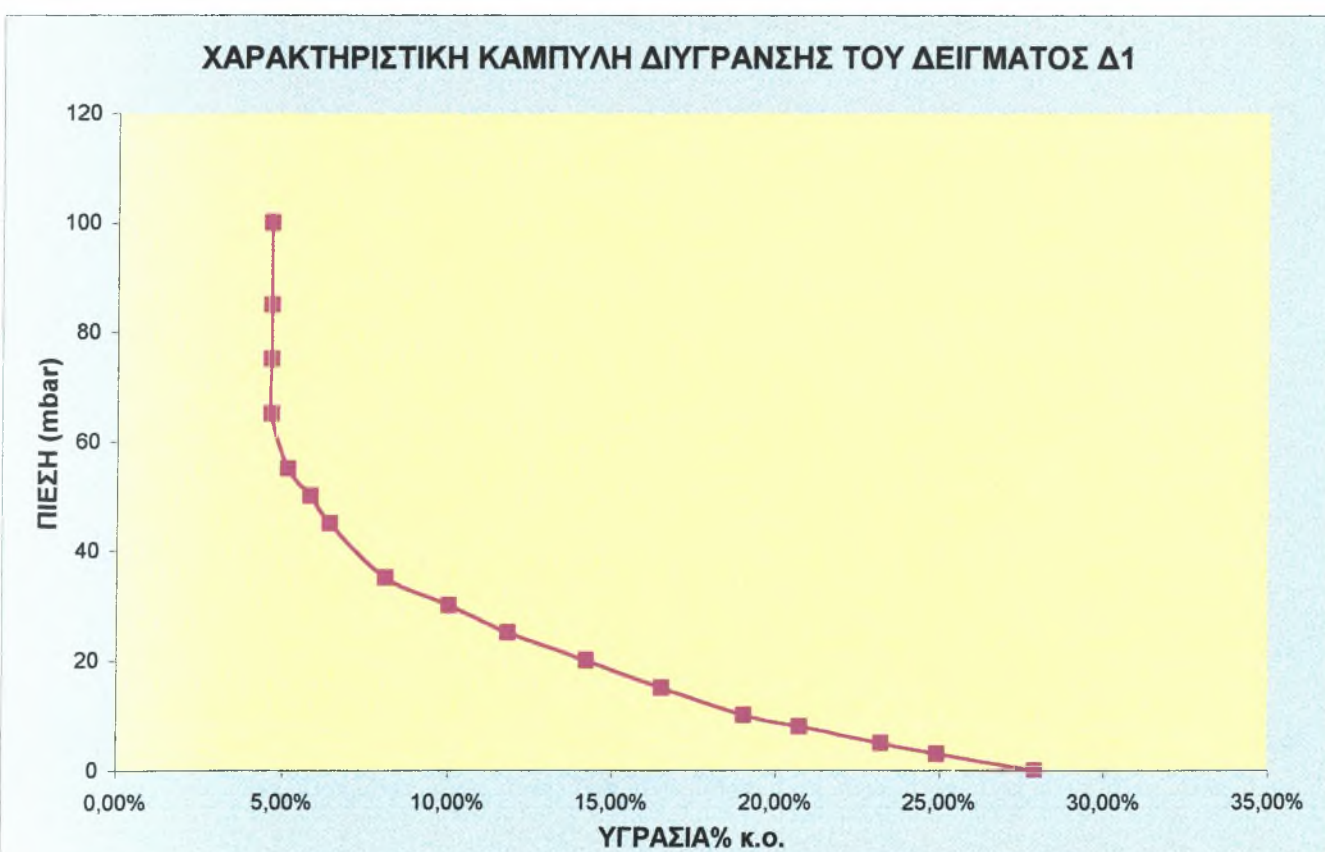
ΠΙΝΑΚΑΣ 3. ΔΙΥΓΡΑΝΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ1

A/A	Ημερομηνία	Πίεση (mbar)	Όγκος νερού Burette (ml)	Νερό που απορροφά το χώμα (ml)	Νερό που περιέχει το χώμα (ml)	Υγρασία % κ.β.	Υγρασία % κ.ο.
1	22/10/2001	345	23,8	0	0,77	2,9	4,6
2	24/10/2001	220	23,8	0	0,77	2,9	4,6
3	26/10/2001	200	23,8	0	0,77	2,9	4,6
4	28/10/2001	130	23,8	0	0,77	2,9	4,6
5	30/10/2001	100	23,8	0	0,77	2,9	4,6
6	1/11/2001	85	23,8	0	0,77	2,9	4,6
7	3/11/2001	75	23,8	0	0,77	2,9	4,6
8	5/11/2001	65	23,8	0	0,77	2,9	4,6
9	7/11/2001	55	23,9	0,1	0,87	3,3	5,1
10	9/11/2001	50	24	0,1	0,97	3,7	5,8
11	11/11/2001	45	24,1	0,1	1,07	4,1	6,4
12	13/11/2001	35	24,4	0,3	1,37	5,2	8,1
13	15/11/2001	30	24,6	0,3	1,67	6,4	10
14	17/11/2001	25	24,9	0,3	1,97	7,6	11,8
15	19/11/2001	20	25,3	0,4	2,37	9,1	14,2
16	21/11/2001	15	25,7	0,4	2,77	10,6	16,5
17	23/11/2001	10	26,1	0,4	3,17	12,2	19
18	25/11/2001	8	26,4	0,3	3,47	13,3	20,7
19	27/11/2001	5	26,8	0,4	3,87	14,9	23,2
20	29/11/2001	3	27,1	0,3	4,17	16	24,9
21	1/12/2001	0	27,6	0,5	4,67	17,9	27,9

ΣΧΗΜΑ 1.

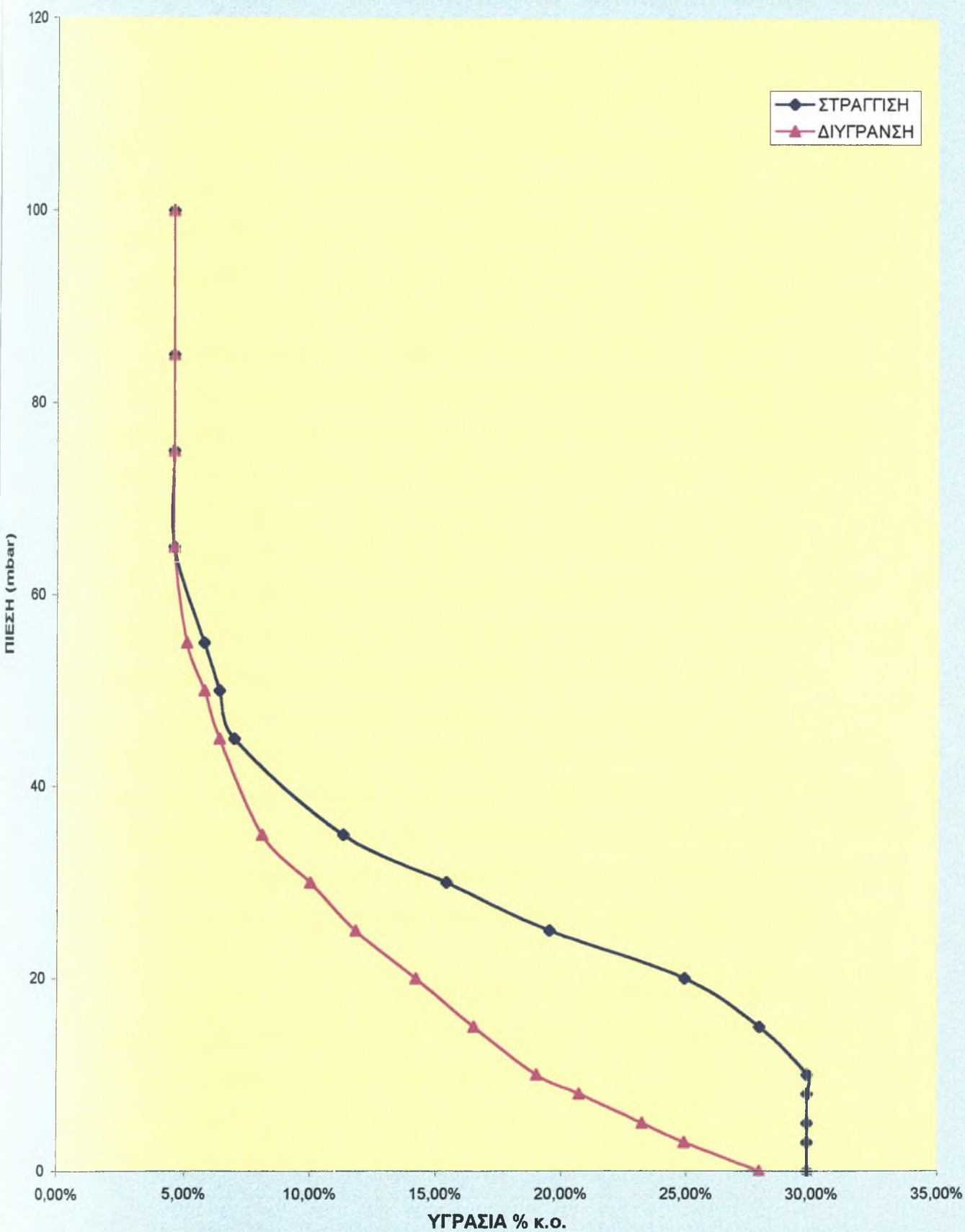


ΣΧΗΜΑ 2.



ΣΧΗΜΑ 3.

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΣΤΡΑΓΓΙΣΗΣ - ΔΙΥΓΡΑΝΣΗΣ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ1



5.3. Πειραματικός προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών, της υδατοϊκανότητας και του σημείου μαράνσεως

Τα εδαφικά δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν το ίδιο έδαφος που είχε παρθεί με το δειγματολήπτη σε διαφορετικά βάθη και ήταν αργιλοπηλώδες . Τα εδάφη αυτά αρχικά ξηράθηκαν στους 105°C και στην συνέχεια ζυγίστηκαν μαζί με το δακτύλιο που τα συγκρατούσε. Μετά αφέθηκαν για 24 ώρες να κορεστούν σε απιονισμένο νερό και ξαναζυγίστηκαν ώστε να βρεθεί η υγρασία κορεσμού. Τοποθετήθηκαν στην πορώδη κεραμική πλάκα (1bars) της συσκευής δίσκος πίεσεως , η οποία είχε προηγουμένως κορεστεί για 4 ημέρες με απιονισμένο νερό . Μετά , κλείστηκε η συσκευή και εφαρμόστηκε πίεση 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 στράγγιση νερού από το εδαφικό δείγμα και συγκέντρωσή του σε ένα γυάλινο ποτηράκι. Κάθε φορά που μετά την εφαρμογή της πίεσης τα δείγματα ισορροπούσαν γινόταν και ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων. Η τελευταία μέτρηση έγινε στα 1000 mbars και στη συνέχεια αφαιρέθηκε η κεραμική πορώδη πλάκα 1 bars και στην θέση της τοποθετήθηκε, αφού είχε κορεστεί για 4 ημέρες σε απιονισμένο νερό, η κεραμική πορώδη πλάκα 15bars.

Η πρώτη μέτρηση στην περίπτωση αυτή πάρθηκε σε 1,5 bars και μετά σταδιακά έγινε αύξηση πίεσης μέχρι και τα 15 bars όπου αντιστοιχεί και στο σημείο μάρανσης . Η πίεση η οποία αντιστοιχεί στην υδατοϊκανότητα ήταν στα 330 mbars περίπου. Και στην περίπτωση αυτή, κάθε φορά που μετά την εφαρμογή της πίεσης τα δείγματα ισορροπούσαν γινόταν και ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων. Κατά την διάρκεια του πειράματος η θερμοκρασία ήταν σταθερή στους 20° C με την βοήθεια του κλιματιστικού.

Οι μετρήσεις που πάρθηκαν κατά την στράγγιση των εδαφικών αυτών δειγμάτων παρουσιάζονται στους πίνακες που ακολουθούν και απεικονίζονται και οι χαρακτηριστικές καμπύλες στράγγισης .

5.3.1. Επεξεργασία των μετρήσεων

Για να γίνουν οι καμπύλες στράγγισης των εδαφικών δειγμάτων ήταν απαραίτητο να γίνουν διάφοροι υπολογισμοί . Έτσι υπολογίστηκε η υγρασία επί τις % κ . β . που κάθε φορά περιείχε το εδαφικό δείγμα . Η υγρασία επί τοις % κ . β . υπολογίστηκε από τον τύπο που παρουσιάζεται στην συνέχεια :

$$\Theta_s = \frac{\text{Βάρος υγρού εδάφους} - \text{Βάρος ξηρού εδάφους}}{\text{Βάρος ξηρού εδάφους}} * 100$$

ΠΙΝΑΚΑΣ 4. ΔΙΣΚΟΣ ΠΙΕΣΕΩΣ**ΑΡΓΙΛΟΠΗΛΩΔΕΣ ΕΔΑΦΟΣ
ΒΑΘΟΥΣ 0-30 cm
ΔΕΙΓΜΑ Δ2****ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ ΧΩΡΙΣ ΠΙΑΤΟ****144,92gr****ΥΓΡΟ ΒΑΡΟΣ ΜΕ ΠΙΑΤΟ****191,89gr****ΒΑΡΟΣ ΠΙΑΤΟΥ****9,02gr****ΒΑΡΟΣ ΚΥΛΙΝΔΡΟΥ****61,99gr****ΚΑΘΑΡΟ ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ****82,93gr****ΚΑΘΑΡΟ ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ****120,88gr**

ΠΙΝΑΚΑΣ 5 . ΣΤΡΑΤΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ2 ΒΑΘΟΥΣ 0-30 cm

A/A	Ημερομηνία	Πίεση (bars)	Καθαρό Βάρος	Διαφορά υγρασίας	Υγρασία %
1	3/12/2001	0	120,88gr	0gr	45,8%
2	5/12/2001	0,0010	116,31gr	4,57gr	40,0%
3	7/12/2001	0,0250	112,90gr	3,41gr	36,2%
4	9/12/2001	0,05	111,89gr	1,01gr	34,9%
5	11/12/2001	0,1	110,52gr	1,37gr	33,3%
6	13/12/2001	0,125	109,48gr	1,04gr	32,0%
7	15/12/2001	0,15	108,95gr	0,53gr	31,4%
8	17/12/2001	0,2	107,71gr	1,24gr	29,9%
9	19/12/2001	0,25	106,60gr	1,11gr	28,5%
10	9/1/2002	0,3	105,51gr	1,09gr	27,2%
11	11/1/2002	0,33	104,94gr	0,57gr	26,5%
12	13/1/2002	0,4	104,52gr	0,42gr	26,0%
13	15/1/2002	0,5	103,78gr	0,74gr	25,1%
14	17/1/2002	0,6	102,97gr	0,81gr	24,2%
15	19/1/2002	0,7	102,57gr	0,40gr	23,7%
16	21/1/2002	0,8	101,99gr	0,58gr	22,9%
17	23/1/2002	0,9	101,67gr	0,32gr	22,6%
18	25/1/2002	1	101,31gr	0,36gr	22,2%
19	27/1/2002	1,5	100,96gr	0,35gr	21,7%
20	29/1/2002	2	100,79gr	0,17gr	21,5%
21	31/1/2002	2,5	100,54gr	0,25gr	21,2%
22	2/2/2002	3	100,29gr	0,25gr	20,9%
23	4/2/2002	4	99,42gr	0,87gr	19,9%
24	6/2/2002	4,5	99,20gr	0,22gr	19,6%
25	8/2/2002	5	98,94gr	0,26gr	19,3%
26	10/2/2002	5,5	98,51gr	0,43gr	18,8%
27	12/2/2002	6	98,33gr	0,18gr	18,6%
28	14/2/2002	6,5	98,17gr	0,16gr	18,4%
29	16/2/2002	7	97,94gr	0,23gr	18,1%
30	18/2/2002	7,5	97,83gr	0,11gr	17,9%
31	20/2/2002	8	97,55gr	0,28gr	17,6%
32	22/2/2002	8,5	97,39gr	0,16gr	17,4%
33	24/2/2002	9	97,25gr	0,14gr	17,3%
34	26/2/2002	9,5	96,99gr	0,26gr	16,9%
35	28/2/2002	10	96,84gr	0,15gr	16,8%
36	2/3/2002	10,5	96,71gr	0,13gr	16,6%
37	3/3/2002	11	96,57gr	0,14gr	16,4%
38	5/3/2002	12	96,33gr	0,24gr	16,1%
39	7/3/2002	13	96,20gr	0,13gr	16,0%
40	9/3/2002	14	95,91gr	0,29gr	15,6%
41	11/3/2002	15	95,56gr	0,35gr	15,2%

ΠΙΝΑΚΑΣ 6. ΔΙΣΚΟΣ ΠΙΕΣΕΩΣ

**ΑΡΓΙΛΟΠΗΛΩΔΕΣ ΕΔΑΦΟΣ
ΒΑΘΟΥΣ 0-30 cm
ΔΕΙΓΜΑ Δ3**

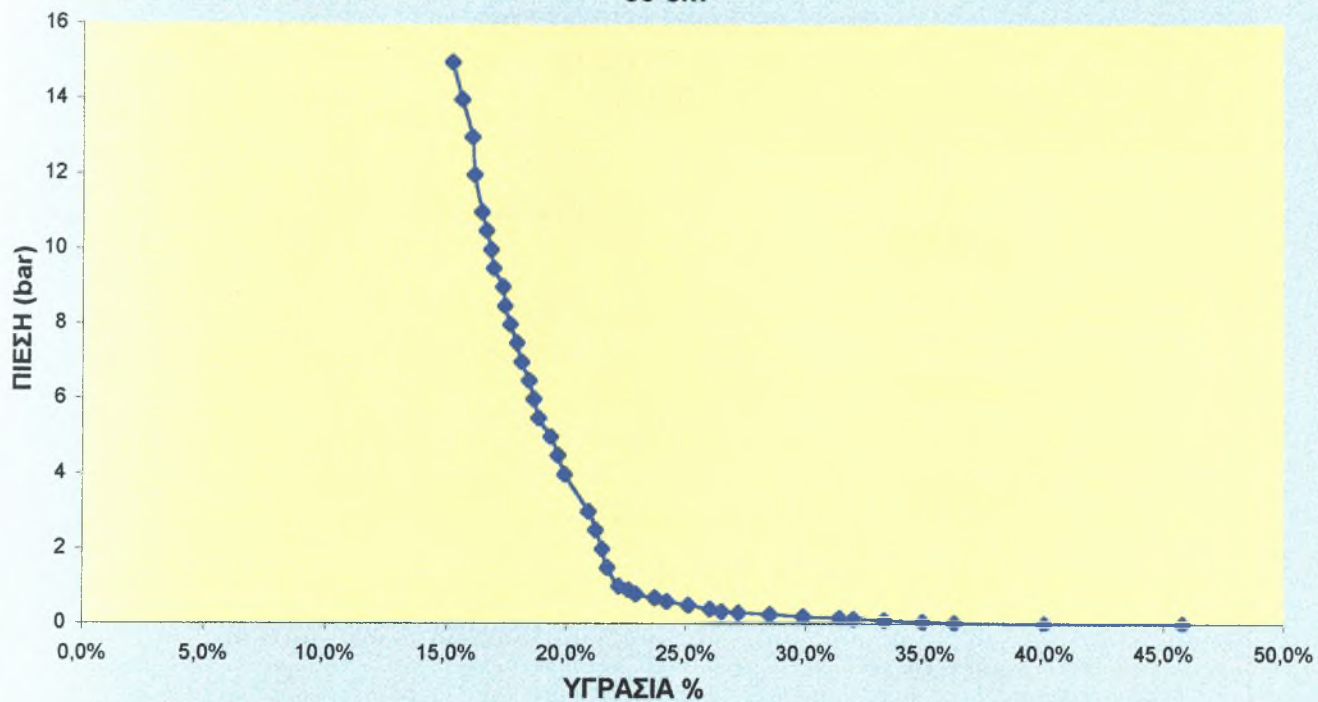
ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ ΧΩΡΙΣ ΠΙΑΤΟ	145,77gr
ΥΓΡΟ ΒΑΡΟΣ ΜΕ ΠΙΑΤΟ	198,66gr
ΒΑΡΟΣ ΠΙΑΤΟΥ	13,38gr
ΒΑΡΟΣ ΚΥΛΙΝΔΡΟΥ	60,97gr
ΚΑΘΑΡΟ ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ	84,80gr
ΚΑΘΑΡΟ ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ	124,31gr

ΠΙΝΑΚΑΣ 7. ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΓΜΑΤΟΣ Δ3 ΒΑΘΟΥΣ 0-30 cm

A/A	Ημερομηνία	Πίεση (bars)	Καθαρό Βάρος	Διαφορά υγρασίας	Υγρασία %
1	3/12/2001	0	124,31gr	0gr	46,6%
2	5/12/2001	0,0010	119,25gr	5,06gr	40,6%
3	7/12/2001	0,0250	116,89gr	2,36gr	37,8%
4	9/12/2001	0,05	115,44gr	1,45gr	36,1%
5	11/12/2001	0,1	114,06gr	1,38gr	34,5%
6	13/12/2001	0,125	113gr	1,06gr	33,2%
7	15/12/2001	0,15	112,03gr	0,97gr	32,1%
8	17/12/2001	0,2	110,87gr	1,16gr	30,7%
9	19/12/2001	0,25	109,85bar	1,02gr	29,5%
10	9/1/2002	0,3	108,84gr	1,01gr	28,3%
11	11/1/2002	0,33	108,16gr	0,68gr	27,5%
12	13/1/2002	0,4	107,68gr	0,48gr	26,9%
13	15/1/2002	0,5	106,77gr	0,91gr	25,9%
14	17/1/2002	0,6	105,59gr	1,18gr	24,5%
15	19/1/2002	0,7	105,09gr	0,50gr	23,9%
16	21/1/2002	0,8	104,64gr	0,45gr	23,4%
17	23/1/2002	0,9	104,36gr	0,28gr	23,1%
18	25/1/2002	1	104,01gr	0,35gr	22,6%
19	27/1/2002	1,5	103,63gr	0,38gr	22,2%
20	29/1/2002	2	103,41gr	0,22gr	21,9%
21	31/1/2002	2,5	103,12gr	0,29gr	21,6%
22	2/2/2002	3	102,83gr	0,29gr	21,3%
23	4/2/2002	4	101,4bar	1,40gr	19,6%
24	6/2/2002	4,5	101,3bar	0,16gr	19,4%
25	8/2/2002	5	101,04gr	0,23gr	19,1%
26	10/2/2002	5,5	100,59gr	0,45gr	18,6%
27	12/2/2002	6	100,41gr	0,18gr	18,4%
28	14/2/2002	6,5	100,26gr	0,15gr	18,2%
29	16/2/2002	7	100,05gr	0,21gr	17,9%
30	18/2/2002	7,5	99,83gr	0,22gr	17,7%
31	20/2/2002	8	99,64gr	0,19gr	17,5%
32	22/2/2002	8,5	99,52gr	0,12gr	17,3%
33	24/2/2002	9	99,36gr	0,16gr	17,2%
34	26/2/2002	9,5	99,21gr	0,15gr	16,9%
35	28/2/2002	10	98,98gr	0,23gr	16,7%
36	2/3/2002	10,5	98,85gr	0,13gr	16,6%
37	3/3/2002	11	98,67gr	0,18gr	16,3%
38	5/3/2002	12	98,51gr	0,16gr	16,2%
39	7/3/2002	13	98,33gr	0,18gr	15,9%
40	9/3/2002	14	98,09gr	0,24gr	15,7%
41	11/3/2002	15	97,81gr	0,28gr	15,3%

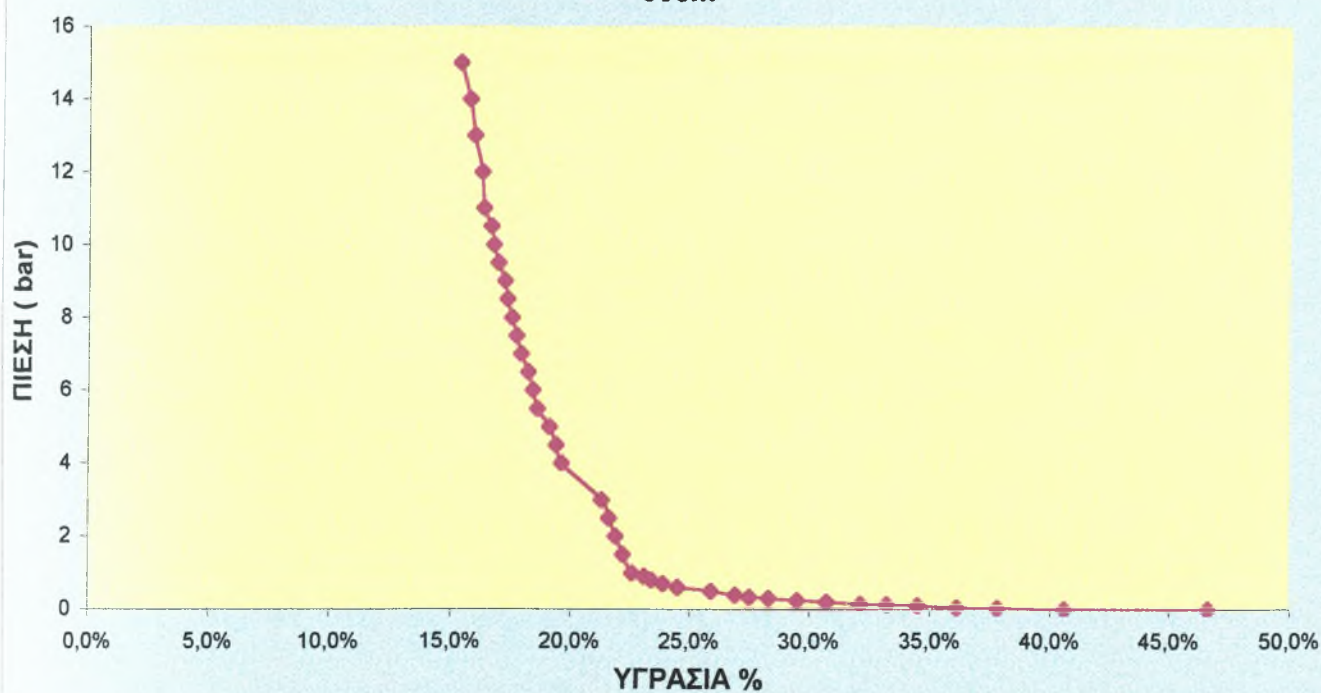
ΣΧΗΜΑ 4.

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΣΤΡΑΓΓΙΣΗΣ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ2 ΒΑΘΟΥΣ 0-30 cm



ΣΧΗΜΑ 5.

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΣΤΡΑΓΓΙΣΗΣ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ3 ΒΑΘΟΥΣ 0-30cm



ΠΙΝΑΚΑΣ 8. ΔΙΣΚΟΣ ΠΙΕΣΕΩΣ

**ΑΡΓΙΛΟΠΗΛΩΔΕΣ ΕΔΑΦΟΣ
ΒΑΘΟΥΣ 30-60cm
ΔΕΙΓΜΑ Δ4**

ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ ΧΩΡΙΣ ΠΙΑΤΟ	152,76gr
ΥΓΡΟ ΒΑΡΟΣ ΜΕ ΠΙΑΤΟ	206,65gr
ΒΑΡΟΣ ΠΙΑΤΟΥ	13,40gr
ΒΑΡΟΣ ΚΥΛΙΝΔΡΟΥ	61,27gr
ΚΑΘΑΡΟ ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ	91,53gr
ΚΑΘΑΡΟ ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ	131,99gr

ΠΙΝΑΚΑΣ 9. ΣΤΡΑΤΗΓΙΗ ΤΟΥΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ4 ΒΑΘΟΥΣ 30-60 cm

A/A	Ημερομηνία	Πίεση (bars)	Καθαρό Βάρος	Διαφορά υγρασίας	Υγρασία %
1	3/12/2001	0	131,99gr	0gr	42,2%
2	5/12/2001	0,001	127,27gr	4,72gr	39%
3	7/12/2001	0,025	124,14gr	3,13gr	35,6%
4	9/12/2001	0,05	121,54gr	2,60gr	32,8%
5	11/12/2001	0,1	120,38gr	1,16gr	31,5%
6	13/12/2001	0,125	120,3gr	0,08gr	31,4%
7	15/12/2001	0,15	119,60gr	0,70gr	30,7%
8	17/12/2001	0,2	118,59gr	1,01gr	29,6%
9	19/12/2001	0,25	117,68bar	0,91gr	28,6%
10	9/1/2002	0,3	116,68gr	1,00gr	27,5%
11	11/1/2002	0,33	116,05gr	0,63gr	26,8%
12	13/1/2002	0,4	115,39gr	0,66gr	26,1%
13	15/1/2002	0,5	114,55gr	0,84gr	25,2%
14	17/1/2002	0,6	113,44gr	1,11gr	23,9%
15	19/1/2002	0,7	113,06gr	0,38gr	23,5%
16	21/1/2002	0,8	112,64gr	0,42gr	23,1%
17	23/1/2002	0,9	112,26gr	0,38gr	22,7%
18	25/1/2002	1	111,86gr	0,40gr	22,2%
19	27/1/2002	1,5	111,50gr	0,36gr	21,8%
20	29/1/2002	2	111,25gr	0,25gr	21,5%
21	31/1/2002	2,5	110,95gr	0,30gr	21,2%
22	2/2/2002	3	110,59gr	0,36gr	20,8%
23	4/2/2002	4	109,15bar	1,44gr	19,3%
24	6/2/2002	4,5	108,9bar	0,25gr	18,9%
25	8/2/2002	5	108,63gr	0,27gr	18,7%
26	10/2/2002	5,5	108,10gr	0,53gr	18,1%
27	12/2/2002	6	107,86gr	0,24gr	17,8%
28	14/2/2002	6,5	107,64gr	0,22gr	17,6%
29	16/2/2002	7	107,42gr	0,22gr	17,4%
30	18/2/2002	7,5	107,28gr	0,14gr	17,2%
31	20/2/2002	8	106,96gr	0,32gr	16,8%
32	22/2/2002	8,5	106,72gr	0,24gr	16,6%
33	24/2/2002	9	106,55gr	0,17gr	16,4%
34	26/2/2002	9,5	106,33gr	0,22gr	16,2%
35	28/2/2002	10	106,07gr	0,26gr	15,9%
36	2/3/2002	10,5	105,90gr	0,17gr	15,7%
37	3/3/2002	11	105,73gr	0,17gr	15,5%
38	5/3/2002	12	105,53gr	0,20gr	15,3%
39	7/3/2002	13	105,31gr	0,22gr	15%
40	9/3/2002	14	104,90gr	0,41gr	14,7%
41	11/3/2002	15	104,56gr	0,34gr	14,2%

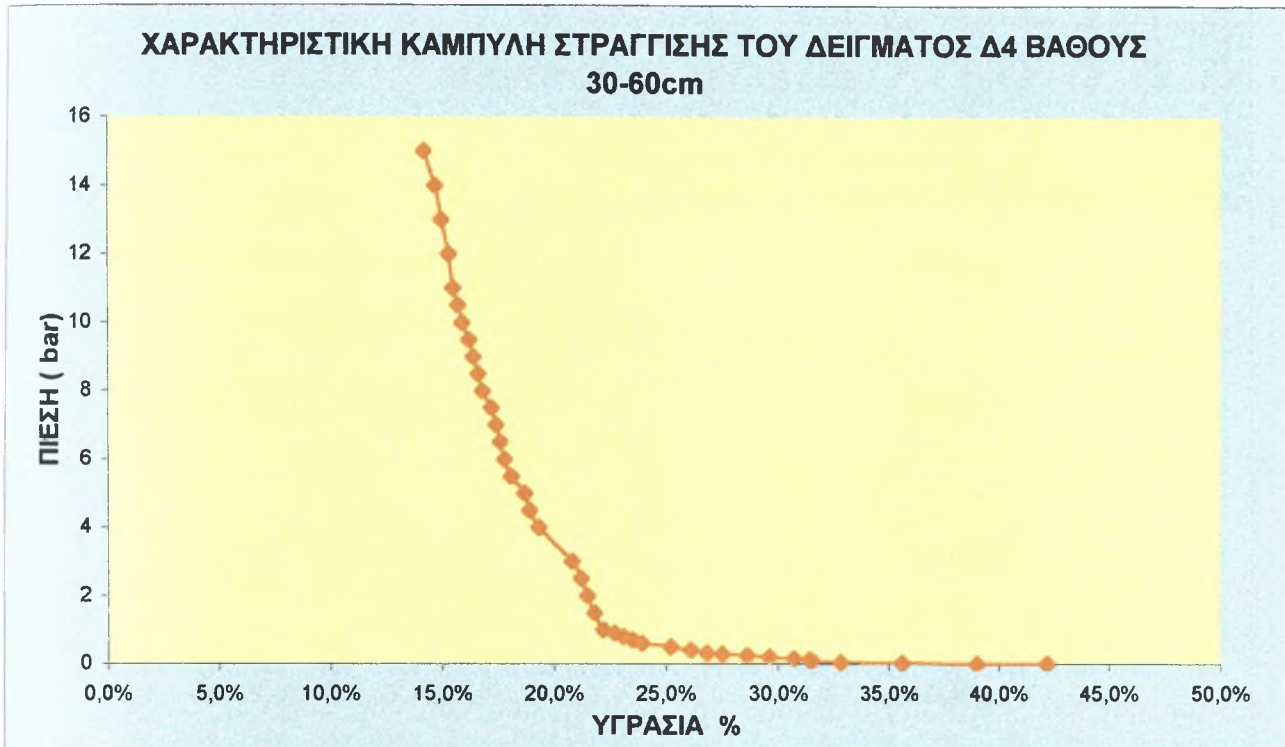
ΠΙΝΑΚΑΣ 10. ΔΙΣΚΟΣ ΠΙΕΣΕΩΣ**ΑΡΓΙΛΟΠΗΛΩΔΕΣ ΕΛΑΦΟΣ
ΒΑΘΟΥΣ 30-60cm
ΔΕΙΓΜΑ Δ5**

ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ ΧΩΡΙΣ ΠΙΑΤΟ	152,92gr
ΥΓΡΟ ΒΑΡΟΣ ΜΕ ΠΙΑΤΟ	207gr
ΒΑΡΟΣ ΠΙΑΤΟΥ	12,08gr
ΒΑΡΟΣ ΚΥΛΙΝΔΡΟΥ	60,57gr
ΚΑΘΑΡΟ ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ	92,35gr
ΚΑΘΑΡΟ ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ	134,35gr

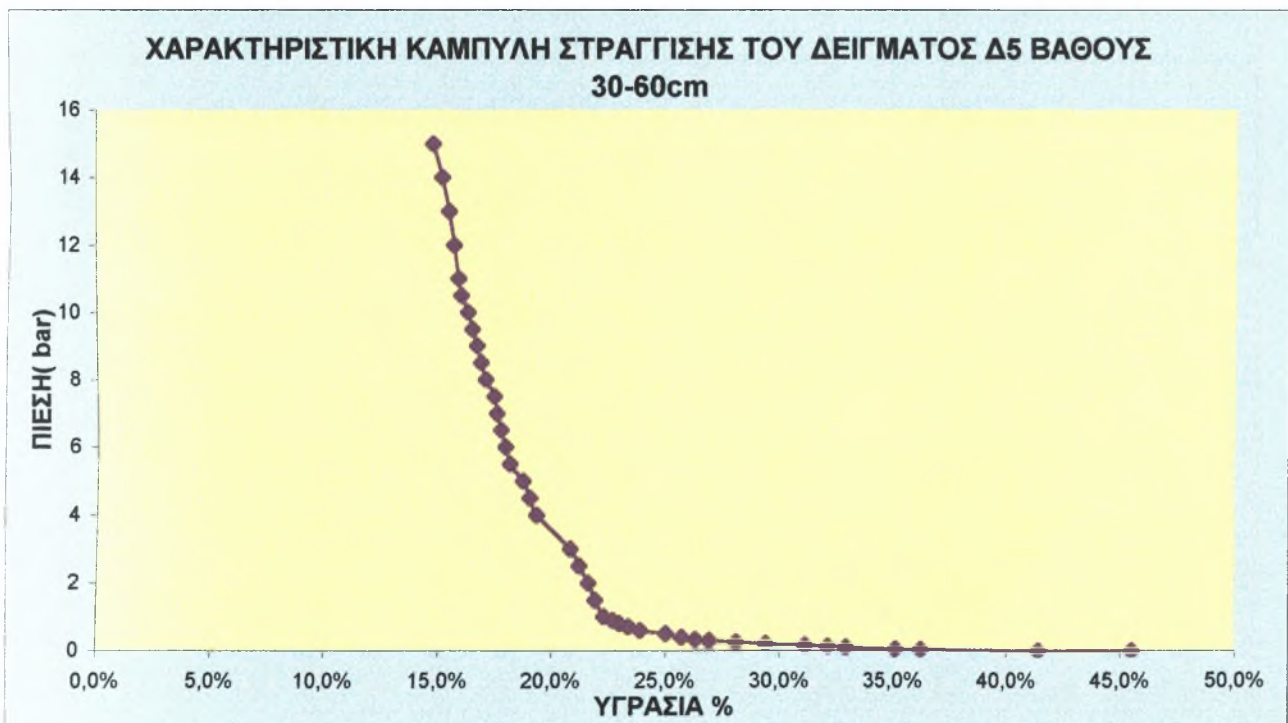
ΠΙΝΑΚΑΣ 11. ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ5 ΒΑΘΟΥΣ 30-60 cm

A/A	Ημερομηνία	Πίεση (bars)	Καθαρό Βάρος	Διαφορά υγρασίας	Υγρασία %
1	3/12/2001	0	134,35gr	0	45,5%
2	5/12/2001	0,001	130,54gr	3,81gr	41,4%
3	7/12/2001	0,025	125,73gr	4,81gr	36,2%
4	9/12/2001	0,05	124,72gr	1,01gr	35,1%
5	11/12/2001	0,1	122,81gr	1,91gr	32,9%
6	13/12/2001	0,125	121,96gr	0,85gr	32,1%
7	15/12/2001	0,15	121,07gr	0,89gr	31,1%
8	17/12/2001	0,2	119,55gr	1,52gr	29,4%
9	19/12/2001	0,25	118,33bar	1,22gr	28,1%
10	9/1/2002	0,3	117,20gr	1,13gr	26,9%
11	11/1/2002	0,33	116,67gr	0,53gr	26,3%
12	13/1/2002	0,4	116,10gr	0,57gr	25,7%
13	15/1/2002	0,5	115,44gr	0,66gr	25%
14	17/1/2002	0,6	114,43gr	1,01gr	23,9%
15	19/1/2002	0,7	113,99gr	0,44gr	23,4%
16	21/1/2002	0,8	113,64gr	0,35gr	23%
17	23/1/2002	0,9	113,28gr	0,36gr	22,7%
18	25/1/2002	1	112,90gr	0,38gr	22,3%
19	27/1/2002	1,5	112,58gr	0,32gr	21,9%
20	29/1/2002	2	112,30gr	0,28gr	21,6%
21	31/1/2002	2,5	111,96gr	0,34gr	21,2%
22	2/2/2002	3	111,58gr	0,38gr	20,8%
23	4/2/2002	4	110,17bar	1,41gr	19,3%
24	6/2/2002	4,5	109,93bar	0,24gr	19%
25	8/2/2002	5	109,63gr	0,30gr	18,7%
26	10/2/2002	5,5	109,10gr	0,53gr	18,1%
27	12/2/2002	6	108,90gr	0,20gr	17,9%
28	14/2/2002	6,5	108,72gr	0,18gr	17,7%
29	16/2/2002	7	108,49gr	0,23gr	17,5%
30	18/2/2002	7,5	108,38gr	0,11gr	17,4%
31	20/2/2002	8	108,06gr	0,32gr	17%
32	22/2/2002	8,5	107,889gr	0,17gr	16,8%
33	24/2/2002	9	107,71gr	0,18gr	16,6%
34	26/2/2002	9,5	107,54gr	0,17gr	16,4%
35	28/2/2002	10	107,29gr	0,25gr	16,2%
36	2/3/2002	10,5	107,12gr	0,17gr	15,9%
37	3/3/2002	11	106,98gr	0,14gr	15,8%
38	5/3/2002	12	106,79gr	0,19gr	15,6%
39	7/3/2002	13	106,59gr	0,20gr	15,4%
40	9/3/2002	14	106,34gr	0,25gr	15,1%
41	11/3/2002	15	105,94gr	0,40gr	14,7%

ΣΧΗΜΑ 6.



ΣΧΗΜΑ 7.



ΠΙΝΑΚΑΣ 12. ΔΙΣΚΟΣ ΠΙΕΣΕΩΣ

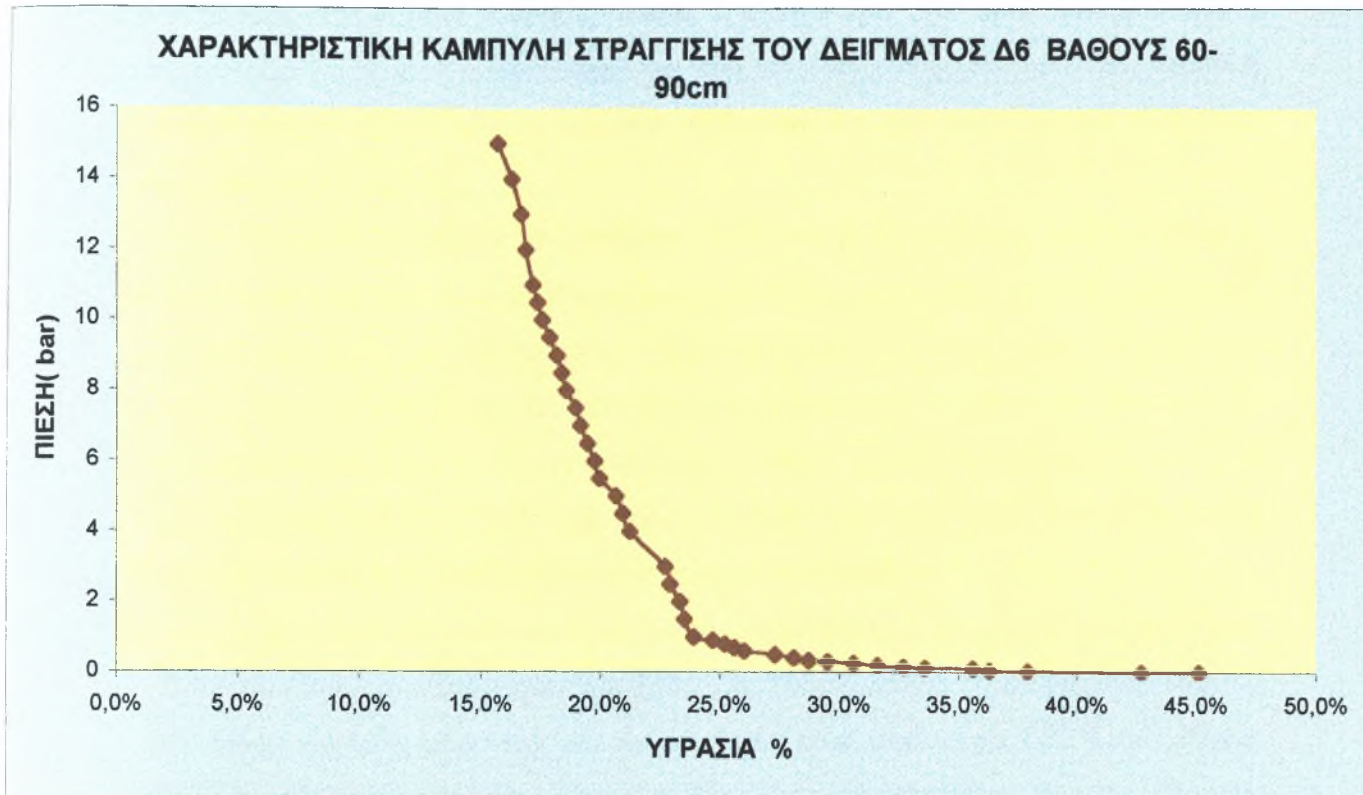
**ΑΡΓΙΛΟΠΗΛΩΔΕΣ ΕΛΑΦΟΣ
ΒΑΘΟΥΣ 60-90cm
ΔΕΙΓΜΑ Δ6**

ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ ΧΩΡΙΣ ΠΙΑΤΟ	150,27gr
ΥΓΡΟ ΒΑΡΟΣ ΜΕ ΠΙΑΤΟ	203,11gr
ΒΑΡΟΣ ΠΙΑΤΟΥ	13,20gr
ΒΑΡΟΣ ΚΥΛΙΝΔΡΟΥ	62,30gr
ΚΑΘΑΡΟ ΞΗΡΟ ΒΑΡΟΣ	87,97gr
ΚΑΘΑΡΟ ΚΟΡΕΣΜΕΝΟ ΒΑΡΟΣ	127,61gr

ΠΙΝΑΚΑΣ 13. ΣΤΡΑΓΓΙΣΗ ΤΟΥ ΔΕΙΓΜΑΤΟΣ Δ6 ΒΑΘΟΥΣ 60-90 cm

A/A	Ημερομηνία	Πίεση (bars)	Καθαρό Βάρος	Διαφορά υγρασίας	Υγρασία %
1	3/12/2001	0	127,61gr	0gr	45,1%
2	5/12/2001	0,001	125,53gr	2,080gr	42,7%
3	7/12/2001	0,025	121,31gr	4,220gr	37,9%
4	9/12/2001	0,05	119,88gr	1,430gr	36,3%
5	11/12/2001	0,1	119,31gr	0,570gr	35,6%
6	13/12/2001	0,125	117,5gr	1,810gr	33,6%
7	15/12/2001	0,15	116,72gr	0,780gr	32,7%
8	17/12/2001	0,2	115,76gr	0,960gr	31,6%
9	19/12/2001	0,25	114,88bar	0,880gr	30,6%
10	9/1/2002	0,3	113,91gr	0,970gr	29,5%
11	11/1/2002	0,33	113,24gr	0,670gr	28,7%
12	13/1/2002	0,4	112,72gr	0,520gr	28,1%
13	15/1/2002	0,5	112gr	0,720gr	27,3%
14	17/1/2002	0,6	110,86gr	1,140gr	26%
15	19/1/2002	0,7	110,46gr	0,400gr	25,6%
16	21/1/2002	0,8	110,12gr	0,340gr	25,2%
17	23/1/2002	0,9	109,68gr	0,440gr	24,7%
18	25/1/2002	1	109,08gr	0,600gr	23,9%
19	27/1/2002	1,5	108,69gr	0,390gr	23,5%
20	29/1/2002	2	108,49gr	0,200gr	23,3%
21	31/1/2002	2,5	108,20gr	0,290gr	22,9%
22	2/2/2002	3	107,96gr	0,240gr	22,7%
23	4/2/2002	4	106,6bar	1,360gr	21,2%
24	6/2/2002	4,5	106,4bar	0,200gr	20,9%
25	8/2/2002	5	106,07gr	0,330gr	20,6%
26	10/2/2002	5,5	105,54gr	0,530gr	19,9%
27	12/2/2002	6	105,29gr	0,250gr	19,7%
28	14/2/2002	6,5	105,03gr	0,260gr	19,4%
29	16/2/2002	7	104,76gr	0,270gr	19,1%
30	18/2/2002	7,5	104,62gr	0,140gr	18,9%
31	20/2/2002	8	104,27gr	0,350gr	18,5%
32	22/2/2002	8,5	104,06gr	0,210gr	18,3%
33	24/2/2002	9	103,88gr	0,180gr	18,1%
34	26/2/2002	9,5	103,68gr	0,200gr	17,8%
35	28/2/2002	10	103,37gr	0,310gr	17,5%
36	2/3/2002	10,5	103,16gr	0,210gr	17,3%
37	3/3/2002	11	102,99gr	0,170gr	17,1%
38	5/3/2002	12	102,78gr	0,210gr	16,8%
39	7/3/2002	13	102,55gr	0,230gr	16,6%
40	9/3/2002	14	102,21gr	0,340gr	16,2%
41	11/3/2002	15	101,73gr	0,480gr	15,6%

ΣΧΗΜΑ 8.



5.4. Συμπεράσματα

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας ήταν η περιγραφή της κίνησης του νερού σε δείγματα εδάφους και ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών τους καμπυλών κατά την διάρκεια στράγγισης και διύγρανσης αλλά και ο προσδιορισμός του βρόχου υστέρησης, της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης.

Για το πειραματικό μέρος της εργασίας καταναλώθηκε αρκετός χρόνος για την εκμάθηση του σωστού χειρισμού των συσκευών αλλά και για την επίτευξη της ισορροπίας στα δείγματα κάθε φορά που αυξανόταν ή μειωνόταν η πίεση ώστε να παρθούν στην συνέχεια οι μετρήσεις. Εξάλλου, τα προβλήματα που μπορούν να προκύψουν κατά την διάρκεια της διεξαγωγής των πειραμάτων είναι απρόβλεπτα όπως τα προβλήματα που δημιουργούνται όταν η θερμοκρασία δεν είναι σταθερή στους 20°C όπως απαιτούσαν τα πειράματα ή η συσσώρευση αέρα που δεν επέτρεπε την κίνηση του νερού από και προς το δείγμα.

Οι καμπύλες υγρασίας – πέσεως ή χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους κατασκευάζονται για να εκτιμηθεί η ποσότητα του νερού που μπορεί να συγκρατήσει ένα έδαφος κάτω από διάφορες τάσεις . Γενικότερα , ο κάθε τύπος εδάφους παρουσιάζει ξεχωριστή συμπεριφορά και έχει την δική του χαρακτηριστική καμπύλη η οποία εξαρτάται από την διάμετρο των πόρων όσο και από την κατανομή τους μέσα στο χώρο του πορώδους .

Ο βρόχος της υστέρησης αποδεικνύει ότι κατά την στράγγιση ενός εδάφους η ποσότητα του νερού που αποβάλλεται είναι μεγαλύτερη από την ποσότητα του νερού που προσλαμβάνει το έδαφος κατά την διύγρυνση και αυτό είναι περισσότερο εμφανές στα αμμόδη εδάφη και αυτό επειδή το μεγαλύτερο ποσοστό των πόρων τους έχει μεγάλη διάμετρο . Ο προσδιορισμός επίσης της υδατοϊκανότητας και του σημείου μάρανσης είναι χρήσιμος όπως και των χαρακτηριστικών καμπυλών γιατί βρίσκουν πρακτική εφαρμογή στις αρδεύσεις – στραγγίσεις .

Έτσι , για το αργιλοπηλώδες έδαφος , η υδατοϊκανότητα για τα βάθη 0-30cm , 30-60cm, 60-90cm είναι αντίστοιχα 27 % , 26,5% και 28,7% ξηρού βάρους εδάφους . Το σημείο μόνιμης μάρανσης για τα τρία βάθη είναι αντίστοιχα 15,2%, 14,5% και 15,6% ξηρού βάρους εδάφους . Άρα , η ικανότητα συγκρατήσεως είναι μεγαλύτερη στο εδαφικό δείγμα βάθους 60-90cm από τα άλλα δείγματα . Η διαθέσιμη υγρασία για κάθε βάθος είναι αντίστοιχα 11,8% , 12% και 13,1%. Επομένως το εδαφικό δείγμα βάθους 60-90cm έχει την μεγαλύτερη διαθέσιμη υγρασία .

Βιβλιογραφία

1. Παναγιωτόπουλος Κ.Π., 1985, Εδαφοφυσική, Θεσσαλονίκη.
2. Παπαζαφειρίου Γ.Ζ., 1984, Αρχές και πρακτική των αρδεύσεων, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
3. Πολυζόπουλος Α.Ν., 1976, Εδαφολογία : Εκδοτικός οίκος Αφοί Σάκουλα Θεσσαλονίκη.
4. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., 1983, Φαινόμενα υστέρησης σε ακόρεστα εδάφη, Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής, Τεύχος Νο 19, Θεσσαλονίκη.
5. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., Νοέμβριος 1985, Πειραματικές μετρήσεις των υδροδυναμικών παραμέτρων, 2^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Θεσσαλονίκη, Υδροτεχνικά, Τόμος 2^ο, Τεύχος 2^ο : σελ. 455 – 465.
6. 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^ο, Τεύχος 3^ο : σελ. 175 – 183.
7. 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^ο, Τεύχος 4^ο : σελ. 435 – 446.
8. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., 1990, Επίδραση της υστέρησης στην εξομοίωση του προβλήματος της διήθησης του νερού σε εδαφικό δείγμα εδραζόμενο επί πορώδους κάψας, 4^ο Πανελλήνιο Συνέδριο ΕΥΕ, Ηράκλειο Κρήτης, σελ. 435 – 449.
9. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τερζίδης Γ., Τζιμόπουλος Χ. και Δέλλιος Μ., Προσδιορισμός των υδροδυναμικών χαρακτηριστικών πειραματικού αγρού πεδιάδας Θεσσαλονίκης, 1994, Υδροτεχνικά, Τόμος 4^ο, Τεύχος 1^ο : σελ. 16-31.
10. 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, σελ. 184 – 192.

11. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ., Τζιμόπουλος Χ., Στεργιοπούλου Σ., Απρίλιος 2000, Πειραματικός Προσδιορισμός της τριχοειδούς υστέρησης και πόρβλεψη κατά Muallem διευρυνητικών καμπυλών Α΄ τάξης, 8^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Αθήνα, Πρακτικά : σελ. 427- 434.
12. Στεργιοπούλου Σταυρούλα, Πτυχιακή Διατριβή.
13. Στεργιοπούλου Σταυρούλα, Μεταπτυχιακή Διατριβή.
14. Τερζίδης Γ.Α., Παπαζαφειρίου Ζ.Γ., 1994, Γεωργική Υδραυλική, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
15. Τζιμόπουλος Χ., 1981, Γεωργική Υδραυλική, Τόμος 1^ο : Εξατμισοδιαπνοή – Διηθητικότητα – Ατομικά Δίκτυα, Θεσσαλονίκη.
16. Τζιμόπουλος Χ., 1983, Στραγγίσεις – Υδραυλική φρεάτων, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
17. Τζιμόπουλος Χ., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ. και Γιακουμάκης Σ., 1983, Πειραματικές μετρήσεις σε προβλήματα διύγρανσης με τη βοήθεια της γ- ακτινοβολίας, Υδροτεχνικά, Τόμος 1^ο, Τεύχος 1^ο : σελ. IV 25 - IV 33.
18. Τζιμόπουλος Χ., Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη Μ. και Γιακουμάκης Σ., Χατζόπουλος Γ., Μάιος 1983, Πειραματικές μετρήσεις σε προβλήματα διύγρανσης με τη βοήθεια της γ- ακτινοβολίας, 1^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Θεσσαλονίκη, Υδροτεχνικά, Τόμος 1^ο, Τεύχος 1^ο : IV 33 – IV 44.
19. Χατζηγιαννάκης Σ., 1979, Σχέσεις εδάφους – νερού : Σεμινάριο Επιμόρφωσης Γεωπόνων Γ.Δ.Ε.Β. σε ειδικά θέματα Εργείων Βελτιώσεων, Σίνδος – Θεσσαλονίκη.
20. Childs, E.E., 1969, An Introduction to the physical basis of soil water phenomena, John Wiley, New York.
21. 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 : page 229 – 242.
22. 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 : page 293 – 297.
23. Everett, D. H. and Whitton, W. I., 1952, A general approach to hysteresis, I. Trans. Faraday Soc., 48 : page 749 – 757.

24. 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 : page 1061 –1067.
25. 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 : page 97-116.
26. Imbrahim, H.A. and Brutsaert, W., 1968, Intermittent infiltration into soils with hysteresis, J. of Hydraulic Div. Amer. Soc. Civil Eng., 94 : page 113 – 137.
27. Mualem, Y., 1973, Modified Approach to capillary Hysteresis Based on a similarity hypothesis, Water Resour. Res., 9 (5) : page 1324 – 1331.
28. Mualem, Y., 1974, A conceptual model of hysteresis, Water Resour. Res., 10 (3) : page 514 – 520.
29. Mualem, Y., 1977, Extension of similarity hypothesis used for modeling the soil water characteristics, Water Resour. Res., 13 (4) : page 773 – 780.
30. Mualem, Y., 1984, A modified dependent – domain theory of hysteresis, Soil Sci., 137 (5) : page 283 – 291.
31. Mualem, Y. and Dagan, G., 1975, A dependent domain model of capillary hysteresis, Water Resour. Res., 11 (3) : page 452 – 460.
32. Mualem, Y. and Miller, E.E., 1979, A hysteresis model based on an explicit domain – dependence function, J. of Soil Sic. Soc. Am., 43 : page 1067 – 1073.
33. Topp, G.C., 1969, Soil water hysteresis measured in a sandy loam and compared with the hysteretic domain model, Proc. of Soil Sci. Soc. Am, 33 : page 645 – 651.
34. Vachaud, G. and Thony, J.L., 1971, Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents, Water Resour. Res., 7, : page 111- 112.
35. Watson, K.K. and Lee, S.J., 1975, Simulation of rainfall – rainoff process using a hysteretic infiltration – redistribution model, Australian J. of Soil Sci. Resear., vol. 13, : page 133- 170.
36. Van Genuchten, R., 1980, A closed – form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 44 : page 892 – 898.

