

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
Σχολή Γεωπονικών Επιστημών
Τμήμα Γεωπονίας Φυτικής Παραγωγής & Αγροτικού Περιβάλλοντος
Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΗΣ ΚΑΜΠΥΛΗΣ ΣΤΡΑΓΓΙΣΗΣ
ΟΜΑΛΑΣ ΕΛΑΦΩΝ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ RICHARDS

Κοτοφώλης Χαρίλαος

Βόλος 2020

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

- 1.** Αντωνιάδης Βασίλειος, Επίκουρος Καθηγητής Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Εφαρμοσμένη Εδαφολογία».
- 2.** Κατσούλας Νικόλαος, Καθηγητής Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Γεωργικές Κατασκευές με έμφαση στα θερμοκήπια».
- 3.** Δρ. Αγγελάκη Αναστασία, Εργαστηριακό Διδακτικό Προσωπικό (Ε.ΔΙ.Π.) Πανεπιστημίου Θεσσαλίας με γνωστικό αντικείμενο «Γεωργική Υδραυλική με έμφαση στη Φυσική Εδάφους».

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	Σελ.
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	6
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	
ΥΔΡΑΥΛΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗΝ ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ	8
1.1. Γενικά	8
1.2. Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους	9
1.2.1. Σχέσεις όγκου - μάζας εδάφους	9
1.2.1.1. Πυκνότητα στερεού και φαινόμενη πυκνότητα (ρ_s, ρ_b, ρ_t)	11
1.2.1.2. Πορώδες (n)	12
1.2.1.3. Δείκτης κενών (e)	12
1.2.1.4. Περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό ή υγρασία του εδάφους	12
1.2.1.4.1. Υγρασία κατά βάρος, w (%)	13
1.2.1.4.2. Υγρασία κατ' όγκο, θ (%)	13
1.2.1.5. Βαθμός κορεσμού (S)	14
1.2.1.6. Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού (S_e)	14
1.2.1.7. Τριχοειδής πίεση (P_c)	15
1.2.1.8. Επιφανειακή τάση	15
1.2.1.9. Γωνία επαφής	15
1.3. Απόψεις για τη σχέση εδάφους – νερού	16
1.4. Το δυναμικό του εδαφικού νερού	16
1.4.1. Το δυναμικό βαρύτητας φ_g	17
1.4.2. Το δυναμικό της πίεσης φ_p	18
1.4.3. Οσμωτικό δυναμικό φ_o	18
1.5. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος	19
1.6. Μέθοδοι προσδιορισμού των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής Υγρασίας	21
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	
ΥΔΑΤΟΪΚΑΝΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΣΗΜΕΙΟ ΜΟΝΙΜΗΣ ΜΑΡΑΝΣΗΣ	23
2.1. Η υδατοϊκανότητα του εδάφους	23
2.2. Το σημείο μόνιμης μάρανσης	24

2.3. Διαθέσιμη και ωφέλιμη υγρασία	25
2.4. Άμεσος εργαστηριακός υπολογισμός της εδαφικής υγρασίας	26
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3	
ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΤΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ	27
3.1. Σχέσεις πίεσης - περιεκτικότητας σε νερό	27
3.2. Υστέρηση - Η σχέση $\Psi(\theta)$	28
3.2.1. Ερμηνεία του φαινομένου της υστέρησης	30
3.2.2. Το φαινόμενο της υστέρησης σε διάφορους τύπους εδαφών	31
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4	
ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΣΥΣΚΕΥΩΝ ΚΑΙ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗΣ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑΣ	33
4.1. Περιγραφή Συσκευής Πιέσεως (Pressure Plate Apparatus)	33
4.1.1. Δίσκος - Μembrάνη Πιέσεως	33
4.1.2. Θάλαμος πίεσεως	33
4.1.3. Κεραμική πλάκα	34
4.2. Περιγραφή Συσκευής Υστέρησης	35
4.2.1. Εξαγωγέας πιέσεων (Volumetric Pressure Plate Extractor)	36
4.2.1.1. Λεπτομέρειες κατασκευής	37
4.2.1.2. Χαρακτηριστικά της συσκευής	38
4.2.2. Εξαρτήματα υστέρησης	38
4.2.2.1. Ρυθμιστής θερμοκρασίας (Heater Block)	39
4.2.2.2. Κορεστής ατμών (Vapor Saturator)	39
4.2.2.3. Παγίδα αέρα (Air Trap)	40
4.2.2.4. Σωλήνας συλλογής νερού (Ballast Tube)	41
4.2.2.5. Διαβαθμισμένος σωλήνας (Burette)	41
4.3. Πρόσθετα εφόδια Συσκευής Πιέσεως και Συσκευής Υστέρησης	42
4.4. Πηγή πεπιεσμένου αέρα (Air Pressure Source)	42
4.5. Προετοιμασία των εδαφικών δειγμάτων	45
4.6. Μελέτη της Υδατοϊκανότητας και του Σημείου Μόνιμης Μάρανσης	46
4.7. Μελέτη της Υστέρησης	46
4.7.1. Προετοιμασία των συσκευών	46
4.7.2. Εφαρμογή πίεσης στον εξαγωγέα	49
4.7.3. Απαραίτητες ρυθμίσεις πριν από κάθε μέτρηση	49
4.7.4. Λήψη μετρήσεων	50

4.7.4.1. Διαδικασία στράγγισης	50
4.7.4.2. Διαδικασία διύγρανσης	51
4.7.5. Προσδιορισμός καμπυλών συγκράτησης υγρασίας	52
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5	
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ	53
5.1. Αποτελέσματα	53
5.1.1. Περιγραφή εδαφικών δειγμάτων	53
5.1.2. Μηχανική ανάλυση εδαφικών δειγμάτων	53
5.1.3. Πειραματικός προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης	54
5.1.4. Πειραματικός προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών και του βρόχου υστέρησης	54
5.1.5. Επεξεργασία μετρήσεων	55
5.1.6. Αποτελέσματα προσδιορισμού της υδατοϊκανότητας και του σημείου Μάρανσης	56
5.1.7. Αποτελέσματα προσδιορισμού του βρόχου υστέρησης και χαρακτηριστικές καμπύλες	59
5.2. Συμπεράσματα	65
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	67

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το νερό αποτελεί βασικό στοιχείο του κύκλου ζωής. Σε δυναμικά αναπτυσσόμενες καλλιέργειες, το νερό είναι 4 με 8 φορές παραπάνω από το βάρος των στερεών συστατικών των φυτών. Ακόμη, για την παραγωγή μιας μονάδας ξερής φυτικής ουσίας χρειάζεται να περάσουν μέσα από τα φυτά πολλές εκατοντάδες μονάδες νερού που χάνονται στην ατμόσφαιρα με τη διαδικασία της διαπνοής.

Τα φυτά παίρνουν το νερό από το έδαφος. Με την έννοια αυτή, το έδαφος μπορεί να χαρακτηριστεί σαν μια αποθήκη που δέχεται νερό με τη μορφή βροχής ή αρδεύσεως. Για να είναι το εδαφικό νερό χρήσιμο στις καλλιέργειες πρέπει να συγκρατείται ανάμεσα σε ορισμένα όρια. Αν υπάρχει υπέρβαση των ορίων αυτών, το νερό γίνεται επιζήμιο και πρέπει να απομακρύνεται με στράγγιση. Αντίθετα, αν το εδαφικό νερό πέσει κάτω από τα επιτρεπόμενα όρια, οι καλλιέργειες δεν μπορούν να αναπτυχθούν κανονικά, οπότε το νερό πρέπει να προστεθεί με την άρδευση. Για τη σωστή άρδευση και στράγγιση είναι απαραίτητη η σε βάθος γνώση των νόμων που διέπουν την κίνηση, ανακατανομή και συγκράτηση του νερού στο έδαφος.

Από τα τέλη του 19ου αιώνα μέχρι σήμερα πολλοί είναι οι ερευνητές που ασχολήθηκαν με τον τρόπο που κινείται το νερό τόσο κατά την κατακόρυφη όσο και κατά την οριζόντια διεύθυνση μέσα στο έδαφος (Αγγελάκη, 2004).

Το υπόγειο νερό χωρίζεται κατά την έννοια της κατακόρυφης διεύθυνσης σε δύο ζώνες: την ζώνη κορεσμού, όπου όλοι οι πόροι είναι γεμάτοι με νερό και την ζώνη αερισμού στην οποία οι πόροι περιέχουν αέρα και νερό (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η ζώνη αερισμού εκτείνεται από την φρεατική στάθμη μέχρι την επιφάνεια του εδάφους και συνίσταται από τρεις υποζώνες. Τη ζώνη του εδαφικού νερού, στην οποία και αναπτύσσεται το ριζικό σύστημα των φυτών, την ενδιάμεση ζώνη και την τριχοειδή ζώνη, στην οποία οι πόροι είναι κορεσμένοι με νερό, αλλά η πίεση του εδαφικού νερού είναι αρνητική (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η μελέτη της κίνησης του νερού σε ακόρεστο έδαφος ξεκίνησε το 1907 από τον Buckingham (Swartzendruber, 1969), ο οποίος προσπάθησε να δώσει μια λεπτομερή ανάλυση της ακόρεστης ροής. Ο Richards το 1931 επέκτεινε τον νόμο του Darcy και στην ακόρεστη ροή (Bear, 1972). Η συστηματική όμως μελέτη της κίνησης του νερού στο έδαφος και η κατάταξή της ως ξεχωριστής επιστήμης ξεκίνησε από τον Childs, ο

οποίος με το βιβλίο του “An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena” (1969), έδωσε μία ολοκληρωμένη περιγραφή των φυσικών φαινομένων, που διέπουν την κίνηση του νερού στο έδαφος (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η κίνηση του νερού στο έδαφος είναι γενικά τρισδιάστατη, αλλά στις πιο πολλές περιπτώσεις μπορεί να θεωρηθεί ως δύο διαστάσεων, λόγω αξονικής συμμετρίας και σε πολλές περιπτώσεις ως μονοδιάστατη. Η κατακόρυφη κίνηση του νερού στο έδαφος συναντάται σε πολλές περιπτώσεις στη φύση, όπως στις αρδεύσεις και στον εμπλουτισμό υδροφόρων στρωμάτων (Ευαγγελίδης, 2001).

Η υστέρηση επηρεάζει σημαντικά την ανακατανομή του αρδευτικού νερού καθώς καθυστερεί σημαντικά το φαινόμενο της στράγγισης. Η καθυστέρηση αυτή εξαρτάται όμως και από τη μηχανική σύσταση του εδάφους.

Αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι ο πειραματικός προσδιορισμός του βρόχου υστέρησης της εδαφικής υγρασίας αμμωδών εδαφών και ο προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσής τους.

Τα πειράματα έγιναν στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.

Στο Κεφάλαιο 1 της πτυχιακής εργασίας περιγράφονται οι σχέσεις μεταξύ του όγκου και της μάζας του εδάφους, γίνεται αναφορά στο δυναμικό του εδαφικού νερού και στην κίνηση του νερού στο ακόρεστο έδαφος.

Στο Κεφάλαιο 2 αναλύονται εκτενέστερα δύο σημαντικές έννοιες που σχετίζονται με την εδαφική υγρασία, η υδατοϊκανότητα και το σημείο μόνιμης μάρανσης.

Στο Κεφάλαιο 3 περιγράφεται το φαινόμενο της υστέρησης.

Στο Κεφάλαιο 4 γίνεται αναφορά στις πειραματικές συσκευές και τις μεθόδους που ακολουθούνται για τον υπολογισμό της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης καθώς και για τον προσδιορισμό των καμπυλών στράγγισης και διύγρανσης των εδαφικών δειγμάτων.

Τέλος, στο Κεφάλαιο 5 περιγράφονται τα πειράματα που πραγματοποιήθηκαν και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων και οι γραφικές παραστάσεις της στράγγισης και διύγρανσης των εδαφικών δειγμάτων και του βρόχου υστέρησης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΥΔΡΑΥΛΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗΝ ΚΙΝΗΣΗ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

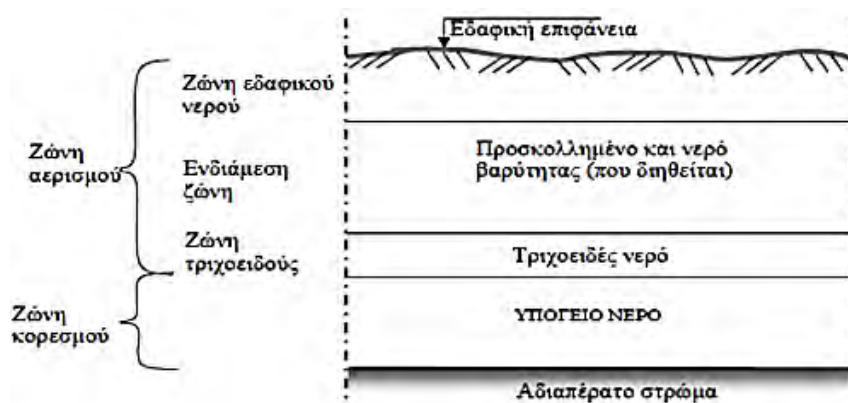
1.1. Γενικά

Το νερό στη φύση το συναντάμε σε στερεή, υγρή και αέρια κατάσταση. Καταλαμβάνει περίπου το μισό του όγκου των πόρων ενός εδάφους μέσης συστάσεως, στο οποίο οι συνθήκες είναι ευνοϊκές για την ανάπτυξη των φυτών. Βέβαια η ποσότητα του νερού στο έδαφος αυξομειώνεται σαν συνέπεια προσθηκών τις οποίες δέχεται (βροχή, άρδευση) ή απωλειών που υφίσταται (εξάτμιση, διαπνοή από τα φυτά, διήθηση, στράγγιση). Σε εδάφη τα οποία δεν είναι τελείως κορεσμένα, το νερό μοιράζεται μεγάλο μέρος των διεπιφανειών με τον αέρα. Οι δύο τύποι της διεπιφανειακής αλληλεπίδρασης, δηλαδή της στερεής-υγρής και της υγρής-αέριας, καθορίζουν το κατά πόσο το έδαφος κρατάει το νερό, καθώς και την κίνηση του νερού διαμέσου του εδάφους. Ο συνολικός χώρος μεταξύ των πόρων του εδάφους μπορεί να καλυφθεί από αέρα, νερό ή και από τα δύο (Χατζηγιαννάκης, 1979).

Κορεσμένο ονομάζεται το έδαφος του οποίου όλοι οι πόροι περιέχουν νερό, ενώ ακόρεστο αυτό στο οποίο συνυπάρχουν η υγρή και η αέρια φάση. Στην αρδευόμενη γεωργία μας ενδιαφέρει η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος, στο οποίο αν θεωρήσουμε μια εδαφική κατατομή, διακρίνουμε τις εξής περιοχές ή ζώνες (Σχήμα 1.1):

- Την περιοχή ή ζώνη κορεσμού, στην οποία όλοι οι πόροι του εδάφους είναι γεμάτοι με νερό. Στο κατώτερο όριο της ζώνης υπάρχει συνήθως αδιαπέρατος εδαφικός ορίζοντας. Το ανώτερο όριο της καλείται φρεατική ή υπόγεια στάθμη και η πίεση σε όλα τα σημεία της είναι ίση με την ατμοσφαιρική.
- Την ακόρεστη περιοχή ή ζώνη, η οποία εκτείνεται από την υπόγεια στάθμη έως την επιφάνεια του εδάφους. Επειδή η κατανομή του νερού διαφέρει σε διάφορα σημεία της ζώνης, αυτή διακρίνεται σε τρεις υποζώνες:
 - Τη ζώνη του εδαφικού νερού, στην οποία το νερό συνυπάρχει με τον αέρα και είναι άμεσα διαθέσιμο στα φυτά. Εκτείνεται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το κατώτερο όριο του ριζοστρώματος των καλλιεργειών και η κίνηση του νερού είναι οριζόντια και κατακόρυφη.

- Την ενδιάμεση ζώνη όπου επίσης συνυπάρχουν νερό και αέρας, με τη διαφορά ότι το νερό είναι πιο ισχυρά προσκολλημένο στα εδαφικά σωματίδια. Εδώ η οριζόντια κίνηση του νερού περιορίζεται και γίνεται κυρίως κατακόρυφα λόγω της βαρύτητας.
- Την τριχοειδή ζώνη στην οποία το νερό συγκρατείται πλέον πολύ ισχυρά από τα σωματίδια του εδάφους και δεν μπορεί να προσληφθεί από τα φυτά.



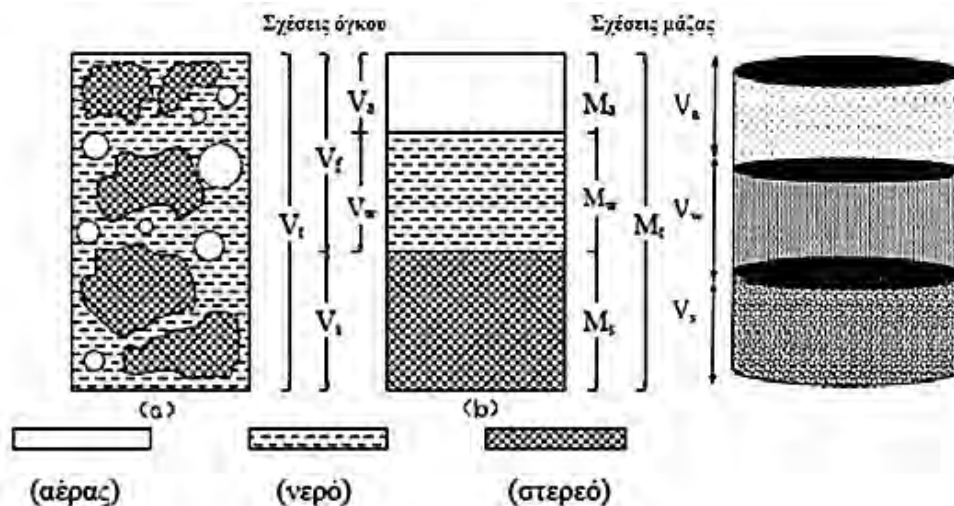
Σχήμα 1.1. Διάκριση του εδάφους σε ζώνες ανάλογα με την κατανομή του νερού.

1.2. Βασικά φυσικά μεγέθη του εδάφους

1.2.1. Σχέσεις όγκου - μάζας εδάφους

Στο Σχήμα 1.2 (α) δίνεται μια αντιπροσωπευτική εικόνα ενός πραγματικού εδαφικού δείγματος με τις τρεις φάσεις του (αέρας - νερό - έδαφος), ενώ στο Σχήμα 1.2 (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 1.2. Σχηματική παράσταση εδαφικού δείγματος

(α) Πραγματικό έδαφος

(β) Ιδεατό έδαφος χωρισμένο σε τρεις φάσεις.

Η στερεή φάση αποτελείται από τα σωματίδια του εδάφους και καλείται στερεό μητρώο (solid matrix). Η ρευστή φάση αποτελείται από το νερό και από τον αέρα του εδάφους. Το τμήμα του εδάφους που αποτελείται από την υγρή και την αέρια φάση καλείται χώρος των κενών ή χώρος των πόρων (void space ή pore space). Το σύνολο στερεής, υγρής και αέριας φάσης καλείται πορώδες μέσο (porous medium) και η ροή των ρευστών μέσα στο έδαφος καλείται ροή δια πορώδους μέσου.

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

Οι βασικές παράμετροι που καθορίζουν τα βασικά φυσικά χαρακτηριστικά, είναι οι μάζες της κάθε φάσης και οι όγκοι. Στη δεξιά πλευρά της ιδεατής στήλης εδάφους του παραπάνω σχήματος, αναπαρίστανται η μάζα του αέρα M_a , η οποία είναι αμελητέα σε σύγκριση με τις μάζες των στερεών και του νερού, η μάζα του νερού M_w , η μάζα των στερεών M_s και η συνολική μάζα M_t . Οι όγκοι υποδεικνύονται στην αριστερή πλευρά του σχήματος. Όπου V_a ο όγκος του αέρα, V_w ο όγκος του νερού, V_f ο συνολικός όγκος των πόρων, V_s ο όγκος των στερεών και V_t ο συνολικός όγκος.

Με βάση το Σχήμα 1.2 προσδιορίζουμε τις παρακάτω σχέσεις μεταξύ μάζας και όγκου.

1.2.1.1. Πυκνότητα στερεού και φαινόμενη πυκνότητα (ρ_s , ρ_b , ρ_t)

Με τον όρο πυκνότητα αναφερόμαστε στην ποσότητα της μάζας ενός στερεού στη μονάδα του όγκου. Ουσιαστικά ο όρος αντικατοπτρίζει τη συγκέντρωση της ύλης του στερεού στη μονάδα του όγκου. Σε ότι αφορά στο έδαφος, διακρίνουμε την μέση πυκνότητα στερεού ρ_s και την φαινόμενη πυκνότητα ρ_b σε ξηρή κατάσταση.

Η μέση πυκνότητα στερεού ρ_s δίνεται από τη σχέση:

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

όπου M_s είναι η μάζα της στερεάς φάσης του εδάφους και V_s είναι ο όγκος που καταλαμβάνει η στερεά φάση του εδάφους και οι διαστάσεις της είναι $[ML^{-3}]$. Στα περισσότερα ανόργανα εδάφη, η μέση πυκνότητα των σωματιδίων μεταβάλλεται μεταξύ 2,6 και 2,7 g/cm^3 , η δε παρουσία οργανικών ουσιών μειώνει την τιμή του ρ_s . Πολλές φορές η πυκνότητα εκφράζεται σε όρους του ειδικού βάρους δηλαδή σα λόγος της πυκνότητας των εδαφών και της πυκνότητας του νερού σε 4°C υπό την ατμοσφαιρική πίεση. Το ειδικό βάρος είναι αδιάστατο και επειδή η πυκνότητα του νερού παίρνεται ίση με 1 g/cm^3 , αριθμητικά το ειδικό βάρος συμπίπτει με την πυκνότητα (Τζιμόπουλος, 1983).

Η φαινόμενη πυκνότητα ρ_b σε ξηρή κατάσταση, εκφράζει την αναλογία της μάζας των στερεών προς το συνολικό εδαφικό όγκο (στερεών και πόρων) και δίνεται από τη σχέση:

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

όπου V_s είναι ο όγκος της στερεάς φάσης, V_a ο όγκος της αέριας φάσης του εδάφους και V_w ο όγκος του νερού. Στα αμμώδη εδάφη μπορεί να φθάσει μέχρι 1,6 g/cm^3 ενώ στα μέσης σύστασης και αργιλλώδη, πέφτει στο 1,1 g/cm^3 (Hillel, 1980).

Η φαινόμενη πυκνότητα ρ_t σε υγρή κατάσταση, εκφράζει την αναλογία της μάζας των στερεών και των ρευστών προς το συνολικό εδαφικό όγκο (στερεών και πόρων) και δίνεται από τη σχέση:

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

1.2.1.2. Πορώδες (n)

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

$$n = \frac{V_f}{V_t} = \frac{V_a + V_w}{V_s + V_a + V_w} = \frac{V_t - V_s}{V_t} = 1 - \frac{\frac{M_s}{\rho_s}}{\frac{M_s}{\rho_b}} = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (1.4)$$

Η δομή του εδάφους παίζει σπουδαίο ρόλο στον προσδιορισμό του πορώδους, επίσης δε και το μέγεθος των σωματιδίων. Έτσι τα εδάφη που είναι χονδρόκοκκα (αμμώδη) έχουν μικρότερο πορώδες (35 μέχρι 50%) σε σχέση με τα λεπτόκοκκα (αργιλώδη) (40 μέχρι 60%). Το πορώδες ενώ παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον, δεν μας πληροφορεί καθόλου για την κατανομή των πόρων μέσα στο εδαφικό δείγμα, γιατί αποτελεί μια μακροσκοπική ιδιότητα του εδάφους (Τζιμόπουλος, 1983). Η κατανομή του μεγέθους των πόρων (pore size distribution) 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.

1.2.1.3. Δείκτης κενών (e)

Είναι ένα επίσης αδιάστατο μέγεθος, που συσχετίζει όμως τον συνολικό όγκο της αέριας και υγρής φάσης με τον όγκο των στερεών. Δίνεται από τη σχέση:

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

από την οποία προκύπτει και ο συσχετισμός με το πορώδες (Everett, 1954). Το μέγεθος αυτό πλεονεκτεί έναντι του πορώδους όταν αναφερόμαστε σε αργιλώδη εδάφη που όπως προαναφέρθηκε παρουσιάζουν αυξομειώσεις του όγκου τους, καθότι μεταβάλλεται μόνο ο αριθμητής του κλάσματος.

Ο δείκτης κενών χρησιμοποιείται κυρίως στην εδαφομηχανική, ενώ στις αρδεύσεις και στραγγίσεις προτιμούμε τη χρησιμοποίηση του πορώδους.

1.2.1.4. Περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό ή υγρασία του εδάφους

Με τον όρο υγρασία του εδάφους (soil water content) ορίζουμε την

περιεκτικότητά του σε νερό. 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 κατά όγκο, θ).

1.2.1.4.1. Υγρασία κατά βάρος, w (%)

Αποτελεί την επί τοις εκατό (%) κατά βάρος έκφραση του περιεχόμενου νερού και είναι ίσο με τη μάζα του νερού (M_w) προς τη μάζα των σωματιδίων του ξηρού εδάφους (M_s), δηλαδή:

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

Είναι αδιάστατο μέγεθος και με τον όρο ξηρό έδαφος χαρακτηρίζουμε αυτό του οποίου η υγρασία έχει αφαιρεθεί με την αποξήρανση σε φούρνο στους 105°C για τουλάχιστον 24 ώρες. Στα εδάφη, η τιμή του μπορεί να κυμαίνεται μεταξύ 0,25 έως 0,60 (25-60%), ανάλογα με την φαινόμενη πυκνότητα. Συνήθως αυξάνει όσο η υφή του εδάφους γίνεται λεπτότερη. Στα οργανικά εδάφη είναι δυνατόν να υπερβεί το 1 (100%) (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

Η υγρασία κορεσμού κατά βάρος συνηθίζεται να μετράται σε g/g (g νερού ανά g εδάφους).

1.2.1.4.2. Υγρασία κατ' όγκο, θ (%)

Αν χρησιμοποιηθούν οι όγκοι αντί για τις μάζες, προκύπτει η κατ' όγκο περιεκτικότητα, που είναι το πηλίκο του όγκου του νερού (V_w) προς τον ολικό όμως όγκο του εδαφικού δείγματος (V_t).

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

Επειδή εκφράζεται σαν ποσοστό επί του συνολικού όγκου του εδάφους, σε καταστάσεις κορεσμού του εδαφικού μείγματος η υγρασία κατ' όγκο είναι θεωρητικά ίση με το πορώδες. Στην πράξη αυτό μπορεί να διαφέρει λόγω των παγιδευμένων φυσαλίδων αέρα μέσα στο έδαφος κατά τη διάρκεια των κύκλων στράγγισης και διύγρυνσης και η περιεκτικότητα σε νερό στο φυσικό κορεσμό να είναι μικρότερη από το πορώδες του εδάφους (Poulovassilis, 1962). Συνήθως, στην κατάσταση κορεσμού, στα αμμώδη εδάφη, η θ είναι κοντά στο 40%, σε μέσης υφής εδάφη κυμαίνεται περίπου στο 50% και σε αργιλώδη εδάφη μπορεί να πλησιάσει το 60%.

Τα τελευταία όμως εδάφη, επειδή διογκώνονται κατά την διαβροχή η θ μπορεί να υπερβαίνει το πορώδες του ξηρού εδάφους. Σε σχέση με την κατά βάρος περιεκτικότητα η κατ' όγκο περιεκτικότητα είναι πιο βολική επειδή πρακτικά, ο υπολογισμός των ποσοτήτων νερού που προστίθενται στο έδαφος με τη βροχή και την άρδευση ή αφαιρείται με την εξάτμιση και τη διαπνοή, γίνεται με μονάδες όγκου και όχι μάζας (Hillel, 2004).

Η υγρασία κορεσμού κατ' όγκο συνηθίζεται να μετράται σε cm^3/cm^3 (cm^3 νερού ανά cm^3 εδάφους).

Από τις σχέσεις (1.6) και (1.7) προκύπτει η παρακάτω:

$$\frac{\theta}{w} = \frac{\left(\frac{M_s}{V_t}\right)}{\left(\frac{M_w}{V_w}\right)} = \frac{p_b}{p_w} \quad (1.8)$$

1.2.1.5. Βαθμός κορεσμού (S)

Ο βαθμός κορεσμού εκφράζει το ποσοστό του όγκου του νερού σε σχέση με τον όγκο των πόρων.

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

Το εύρος των τιμών του κυμαίνεται από το μηδέν, σε εντελώς ξηρό έδαφος ως περίπου τη μονάδα (100%) σε κορεσμένο έδαφος. Σε ένα σχετικά ξηρό έδαφος ο αέρας καταλαμβάνει συνεχές χώρο, ενώ σε ένα πολύ υγρό (τυπικά κορεσμένο έδαφος) υπάρχουν ασυνεχείς εγκλωβισμένες φυσαλίδες αέρα.

Τέλος, η σχέση που περιγράφει το συσχετισμό μεταξύ υγρασίας, πορώδους και βαθμού κορεσμού είναι:

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

1.2.1.6. Αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού (S_e)

Επειδή στην πράξη δεν είναι δυνατόν να ξηρανθεί τελείως ένα έδαφος, με αποτέλεσμα η τιμή του S να μη φθάσει στο μηδέν, εισήχθη ο αποτελεσματικός βαθμός κορεσμού, οριζόμενος σαν:

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

όπου θ_s η περιεκτικότητα σε νερό κατά τον κορεσμό (saturated water content) και θ_r η

υπολειπόμενη περιεκτικότητα σε νερό (residual water content) που αντιστοιχεί στη ρήξη της συνέχειας της υγρής φάσης.

Πρακτικά, η εδαφική υγρασία μεταβάλλεται μεταξύ θ_r και θ_s . Η φυσική σημασία και η εκτίμηση της θ_r δεν είναι καθορισμένες στη βιβλιογραφία (Γιαννόπουλος, 1985).

1.2.1.7. Τριχοειδής πίεση (P_c)

Ως τριχοειδής πίεση ορίζεται η διαφορά, σε κάθε σημείο του μέσου, μεταξύ της πίεσης του αέρα P_a ($ML^{-1}T^{-2}$) και του νερού P_w ($ML^{-1}T^{-2}$) (Touma, 1984):

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

Είναι μέγεθος θετικό. Συνήθως εκφράζεται σε ύψος στήλης νερού $h(L)$ και δίνεται από τη σχέση:

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

όπου ρ_w = πυκνότητα του νερού (ML^{-3}) και g = επιτάχυνση της βαρύτητας (LT^{-2}).

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

Το αρνητικό ύψος πίεσης (ακόρεστη ροή) συμβολίζεται με Ψ ($h = -\psi$) και καλείται μύζηση (suction), ενώ το δυναμικό της καλείται τριχοειδές δυναμικό ή όπως καθιερώθηκε το 1963 από την I.S.S.S. (International Soc. of Soil Science) (Aslyng, 1963) σαν μητρώο δυναμικό (matrix potential) (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

1.2.1.8. Επιφανειακή τάση

Σαν επιφανειακή τάση μεταξύ δύο υλικών ορίζεται το ποσό του έργου που πρέπει να εκτελεστεί για να διαχωριστεί μια μοναδιαία επιφάνεια του ενός υλικού από το άλλο (Kirkham-Powers, 1972; Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986).

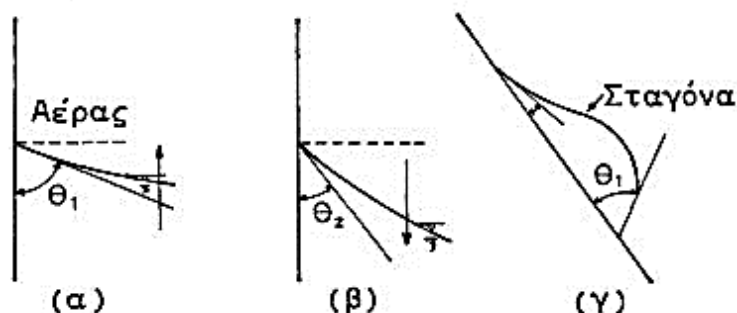
1.2.1.9. Γωνία επαφής

Είναι η γωνία μεταξύ της διεπιφάνειας νερού και αέρα και του στερεού μέσου επί του οποίου 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 1.3). Η ιδιότητα αυτή καλείται αποτέλεσμα σταγόνας βροχής (rain drop effect).

Η συμπεριφορά αυτή του νερού μέσα στο πορώδες έδαφος αποτελεί έναν από τους παράγοντες του φαινομένου της υστέρησης (Hillel, 1980; Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986) στο οποίο γίνεται εκτενής αναφορά στο Κεφάλαιο 3.



Σχήμα 1.3. Γωνία επαφής. (α) Γωνία διαβροχής, (β) Γωνία αποσύρσεως, (γ) Σταγόνα που προχωρεί.

1.3. Απόψεις για τη σχέση εδάφους - νερού

Στη βιβλιογραφία υπάρχουν δύο απόψεις σχετικά με τη σχέση εδάφους-νερού (Χατζηγιαννάκης, 1979). Η πρώτη αναπτύχθηκε από τον Brigs και βασίστηκε στην υπόθεση του τριχοειδούς σωλήνα. Σύμφωνα μ' αυτή, το έδαφος αποτελείται από αριθμό τριχοειδών σωλήνων διαφόρων διαμέτρων. Η δεύτερη αναπτύχθηκε από τον Buckingham, ο οποίος εισήγαγε την ιδέα της χρησιμοποίησης σχέσεων ενέργειας για το χαρακτηρισμό των φαινομένων εδάφους- νερού. Η ανάπτυξη της έννοιας αυτής από τους Gardner, Haines κ.ά. είχε σαν αποτέλεσμα, την βαθμιαία αντικατάσταση της έννοιας του τριχοειδούς σωλήνα με τη νέα ιδέα σχέσεων ενέργειας.

1.4. Το δυναμικό του εδαφικού νερού

Στην κλασική φυσική έχουμε δύο ειδών ενέργειες: την κινητική και τη δυναμική. Στο έδαφος η κίνηση του νερού είναι πολύ αργή και έτσι η κινητική ενέργεια θεωρείται αμελητέα, ενώ η δυναμική λαμβάνεται σοβαρά υπόψη.

Την κίνηση του νερού μέσα στο έδαφος την προκαλούν οι διαφορές της δυναμικής ενέργειας από ένα σημείο στο άλλο. Το νερό έχει την τάση να κινείται προς τη διεύθυνση της ελαττούμενης δυναμικής ενέργειας. Αυτό που ενδιαφέρει την

κίνηση του νερού από ένα σημείο σε άλλο, δεν είναι οι απόλυτες ενέργειες στα σημεία αυτά, αλλά οι διαφορές τους.

Η δυναμική ενέργεια του νερού του εδάφους ανά μονάδα μάζας ως προς ένα σύστημα αναφοράς ονομάζεται δυναμικό φ του εδαφικού ύδατος. Σαν σύστημα αναφοράς εκλέγουμε μια υποθετική δεξαμενή καθαρού νερού με πίεση ίση με την ατμοσφαιρική και σε μια θέση δοσμένη και σταθερή.

Μια μικρή διαφορά ενέργειας προς ένα μικρό διάστημα μήκους εκφράζει μια δύναμη, που εφαρμόζεται στο εδαφικό νερό και διευθύνεται από μια περιοχή με υψηλό δυναμικό προς μια άλλη με χαμηλότερο δυναμικό. Η δύναμη αυτή είναι ίση με τη βαθμίδα του δυναμικού ($-d\varphi / ds$) και το αρνητικό πρόσημο φανερώνει, ότι η δύναμη δρα προς την κατεύθυνση των ελαττούμενων δυναμικών.

Το εδαφικό νερό υπόκειται γενικά στην επίδραση διαφόρων πεδίων δυνάμεων και μπορεί να γραφτεί με τη μορφή

$$\varphi_t = \varphi_g + \varphi_p + \varphi_o + \dots \quad (1.14)$$

όπου φ_t = ολικό δυναμικό, φ_g = δυναμικό βαρύτητας, φ_p = δυναμικό πίεσης και φ_o = οσμωτικό δυναμικό.

1.4.1. Το δυναμικό βαρύτητας φ_g

Το δυναμικό βαρύτητας του νερού του εδάφους, προσδιορίζεται σε κάθε σημείο του, από το υψόμετρο θέσεως του σημείου αυτού ως προς ένα επίπεδο αναφοράς που εκλέγεται αυθαίρετα, έτσι ώστε να είναι πάντα θετικό.

Στο υψόμετρο z πάνω από το επίπεδο αναφοράς η δυναμική ενέργεια της βαρύτητας E_g , για μια μάζα νερού M , με όγκο V είναι ίση με:

$$E_g = M * g * z = \rho_w * V * g * z \quad (1.15)$$

όπου ρ_w = πυκνότητα νερού και g = επιτάχυνση βαρύτητας.

Το δυναμικό βαρύτητας εκφραζόμενο σε όρους δυναμικής ενέργειας ανά μονάδα μάζας γράφεται:

$$\varphi_g = g * z \quad (1.16)$$

ενώ εκφραζόμενο σε όρους δυναμικής ενέργειας ανά μονάδα βάρους γράφεται:

$$\varphi_g = z \text{ ή } H_g = z \quad (1.17)$$

και στην περίπτωση αυτή το δυναμικό βαρύτητας εκφράζεται σε διαστάσεις μήκους (L) και μετριέται σε m ή σε cm.

1.4.2. Το δυναμικό της πίεσης φ_p

Στο υπόγειο έδαφος η πίεση του εδαφικού νερού μετριέται σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση, που θεωρείται ίση με μηδέν. Για κορεσμένα εδάφη η πίεση του εδαφικού νερού είναι μεγαλύτερη από την ατμοσφαιρική και το δυναμικό της πίεσης θεωρείται θετικό. Στα ακόρεστα εδάφη η πίεση του εδαφικού νερού είναι μικρότερη από την ατμοσφαιρική και το δυναμικό της πίεσης θεωρείται αρνητικό.

Η δυναμική ενέργεια του νερού για ένα στοιχειώδη όγκο dV γράφεται ως εξής:

$$E_p = p * dV = \rho_w * g * h * dV \quad (1.18)$$

όπου p = υδροστατική πίεση, ρ_w = πυκνότητα νερού, g = επιτάχυνση βαρύτητας, h = ύψος πίεσης εκφραζόμενο σε μονάδες μήκους και dV = στοιχειώδης όγκος.

Το δυναμικό της πίεσης εκφραζόμενο ανά μονάδα όγκου γράφεται:

$$\varphi_g = \rho_w * g * h \quad (1.19)$$

και εκφραζόμενο ανά μονάδα βάρους γράφεται:

$$H_p = h \quad (1.20)$$

Η αρνητική τιμή της πίεσης $\Psi = -h$ ονομάζεται μύζηση.

Το δυναμικό της αρνητικής πίεσης καλείται τριχοειδές δυναμικό και πλέον έχει καθιερωθεί ως μητρώο δυναμικό (matrix potential).

Το δυναμικό της αρνητικής πίεσης του νερού προκύπτει από τις δυνάμεις του τριχοειδούς, καθώς και από τις δυνάμεις προσροφήσεως που οφείλονται στο στερεό μητρώο. Ο όρος μητρώο δυναμικό είναι καλύτερος από τον όρο τριχοειδές δυναμικό, γιατί λαμβάνει υπόψη του όλο το μητρώο του εδάφους, τόσο τους πόρους όσο και την επιφάνεια κόκκων.

Τα δυναμικά βαρύτητας και πίεσης εκφρασμένα ανά μονάδα βάρους, δίνονται από τη σχέση που εκφράζει το υδραυλικό ύψος H (Πολυζόπουλος, 1976):

$$H = H_g + H_p = z + h \quad (1.21)$$

1.4.3. Οσμωτικό δυναμικό φ_o

Η οσμωτική πίεση Π προκαλείται από ουσίες που είναι διαλυμένες στο νερό και έχει σαν συνέπεια μια αρνητική υδροστατική πίεση.

Η οσμωτική πίεση υπολογίζεται από τη συγκέντρωση αλάτων.

$$\Pi = g * R * T * d * C_o \quad (1.22)$$

όπου g = επιτάχυνση βαρύτητας, R = παγκόσμια σταθερά αερίων, T = απόλυτη θερμοκρασία, d = συντελεστής κατά τον οποίο αυξάνει ο αριθμός των διαλυμένων τεμαχίων από την ηλεκτρολυτική διάσταση και C_o = συγκέντρωση των αλάτων σε mol/ g νερού.

Το οσμωτικό δυναμικό φ_o δίνεται από τη σχέση.

$$\varphi_o = \frac{1}{\rho} \Pi \quad (1.23)$$

όπου Π = οσμωτική πίεση και ρ = πυκνότητα.

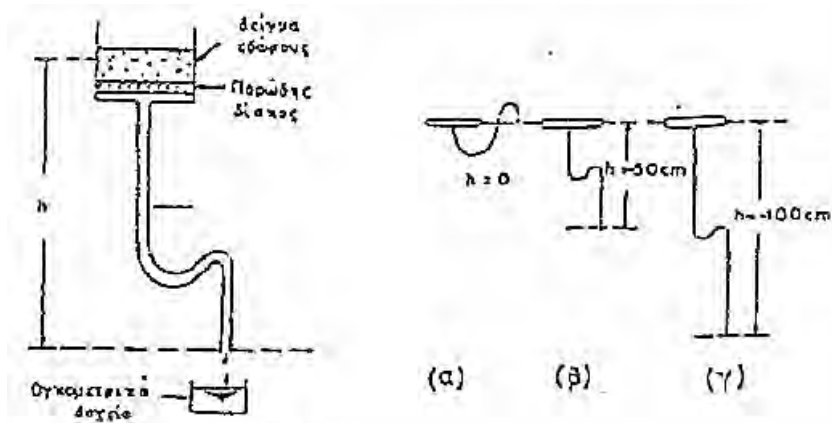
Διαφορές του οσμωτικού δυναμικού μπορούν να προκαλέσουν κίνηση του νερού στο έδαφος, μόνο όταν υπάρχουν αποτελεσματικά εμπόδια στην κίνηση των αλάτων. Τέτοια εμπόδια υπάρχουν μόνο στις επιφάνειες των ριζών, οι οποίες και συντελούν εν μέρει στην είσοδο του νερού στα φυτά (Παπαζαφειρίου, 1984).

1.5. Η κίνηση του νερού σε ακόρεστο έδαφος

Το τμήμα του εδάφους, 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 υπό αρνητική πίεση που μπορεί να θεωρηθεί ίση και αντίθετη με τη δύναμη ανά μονάδα επιφάνειας που χρειάζεται για την απομάκρυνση του νερού από τους εδαφικούς πόρους.

Αν ένα αρχικά κορεσμένο με νερό έδαφος αφηθεί 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:

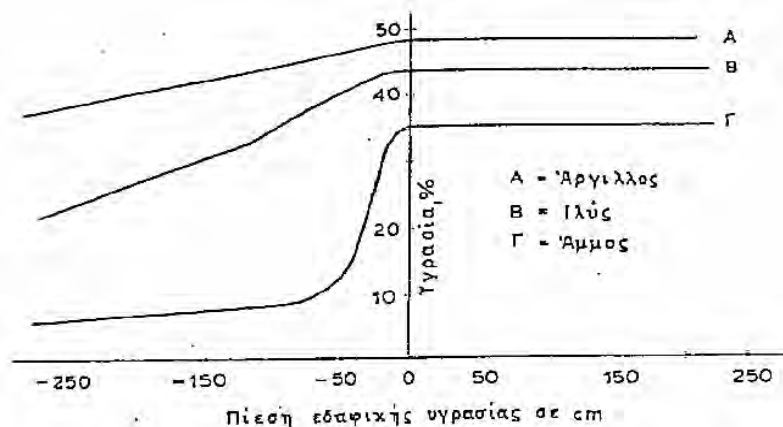
- από το μέγεθος, το σχήμα και την κατανομή των εδαφικών πόρων,
- από τη γωνία επαφής του νερού με τα εδαφομόρια που περιβάλλουν τους πόρους,
- από την επιφανειακή τάση.



Σχήμα 1.4. Συσκευή εφαρμογής αρνητικών πιέσεων σε δείγματα εδάφους.

Στο εργαστήριο, αρνητικές πιέσεις μπορούν να εφαρμοστούν σε δείγματα εδάφους με τη συσκευή που φαίνεται στο Σχήμα 1.4. 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 την επιφάνεια του εδαφικού δείγματος (Τζιμόπουλος, 1983).

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 Διάγραμμα 1.1.



Διάγραμμα 1.1. Καμπύλες μεταβολής της εδαφικής υγρασίας σε σχέση με την αρνητική πίεση (χαρακτηριστικές καμπύλες).

Όπως φαίνεται στο σχήμα αυτό, όταν η πίεση είναι θετική η εδαφική υγρασία παραμένει αμετάβλητη στο επίπεδο κορεσμού. Για τον λόγο αυτό στα διαγράμματα παραλείπονται οι θετικές πιέσεις. Επίσης παραλείπεται και το αρνητικό πρόσημο, αφού αυτό θεωρείται αυτονόητο, τοποθετώντας στον αντίστοιχο άξονα του διαγράμματος την απόλυτη τιμή της πίεσης $|-h|=\Psi$ η οποία ονομάζεται μύζηση. Οι καμπύλες $h=f(\theta)$ ονομάζονται χαρακτηριστικές καμπύλες.

Αν εξετάσουμε τις καμπύλες του Διαγράμματος 1.1 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.

1.6. Μέθοδοι προσδιορισμού των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής υγρασίας.

Ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής υγρασίας στο εργαστήριο μπορεί να γίνει με τις εξής μεθόδους:

- μέθοδος Haines,
- μέθοδος στήλης σε ισορροπία με σταθερή στάθμη ελεύθερου ύδατος,
- μέθοδος στήλης με διάφραγμα πίεσης,
- συσκευή Richards,
- μέθοδος της σχετικής υγρασίας,
- μέθοδος του σημείου πήξης του ύδατος του εδάφους,
- μέθοδος γ-ακτινοβολίας (Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, 1986),
- μέθοδος TDR (Αγγελάκη, 2004).

Βέβαια, ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών της εδαφικής υγρασίας μπορεί να γίνει και στον αγρό με τις παρακάτω μεθόδους:

- τασίμετρα,
- πορώδη σώματα,

- μέθοδος νετρονίων,
- μέθοδος TDR,
- μέθοδος της ηλεκτρικής αντιστάσεως,
- μέθοδος FDR.

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

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΥΔΑΤΟΙΚΑΝΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΣΗΜΕΙΟ ΜΟΝΙΜΗΣ ΜΑΡΑΝΣΗΣ

2.1. Η υδατοϊκανότητα του εδάφους

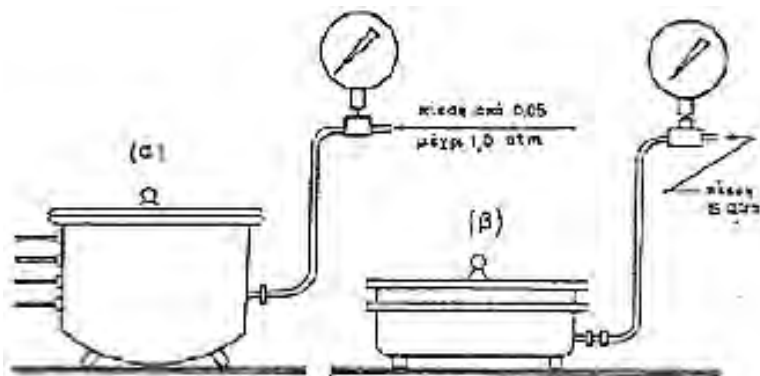
Με τον όρο υδατοϊκανότητα του εδάφους εννοείται η υγρασία που δύναται να συγκρατήσει ένα έδαφος βαθύ, ομοιόμορφο και καλά στραγγιζόμενο μετά την απομάκρυνση του ελεύθερου νερού. Στην περίπτωση που το έδαφος είναι κορεσμένο αρχικά, όταν αρχίσει η στράγγιση, η υγρασία του εδάφους ελαττώνεται και μαζί με αυτή και η τιμή της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας. Κάποια στιγμή η τιμή της υγρασίας ελαττώνεται πάρα πολύ με συνέπεια τον περιορισμό της κίνησης του νερού στο έδαφος σε σημείο που θα θεωρηθεί ανύπαρκτη, έστω κι αν η υπάρχουσα υδραυλική κλίση είναι πολύ μεγάλη. Αυτό είναι και το καθοριστικό όριο που καλείται υδατοϊκανότητα (Παπαζαφειρίου, 1984).

Οπότε, ως υδατοϊκανότητα ορίζεται το όριο εκείνο της εδαφικής υγρασίας στο οποίο η τιμή της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας που αντιστοιχεί είναι αρκετά μικρή, ώστε πρακτικά να έχει σταματήσει κάθε ουσιαστική κίνηση νερού στο έδαφος, ανεξάρτητα από τις υπάρχουσες υδραυλικές κλίσεις. Συνήθως, η υγρασία του εδάφους αγγίζει τα επίπεδα της υδατοϊκανότητάς του σε τρεις ή πέντε ημέρες ύστερα από βροχή ή άρδευση, ανάλογα με την υφή και τη δομή του εδάφους. Η υδατοϊκανότητα αποτελεί το άνω όριο της χρήσιμης για τα φυτά εδαφικής υγρασίας. Αντικειμενικός προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας μπορεί να γίνει με μέτρηση της τάσης της εδαφικής υγρασίας που αντιστοιχεί σε αυτή (Παπαζαφειρίου, 1977). 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 εδαφών. Οι άλλοι τύποι εδαφών έχουν ενδιάμεσες σε σχέση με τις παρακάτω τιμές.

Πίνακας 2.1. Αντιστοιχία τάσης στην υδατοϊκανότητα διάφορων τύπων εδαφών.

Τύπος υφής εδάφους	Τάση στην υδατοϊκανότητα (cm)
Αμμώδες (χονδρόκοκκο)	60
Αμμοπηλώδες	100
Πλυοπηλώδες	300
Αργιλώδες	600

Η μέτρηση της υδατοϊκανότητας γίνεται με μια συσκευή που λέγεται δίσκος πίεσεως και φαίνεται στο Σχήμα 2.1 (α). Στη συσκευή αυτή, ένα δείγμα κορεσμένου εδάφους τοποθετείται πάνω σε ένα πορώδη κεραμικό δίσκο, ο οποίος είναι επίσης κορεσμένος με νερό, και καλύπτεται αεροστεγώς με μεταλλικό κάλυμμα. Ο χώρος κάτω από το κεραμικό δίσκο βρίσκεται σε επικοινωνία με τον ατμοσφαιρικό αέρα. Στο χώρο που βρίσκεται πάνω από το δίσκο εφαρμόζεται πεπιεσμένος αέρας.



Σχήμα 2.1. 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 που αντιστοιχεί στην υδατοϊκανότητα του εξεταζόμενου εδάφους. Μετά την παραμονή του δείγματος στη συσκευή για ορισμένο χρόνο προσδιορίζεται η υγρασία του που είναι η υδατοϊκανότητα.

2.2. Το σημείο μόνιμης μάρανσης

Το σημείο το οποίο θεωρείται το κάτω όριο της χρήσιμης για τα φυτά εδαφικής υγρασίας, είναι το σημείο μόνιμης μάρανσης, με την προϋπόθεση ότι η υδατοϊκανότητα αποτελεί το άνω όριο. Κάτω από το σημείο αυτό τα φυτά δεν είναι ικανά να προσλάβουν το νερό, το οποίο χρειάζονται και αρχίζουν σιγά σιγά να μαραίνονται.

Το σημείο μόνιμης μάρανσης δεν είναι το ίδιο για όλα τα εδάφη αλλά εξαρτάται από την υφή και τη δομή τους. Επίσης, επηρεάζεται και από άλλους παράγοντες, όπως από το είδος του φυτού και την κατάσταση του, τη συγκέντρωση αλάτων στο

έδαφος και τις κλιματικές συνθήκες που έχει κάποια περιοχή. Για τους παράγοντες που προαναφέρθηκαν, η τάση της εδαφικής υγρασίας που αντιστοιχεί στο σημείο αυτό κυμαίνεται από 7 ως 32 bar. Σήμερα, αντιπροσωπευτική τιμή της τάσης όλων των τύπων εδαφών θεωρούνται τα 15 bar (Καλφούντζος, 2002).

Η ανάπτυξη των φυτών αναστέλλεται ή ακόμη και διακόπτεται όταν η υγρασία του εδάφους αγγίζει το σημείο μόνιμης μάρανσης. Στην περίπτωση αυτή, τα φυτά λαμβάνουν από το έδαφος μια ποσότητα νερού, αλλά αυτή δεν είναι ικανή να διατηρήσει τα κύτταρα τους σε σπαργή. Ωστόσο, αν η υγρασία μειωθεί ακόμη περισσότερο θα επέλθει η ξήρανση των φυτών. Το όριο της εδαφικής υγρασίας κάτω από το οποίο τα φυτά μαραίνονται καλείται έσχατο σημείο μάρανσης. Η τιμή της τάσης που αντιστοιχεί σε αυτό το σημείο μπορεί να πλησιάσει και τα 60 bar (Τερζίδης και Παπαζαφειρίου, 1997).

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 ελάχιστη διαπερατή μεμβράνη και εφαρμόζεται διαφορά πίεσης ίση με 15 bar στους δύο χώρους, 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 2.1 (β).

2.3. Διαθέσιμη και ωφέλιμη υγρασία

Στην άρδευση ενδιαφέρει η υγρασία μεταξύ της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης στο βάθος του ριζοστρώματος. Η υγρασία αυτή αποτελεί τη διαθέσιμη υγρασία εδάφους και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$ASM = [(FC - PWP)/100] \times ASW \times RD \quad (2.1.)$$

όπου ASM (Available Soil Moisture) είναι η διαθέσιμη υγρασία σε mm πάχους υδάτινου στρώματος, FC (Field Capacity) είναι η υδατοϊκανότητα, PWP (Permanent Wilting Point) είναι το σημείο μόνιμης μάρανσης ως ποσοστό % ξηρού βάρους, ASW (Available Soil Weight) είναι το φαινόμενο ειδικό βάρος, που είναι αδιάστατο και RD (Root Depth) είναι το βάρος του ριζοστρώματος σε mm.

Η σχέση (2.1) ισχύει εάν το έδαφος είναι ομογενές σε όλο το βάθος του ριζοστρώματος. Εάν το έδαφος αποτελείται από στρώσεις, η διαθέσιμη υγρασία

υπολογίζεται για κάθε στρώση χωριστά και μετά αθροίζεται για όλο το βάθος του ριζοστρώματος. Η διαθέσιμη υγρασία διαμορφώνεται ανάλογα με την υφή και τη δομή των εδαφών. Γενικά, αμμώδη εδάφη, που είναι ελαφρά και στραγγίζονται καλά, έχουν μικρή διαθέσιμη υγρασία. Ακολουθούν τα ιλυώδη και μετά τα αργιλώδη, που έχουν πολύ μεγάλη διαθέσιμη υγρασία.

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 το συνδυασμό των φυτικών, εδαφικών και κλιματικών συνθηκών μιας περιοχής, που διαμορφώνουν ένα συντελεστή ωφελιμότητας F . Το κλάσμα αυτό της διαθέσιμης υγρασίας λέγεται ωφέλιμη υγρασία (USM, Useful Soil Moisture) και δίνεται από τη σχέση:

$$USM = F \times ASM \quad (2.2)$$

2.4. Άμεσος εργαστηριακός υπολογισμός της εδαφικής υγρασίας

Ο άμεσος υπολογισμός της εδαφικής υγρασίας γίνεται σε δείγματα εδάφους στο εργαστήριο. Ένα δείγμα εδάφους με την περιεχόμενη υγρασία ζυγίζεται και τοποθετείται σε κλίβανο για 24 ώρες, σε θερμοκρασία 105°C . Μετά την ξήρανσή του στο κλίβανο το δείγμα ξαναζυγίζεται. Η διαφορά βάρους των δυο ζυγίσεων αντιπροσωπεύει την εδαφική υγρασία, που υπολογίζεται σαν ποσοστό ξηρού βάρους με τη σχέση:

$$SM(\%D.W.) = 100 \frac{W_w - W_d}{W_d} \quad (2.3)$$

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

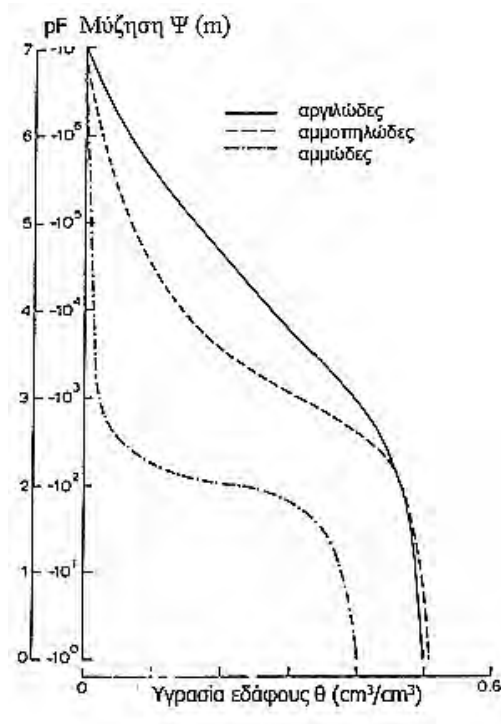
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΤΗΣ ΥΣΤΕΡΗΣΗΣ

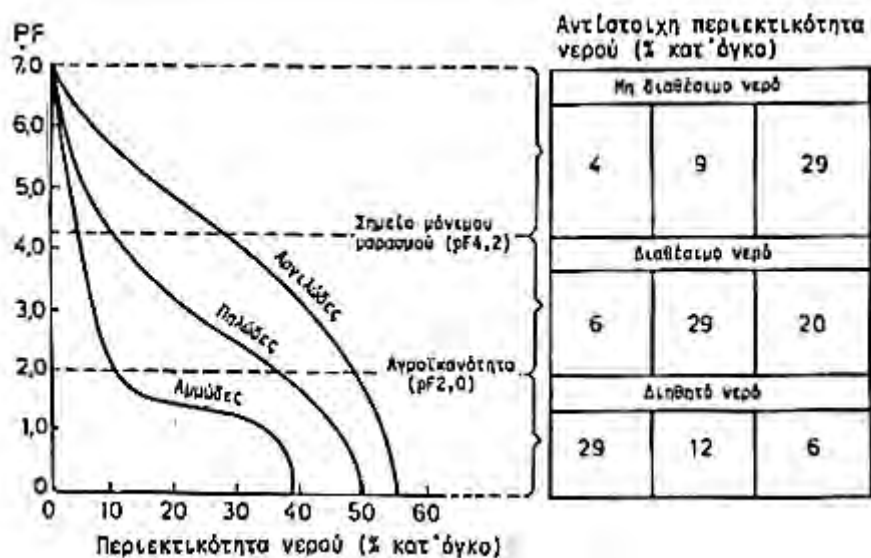
3.1. Σχέσεις πίεσης - περιεκτικότητας σε νερό

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως οι μεταβλητές της μύζησης και της υγρασίας είναι πολύ στενά συνδεδεμένες μεταξύ τους. Όσο λιγότερο νερό υπάρχει στο έδαφος τόσο μεγαλύτερη είναι η μύζηση με την οποία αυτό συγκρατείται και αντίστροφα.

Η καμπύλη της περιεκτικότητας σε νερό σε συνάρτηση με τη μύζηση ονομάζεται χαρακτηριστική καμπύλη υγρασίας του εδάφους. Η χαρακτηριστική καμπύλη διαφέρει σε κάθε τύπο εδάφους.



Διάγραμμα 3.1. Χαρακτηριστικές καμπύλες για αμμώδες, πηλώδες και αργιλώδες έδαφος (Feddes et al., 1978).



Διάγραμμα 3.2. Καμπύλες pF ή συγκράτησης νερού για εδάφη διαφορετικής μηχανικής σύστασης (Landon, 1984).

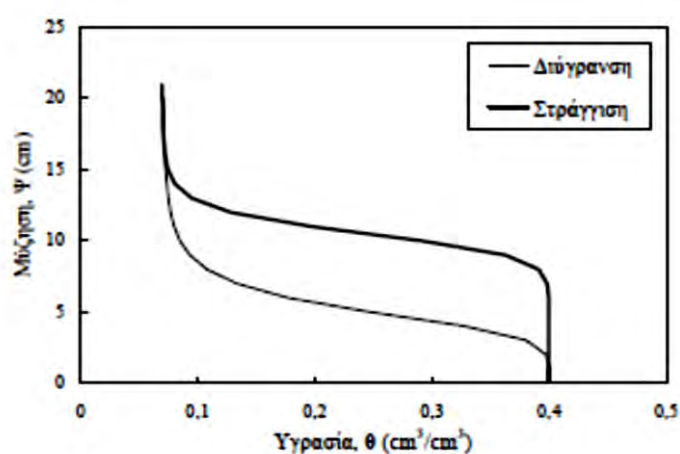
3.2. Υστέρηση - Η σχέση $\Psi(\theta)$

Το επιφανειακό έδαφος στη φυσική του κατάσταση κατά κανόνα είναι ακόρεστο, δηλαδή περιέχει στους πόρους του αέρα και νερό. Καθώς το νερό απομακρύνεται ή προστίθεται στο έδαφος, το δυναμικό του εδαφικού νερού συνεχώς μεταβάλλεται. Ο παράγοντας που επηρεάζει περισσότερο από κάθε άλλον τις δυνάμεις με τις οποίες το εδαφικό νερό συγκρατείται από το έδαφος είναι η μηχανική σύσταση του εδάφους. Η μηχανική σύσταση εξαρτάται κατά κύριο λόγο από το πορώδες, το μέγεθος των πόρων, το σχήμα και την αρχιτεκτονική τους. Έτσι, μόνον η τιμή της υγρασίας (θ) για εδάφη που έχουν διαφορετική μηχανική σύσταση, είναι ανεπαρκής για την εξαγωγή συγκριτικών συμπερασμάτων. Διαφορετική μηχανική σύσταση σημαίνει διαφορετική δύναμη συγκράτησης του εδαφικού νερού από το έδαφος, δηλαδή διαφορετική μύζηση. Όταν η τιμή της μύζησης αυξάνει, αυξάνουν οι δυνάμεις συγκράτησης του εδαφικού νερού, δηλαδή μειώνεται η εδαφική υγρασία.

Για τη μελέτη της σχέσης που υπάρχει ανάμεσα στη μύζηση και στην ποσότητα του εδαφικού νερού σε όλο το εύρος της εδαφικής υγρασίας, προσδιορίζεται πειραματικά μια καμπύλη, η οποία ονομάζεται χαρακτηριστική καμπύλη συγκράτησης του εδαφικού νερού ή και χαρακτηριστική καμπύλη του εδάφους. Ζεύγη τιμών υγρασίας - μύζησης (θ_i, Ψ_i) τοποθετούνται σε ένα σύστημα ορθογωνίων

συντεταγμένων και δίνουν μια σιγμοειδούς μορφής, ομαλή και συνεχή καμπύλη, η οποία είναι διαφορετική για κάθε τύπο εδάφους.

Η χαρακτηριστική καμπύλη συγκράτησης του εδαφικού νερού μπορεί να σχηματιστεί, εάν ένα κορεσμένο έδαφος υποβληθεί σε προοδευτική μείωση της υγρασίας του, οπότε έχουμε την καμπύλη στράγγισης ή στην αντίθετη περίπτωση, εάν ένα ακόρεστο έδαφος υποβληθεί σε προοδευτική διύγρανση, οπότε έχουμε την καμπύλη διήθησης. Η καμπύλη στράγγισης και η καμπύλη διήθησης δεν ταυτίζονται, το οποίο σημαίνει ότι η σχέση υγρασίας-πίεσης δεν είναι μονοσήμαντη. Το φαινόμενο αυτό αποτελεί το φαινόμενο της υστέρησης.



Διάγραμμα 3.3 Χαρακτηριστική καμπύλη συγκράτησης του εδαφικού νερού.

Το φαινόμενο της υστέρησης αποτέλεσε αντικείμενο μελέτης από πολλούς ερευνητές όπως: Everret et al (1952, 1954), Everret (1954, 1955), Poulouvassilis (1962, 1970), Philip (1964), Poulouvassilis και Tzimas (1975), Poulouvassilis και El-Ghamry (1978), Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη και Τζιμόπουλος (1985), Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη (1986), Αραμπατζής κ.ά. (1997). Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία ο Haines (1930), ύστερα από πειράματα σε πορώδη μέσα με σταθερό πορώδες, έδειξε για πρώτη φορά ότι η σχέση μεταξύ περιεκτικότητας υγρασίας και μύζησης δεν είναι μονοσήμαντη.

Η υστέρηση αποτελεί ένα φαινόμενο που εμφανίζεται σε ορισμένα φυσικά μέσα όπως οι φερομαγνήτες, οι κρύσταλλοι, τα κράματα, τα πορώδη μέσα κ.λπ.. Το φυσικό αυτό φαινόμενο εμφανίζεται κατά τη διάρκεια ορισμένων διαδικασιών που εξελίσσονται στα μέσα αυτά, μεταξύ δύο μεταβλητών του συστήματος X και Y, όπου $Y=Y(X)$, και οι οποίες περιγράφουν την κατάσταση ισορροπίας στο σύστημα, η δε

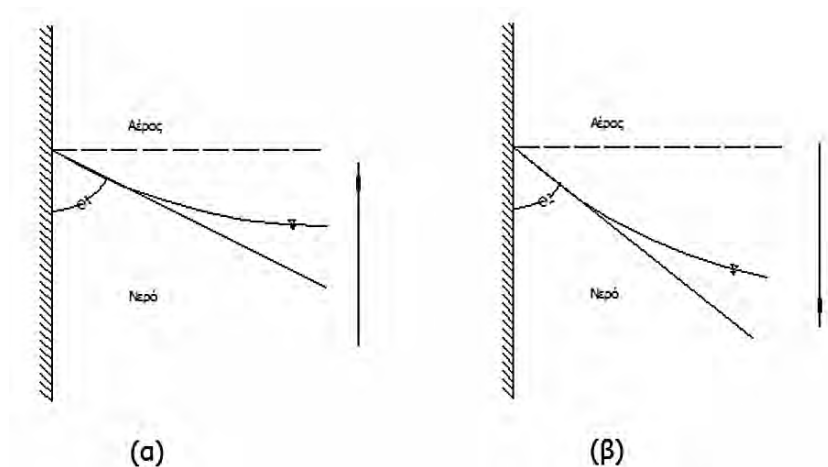
σχέση αυτή δεν είναι μονοσήμαντη, αλλά σε μία τιμή της μεταβλητής X είναι δυνατόν να αντιστοιχούν άπειρες τιμές της Y . Έτσι, για παράδειγμα η χαρακτηριστική καμπύλη της υγρασίας ενός εδάφους περιγράφει την κατάσταση ισορροπίας, που υπάρχει ανάμεσα στην αρνητική πίεση του νερού των πόρων Ψ και στην περιεχόμενη υγρασία θ σε μη κορεσμένο έδαφος. Η σχέση αυτή $\Psi(\theta)$ δεν είναι μονοσήμαντη, αλλά παρουσιάζει υστέρηση, δηλαδή η χαρακτηριστική καμπύλη παρουσιάζει άλλη πορεία κατά τη διάρκεια μιας διύγρανσης και άλλη πορεία κατά τη διάρκεια μιας στράγγισης, και η τιμή της αρνητικής πίεσης του νερού των πόρων είναι μεγαλύτερη κατ' απόλυτη τιμή κατά τη διάρκεια μιας στράγγισης παρά κατά τη διάρκεια μιας διύγρανσης για την ίδια υγρασία. Για το φαινόμενο αυτό ο Haines θεώρησε υπεύθυνη την αρχιτεκτονική του πορώδους και τη διαφορετική γωνία επαφής κατά τη διύγρανση από τη στράγγιση. Σε γενικές γραμμές, το πορώδες μπορεί να θεωρηθεί ότι διαμορφώνεται από σχετικά μεγάλες κοιλότητες (διευρύνσεις), που αλληλεπικοινωνούν μεταξύ τους με λεπτά ανοίγματα (στενώσεις). Κατά τη φάση της ξήρανσης, η πίεση που πρέπει να εφαρμοστεί για το άδειασμα ενός πόρου, καθορίζεται από την ακτίνα της στένωσης, ενώ κατά τη φάση της διύγρανσης, η πίεση που κάνει τον πόρο να γεμίσει, καθορίζεται από την ακτίνα διεύρυνσης. Έτσι, απαιτείται μεγαλύτερη ενέργεια, για να αποσπάσουμε νερό από το έδαφος παρά για να το προσθέσουμε και το φαινόμενο είναι μη αντιστρεπτό. Η υγρασία λοιπόν σε μια δεδομένη μύζηση είναι μεγαλύτερη κατά τη στράγγιση απ' ότι κατά τη διύγρανση (Haines, 1930).

3.2.1. Ερμηνεία του φαινομένου της υστέρησης

Το φαινόμενο της υστέρησης επηρεάζει τις χαρακτηριστικές συναρτήσεις του εδάφους $\theta(h)$ και $K(h)$ σε αντίθεση με την συνάρτηση $K(\theta)$ που δεν επηρεάζεται. Αυτό αποδεικνύεται πειραματικά. Επομένως, η πρώτη παρατήρηση στο ότι η μεταβλητή h (ύψος τριχοειδούς πίεσης) είναι εκείνη που ευθύνεται για το φαινόμενο αυτό. Πράγματι, έχοντας κατά νου την εξίσωση του Laplace, μπορούν να αναφερθούν οι εξής λόγοι που προκαλούν την υστέρηση:

- η ανομοιόμορφη κατανομή των πόρων του πορώδους μέσου (εδάφους),
- η διαφορετική γωνία επαφής του νερού στους κόκκους του εδαφικού μητρώου κατά τη στράγγιση και τη διύγρανση,

- ο εγκλωβισμός αέρα κατά την πορεία στράγγισης- διήθησης (Torpp, 1969).



Σχήμα 3.1. (α). Γωνία διαβροχής θ κατά τη διύγρυνση (β). Γωνία απόσυρσης κατά τη στράγγιση θ_2 .

3.2.2. Το φαινόμενο της υστέρησης σε διάφορους τύπους εδαφών

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

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

Ανάμεσα στα εδάφη με σταθερό πορώδες (καθαρά αμμώδη εδάφη) και στα εδάφη με ιδανικά μεταβαλλόμενο πορώδες (καθαρά αργιλικά εδάφη) κατατάσσονται όλα τα υπόλοιπα που περιέχουν σε μικρό ή μεγάλο βαθμό άργιλο και χούμο. Η άργιλος και ο χούμος επηρεάζουν τη δομή των εδαφών με τη δημιουργία συσσωματωμάτων που δεν είναι πολύ σταθερά. Για το λόγο αυτό, η υστέρησή τους

δεν έχει διεξοδικά μελετηθεί. Συμπεραίνεται όμως ότι θα πρέπει να συμπεριφέρονται με κάποιο ενδιάμεσο τρόπο, ανάλογα με το βαθμό αντιστρεψιμότητας της δομικής διατάξεως των συσσωματωμάτων τους.

Μια συγκεκριμένη περιεκτικότητα σε νερό ενός εδάφους μπορεί να επιτευχθεί ακολουθώντας διάφορες διαδρομές υστερήσεως που ο αριθμός τους είναι θεωρητικά άπειρος. Η κατανομή μιας ποσότητας νερού στο έδαφος, που καθορίζει μια ορισμένη εδαφική υγρασία, συνδέεται άμεσα με τη συγκεκριμένη σειρά μεταβολών της πίεσεως που οδήγησε στη συγκράτησή του και διαφέρει από οποιαδήποτε άλλη κατανομή της ίδιας ποσότητας νερού που κατέληξε να βρίσκεται στο έδαφος μετά από διαφορετική σειρά μεταβολών της πίεσεως. Οι μεγαλύτερες διαφορές στην κατανομή του νερού παρατηρούνται όταν η ίδια εδαφική υγρασία έχει επιτευχθεί ακολουθώντας τις οριακές καμπύλες υστέρησης (Στεφανής, 2008).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΣΥΣΚΕΥΩΝ ΚΑΙ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗΣ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑΣ

4.1. Περιγραφή Συσκευής Πίεσεως (Pressure Plate Apparatus)

4.1.1. Δίσκος – Μembrάνη Πίεσεως

Για τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών παραμέτρων της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης χρησιμοποιήθηκε η συσκευή 15 Bar Pressure 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.



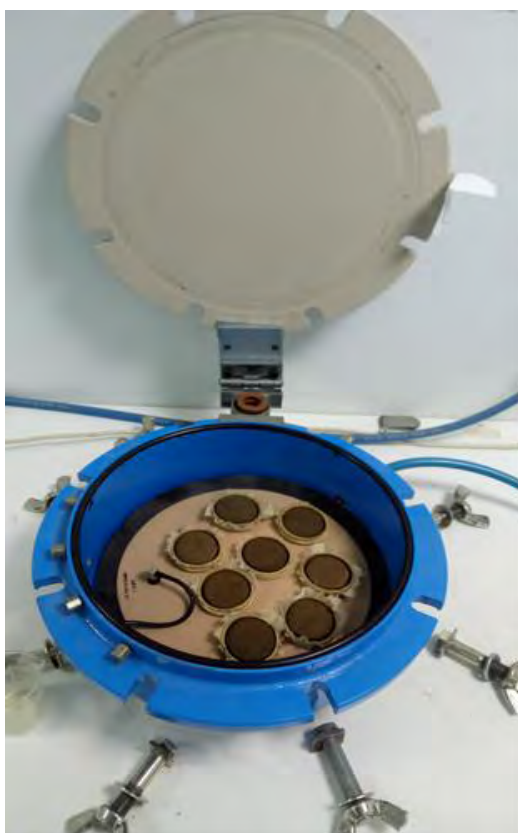
Εικόνα 4.1. Συσκευή πίεσεως.

4.1.2. Θάλαμος πίεσεως

Ο θάλαμος πίεσεως είναι ένας μεταλλικός κυλινδρικός θάλαμος ο οποίος έχει στο πάνω μέρος ένα μεταλλικό κάλυμμα το οποίο κλείνει 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 στραγγίζει από τα εδαφικά δείγματα συγκεντρώνεται σε ένα γυάλινο συλλέκτη. Σε δυο σημεία του στα πλάγια υπάρχουν υποδοχές για την σύνδεση σωλήνων οι οποίοι είναι μπλε και μέσω αυτών γίνεται η παροχή πίεσης από την πηγή πεπιεσμένου αέρα.



Εικόνα 4.2. Θάλαμος πίεσεως.

4.1.3. Κεραμική πλάκα

Η κεραμική πλάκα έχει πόρους τέτοιας διαμέτρου, ώστε να είναι περατή μόνο από το νερό και όχι από τον αέρα και είναι κυλινδρική ώστε να εφαρμόζει στο κάτω μέρος του θαλάμου πίεσεως. Υπάρχουν δύο τέτοιες πλάκες. Η μια λειτουργεί μέχρι πίεση 1 bar και η άλλη μέχρι πίεση 15 bar. Η κεραμική πλάκα πρέπει να κορεστεί με

νερό, 24 ώρες πριν την χρήση της και τα κορεσμένα 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.

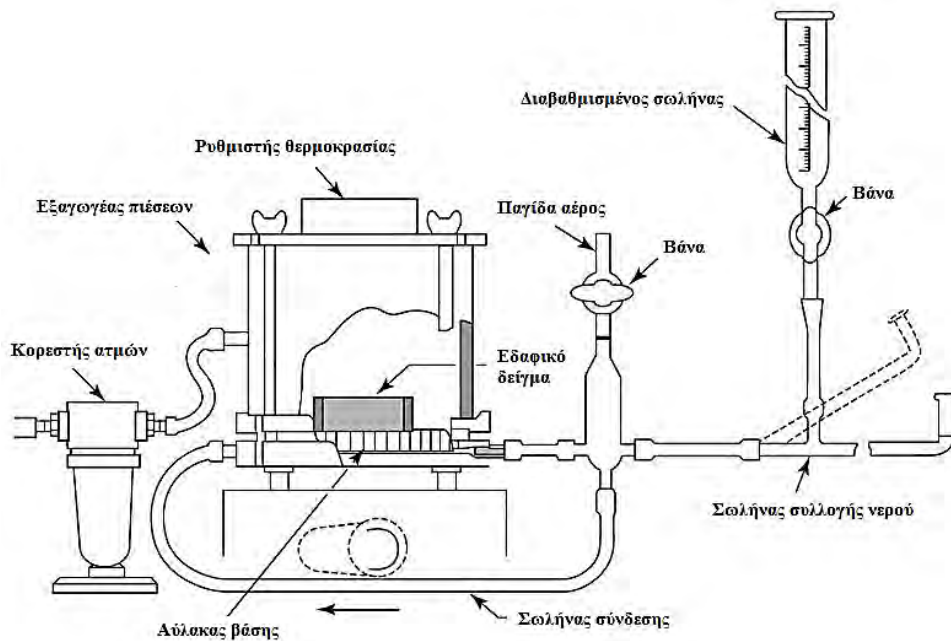


Εικόνα 4.3. Κεραμικές πλάκες 1 bar και 15 bar.

4.2. Περιγραφή Συσκευής 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.

4.2.1. 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.

Αυτό σημαίνει ότι κάποιος μπορεί να ερευνήσει της 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 bar ή 200 Kpa).



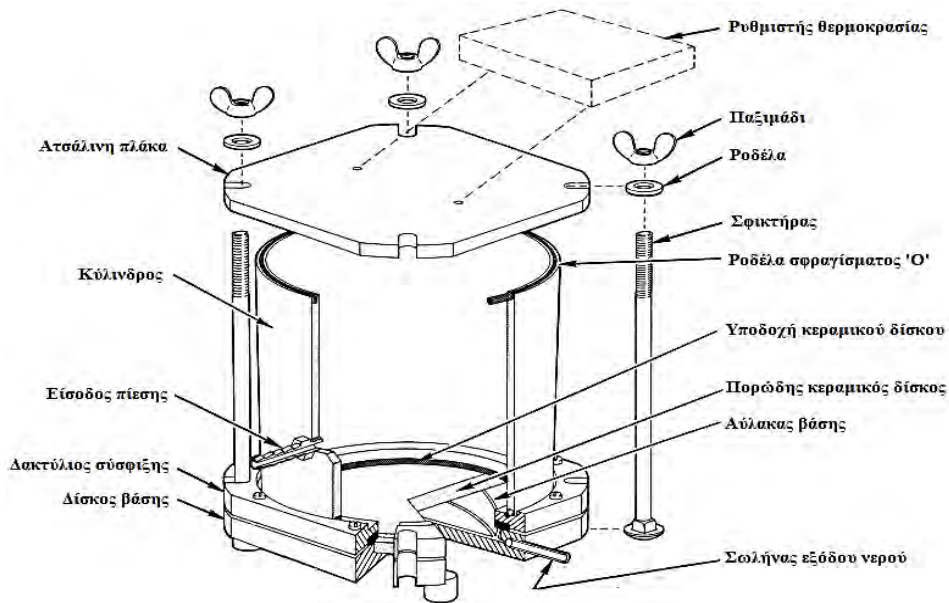
Εικόνα 4.4. Εξαγωγέας πιέσεων (Volumetric Pressure Plate Extractor).

4.2.1.1. Λεπτομέρειες κατασκευής

Στον εξαγωγέα τοποθετείται κεραμική πορώδης πλάκα 2 bar, η οποία επιτρέπει την λειτουργία του εξαγωγέα σε κάθε πίεση ανάμεσα στα 0 και 2 bar (30 psi). Το Σχήμα 4.2 δείχνει μια άποψη του εξαγωγέα. Τα τρία λειτουργικά μέρη της μονάδας συνδέονται με 4 σφικτήρες και παξιμάδια. Για τον διαχωρισμό της μονάδας σε μέρη 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 δύο σωλήνες εξόδου που βρίσκονται σε αντίθετες θέσεις στη βάση.

Ο κύλινδρος του εξαγωγέα παρέχει 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.



Σχήμα 4.2. Εξαγωγή πίεσεων.

4.2.1.2. Χαρακτηριστικά της συσκευής

Τάση πίεσης: 2 bar (30 psi)

Πορώδης κεραμική πλάκα - Λειτουργική διάμετρος: 4,69 in (11,7 cm).

Πορώδης κεραμική πλάκα - Πάχος: 0,32 in (0,81 cm).

Πορώδης κεραμική πλάκα - Αγωγιμότητα: $K=1,73 \cdot 10^{-7}$ cm/sec.

Μέγιστο εσωτερικό ύψος: 4,65 in (11,6 cm).

Εξωτερικές διαστάσεις: Ύψος: 6 in (15,3 cm) - Πλάτος: $5\frac{7}{8}$ in (14,9 cm)

4.2.2. 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 στον αγρό. Από τις πληροφορίες που αποκτούμε μπορούμε να σχεδιάσουμε τα αποτελέσματα της υστέρησης σε κάθε είδος εδάφους.

4.2.2.1. Ρυθμιστής θερμοκρασίας (Heater Block)

Δύο οπές στο κάλυμμα του εξαγωγέα χρησιμεύουν για να δεχθούν το ρυθμιστή θερμοκρασίας (Heater Block).

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

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

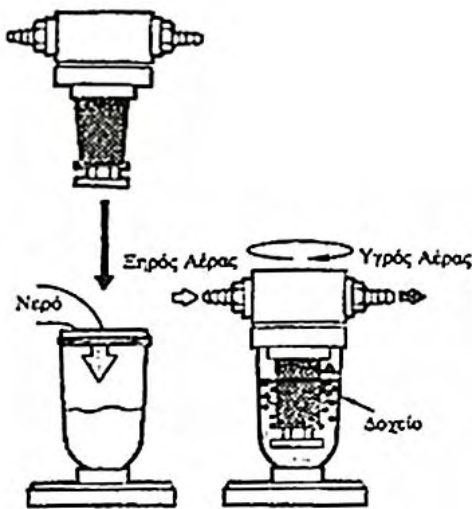


Εικόνα 4.5. Ρυθμιστής θερμοκρασίας (Heater Block).

4.2.2.2. Κορεστής ατμών (Vapor Saturator)

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

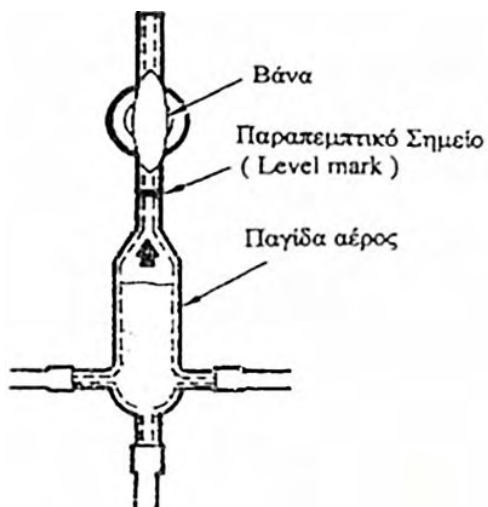
Ο σκοπός του διαβρογέα είναι να υγραίνει τον εισερχόμενο στον εξαγωγέα αέρα, έτσι ώστε να μην υπάρχει ξηρό αποτέλεσμα στο δείγμα εδάφους που πραγματοποιείται η μέτρηση και έτσι να μην υπάρξουν καθόλου λάθη κατά τη μέτρηση του υδάτινου όγκου από αυτή την πηγή. Ο κορεστής ατμών είναι σχεδιασμένος για λειτουργία σε πιέσεις άνω των 30 psi.



Σχήμα 4.3. Κορεστής ατμών.

4.2.2.3. Παγίδα αέρα (Air Trap)

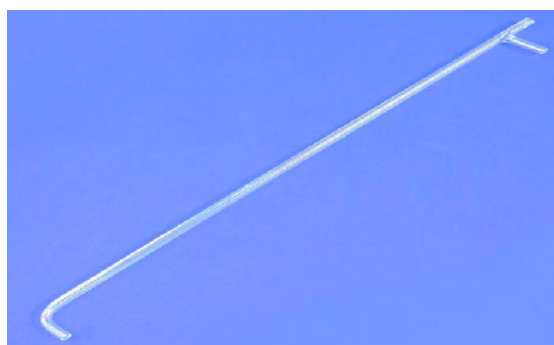
Η παγίδα αέρα (Σχήμα 4.4 και Εικόνα 4.6) είναι ένα γυάλινο δοχείο για τη συλλογή του αέρα που ίσως περάσει δια μέσου του πορώδη κεραμικού δίσκου του εξαγωγέα κατά τη διάρκεια των πειραμάτων.



Σχήμα 4.4 και Εικόνα 4.6. Παγίδα αέρα.

4.2.2.4. Σωλήνας συλλογής νερού (Ballast Tube)

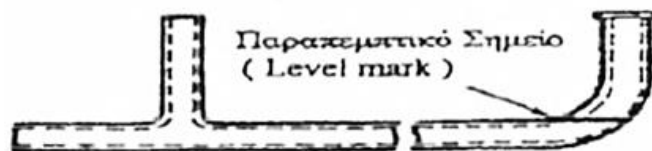
Ο σωλήνας συλλογής νερού (Εικόνα 4.7) είναι ένα γυάλινο οριζόντιο αποθηκευτικό πεδίο για το νερό που κινείται μέσα ή έξω από το εδαφικό δείγμα κατά τη διάρκεια των πειραμάτων.



Εικόνα 4.7. Σωλήνας συλλογής νερού (Ballast Tube).

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

Ένα Level mark (Σχήμα 4.5) στο τέλος σχεδόν του σωλήνα συλλογής νερού προβάλλει ένα παραπεμπτικό σημείο για τη σωστή καταμέτρηση του όγκου του νερού.

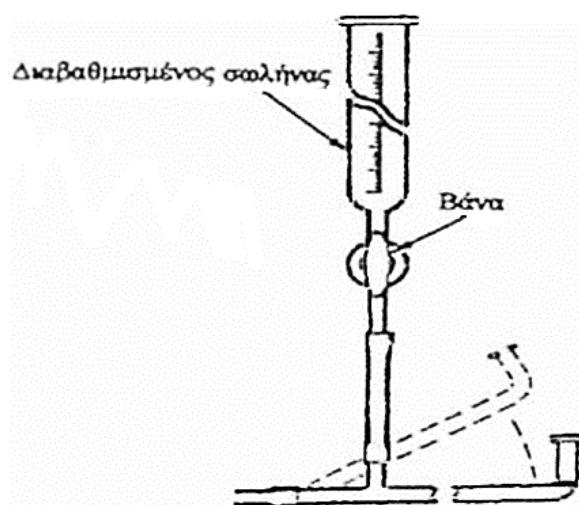


Σχήμα 4.5. Σωλήνας συλλογής νερού.

4.2.2.5. Διαβαθμισμένος σωλήνας (Burette)

Ο διαβαθμισμένος σωλήνας (Σχήμα 4.6) είναι ένα αποθηκευτικό δοχείο για νερό. Όταν οι καταμετρήσεις γίνονται και επέλθει ισορροπία, το ύψος του νερού μέσα στο

διαβαθμισμένο σωλήνα δηλώνει ακριβώς το ποσό της μετακινούμενης υγρασίας από και προς το εδαφικό δείγμα



Σχήμα 4.6. Διαβαθμισμένος σωλήνας.

4.3. Πρόσθετα εφόδια Συσκευής Πίεσεως και Συσκευής Υστέρησης

Στη συσκευή πίεσεως όπως και στη συσκευή υστέρησης υπάρχουν κατάλληλες βίδες οι οποίες τοποθετούνται στις κατάλληλες υποδοχές που υπάρχουν στο μεταλλικά καπάκια. Στη συσκευή πίεσεως πρώτα, τοποθετούνται οι πίσω βίδες και στην συνέχεια τοποθετούνται αντιδιαμετρικά οι υπόλοιπες.

Και οι δύο συσκευές βρίσκονται πάνω σε κατάλληλο εργαστηριακό βάθρο (εξέδρα) και διάφοροι εργαστηριακοί σφικτήρες στηρίζουν τα ποικίλα λειτουργικά μέρη των εξαρτημάτων.

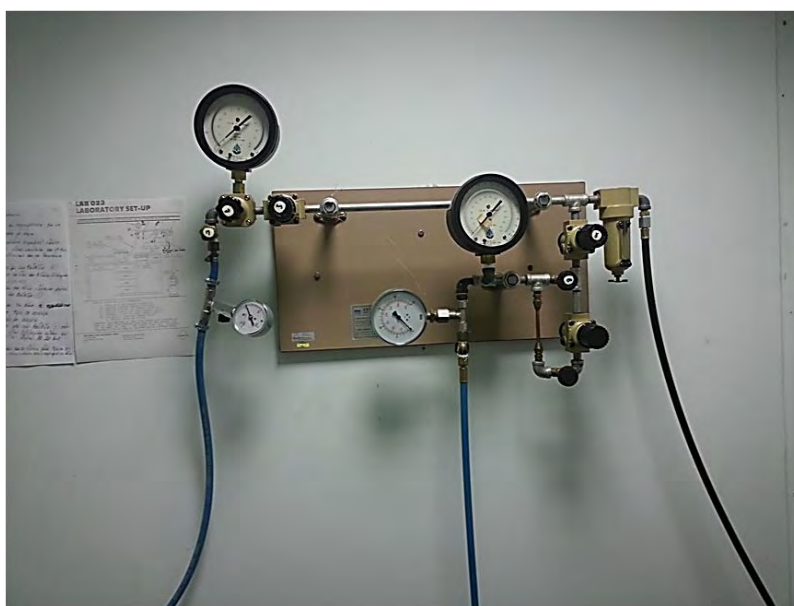
4.4. Πηγή πεπιεσμένου αέρα (Air Pressure Source)

Και τα δύο συστήματα που περιεγράφηκαν παραπάνω για να λειτουργήσουν συνδέονται με ένα συμπιεστή αέρα (PM Compressor Model 500 Series) (Εικόνα 4.8) ο οποίος διοχετεύει στα συστήματα πεπιεσμένο αέρα και δύο ρυθμιστές πιέσεων (Manifold Model 700-3) (Εικόνα 4.9) της Soil Moisture, με την βοήθεια των οποίων επιτυγχάνεται ακρίβεια στην αυξομείωση των πιέσεων. Για την ακριβή διεκπεραίωση της εργασίας, είναι ουσιώδες να έχουμε μια καλά αυξομειούμενη πίεση. Το μοντέλο 700-3 Manifold προμηθεύει αυξομειούμενη πίεση με σειρά από 0-60 psi με ακρίβεια

αυξομείωσης 1/100 psi της τιμής ορισμού. Η μεγαλύτερη πίεση εισαγωγής στο μοντέλο 700-3 Manifold είναι 400 psi.

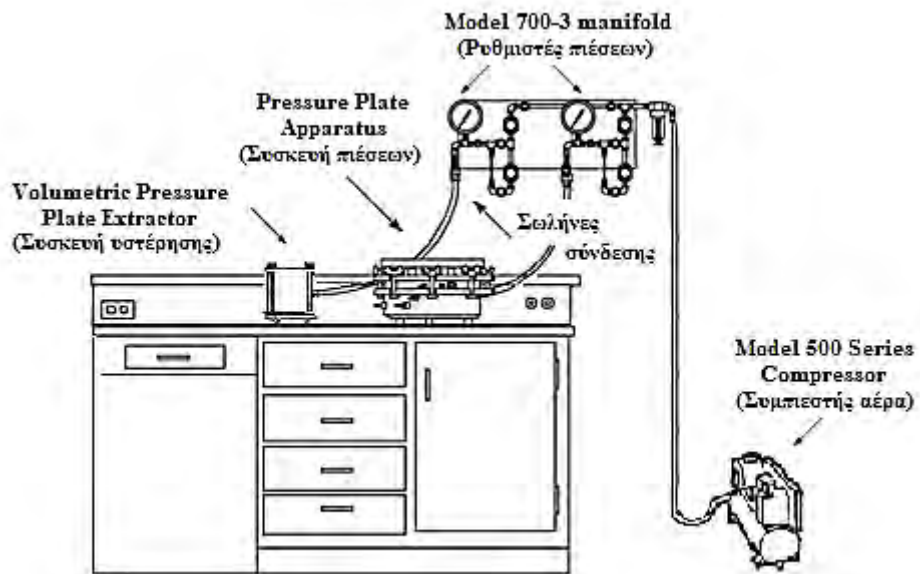


Εικόνα 4.8. Συμπιεστής αέρα (PM Compressor Model 500 Series).



Εικόνα 4.9. Ρυθμιστές πιέσεων (Manifold Model 700-3).

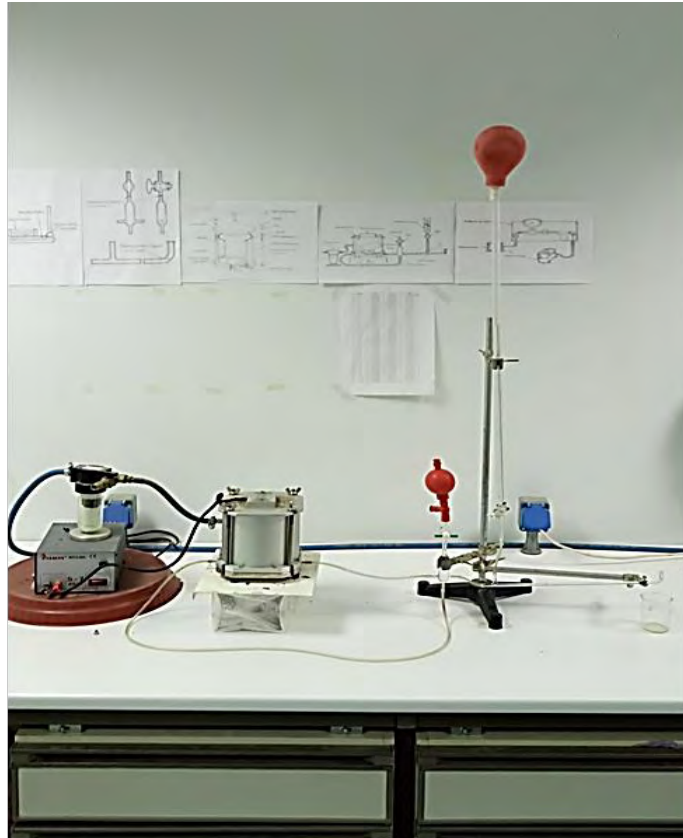
Παρακάτω στο Σχήμα 4.7 φαίνεται μια απεικόνιση της πειραματικής διάταξης. Στις Εικόνες 4.10 και 4.11 φαίνεται η πειραματική διάταξη της συσκευής πίεσης και της συσκευής της υστέρησης αντίστοιχα στο Εργαστήριο Γεωργικής Υδραυλικής του Τμήματος Γεωπονίας του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας.



Σχήμα 4.7. Πειραματική διάταξη όλων των συσκευών στο εργαστήριο.



Εικόνα 4.10. Πειραματική διάταξη της συσκευής πίεσης στο εργαστήριο.



Εικόνα 4.11. Πειραματική διάταξη της συσκευής υστερήσης στο εργαστήριο.

4.5. Προετοιμασία των εδαφικών δειγμάτων

Κατά την διάρκεια των πειραμάτων, 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. Τα εδαφικά δείγματα τοποθετούνται πάνω στην ήδη κορεσμένη κεραμική πλάκα της συσκευής.

Θα πρέπει να επισημανθεί πως στο πλαίσιο της πτυχιακής αυτής εργασίας μετά τη ξήρανση του εδάφους στο φούρνο πραγματοποιήθηκε και κοκκομετρική ανάλυση με σκοπό την επιλογή ενός ομοιόμορφου εδαφικού δείγματος.

4.6. Μελέτη της Υδατοϊκανότητας και του Σημείου Μόνιμης Μάρανσης

Μετά την τοποθέτηση των δειγμάτων πάνω στην κεραμική πλάκα και το κλείσιμο του θαλάμου πίεσεως εφαρμόζεται αέρας με γνωστή και επιθυμητή πίεση (0,33 bar για την εύρεση της υδατοϊκανότητας) και τα δείγματα αφήνονται να ισορροπήσουν.

Ο χρόνος ισορροπίας εξαρτάται τόσο από το είδος του εδάφους όσο και από την εφαρμοζόμενη πίεση. 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. Στην πράξη, τα δείγματα θεωρούνται ότι ισορρόπησαν όταν σταματήσει να εκρέει νερό από τον σωλήνα που βρίσκεται στα πλάγια της συσκευής.

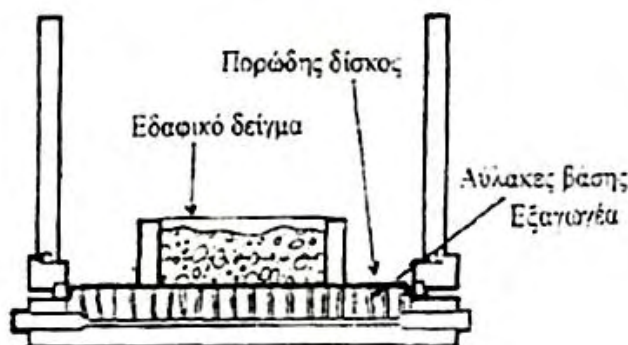
Αφού τα δείγματα ισορροπήσουν, ζυγίζονται και τοποθετούνται πάλι στην κεραμική πλάκα. Ο θάλαμος κλείνει και εφαρμόζεται στην συνέχεια αέρας με μεγαλύτερη πίεση (15 bar για την εύρεση του σημείου μόνιμης μάρανσης).

4.7. Μελέτη της Υστέρησης

4.7.1. Προετοιμασία της συσκευής

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

Για ακριβείς καταμετρήσεις, ο εξαγωγέας πρέπει να λειτουργεί σε δωμάτιο με ρυθμιζόμενη θερμοκρασία ή μπορεί να προσαρτηθεί και να λειτουργήσει το Heater Block. Αυτό είναι ουσιώδες για να εμποδίζει την υγρασία να συσσωρεύεται στο εσωτερικό των τοιχωμάτων του εξαγωγέα όπως εξηγήθηκε στο υποκεφάλαιο 4.2.2.1.



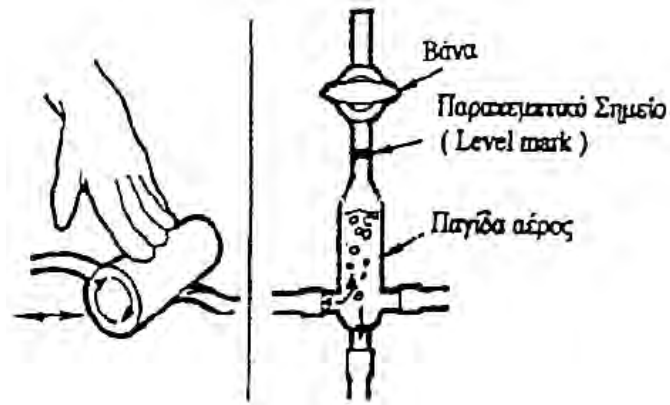
Σχήμα 4.8. Τοποθέτηση εδαφικού δείγματος στον εξαγωγέα.

Στη συνέχεια ο κύλινδρος και το πάνω τμήμα του εξαγωγέα βιδώνονται και προσθέτουμε νερό στα εξαρτήματα της υστέρησης για να γεμίσουν οι σωλήνες. Η στάθμη του νερού στην παγίδα του αέρα (Air Trap) πρέπει να είναι πάνω από το παραπεμπτικό σημείο (Level mark).

Το συμπλήρωμα του νερού γίνεται ευκολότερα αν προσθέσουμε νερό στο διαβαθμισμένο σωλήνα. Ανοίγοντας τη βάνα στην κορυφή της παγίδας αέρα και τη βάνα στη βάση του διαβαθμισμένου σωλήνα, το νερό ρέει μέσα στην παγίδα αέρα και στον σωλήνα σύνδεσης.

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

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

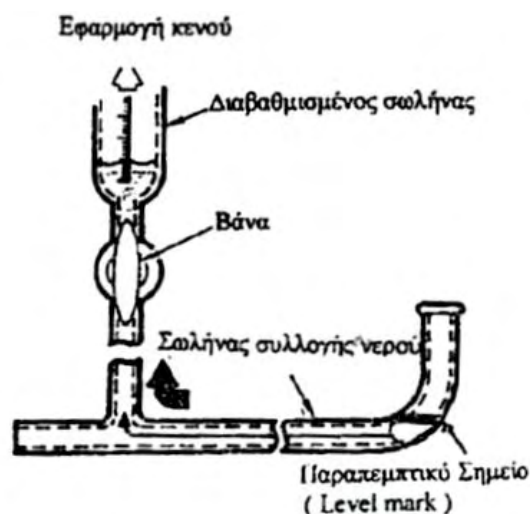


Σχήμα 4.9. Διαδικασία απομάκρυνσης του αέρα.

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

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

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



Σχήμα 4.10. Απομάκρυνση νερού από το σωλήνα συλλογής.

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

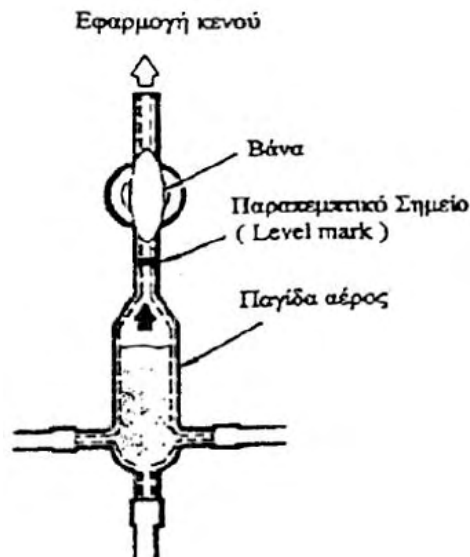
4.7.2. Εφαρμογή πίεσης στον εξαγωγέα

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

4.7.3. Απαραίτητες ρυθμίσεις πριν από κάθε μέτρηση

Πρώτα απομακρύνεται όλος ο συσσωρευμένος αέρας που βρίσκεται κάτω από τον κεραμικό δίσκο, ώστε να μην έχουμε λάθη στη μέτρηση του όγκου του νερού. Επίσης, η συσσώρευση του αέρα κάτω από τον κεραμικό δίσκο μπορεί να εμποδίζει την επαναπρόσληψη νερού από το δείγμα, σε πειράματα όπου η πίεση του αέρα μειώνεται μετά την επίτευξη της ισορροπίας.

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



Σχήμα 4.11. Ρύθμιση ύψους νερού στην παγίδα αέρα.

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

4.7.4. Λήψη μετρήσεων

4.7.4.1. Διαδικασία στράγγισης

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

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

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

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

Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται για αυξανόμενες τιμές πίεσης μέχρις ότου το εδαφικό δείγμα να μη στραγγίζει περαιτέρω.

4.7.4.2. Διαδικασία διύγρανσης

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

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

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

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

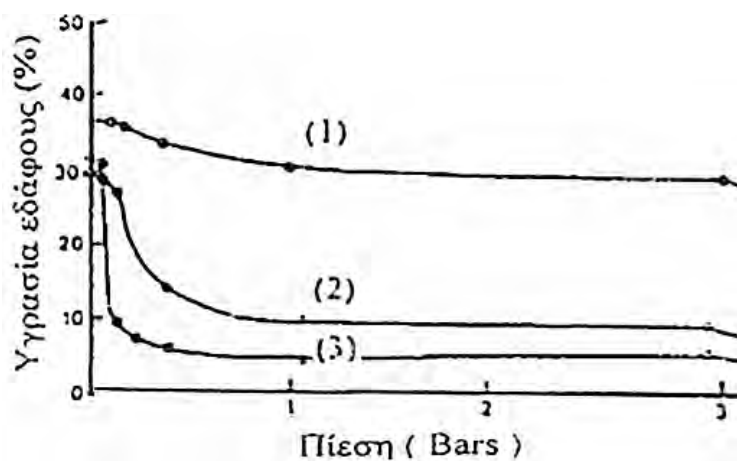
Στο κλείσιμο της διαδρομής μετά την τελευταία τιμή ισορροπίας, η πίεση στον εξαγωγέα ελευθερώνεται και ανοίγει η συσκευή.

4.7.5. Προσδιορισμός καμπυλών συγκράτησης υγρασίας

Οι αλλαγές στον όγκο του νερού μέσα στο διαβαθμισμένο σωλήνα προέρχονται από τη μετακίνηση του νερού από και προς το εδαφικό δείγμα κατά τη διάρκεια των πειραμάτων. Έτσι γίνεται ο προσδιορισμός, με ακρίβεια, του ποσοστού της υγρασίας μέσα στο δείγμα για κάθε τιμή ισορροπίας.

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

Η καμπύλη συγκράτησης υγρασίας ή χαρακτηριστική καμπύλη εδάφους (ή καμπύλη απορρόφησης ή προσρόφησης), όπως αποκαλείται, είναι η σχέση της περιεχόμενης εδαφικής υγρασίας ως προς την εδαφική τιμή μύζησης στην οποία η υγρασία διατηρείται. Τυπικές καμπύλες συγκράτησης υγρασίας για τρεις τύπους εδάφους φαίνονται στο Διάγραμμα 4.1.



Διάγραμμα 4.1. Τυπικές καμπύλες συγκράτησης υγρασίας τριών τύπων εδάφους:

(1) Ιλυώδες (Silty)

(2) Αμμοπηλώδες (Sandy Loam)

(3) Αμμώδες (Sand)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

5.1. Αποτελέσματα

5.1.1. Περιγραφή εδαφικών δειγμάτων

Κατά τη διάρκεια των πειραμάτων της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν δεκατρία διαταραγμένα δείγματα αμμοδών εδαφών, με σκοπό τον προσδιορισμό του φαινόμενου ειδικού βάρους, της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης. Σε δύο από αυτά τα δείγματα πραγματοποιήθηκε επιπλέον, ο σχεδιασμός των χαρακτηριστικών καμπυλών και ο προσδιορισμός του βρόγχου υστέρησης.

Τα εδαφικά δείγματα ήταν διαταραγμένα και προετοιμάστηκαν σύμφωνα με τις συστάσεις του United States Department of Agriculture, όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 4.

Το έδαφος, αρχικά, πέρασε από κόσκινο με διάμετρο οπών 2mm. Σκοπός ήταν να απομακρυνθούν χαλίκια μεγαλύτερα των 2mm και να μετατραπεί όλο το δείγμα σε κόκκους διαμέτρου κάτω των 2mm. Στη συνέχεια, έγινε ξήρανση των εδαφικών δειγμάτων στους 105⁰ C για 24 ώρες και κοκκομετρική ανάλυση, ώστε να πάρουμε όσο το δυνατόν πιο ομοιογενή δείγματα. Έπειτα, τα εδαφικά δείγματα ζυγίστηκαν ξηρά σε δακτυλίους συγκράτησης και μετά αφέθηκαν να κορεστούν, σε απιονισμένο νερό, για 24 ώρες και ξαναζυγίστηκαν με σκοπό να υπολογιστεί η υγρασία κορεσμού τους.

5.1.2. Μηχανική ανάλυση εδαφικών δειγμάτων

Στα εδαφικά δείγματα που προσδιορίστηκε ο βρόχος υστέρησης και οι χαρακτηριστικές καμπύλες πραγματοποιήθηκε και μηχανική ανάλυση σε εξωτερικό εργαστήριο και πήραμε τα εξής αποτελέσματα:

- Εδαφικό δείγμα Δ1: 68 % Άμμος, 29 % Αργίλος και 3 % Ιλύς
- Εδαφικό δείγμα Δ10: 88 % Άμμος, 11 % Αργίλος και 1 % Ιλύς

5.1.3. Πειραματικός προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης

Τα κορεσμένα εδαφικά δείγματα τοποθετήθηκαν στην πορώδη κεραμική πλάκα (1 bar) της συσκευής δίσκου πίεσεως, η οποία είχε προηγουμένως κορεστεί για 4 ημέρες με απιονισμένο νερό. Μετά, σφραγίστηκε η συσκευή και εφαρμόστηκε πίεση αέρος 0,33 bar.

Κατά την εφαρμογή της πίεσης παρατηρήθηκε στράγγιση νερού από τα εδαφικά δείγματα και πραγματοποιήθηκε η συγκέντρωσή του σε ειδικό συλλέκτη.

Θεωρείται ότι έχει επέλθει ισορροπία όταν πλέον δεν υπάρχει εκροή νερού από τη συσκευή. Τότε η συσκευή αποσφραγίζόταν και γινόταν ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων.

Για την μέτρηση του σημείου μόνιμης μάρανσης χρησιμοποιήθηκε κεραμική πορώδης πλάκα των 15 bar κορεσμένη επίσης για 4 ημέρες σε απιονισμένο νερό. Γινόταν εφαρμογή πίεσης στα 15 bar, συλλογή νερού που στράγγιζε από τα δείγματα και όταν επερχόταν ισορροπία η συσκευή άνοιγε και γινόταν ζύγιση των εδαφικών δειγμάτων.

Κατά τη διάρκεια του πειράματος η θερμοκρασία του χώρου ήταν σταθερή στους 20°C με την βοήθεια του κλιματιστικού.

5.1.4. Πειραματικός προσδιορισμός των χαρακτηριστικών καμπυλών και του βρόχου υστέρησης

Τα κορεσμένα εδαφικά δείγματα τοποθετήθηκαν πάνω στην κεραμική πορώδη πλάκα της συσκευής Richards η οποία είχε 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 λήφθηκε σε μηδενική πίεση και οι επόμενες σε σταδιακές αυξήσεις της εφαρμοζόμενης πίεσης. Κατά τη σταδιακή 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 116 psi (0,8 bar). Δεν εφαρμόστηκαν μεγαλύτερες πιέσεις για λόγους ασφαλείας της συσκευής.

Έτσι λοιπόν, σ' αυτό το σημείο, άρχισε η αντίστροφη διαδικασία. Δηλαδή, εφαρμόστηκαν σταδιακές μειώσεις της πίεσης μέχρι την τιμή μηδέν. Σ' αυτή τη διαδικασία, το εδαφικό δείγμα απορροφούσε νερό καθώς πραγματοποιούνταν η διύγρυνση του δείγματος. Το νερό που απορροφούσε το δείγμα κάθε φορά που εφαρμοζόταν μειωμένη πίεση υπολογίστηκε από τις ενδείξεις του διαβαθμισμένου σωλήνα Burette.

Η διύγρυνση αυτή του εδαφικού δείγματος άρχισε από τα 0,8 bar 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.

5.1.5. Επεξεργασία μετρήσεων

Για τον υπολογισμό της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης καθώς επίσης και για να σχεδιαστούν οι καμπύλες στράγγισης και διύγρυνσης των εδαφικών δειγμάτων και να απεικονιστεί ο βρόχος υστέρησης ήταν απαραίτητο να γίνουν κάποιοι υπολογισμοί.

Έτσι λοιπόν, υπολογίστηκε η υγρασία επί τοις % κ.β. και επί τοις % κ.ό. που κάθε φορά περιείχε το εδαφικό δείγμα.

Η υγρασία επί τοις % κ.β. υπολογίστηκε βάσει του τύπου:

$$\theta_s = \frac{\text{βάρος κορεσμένου εδάφους} - \text{βάρος ξηρού εδάφους}}{\text{βάρος ξηρού εδάφους}} * 100 \quad (5.1)$$

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

$$\theta_s = \text{Υγρασία \% κ.β.} \times \Phi EB \quad (5.2)$$

Όπου ΦEB το φαινόμενο ειδικό βάρος (ή φαινόμενη ειδική πυκνότητα, ρ_b) του εδαφικού δείγματος σε g/cm^3 που υπολογίστηκε σύμφωνα με τη σχέση 1.2.

Επίσης, η πίεση μετατράπηκε σε λογαριθμική κλίμακα. Η μετατροπή αυτή έγινε βάσει του τύπου:

$$pF = \log_{10} \psi \quad (5.3)$$

όπου ψ οι τιμές της πίεσης σε cm. Η πίεση σε cm ισούται με $(\text{psi}/14,5) \times 76$, ενώ η πίεση σε bar ισούται με $(\text{psi}/14,5)$.

5.1.6. Αποτελέσματα προσδιορισμού της υδατοϊκανότητας και του σημείου μάρανσης

Τα αποτελέσματα των μετρήσεων παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.1., όπου έχουν συμπεριληφθεί οι πειραματικές τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας κορεσμού, όπως αυτές υπολογίστηκαν στο εργαστήριο (Λαχανάς, 2019).

Πίνακας 5.1. Υδατοϊκανότητες και σημεία μόνιμης μάρανσης των εδαφικών δειγμάτων.

α/α	K_s (cm/h)	ΦΕΒ (g/cm³)	ΥΔ (% κ.ό)	ΣΜΜ (%κ.ό)
Δ1	52,3	1,27	22,1	11,27
Δ2	60,8	1,39	17,87	11,23
Δ3	61,7	1,44	17,43	11,86
Δ4	72,3	1,15	16,97	12,35
Δ5	81,2	1,42	17,95	8,92
Δ6	140,1	1,35	15,02	7,73
Δ7	142,3	1,62	14,87	7,68
Δ8	143,5	1,46	14,51	7,43
Δ9	168,9	1,5	12,48	5,48
Δ10	200,4	1,35	15,11	7,82
Δ11	203,2	1,26	9,23	4,43
Δ12	214,8	1,86	8,87	3,87
Δ13	233,4	1,93	8,2	2,51

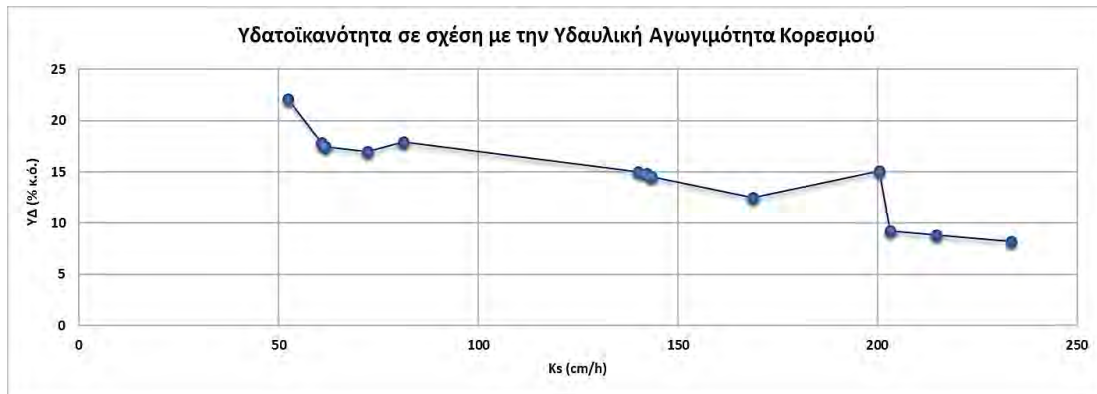
Από τον Πίνακα 5.1 παρατηρείται πως όσο αυξάνεται η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας μειώνεται η υδατοϊκανότητα και το σημείο μόνιμης μάρανσης, οι τιμές των οποίων εξαρτώνται από την υφή και τη δομή των εδαφικών δειγμάτων.

Παρατηρείται πως η ικανότητα συγκρατήσεως (σημείο μόνιμης μάρανσης) αυξάνεται όσο μειώνεται η υδραυλική αγωγιμότητα κορεσμού (K_s).

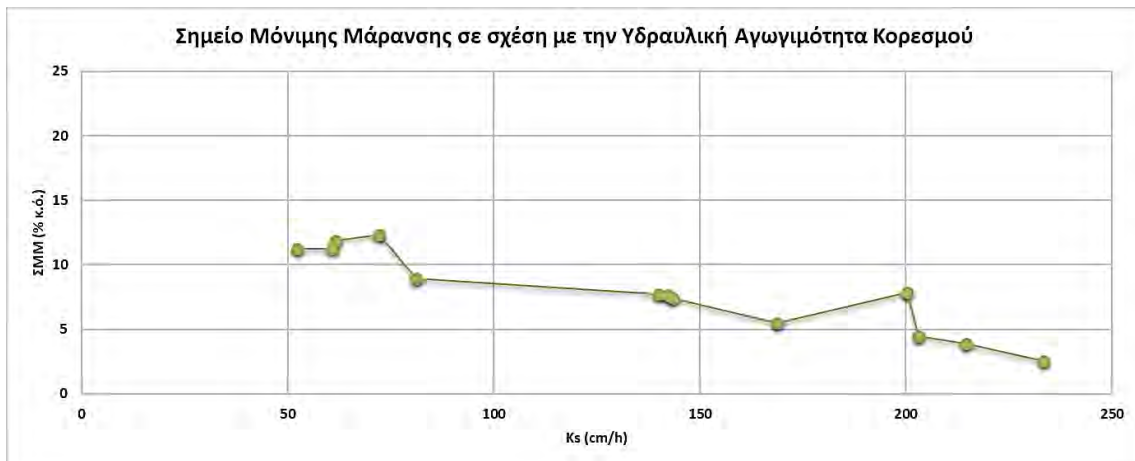
Στα Διαγράμματα 5.1 έως και 5.3 παρατηρούμε τη διακύμανση των υδραυλικών παραμέτρων (φαινόμενο ειδικό βάρος, υδατοϊκανότητα και σημείο μόνιμης μάρανσης) σε σχέση με την υδραυλική αγωγιμότητα (K_s).



Διάγραμμα 5.1. Διακύμανση του φαινομένου ειδικού βάρους (ΦEB) σε σχέση με την υδραυλική αγωγιμότητα (K_s) κορεσμού.



Διάγραμμα 5.2. Διακύμανση της υδατοϊκανότητας (YΔ) σε σχέση με την υδραυλική αγωγιμότητα (K_s) κορεσμού.



Διάγραμμα 5.3. Διακύμανση του σημείου μόνιμης μάρανσης (ΣΜΜ) σε σχέση με την υδραυλική αγωγιμότητα (K_s) κορεσμού.

Το φαινόμενο ειδικό βάρος των εδαφικών δειγμάτων όπως προσδιορίστηκε από την αντίστοιχη πειραματική διαδικασία κυμάνθηκε από 1,27 για το πιο βαρύ αμμώδες εδαφικό δείγμα έως 1,93 για το πιο ελαφρύ αμμώδες εδαφικό δείγμα.

Αντίστοιχα οι υπόλοιπες υδραυλικές παράμετροι δηλαδή η υδατοϊκανότητα και το σημείο μόνιμης μάρανσης, κυμάνθηκαν από 22,1 % κ.ό. έως 8,2% κ.ό. και 11,27 % κ.ό. έως 2,51 % κ.ό. για το πιο βαρύ αμμώδες εδαφικό δείγμα και το πιο ελαφρύ αμμώδες εδαφικό δείγμα αντίστοιχα.

Με τη βοήθεια του προγράμματος SPSS (IBM SPSS Statistics 23) διερευνήθηκε η συσχέτιση μεταξύ των τιμών των υδραυλικών παραμέτρων (φαινόμενου ειδικού βάρους, υδατοϊκανότητας και σημείου μόνιμης μάρανσης) όλων των εδαφικών δειγμάτων.

Πίνακας 5.2. Αποτελέσματα ανάλυσης συσχέτισης των υδραυλικών παραμέτρων.

		Correlations		
		Υδατοϊκανότητα (% κ.ό.)	Σημείο Μόνιμης Μάρανσης (% κ.ό.)	Φαινόμενο Ειδικό Βάρος
Υδατοϊκανότητα (% κ.ό.)	Pearson Correlation	1	,912**	-,630*
	Sig. (2-tailed)		,000	,021
	N	13	13	13
Σημείο Μόνιμης Μάρανσης (% κ.ό.)	Pearson Correlation	,912**	1	-,685**
	Sig. (2-tailed)	,000		,010
	N	13	13	13
Φαινόμενο Ειδικό Βάρος	Pearson Correlation	-,630*	-,685**	1
	Sig. (2-tailed)	,021	,010	
	N	13	13	13

** . Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).

* . Correlation is significant at the 0.05 level (2-tailed).

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ανάλυσης συσχέτισης του Πίνακα 5.2 παρατηρήθηκε ότι υπάρχει πολύ ισχυρή θετική συσχέτιση μεταξύ των τιμών της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης ($r=0,912 > 0,81$ και $p=0,000 < 0,05$) σε επίπεδο στατιστικής σημαντικότητας 5%.

Επίσης, μεταξύ των τιμών της υδατοϊκανότητας και του φαινόμενου ειδικού βάρους υπάρχει ισχυρή αρνητική συσχέτιση ($0,61 > r=-0,630 < 0,80$ και $p=0,021 < 0,05$) σε επίπεδο στατιστικής σημαντικότητας 5%.

Και τέλος, μεταξύ των τιμών του σημείου μόνιμης μάρανσης και του φαινόμενου ειδικού βάρους υπάρχει ισχυρή αρνητική συσχέτιση ($0,61 > r=-0,685 < 0,80$ και $p=0,010 < 0,05$) σε επίπεδο στατιστικής σημαντικότητας 5%.

5.1.7. Αποτελέσματα προσδιορισμού του βρόχου υστέρησης και χαρακτηριστικές καμπύλες

Τα αποτελέσματα των μετρήσεων κατά τη στράγγιση και τη διύγρανση των εδαφικών δειγμάτων παρουσιάζονται στους Πίνακες 5.4 και 5.5 για το πρώτο εδαφικό δείγμα (Δ1) και για το δεύτερο (Δ10) στους Πίνακες 5.7 και 5.8.

Γίνεται επίσης απεικόνιση της στράγγισης και της διύγρανσης καθώς και του βρόχου υστέρησης των εδαφικών δειγμάτων.

Πίνακας 5.3. Χαρακτηριστικά εδαφικού δείγματος Δ1.

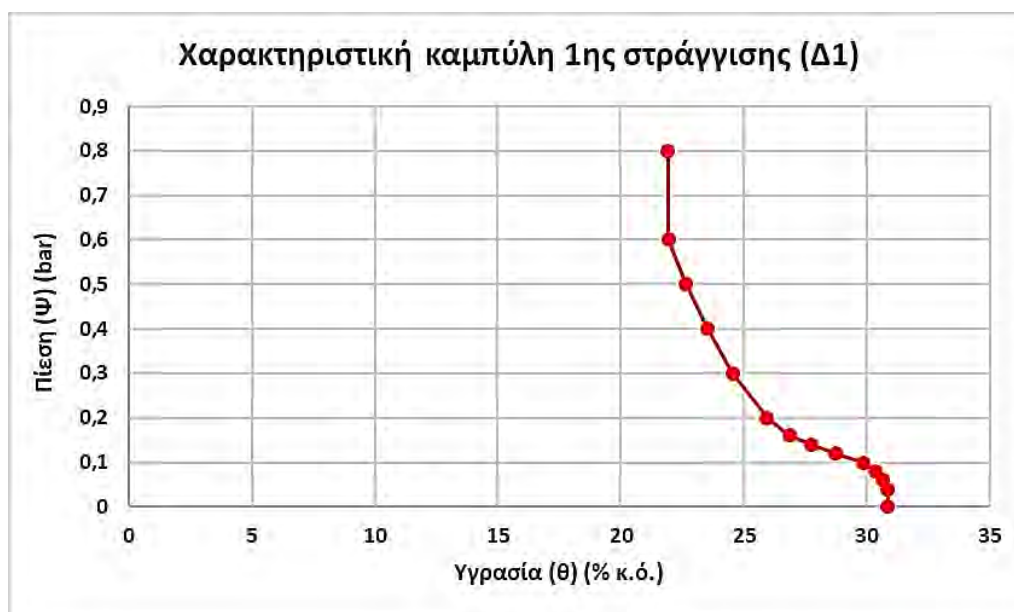
Μάζα ξηρού δακτυλίου $m_{\delta\xi}$ (g)	4,32
Μάζα υγρού δακτυλίου $m_{\delta\upsilon}$ (g)	5,85
Μεικτή ξηρή μάζα εδάφους $m_{\mu\xi}$ (g)	46,49
Καθαρή ξηρή μάζα εδάφους m_{ξ} (g)	42,17
Μεικτή κορεσμένη μάζα εδάφους $m_{\mu\kappa}$ (g)	58,26
Καθαρή κορεσμένη μάζα εδάφους m_{κ} (g)	52,41
Φαινόμενη Ειδική Πυκνότητα ρ_b (g/cm³)	1,27

Πίνακας 5.4. Στράγγιση του εδαφικού δείγματος Δ1.

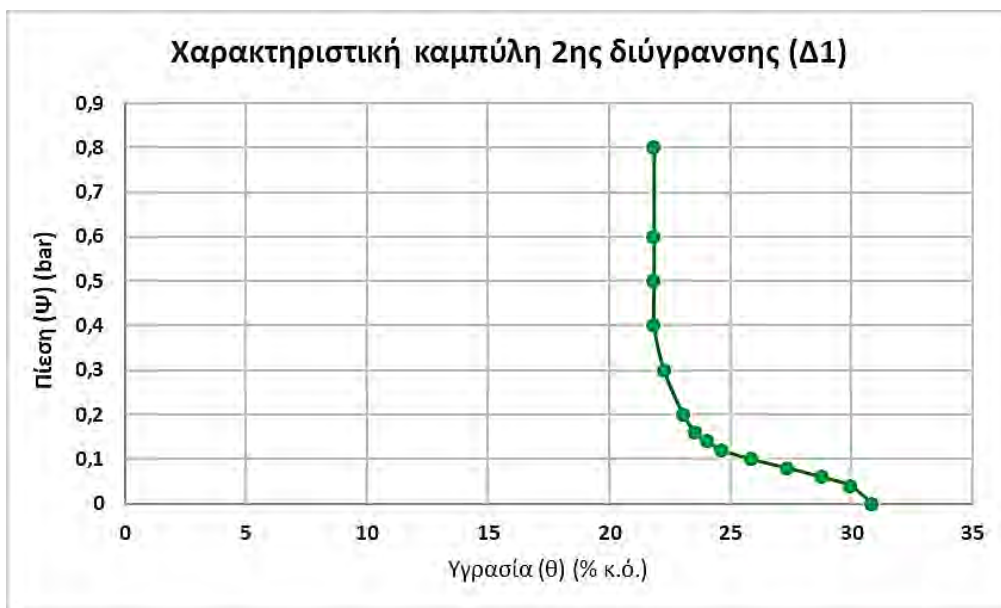
Στράγγιση 1ου Εδαφικού Δείγματος									
a/a	Πίεση (bar)	Πίεση (mbar)	Πίεση (cm)	pF	Όγκος νερού Burette (ml)	Νερό που στραγγίζει (ml)	Νερό που μένει στο έδαφος (ml)	Υγρασία εδάφους (% κ.β)	Υγρασία εδάφους (% κ.ό)
1	0	0	0	0	45	0	10,24	24,28	30,84
2	0,04	40	0,21	-0,68	45	0	10,24	24,28	30,84
3	0,06	60	0,31	-0,50	44,8	0,2	10,04	24,13	30,64
4	0,08	80	0,42	-0,38	44,5	0,3	9,74	23,89	30,34
5	0,1	100	0,52	-0,28	44	0,5	9,24	23,50	29,84
6	0,12	120	0,63	-0,20	42,9	1,1	8,14	22,63	28,74
7	0,14	140	0,73	-0,13	41,9	1	7,14	21,84	27,74
8	0,16	160	0,84	-0,08	41	0,9	6,24	21,13	26,84
9	0,2	200	1,05	0,02	40,1	0,9	5,34	20,42	25,94
10	0,3	300	1,57	0,20	38,7	1,4	3,94	19,32	24,54
11	0,4	400	2,10	0,32	37,7	1	2,94	18,53	23,54
12	0,5	500	2,62	0,42	36,8	0,9	2,04	17,83	22,64
13	0,6	600	3,14	0,50	36,1	0,7	1,34	17,27	21,94
14	0,8	800	4,19	0,62	36,1	0	1,34	17,27	21,94

Πίνακας 5.5. Δύγρανση του εδαφικού δείγματος Δ1.

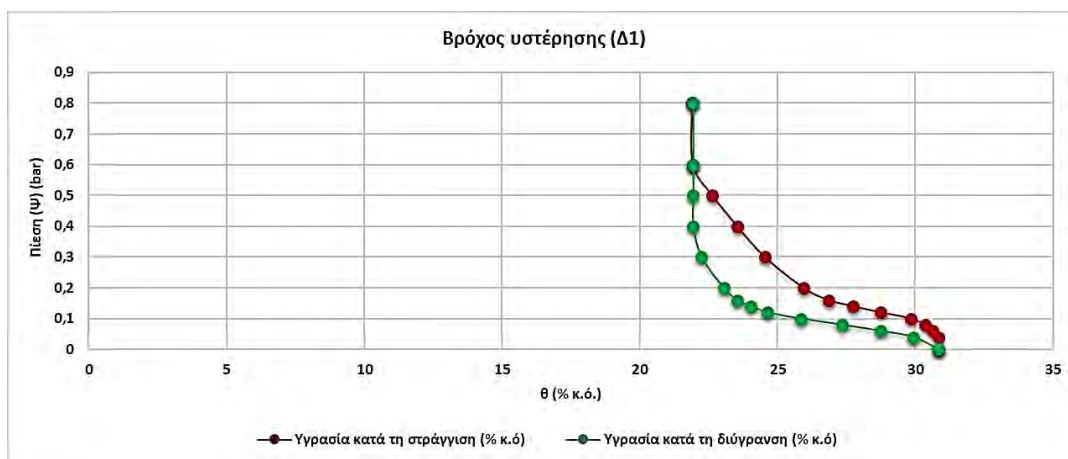
2η Δύγρανση 1ου Εδαφικού Δείγματος									
a/a	Πίεση (bar)	Πίεση (mbar)	Πίεση (cm)	pF	Όγκος νερού Burette (ml)	Νερό που εισρέει (ml)	Νερό που απορροφά το έδαφος (ml)	Υγρασία εδάφους (% κ.β)	Υγρασία εδάφους (% κ.ό)
1	0,8	800	4	0,62	24,3	0	0,18	17,20	21,84
2	0,6	600	3,14	0,50	24,3	0	0,18	17,20	21,84
3	0,5	500	2,62	0,42	24,3	0	0,18	17,20	21,84
4	0,4	400	2,10	0,32	24,3	0	0,18	17,20	21,84
5	0,3	300	1,57	0,20	24,7	0,4	0,58	17,51	22,24
6	0,2	200	1,05	0,02	25,5	0,8	1,38	18,14	23,04
7	0,16	160	0,84	-0,08	26	0,5	1,88	18,54	23,54
8	0,14	140	0,73	-0,13	26,5	0,5	2,38	18,93	24,04
9	0,12	120	0,63	-0,20	27,1	0,6	2,98	19,40	24,64
10	0,1	100	0,52	-0,28	28,3	1,2	4,18	20,35	25,84
11	0,08	80	0,42	-0,38	29,8	1,5	5,68	21,53	27,34
12	0,06	60	0,31	-0,50	31,2	1,4	7,08	22,63	28,74
13	0,04	40	0,21	-0,68	32,4	1,2	8,28	23,57	29,94
14	0	0	0	0	33,3	0,9	9,18	24,28	30,84



Διάγραμμα 5.5. Χαρακτηριστική καμπύλη στράγγισης του εδαφικού δείγματος Δ1.



Διάγραμμα 5.6. Χαρακτηριστική καμπύλη διύγρανσης του εδαφικού δείγματος Δ1.



Διάγραμμα 5.7. Χαρακτηριστικές καμπύλες στράγγισης-διύγρανσης του εδαφικού δείγματος Δ1 – Βρόχος υστέρησης.

Το εύρος τιμών υγρασίας στο εδαφικό δείγμα Δ1 κυμαίνεται από 21,84 cm³/cm³ που είναι η υπολειπόμενη σε αυτό υγρασία έως 32,84 cm³/cm³ που είναι η υγρασία κορεσμού.

Πίνακας 5.6. Χαρακτηριστικά εδαφικού δείγματος Δ10.

Μάζα ξηρού δακτυλίου $m_{\delta\xi}$ (g)	4,32
Μάζα υγρού δακτυλίου $m_{\delta\nu}$ (g)	5,85
Μεικτή ξηρή μάζα εδάφους $m_{\mu\xi}$ (g)	49,7
Καθαρή ξηρή μάζα εδάφους m_{ξ} (g)	45,38
Μεικτή κορεσμένη μάζα εδάφους $m_{\mu\kappa}$ (g)	58,11
Καθαρή κορεσμένη μάζα εδάφους m_{κ} (g)	52,26
Φαινόμενη Ειδική Πυκνότητα ρ_b (g/cm³)	1,35

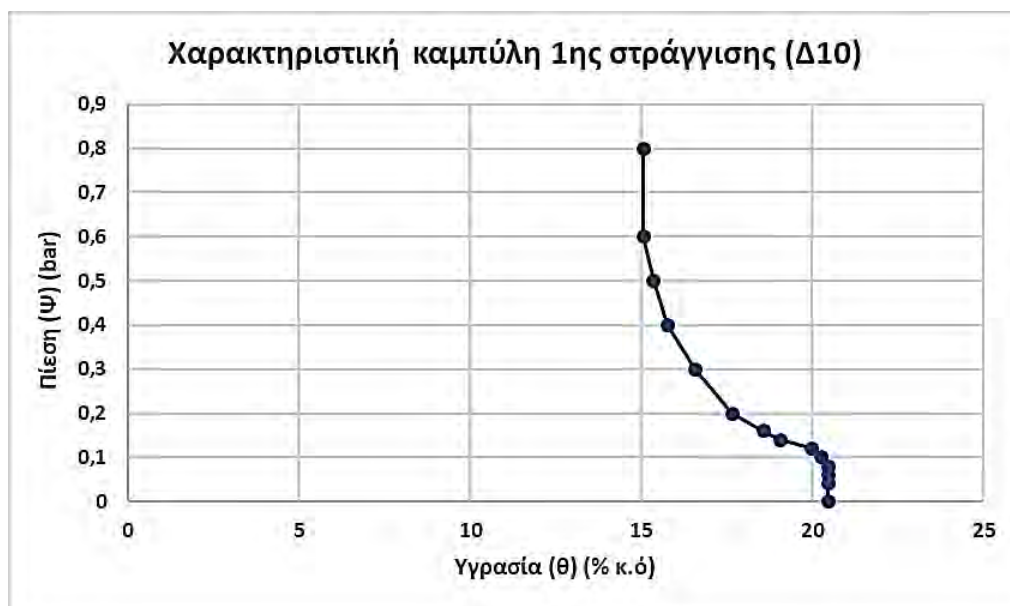
Πίνακας 5.7. Στράγγιση του εδαφικού δείγματος Δ10.

Στράγγιση 2ου Εδαφικού Δείγματος									
a/a	Πίεση (bar)	Πίεση (mbar)	Πίεση (cm)	pF	Όγκος νερού Burette (ml)	Νερό που στραγγίζει (ml)	Νερό που μένει στο έδαφος (ml)	Υγρασία εδάφους (% κ.β)	Υγρασία εδάφους (% κ.ό)
1	0	0	0	0	38	0	6,88	15,16	20,47
2	0,04	40	0,21	-0,68	38	0	6,88	15,16	20,47
3	0,06	60	0,31	-0,50	38	0	6,88	15,16	20,47
4	0,08	80	0,42	-0,38	38	0	6,88	15,16	20,47
5	0,1	100	0,52	-0,28	37,8	0,2	6,68	15,01	20,27
6	0,12	120	0,63	-0,20	37,5	0,3	6,38	14,79	19,97
7	0,14	140	0,73	-0,13	36,6	0,9	5,48	14,12	19,07
8	0,16	160	0,84	-0,08	36,1	0,5	4,98	13,75	18,57
9	0,2	200	1,05	0,02	35,2	0,9	4,08	13,09	17,67
10	0,3	300	1,57	0,20	34,1	1,1	2,98	12,27	16,57
11	0,4	400	2,10	0,32	33,3	0,8	2,18	11,68	15,77
12	0,5	500	2,62	0,42	32,9	0,4	1,78	11,38	15,37
13	0,6	600	3,14	0,50	32,6	0,3	1,48	11,16	15,07
14	0,8	800	4,19	0,62	32,6	0	1,48	11,16	15,07

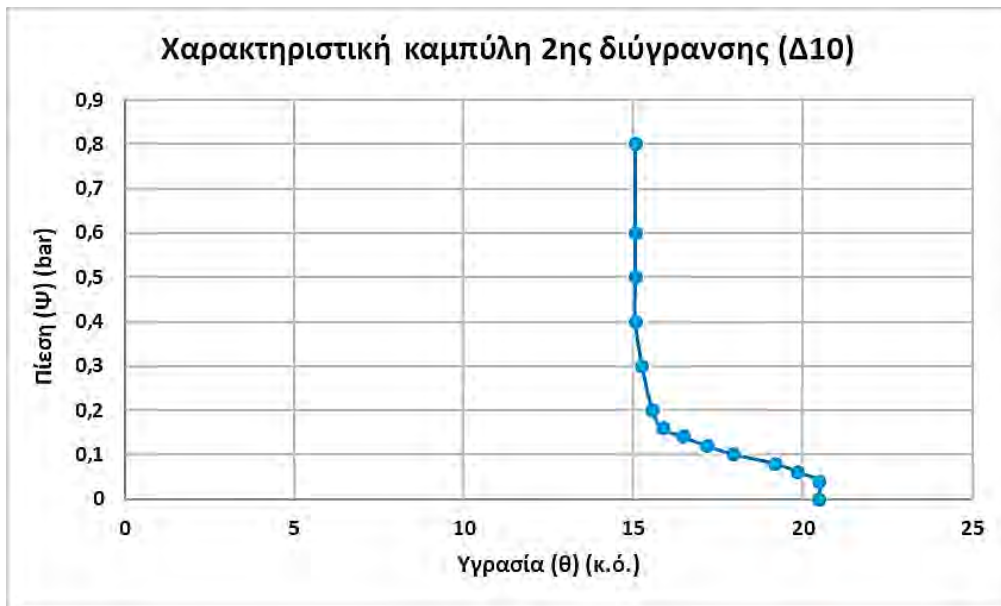
Πίνακας 5.8. Διύγρυνση του εδαφικού δείγματος Δ10.

2η Διύγρυνση 2ου Εδαφικού Δείγματος									
a/a	Πίεση (bar)	Πίεση (mbar)	Πίεση (cm)	pF	Όγκος νερού Burette (ml)	Νερό που εισρέει (ml)	Νερό που απορροφά το έδαφος (ml)	Υγρασία εδάφους (% κ.β)	Υγρασία εδάφους (% κ.ό)
1	0,8	800	4	0,62	16,5	0	1,48	11,16	15,07
2	0,6	600	3,14	0,50	16,5	0	1,48	11,16	15,07
3	0,5	500	2,62	0,42	16,5	0	1,48	11,16	15,07
4	0,4	400	2,10	0,32	16,5	0	1,48	11,16	15,07
5	0,3	300	1,57	0,20	16,7	0,2	1,68	11,31	15,27
6	0,2	200	1,05	0,02	17	0,3	1,98	11,53	15,57
7	0,16	160	0,84	-0,08	17,3	0,3	2,28	11,76	15,87
8	0,14	140	0,73	-0,13	17,9	0,6	2,88	12,20	16,47
9	0,12	120	0,63	-0,20	18,6	0,7	3,58	12,72	17,17
10	0,1	100	0,52	-0,28	19,1	0,5	4,08	13,09	17,67
11	0,08	80	0,42	-0,38	20,6	1,5	5,58	14,20	19,17
12	0,06	60	0,31	-0,50	21,3	0,7	6,28	14,72	19,87
13	0,04	40	0,21	-0,68	21,9	0,6	6,88	15,16	20,47
14	0	0	0	0	21,9	0	6,88	15,16	20,47

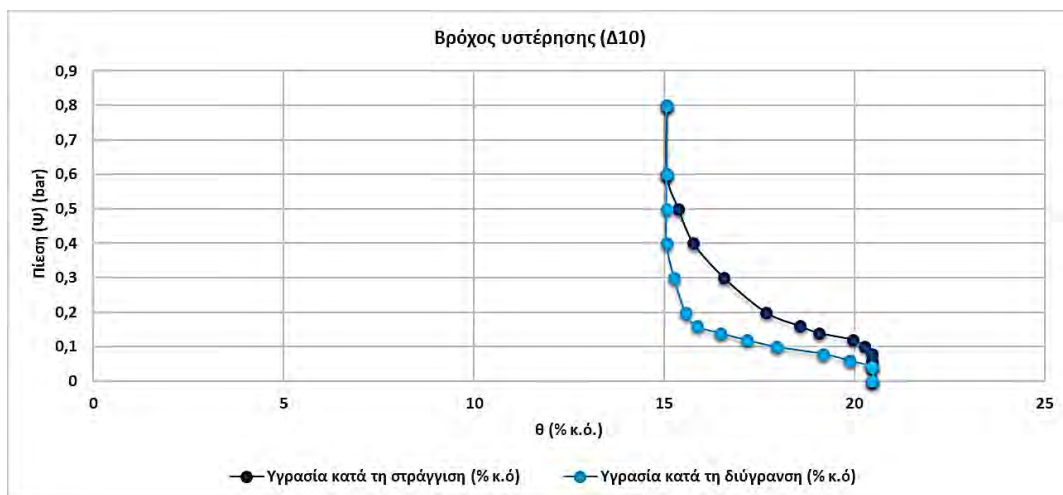
Το εύρος τιμών υγρασίας στο εδαφικό δείγμα Δ10 κυμαίνεται από 15,07 cm³/cm³ που είναι η υπολειπόμενη σε αυτό υγρασία έως 20,47 cm³/cm³ που είναι η υγρασία κορεσμού.



Διάγραμμα 5.8. Χαρακτηριστική καμπύλη στράγγισης του εδαφικού δείγματος Δ10.



Διάγραμμα 5.9. Χαρακτηριστική καμπύλη διύγρανσης του εδαφικού δείγματος Δ10.



Διάγραμμα 5.10. Χαρακτηριστική καμπύλη στράγγισης-διύγρανσης του εδαφικού δείγματος Δ10.

Από τις χαρακτηριστικές καμπύλες στράγγισης και διύγρανσης και των δύο εδαφικών δειγμάτων παρατηρείται η μη μονοσήμαντη σχέση της μύζησης (απόλυτη τιμή πίεσης) (Ψ) με την υγρασία (θ), δηλαδή της $\Psi(\theta)$, η οποία οδηγεί στο φαινόμενο της υστέρησης.

Η μορφολογία του βρόχου υστέρησης εξαρτάται από τα φυσικά χαρακτηριστικά των εδαφικών δειγμάτων.

Ο βρόχος της υστέρησης αποδεικνύει ότι κατά την στράγγιση ενός εδάφους η ποσότητα του νερού που αποβάλλεται είναι μεγαλύτερη από την ποσότητα νερού που προσλαμβάνει το έδαφος κατά τη διύγρανση.

5.2. Συμπεράσματα

Σκοπός της παρούσας πτυχιακής εργασίας ήταν ο προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας και του σημείου μόνιμης μάρανσης αμμωδών εδαφικών δειγμάτων αλλά και ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών τους καμπυλών κατά τη διάρκεια ενός κύκλου στράγγισης-διύγρανσης με στόχο τον πειραματικό προσδιορισμό του βρόχου υστέρησης.

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

Από τις μετρήσεις παρατηρούμε ότι όσο αυξάνει η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους μειώνεται η υδατοϊκανότητα και το σημείο μόνιμης μάρανσης.

Οι καμπύλες πίεσης-υγρασίας ή χαρακτηριστικές καμπύλες του εδάφους κατασκευάζονται για να εκτιμηθεί η ποσότητα του νερού που μπορεί να συγκρατήσει ένα έδαφος κάτω από διάφορες τάσεις και το οποίο είναι χρήσιμο για την ανάπτυξη των φυτών. Ακόμη μας βοηθάνε να προσδιορίσουμε την κατανομή των πόρων του εδάφους. Γενικότερα, ο κάθε τύπος εδάφους παρουσιάζει ξεχωριστή συμπεριφορά και έχει τη δική του χαρακτηριστική καμπύλη, η οποία εξαρτάται τόσο από τη διάμετρο των πόρων όσο και την κατανομή αυτών.

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 διύγρανση και αυτό είναι περισσότερο εμφανές στα αμμώδη εδάφη και αυτό επειδή το μεγαλύτερο ποσοστό των πόρων τους έχει μεγάλη διάμετρο.

Στις ευρεθείσες καμπύλες μπορεί να συνεχισθεί η έρευνα προσδιορίζοντας τις εξισώσεις τους με διάφορα μοντέλα με σκοπό τη μεταγενέστερη χρήση τους στην εξομοίωση της κίνησης του νερού στα συγκεκριμένα εδάφη.

Τέλος, ο προσδιορισμός της υδατοϊκανότητας και του σημείου μάρανσης είναι χρήσιμος όπως και των χαρακτηριστικών καμπυλών γιατί βρίσκουν πρακτική εφαρμογή στις αρδεύσεις-στραγγίσεις.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Aslyng, H.C. et al. (1963). Soil physics terminology. *Inter. Soc. Et Soil Science, Bull.* 23.
2. Bear, J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier Science, New York, pp. 764.
3. Childs, E. C. (1969). *An introduction to the physical basis of soil water phenomena*. John Willey & Sons, New York., pp. 493.
4. Everett, D. H. (1954). A General approach to hysteresis. 3. A Formal treatment of the independent domain model of hysteresis. *Faraday Soc. Trans.*, 50: 1077-1096.
5. Everett, D. H. (1955). A general approach to hysteresis. 4. *Trans. Faraday, Soc.*, 51:1551-1557.
6. Everett, D. H. and Smith., F. W. (1954). A general approach to hysteresis. 2. *Trans. Faraday, Soc.*, 50:187-197.
7. Everett, D. H. and Whitton, W. I. (1952). A general approach to hysteresis. 1. *Trans. Faraday Soc.*, 48: 749-757.
8. Feddes, R.A., Kowalik, P.J., Zaradny, H. (1978). Simulation of field water use and crop yield. *Simulation Monographs*. Pudoc, Wageningen, pp. 189.
9. Haines, W.B. (1930). Studies in the physical properties of soil. V. The hysteresis effect in capillary properties, and the modes of moisture distribution associated therewith. *The Journal of Agricultural Science*, 20:97-116.
10. Hillel, D. (1980). *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, New York, N.Y., pp. 413.
11. Hillel, D. (2004). *Introduction to environmental Soil Physics*. Elsevier Science (USA), p. 13.
12. Kirkham, D. and W.L. Powers (1972). *Advanced soil physics*. Wiley Interscience.
13. Landon, J.R. (1984). *Booker Tropical Soil Manual* Longman Inc. New York, pp. 450.
14. Philip, J. (1964). The gain, transfer and loss of soil water. *Water Resources Use and Management*, Melbourne University Press, pp. 257-75.
15. Poulouvasilis, A. (1962). Hysteresis of pore water: an application of the concept of the independent domains. *Soil Sci.*, 93:405-412.

16. Poulouvassilis, A. (1970). The effect of the entrapped air on the hysteresis curves of a porous body and on its hydraulic conductivity. *Soil Sci.*, 109:154-162.
17. Poulouvassilis, A. and El-Ghamry, W.M. (1978). The dependent domain theory applied to scanning curves of any order in hysteretic soil water relationships. *Soil Sci.*, 126:1-8.
18. Poulouvassilis, A. and Tzimas, E. (1975). The hysteresis in the relationship between hydraulic conductivity and soil water content. *Soil Sci.*, 120:327-331.
19. Swartzenduber, D. (1969). The flow of water in unsaturated soils. In: R. J. M de Wiest (Editor). *Flow through porous media*. Academic Press, New York, pp 215-292.
20. Topp, G. C. and Miller, E. E. (1966). Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass - bead media. *Soil Sci. Soc. Amer., Proc Vol. 30*:156-162.
21. Touma, J. 1984. Étude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés: rôle de l' air influence de l' écoulement multidimensionnel de l' eau. Thèse de Docteurs-sciences Physiques, Université de Grenoble.
22. Αγγελάκη, Α. (2004). Διερεύνηση των υδροδυναμικών παραμέτρων σε ακόρεστη ροή με πειραματικές μεθόδους και μαθηματικά μοντέλα. Διδακτορική Διατριβή, Π.Θ., Βόλος.
23. Αραμπατζής Γ., Τζιμόπουλος, Χ. και Γιαννόπουλος, Σ. (1997). Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας αμμώδους εδάφους σε ακόρεστη κατάσταση στο εργαστήριο. Πρακτικά 7ου Πανελληνίου Συνεδρίου της Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης (Ε.Υ.Ε.), 14-18 Οκτωβρίου, Πάτρα, σελ. 176-183.
24. Γιαννόπουλος, Σ. (1985). Μεταφορά νερού στο σύστημα έδαφος - φυτό - ατμόσφαιρα: Αβεβαιότητα στην εκτίμηση των υδροδυναμικών παραμέτρων. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
25. Ευαγγελίδης, Χ. (2001). Ανάλυση του φαινομένου ροής - συγκέντρωσης σε ακόρεστη κατάσταση με πειραματικές και θεωρητικές διαδικασίες. Περίπτωση οριζόντιας ροής. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
26. Καρφούντζος, Δ. (2002). Υδατοκατανάλωση καλλιεργειών. Βόλος.
27. Λαχανάς, Α. (2019). Προσδιορισμός υδραυλικών παραμέτρων σε ομάδα εδαφών. Πτυχιακή Διατριβή, Π.Θ., Βόλος
28. Παπαζαφειρίου, Ζ.Γ. (1977). Σχεδίαση και υπολογισμός αρδευτικών

συστημάτων με σταλακτήρες. Εκδόσεις Ι.Ε.Β. Σίνδου.

29. Παπαζαφειρίου, Ζ.Γ. (1984). Αρχές και πρακτική των αρδεύσεων. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
30. Πολυζόπουλος, Α.Ν. (1976). Εδαφολογία. Εκδοτικός Οίκος Αφοί Σάκουλα, Θεσσαλονίκη.
31. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ. (1986). Επίδραση των υδροδυναμικών παραμέτρων διήθησης - στράγγισης σε προβλήματα αρδεύσεων. Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
32. Σακελλαρίου-Μακραντωνάκη, Μ., Τζιμόπουλος, Χ. (1985). Πειραματικές μετρήσεις των υδροδυναμικών παραμέτρων. 2^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Ελληνικής Υδροτεχνικής Ένωσης, Θεσσαλονίκη, Υδροτεχνικά, Τόμος 2, Τεύχος 2:455-465.
33. Στεφανής, Γ.Ν. (2008). Προσδιορισμός καμπύλων μύζησης - εδαφικής υγρασίας σε εργαστηριακές συσκευές Sandbox. Αθήνα.
34. Τερζίδης, Γ.Α. και Παπαζαφειρίου, Ζ.Γ. (1997). Γεωργική Υδραυλική. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
35. Τζιμόπουλος, Χ. (1983). Στραγγίσεις-Υδραυλική φρεάτων. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
36. Χατζηγιαννάκης, Σ. (1979). Σχέσεις εδάφους-νερού. Σεμινάριο Επιμόρφωσης Γεωπόνων Γ.Δ.Ε.Β. σε ειδικά θέματα εγγείων βελτιώσεων, Σίνδος-Θεσσαλονίκη.