Ελληνική Δημοκρατία
Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό
Ίδρυμα Ηπείρου

Στραγγίσεις (Θεωρία)

Ενότητα 6 : Κίνηση του νερού στο έδαφος ΙΙ

Δρ. Μενέλαος Θεοχάρης

Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο
ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗ
επένδυση στην κοινωνία της γνώσης
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ & ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ, ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΥ & ΑΘΛΗΤΙΣΜΟΥ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ
ΕΣΠΑ 2007-2013
πρόγραμμα για την ανάπτυξη
ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ
Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης

4.3.4.2 Μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας στον αγρό

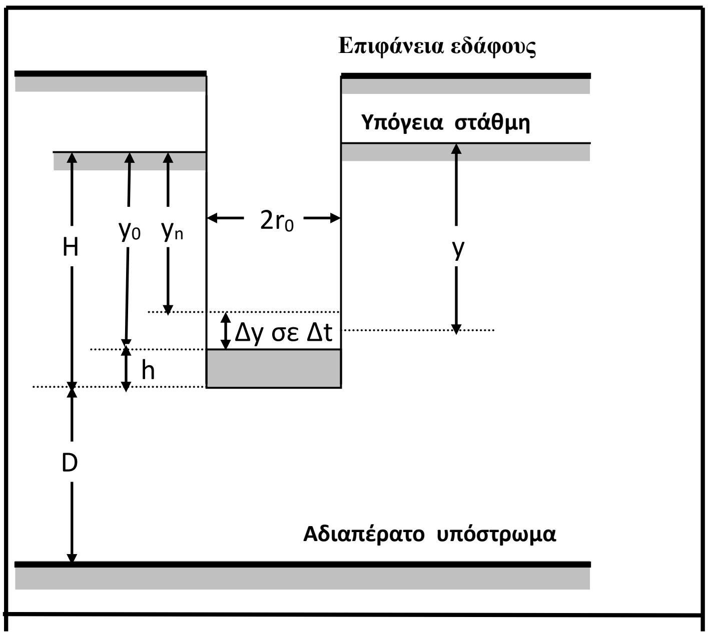
4.3.4.2.1 Μέθοδος του φρεατίου σε ομογενή εδάφη

α. Μέτρηση για την περίπτωση ύπαρξης ελεύθερης επιφάνειας

Η μέθοδος του φρεατίου (Auger hole method) είναι μια απλή, γρήγορη και σχετικά ακριβής μέθοδος μέτρησης του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας, K , για την περιοχή του εδάφους που βρίσκεται κάτω από τη στάθμη του υπόγειου νερού. Η μέθοδος αυτή είναι η περισσότερο χρησιμοποιούμενη για την εκπόνηση της στραγγιστικής μελέτης μιας περιοχής με υψηλή στάθμη υπογείου νερού.

Η γενική αρχή της είναι πολύ απλή. Ανοίγεται ένα φρεάτιο σε βάθος μεγαλύτερο από την υπόγεια στάθμη. Όταν επέλθει ισορροπία στην υπόγεια στάθμη, αντλείται το νερό από το φρεάτιο και μετράται η ταχύτητα ανύψωσης της στάθμης του νερού του φρεατίου. Οι μετρήσεις αυτές, μαζί με τα στοιχεία της διάνοιξης του φρεατίου, οδηγούν στον υπολογισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας, K , του εδάφους.

Η μέθοδος του φρεατίου δίνει τη μέση τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας των στρωμάτων του εδάφους, τα οποία βρίσκονται κάτω από την υπόγεια στάθμη, σε μικρή απόσταση κάτω από τον πυθμένα του φρεατίου και σε μια ακτίνα της τάξεως 30 -50 cm. Αν ο πυθμένας του φρεατίου εδράζεται σε αδιαπέρατο υπόστρωμα, η τιμή του K αντιπροσωπεύει τα στρώματα που βρίσκονται πάνω από αυτό. Έτσι η εφαρμογή της περιορίζεται σε περιοχές με υψηλή υπόγεια στάθμη, έστω και σε μικρές περιόδους του έτους, καθώς και σε εδάφη όπου είναι δυνατό να διατηρηθεί αδιατάρακτο το φρεάτιο για όλη τη διάρκεια του πειράματος. Αυτός ο τελευταίος περιορισμός όμως μπορεί να ξεπεραστεί πολλές φορές με τη χρήση διάτρητων σωλήνων, διαδικασία που έχει ευρεία εφαρμογή σε αμμώδη εδάφη.



Σχήμα 4.4. Γεωμετρικά μεγέθη της μεθόδου του φρεατίου σε ομογενές έδαφος.

Η όλη διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου διακρίνεται σε τέσσερες φάσεις, οι οποίες είναι: (α) η διάνοιξη του φρεατίου, (β) η αφαίρεση του νερού από αυτό (γ) η μέτρηση της ταχύτητας ανύψωσης της στάθμης του νερού στο φρεάτιο και (δ) ο υπολογισμός του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας από τα δεδομένα των μετρήσεων.

Η διάνοιξη του φρεατίου απαιτεί την ελάχιστη δυνατή διαταραχή του εδάφους και γίνεται με ειδικό γεωτρύπανο. Το βάθος διάνοιξής του εξαρτάται από τον τύπο του εδάφους, το πάχος των διαστρώσεων και τη θέση στην οποία πρόκειται να υπολογιστεί η υδραυλική αγωγιμότητα. Έτσι για ένα ομογενές έδαφος μεγάλου πάχους διαστρώσεως, ο πυθμένας του φρεατίου θα πρέπει να βρίσκεται περίπου 60-70 cm κάτω από την υπόγεια στάθμη. Όσον αφορά την πυκνότητα των φρεατίων, για την εκπόνηση της στραγγιστικής μελέτης μιας περιοχής θα πρέπει να αντιστοιχεί ένα φρεάτιο για κάθε δέκα στρέμματα περίπου.

Η αφαίρεση του νερού από το φρεάτιο γίνεται με μια ειδική προς τούτο μικρή αντλία. Η εργασία της αφαίρεσης μπορεί να αρχίσει αφού επέλθει ισορροπία μεταξύ της στάθμης του φρεατίου και της υπόγειας στάθμης. Αν το έδαφος έχει μικρή διαπερατότητα, τότε η στάθμη του φρεατίου καλό είναι να κατέβει 40 cm κάτω από την υπόγεια στάθμη, ώστε με τη δημιουργία σχετικά μεγάλης διαφοράς στα δυο αντίστοιχα φορτία, να αυξηθεί η ταχύτητα ανύψωσής της και να ελαττωθεί ο χρόνος που απαιτείται για τη λήψη αξιόπιστων μετρήσεων. Αν το έδαφος είναι πολύ διαπερατό, τότε η άντληση της ποσότητας του νερού που θα έχει μια πτώση της στάθμης του φρεατίου ίση με 20 cm, θεωρείται ικανοποιητική.

Η μέτρηση της ταχύτητας ανύψωσης της στάθμης του νερού στο φρεάτιο γίνεται με ειδικά αυτογραφικά σταθμήμετρα. Οι μετρήσεις που παίρνονται ανάγονται είτε σε σταθερά χρονικά βήματα Δt είτε σε ορισμένα σταθερά διαστήματα ανύψωσης της στάθμης Δy_t. Το μέγεθος των Δy_t ή Δt εξαρτάται από τη διαπερατότητα του εδάφους. Πάντως λαμβάνεται φροντίδα ώστε κάθε χρονικό βήμα Δt να είναι ίσο με 5, 10, 15, ή 30 sec και να αντιστοιχεί σε μια τιμή $\Delta y_t = 1$ cm περίπου. Αν y_0 είναι το βάθος της πτώσης της στάθμης του φρεατίου, δηλαδή η πρώτη μέτρηση της διαδικασίας των μετρήσεων της ανύψωσης της στάθμης του νερού, τότε η όλη εργασία των μετρήσεων θα πρέπει να συμπληρωθεί πριν γίνει $y_n < 3/4\ y_0$ ή πριν $\Delta y > 1/4\ y_0$, όπου y_n είναι η τελευταία η-οστή μέτρηση και $\Delta y = \Sigma\, \Delta y_t = y_0 - y_n$.

Στο σχήμα 4.4., με y συμβολίζεται η απόσταση μεταξύ της στάθμης του υπόγειου νερού και του μέσου επιπέδου της στάθμης του φρεατίου κατά τη διάρκεια των μετρήσεων. Έτσι θα είναι :

$$y = \frac{y_n + y_0}{2} = y_0 - \frac{1}{2}\Delta y$$

Για τον υπολογισμό του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας K χρησιμοποιείται στη μέθοδο αυτή ο τύπος του Hooghoudt ή ο αντίστοιχος τύπος του Ernst.

Ο Hooghoudt το 1936 (Luthin, 1966) θεώρησε ότι η ανύψωση της στάθμης του νερού στο φρεάτιο οφείλεται τόσο στην πλάγια εισροή που γίνεται από την παράπλευρη επιφάνειά του, όσο και στην κατακόρυφη εισροή που γίνεται από του πυθμένα του.

Η ταχύτητα ανύψωσης της στάθμης του νερού που οφείλεται στην πλάγια εισροή παραδέχτηκε ότι είναι:

$$\left.\frac{dy}{dt}\right|_{\text{οριζ.}} = -K\frac{2\pi r_0 H}{\pi r_0^2}\frac{y}{S} = -\frac{2.K.H.y}{r_0.S} \tag{4.19}$$

όπου οι διάφοροι συμβολισμοί φαίνονται στο σχήμα 4.4. και S είναι μια σταθερή που έχει διαστάσεις μήκους [L] και εξαρτάται από τα r_0, H, D καθώς και το ύψος h του νερού στο φρεάτιο κατά το χρόνο των μετρήσεων. Από πειράματα που έκανε ο Hooghoudt βρήκε την εμπειρική σχέση:

$$S = \frac{r_0.H}{0{,}19} \tag{4.20}$$

Ο αριθμητικός συντελεστής 0,19 έχει διαστάσεις μήκους [L = m]. Η εξίσωση (4.20) μπορεί να δώσει ένα μέγιστο σφάλμα της τάξης του 27 %, πράγμα που θεωρείται μη σημαντικό για τον υπολογισμό του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας, του οποίου οι τιμές μεταβάλλονται για τους διάφορους τύπους εδαφών από 0,001 μέχρι περισσότερο από 10 m/ημέρα.

Η ταχύτητα ανύψωσης της στάθμης του νερού του φρεατίου, που οφείλεται στην κατακόρυφη εισροή από τον πυθμένα του, παραδέχτηκε ότι είναι:

$$\left.\frac{dy}{dt}\right|_{κατ.} = -K\frac{2\pi r_0^2}{\pi r_0^2}\frac{y}{S} = -\frac{2.K.y}{S} \tag{4.21}$$

Αν αθροιστούν οι εξισώσεις (4.19) και (4.21) προκύπτει:

$$\frac{dy}{dt} = -K\frac{(2H + r_0)}{r_0 S}y \tag{4.22}$$

η οποία δίνει τη συνολική ανύψωση της στάθμης του νερού του φρεατίου. Από την ολοκλήρωση της εξίσωσης (4.22) μεταξύ των ορίων $y = y_0$ όταν $t = 0$ και $y = y_n$ όταν $t = \Delta t$, προκύπτει :

$$\ln\left(\frac{y_0}{y_n}\right) = K.(2H + r_0)\frac{\Delta t}{r_0 S} \tag{4.23}$$

η οποία επιλυόμενη ως προς K ως προς K δίνει :

$$K = \frac{r_0 S}{\left(2H + r_0\right)\Delta t}\ln\left(\frac{y_0}{y_n}\right) \tag{4,24}$$

Η εξίσωση (4.24) λόγω της (4.20) γίνεται:

$$\mathbf{K = \frac{r_0^2\, H}{0{,}19\left(2H + r_0\right)\Delta t}\ln\left(\frac{y_0}{y_n}\right)} \tag{4.25}$$

στην οποία το Δt είναι σε sec και το K σε m/s, όταν τα r_0 και H είναι σε m.

ή ακόμη

$$\mathbf{K = 45{,}474 \times 10^4\, \frac{r_0^2\, H}{\left(2H + r_0\right)\Delta t}\ln\left(\frac{y_0}{y_n}\right)} \tag{4.26}$$

στην οποία το Δt είναι σε sec και το K σε m/ημέρα, όταν τα r_0 και H είναι σε m.

Όταν το φρεάτιο εδράζεται πάνω σε ένα αδιαπέρατο υπόστρωμα, η κάθετη εισροή του νερού από τον πυθμένα του είναι μηδενική, οπότε η συμβολή της εξίσωσης (4.21) είναι μηδέν και η εξίσωση (4.26) γίνεται:

$$\mathbf{K = 227368{,}42\, \frac{r_0^2}{\Delta t}\ln\left(\frac{y_0}{y_n}\right)} \tag{4.27}$$

στην οποία και πάλι το Δt είναι σε sec και το K σε m/ημέρα, όταν η ακτίνα r_0 είναι σε m.

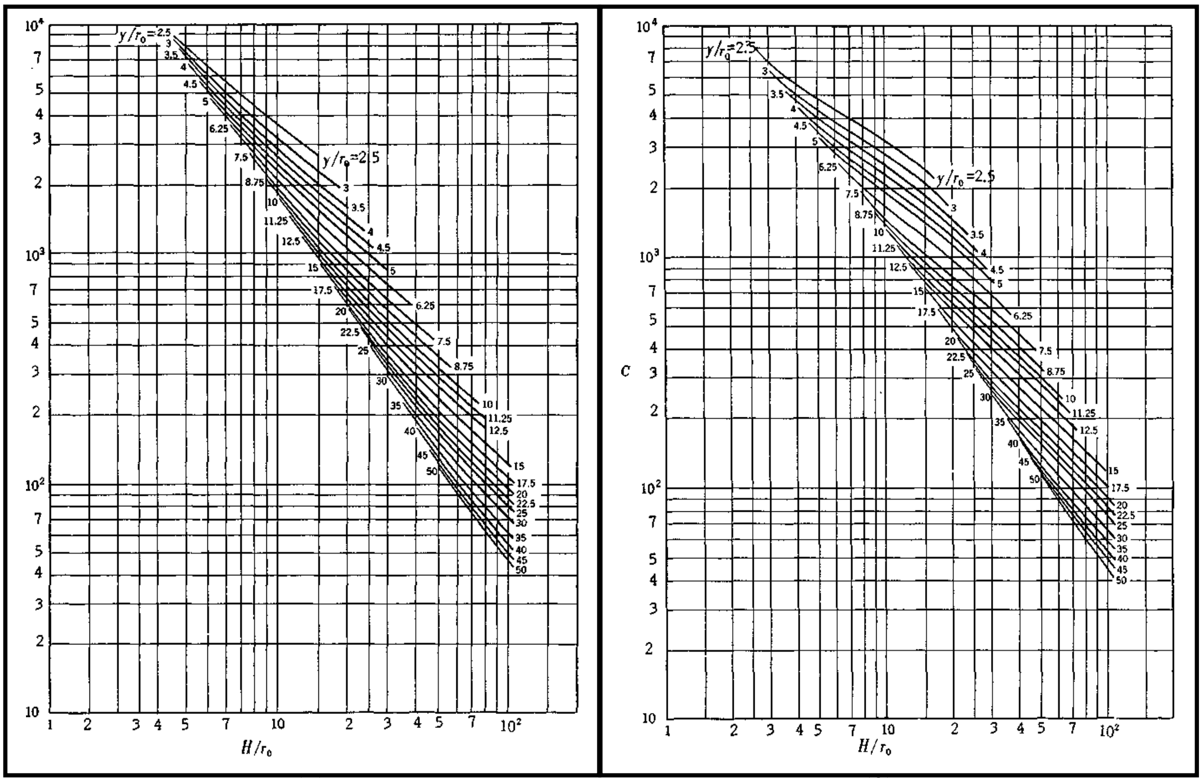
Οι εξισώσεις (4.26) και (4.27) είναι οι δύο τύποι του Hooghoudt οι οποίοι χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας K του εδάφους, από τα δεδομένα των μετρήσεων της μεθόδου του φρεατίου, όταν το φρεάτιο βρίσκεται υψηλότερα από το αδιαπέρατο υπόστρωμα ή όταν ο πυθμένας του εδράζεται πάνω σ' αυτό, αντίστοιχα.

Ο Ernst το 1950 (Luthin,1966) έλυσε το πρόβλημα της ροής προς το φρεάτιο με αριθμητική μέθοδο και κατάληξε ότι ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας K δίνεται από την εξίσωση:

$$K = C\frac{\Delta y}{\Delta t} \tag{4.28}$$

όπου C είναι μια συνάρτηση των y, H, r_0 και D.

Εργαζόμενοι στην εξίσωση (4.28) του Ernst οι Maasland and Haskew το 1957 παρουσίασαν δυο νομογραφήματα σε αδιάστατη μορφή όπου ο παράγοντας C δίνεται ως συνάρτηση των διαφόρων τιμών των H/r_0 και y/r_0. Τα δυο αυτά νομογραφήματα παρουσιάζονται στο σχήμα 4.5α. και στο σχήμα 4.5β. και αντιστοιχούν στις τιμές D = 0 και D = ∞. Σημειώνεται ότι έχει ληφθεί φροντίδα ώστε όταν το Δt είναι σε sec και το Δy σε m, ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας θα είναι σε m/ ημέρα.



(α) (β)

Σχήμα 4.5. Νομογραφήματα των Maasland and Haskew της εξίσωσης του Ernst
α) για D = 0 και β) για D = ∞.

Ακόμα ο Ernst έδωσε τις αριθμητικές του λύσεις σε απλές μορφές προσεγγιστικών εξισώσεων, ως εξής :

α) Για D > 0,5H

$$\mathbf{K = \frac{4000\, r_0^2}{\left(H + 20\, r_0\right)\left(2 - \frac{y}{H}\right) y}\frac{\Delta y}{\Delta t}} \tag{4.29}$$

β) Για D = 0

$$\mathbf{K} = \frac{\mathbf{3600\, r_0^2}}{\left(\mathbf{H} + \mathbf{10\, r_0}\right)\left(\mathbf{2} - \frac{\mathbf{y}}{\mathbf{H}}\right)\mathbf{y}} \frac{\mathbf{\Delta y}}{\mathbf{\Delta t}} \tag{4.30}$$

όπου το K είναι σε m/ημέρα όταν τα r_0, H, y και Δy είναι σε m και το Δt σε sec.

Σύμφωνα με τον Van Beers, το σφάλμα που δίνουν οι εξισώσεις (4.29) και (4.30) είναι της τάξης του 20 %, για πεδία τιμών 3 cm < r_0 < 7 cm, 20 cm < H < 200 cm, y > 0,2 H, Δy < 0,25 y_0 και για D > 0 θα πρέπει D > H.

Για τις περιπτώσεις 0 < D < 0,5 H , οι τιμές του K παίρνονται κατ' αναλογία από τις τιμές που υπολογίστηκαν από τα διαγράμματα για D = 0 και D > 0,5 H.

Η μέθοδος του φρεατίου έχει και ορισμένους περιορισμούς για την εφαρμογή της. Έτσι δε μπορεί να εφαρμοστεί σε περιοχές που επικρατούν αρτεσιανές συνθήκες ή σε περιοχές που υπάρχουν λιμνάζοντα επιφανειακά νερά. Επίσης σε βραχώδεις περιοχές ή περιοχές με πολλά χαλίκια είναι δύσκολο να διανοιχτούν φρεάτια ομοιόμορφης διαμέτρ9υ, ενώ προβλήματα παρουσιάζονται και σε περιοχές που υπάρχουν στενές διαστρώσεις χονδρόκοκκης άμμου, μεταξύ στρωμάτων με μικρή διαπερατότητα.

Τέλος, συντελεστές υδραυλικής αγωγιμότητας μεγαλύτεροι από 6 m/ημέρα καθιστούν τη μέθοδο πολύ δύσχρηστη, αφού συνήθως το νερό εισρέει στο φρεάτιο γρηγορότερα από ότι αντλείται, ενώ πολύ μικροί συντελεστές υδραυλικής αγωγιμότητας - τιμές μικρότερες από 0,06 m/ημέρα - δεν είναι δυνατό να μετρηθούν με ακρίβεια, αφού οι διαδοχικές αναγνώσεις μιας μέτρησης θα παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις.

β. Μέτρηση για την περίπτωση που ο υπόγειος ορίζοντας είναι πολύ κατεβασμένος

Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιείται η μέθοδος Shallow Well Pump – in Test. Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή ανοίγεται μια οπή στο ακόρεστο έδαφος με διάμετρο 2r. Στη συνέχεια γεμίζεται με νερό η οπή μέχρι ένα ορισμένο ύψος h, το οποίο καταβάλλεται προσπάθεια να διατηρείται σταθερό. Αυτό γίνεται με τη βοήθεια ενός πλωτήρα που ειδοποιεί όταν πέφτει ή ανεβαίνει η στάθμη έτσι ώστε να αυξάνεται ή να ελαττώνεται η παροχή ανάλογα. Ένα από τα μειονεκτήματα της μεθόδου αυτής είναι ότι πρέπει να συνεχίζονται οι μετρήσεις από 2-6 ημέρες μέχρις ότου να σταθεροποιηθεί η παροχή.

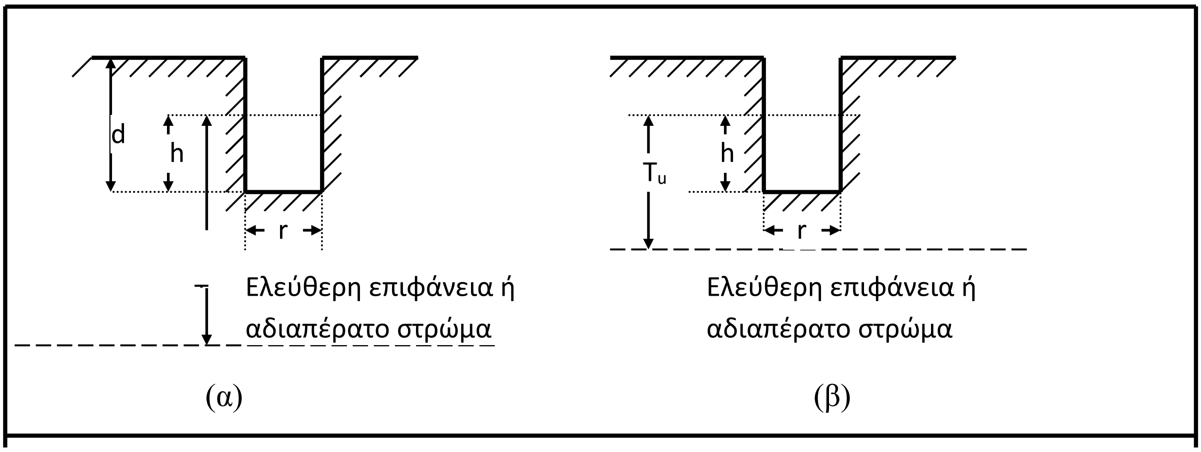
Η υδραυλική αγωγιμότητα για τις δύο περιπτώσεις του σχήματος 4.6. δίνεται σύμφωνα με το U.S. Bureau of Reclamation από τις σχέσεις :

α) Για $\frac{h}{T_u} \le \frac{1}{3}$

$$K = \frac{720\left[\ln\left(\frac{h}{r} + \sqrt{\left(\frac{h}{r}\right)^2 - 1}\right) - 1\right]Q}{2\pi h^2} \tag{4.31}$$

β) Για $\frac{1}{3} < \frac{h}{T_u} \leq 1$

$$K = \frac{720\left[3\ln\left(\frac{h}{r}\right)\right]Q}{\pi h\left(h + 2T_u\right)} \qquad (4.32)$$



Σχήμα 4.6. Σχηματική διάταξη των δύο περιπτώσεων (α) $\frac{h}{T_u} \leq \frac{1}{3}$ και (β) $\frac{1}{3} < \frac{h}{T_u} \leq 1$

4.3.4.2.2 Μέθοδος του φρεατίου σε διαστρωμένα εδάφη

Σε πολλές περιπτώσεις το έδαφος μιας περιοχής αποτελείται από δυο ή περισσότερα στρώματα, τα οποία έχουν αισθητή διαφορά στη διαπερατότητα τους. Στις περιπτώσεις αυτές επιβάλλεται σχεδόν πάντοτε να γνωρίζουμε τη διαπερατότητα κάθε ιδιαίτερης στρώσης.

Πράγματι κατά την εκπόνηση της στραγγιστικής μελέτης μιας περιοχής θα πρέπει να γνωρίζουμε τους συντελεστές υδραυλικής αγωγιμότητας των στρώσεων του εδάφους στις οποίες λαμβάνει χώρα κίνηση του στραγγιζόμενου νερού. Οι στρώσεις αυτές καθορίζονται από τη θέση της στάθμης του υπόγειου νερού και από το βάθος των στραγγιστικών αγωγών, αφού η ροή γίνεται από τις στρώσεις που βρίσκονται πάνω και κάτω από το επίπεδο στο οποίο βρίσκεται ο πυθμένας των στραγγιστικών τάφρων ή στο οποίο τοποθετούνται οι στραγγιστικοί σωλήνες.

Όταν η στάθμη του υπόγειου νερού βρίσκεται στο ανώτερο στρώμα ενός εδάφους που αποτελείται από δυο ή περισσότερες στρώσεις, τότε είναι δυνατό να υπολογιστεί η υδραυλική αγωγιμότητα κάθε στρώσης, εφαρμόζοντας τη μέθοδο του φρεατίου, κατάλληλα προσαρμοσμένη για διαστρωμένα εδάφη. Στην περίπτωση αυτή είναι αναγκαίο να εργαστού-με με δυο ή περισσότερα φρεάτια διαφορετικού βάθους. Πρώτα γίνεται η διάνοιξη του βαθιού φρεατίου, οπότε εξετάζονται και καταγράφονται οι διάφορες στρώσεις του εδάφους. Το βάθος αυτού του φρεατίου θα πρέπει κανονικά να είναι γύρω στα 2 m, ώστε να υπολογιστεί ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας σ' αυτό το βάθος, στοιχείο το οποίο παίρνεται υπόψη κατά την εκπόνηση της στραγγιστικής μελέτης μιας περιοχής αφού σ' αυτό το βάθος τοποθετούνται συνήθως οι στραγγιστικοί σωλήνες. Το βάθος του αβαθούς φρεατίου θα καθοριστεί με βάση τη διάστρωση του εδάφους που καταγράφηκε. Πάντως ο πυθμένας του αβαθούς φρεατίου θα πρέπει να βρίσκεται 10-15 cm πάνω από τη διαχωριστική γραμμή των δυο στρώσεων και για πρακτικούς λόγους 20 cm κάτω από την υπόγεια στάθμη.

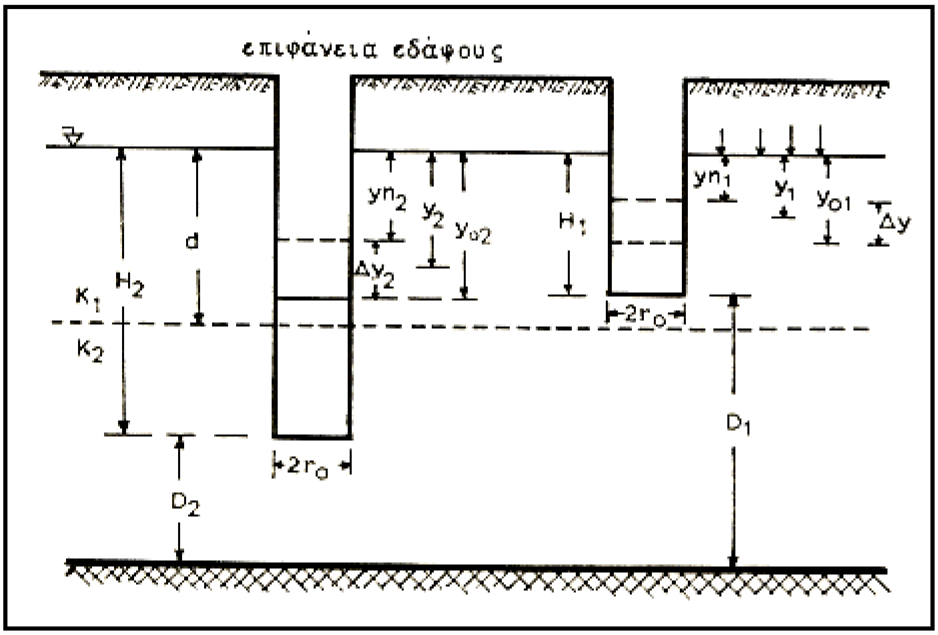
Στις περισσότερες περιπτώσεις όμως το βάθος του αβαθούς φρεατίου φτάνει μέχρι τη διαχωριστική γραμμή των δυο στρώσεων. Στο σχήμα 4.7. φαίνονται τα δυο φρεάτια και οι χρησιμοποιούμενοι στη συνέχεια αυτής της παραγράφου συμβολισμοί.

Από τα δεδομένα του αβαθούς φρεατίου, με τη βοήθεια του σχήμα 4.7., έχουμε την τιμή H_1 και υπολογίζουμε την τιμή $y_1 = (y_{01} + y_{n1})/2$ και την τιμή $\Delta y_1 = y_{01} - y_{n1}$ της ανύψωσης της στάθμης του νερού σ' αυτό, η οποία έλαβε χώρα σε χρόνο Δt_1. Έτσι ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας της ανώτερης στρώσης θα είναι:

$$K_1 = C_1 \frac{\Delta y_1}{\Delta t_1} \tag{4.33}$$

στην οποία το C_1 παίρνεται από το νομογράφημα του σχήμα 4.5., χρησιμοποιώντας τις τιμές των r_0, H_1 και y_1 και για $D = \infty$.

Η ταχύτητα ανύψωσης της στάθμης στο βαθύ φρεάτιο είναι συνάρτηση της εισροής τόσο από την ανώτερη όσο και από την κατώτερη στρώση του εδάφους. Από τα δεδομένα του βαθιού φρεατίου, με τη βοήθεια του σχήμα 4.7., έχουμε τις τιμές H_2 και d και ακόμα υπολογίζεται η τιμή $y_2 = (y_{02} + y_{n2})/2$ και την τιμή $\Delta y_2 = y_{02} - y_{n2}$ της ανύψωσης της στάθμης του νερού σ' αυτό, η οποία έλαβε χώρα σε χρόνο Δt_2.



Σχήμα 4.7. Φρεάτια σε διαστρωμένο έδαφος και συμβολισμοί

Στην ανώτερη στρώση θα έχουμε:

$$K_1 = C_0 \frac{\Delta y_2}{\Delta t_2} \tag{4.34}$$

όπου ο παράγοντας C_0 υπολογίζεται από το νομογράφημα του σχήμα 4.5 για D = 0, με τη βοήθεια των τιμών των d, y_2 και r_0. Το νομογράφημα D = 0 χρησιμοποιείται σ' αυτή, την περίπτωση, γιατί στο ανώτερο στρώμα του βαθιού φρεατίου λαμβάνει χώρα μόνο οριζόντια ροή. Με $(\Delta y_2/\Delta t_2)_1$ παριστάνεται η συμβολή της ανύψωσης της στάθμης του νερού του φρεατίου, που είναι αποτέλεσμα της εισροής του υπόγειου νερού από την ανώτερη στρώση μόνο. Η εξίσωση αυτή δίνει:

$$\left(\frac{\Delta y_2}{\Delta t_2}\right)_1 = \frac{K}{C_0} \tag{4.35}$$

Αν το έδαφος ήταν ομογενές, με συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας K_2, τότε για το βαθύ φρεάτιο θα ήτο:

$$K_2 = C_2\left(\frac{\Delta y_2}{\Delta t_2}\right)_2 \tag{4.36}$$

όπου ο παράγοντας C_2 υπολογίζεται χρησιμοποιώντας τις τιμές r_0, H_2 και y_2, από το νομογράφημα του σχήμα 4.5. για $D = 0$ ή για $D = \infty$, ανάλογα με τη θέση του αδιαπέρατου υποστρώματος.

Σ' αυτή την περίπτωση $(\Delta y_2 / \Delta t_2)_2$ θα ήταν η ταχύτητα ανύψωσης της στάθμης του νερού στο φρεάτιο, αν η ανώτερη στρώση ήταν συνέχεια της κατώτερης.

Αν επιλυθεί η εξίσωση (4.36) ως προς $(\Delta y_2 / \Delta t_2)_2$ προκύπτει:

$$\frac{K_2}{C_2} = \left(\frac{\Delta y_2}{\Delta t_2}\right)_2 \tag{4.37}$$

Όμως στην υποθετική αυτή περίπτωση της ομογένειας των δυο στρώσεων, ο συντελεστής υδραυλικής αγωγιμότητας της ανώτερης στρώσης θα ήταν K_2 , οπότε για την περιοχή αυτή θα ήταν:

$$K_2 = C_0\left(\frac{\Delta y_2}{\Delta t_2}\right)_0 \tag{4.38}$$

όπου ο παράγοντας C_0 υπολογίζεται, όπως λέχτηκε και προηγούμενα στην εξίσωση (4.34), από το σχήμα 4.5. για $D = 0$, με τις τιμές των d, y_2 και r_0. Επομένως από την εξίσωση (4.38) προκύπτει:

$$\frac{K_2}{C_0} = \left(\frac{\Delta y_2}{\Delta t_2}\right)_0 \tag{4.39}$$

Η εξίσωση αυτή δίνει το σφάλμα που εισάγεται στην ταχύτητα ανύψωσης της στάθμης του νερού στο βαθύ φρεάτιο, αν θεωρήσουμε το έδαφος ομογενές και ότι οι δυο στρώσεις έχουν τον ίδιο συντελεστή διαπερατότητας ίσο με K_2. Έτσι από τις εξισώσεις (4.37) και (4.39), η καθαρή συμβολή της ταχύτητας ανύψωσης της στάθμης του νερού στο βαθύ φρεάτιο, που οφείλεται στην εισροή του υπόγειου νερού από την κατώτερη στρώση του εδάφους, θα είναι:

$$\left(\frac{\Delta y_2}{\Delta t_2}\right)_2 - \left(\frac{\Delta y_2}{\Delta t_2}\right)_0 = \frac{K_2}{C_2} - \frac{K_2}{C_0} \tag{4.40}$$

Από την άθροιση των εξισώσεων (4.35) και (4.40) παίρνεται:

$$\frac{\Delta y_2}{\Delta t_2} = \frac{K_1}{C_0} + \frac{K_2}{C_2} - \frac{K_2}{C_0} \tag{4.41}$$

Η εξίσωση αυτή δίνει την πραγματική ταχύτητα ανύψωσης της στάθμης του νερού του φρεατίου. Καθώς τα K_1, C_0, C_2,Δy_2 και Δt_2 μπορούν να υπολογιστούν, λύνοντας την εξίσωση (4.41) ως προς K_2 παίρνουμε:

$$K_2 = \frac{C_0 \dfrac{\Delta y_2}{\Delta t_2} - K_1}{\dfrac{C_0}{C_2} - 1} \tag{4.42}$$

Η εξίσωση (4.42) χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας της κατώτερης στρώσης του εδάφους, με τη μέθοδο του φρεατίου κατάλληλα προσαρμοσμένη για ένα διαστρωμένο έδαφος. Με τον υπολογισμό και του συντελεστή K_2 μπορούμε να εξετάσουμε επιπλέον και αν το κατώτερο στρώμα του εδάφους μπορεί να θεωρηθεί αδιαπέρατο.

Σύμφωνα με τον **Ernst** το 1950 (Luthin,1966), η υδραυλική αγωγιμότητα K_2 της κατώτερης στρώσης μπορεί να υπολογιστεί και με τη βοήθεια της εξίσωσης:

$$K_1 H_1 + K_2 (H_2 - H_1) = K H_2 \tag{4.43}$$

όπου K_1 είναι η αγωγιμότητα της ανώτερης στρώσης, η οποία μετρήθηκε από τα δεδομένα του αβαθούς φρεατίου και K είναι η μέση τιμή της αγωγιμότητας των δυο στρώσεων όπως μπορεί να μετρηθεί στο βαθύ φρεάτιο. Σ' αυτή την περίπτωση τα Δy_2 και Δt_2 είναι ήδη γνωστά.

Έτσι είναι:

$$K = C \frac{\Delta y_2}{\Delta t_2} \tag{4.44}$$

Ο παράγοντας C υπολογίζεται με τις τιμές των H_2, y_2 και r_0, από τα νομογραφήματα του σχήμα 4.5. για D = 0 ή D = ∞, ανάλογα με τη θέση του αδιαπέρατου υποστρώματος. Με γνωστά τα K_1, K, H_1 και H_2 και με τη βοήθεια της εξίσωσης (4.43) προκύπτει:

$$K_2 = \frac{K H_2 - K_1 H_1}{H_2 - H_1} \tag{4.45}$$

Η εξίσωση αυτή δίνει την τιμή του συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας K_2 της κατώτερης στρώσης ενός διαστρωμένου εδάφους.

Αν το έδαφος αποτελείται από τρεις στρώσεις τότε ο πυθμένας του δεύτερου φρεατίου θα πρέπει να βρίσκεται πάνω από τη διαχωριστική γραμμή της δεύτερης και της τρίτης στρώσης. Στην περίπτωση αυτή ανοίγεται και ένα τρίτο φρεάτιο που διαπερνά, με τα ίδια μεγέθη, και την τρίτη στρώση. Για τον υπολογισμό του συντελεστή K_3 της στρώσης αυτής ακολουθείται η ίδια διαδικασία, όπως και στην περίπτωση των δυο στρώσεων.

4.3.4.2.3 Μέθοδος του πιεζομέτρου

Η μέθοδος του πιεζομέτρου (Piezometer Method or Pipe- Cavity Method) προτάθηκε από του Kirkham το 1946 (Luthin, 1966) και ο τρόπος εφαρμογής της στον αγρό αναπτύχθηκε από τους Luthin και Kirkham το 1949. Αυτή συνίσταται από τη διάνοιξη ενός φρεατίου στο έδαφος, στην τοποθέτηση ενός σωλήνα στο φρεάτιο, στη δημιουργία μιας κοιλότητας ορισμένου μεγέθους κάτω από το διασωληνωμένο τμήμα του φρεατίου και τέλος στη μέτρηση της ταχύτητας ανύψωσης της στάθμης του νερού μέσα στο σωλήνα, μετά την άντλησή του από αυτόν. Στο σχήμα 4.8. παρουσιάζεται η εγκατάσταση του πιεζομέτρου με τους διάφορους συμβολισμούς.

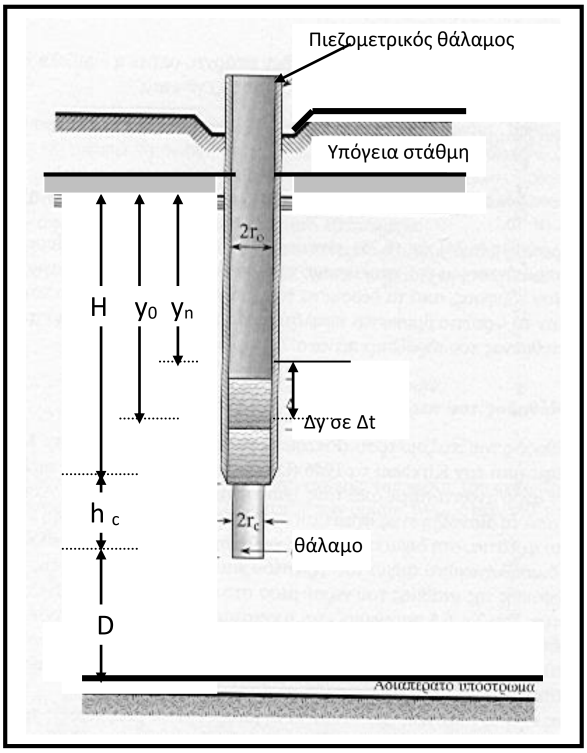
Η μέθοδος αυτή μειονεκτεί ως προς τη μέθοδο του φρεατίου γιατί απαιτεί περισσότερη εργασία και έτσι κοστίζει περισσότερο.

Όμως έχει το πλεονέκτημα ότι με αυτή μπορούμε να μετρήσουμε το συντελεστή υδραυλικής αγωγιμότητας K ενός πολύ μικρού όγκου εδάφους, γύρω από την κοιλότητα. Αυτό το πλεονέκτημα είναι σοβαρό στις περιπτώσεις που πρέπει να μετρήσουμε τη διαπερατότητα των διαφόρων στρώσεων ενός διαστρωμένου εδάφους.

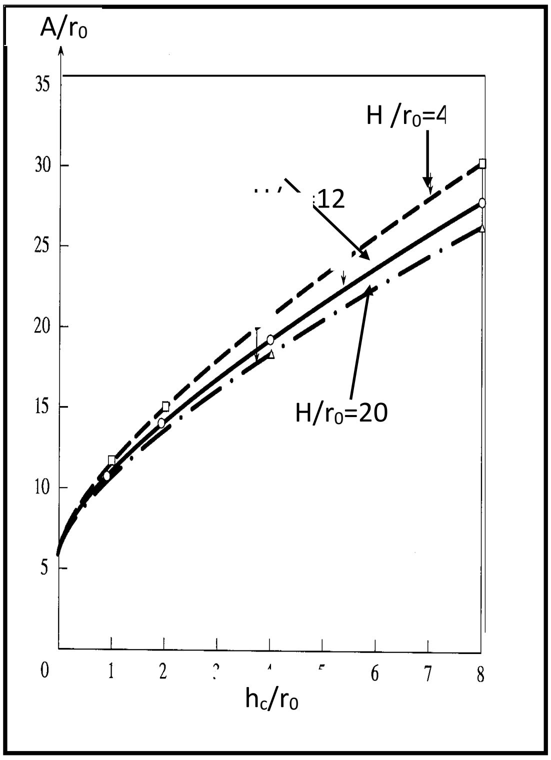
Ο χρησιμοποιούμενος τύπος για τον υπολογισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας από τα δεδομένα των μετρήσεων αυτής της μεθόδου είναι:

$$K = \frac{\pi \, . \, r_0^2}{A \, . \, \Delta t} \ln\left(\frac{y_0}{y_n}\right) \tag{4.46}$$

όπου r_0 είναι η εσωτερική διάμετρος του σωλήνα του πιεζομέτρου, που συνήθως είναι ίση με τη διάμετρο της κοιλότητας r_c, A είναι ο παράγοντας σχήματος, ο οποίος εξαρτάται από τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του συστήματος και έχει μονάδες μήκους, y_0 είναι η απόσταση της υπόγειας στάθμης από τη στάθμη του νερού στο σωλήνα κατά το χρόνο t_0, r_n είναι η απόσταση της υπόγειας στάθμης από τη στάθμη του νερού του σωλήνα κατά το χρόνο t_n και $\Delta t = t_n - t_0$



Σχήμα 4.8. Εγκατάσταση πιεζομέτρου



Σχήμα 4.9. Διάγραμμα παράγοντα σχήματος της μεθόδου του πιεζομέτρου για τον υπολογισμό της υδραυλικής αγωγιμότητας K

Ο Youngs εξέφρασε τα αποτελέσματα της ανάλυσής του σε αδιάστατους όρους και συνέταξε τον πίνακα 4.2, ο οποίος δίνει τις τιμές του λόγου A/r_0 για διάφορες τιμές των h_c/r_0, H/r_0 και D/r_0.

Από τα δεδομένα του πίνακα αυτού φαίνεται ότι το έδαφος που βρίσκεται σε μια απόσταση κάτω από το θάλαμο μεγαλύτερη από 4 r_0, έχει μικρή επίδραση στον υπολογισμό του K.

Επίσης η επίδραση του H στον παράγοντα A αυξάνεται, καθώς αυξάνεται η τιμή του h_c. Τέλος για τιμές $H/r_0 > 4$ η επίδραση του H στον παράγοντα A είναι μη σημαντική για τις περισσότερες περιπτώσεις στην πράξη.

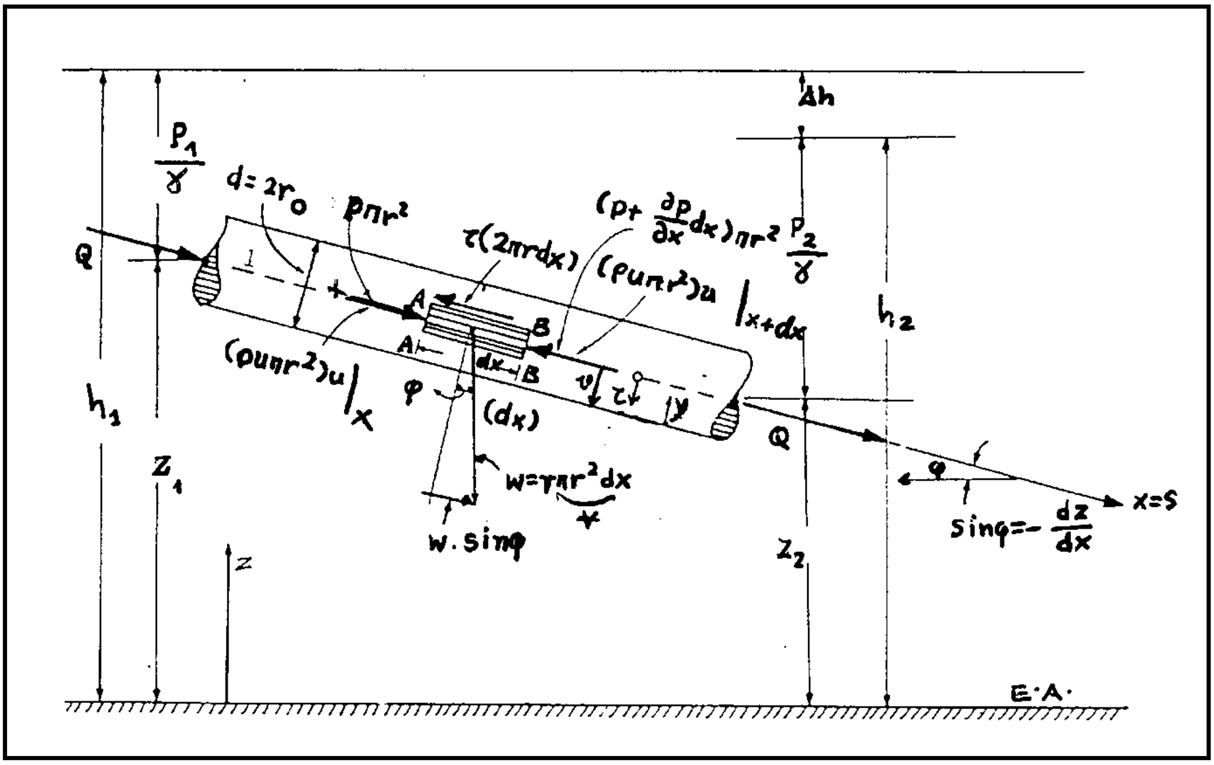
Πίνακας 4.2 Τιμές A/r_0 για τον υπολογισμό του παράγοντα σχήματος A (Youngs,1968)

h_c/r_0	H/r_0	D/r_0 για αδιαπέρατο στρώμα							D/r_0 για απείρως διαπερατό στρώμα						
		∞	8,0	4,0	2,0	1,0	0,0	0	∞	8,0	4,0	2,0	1,0	0,0	0
0	20	5,6	5,5	5,3	5,0	4,4	3,6	0	5,6	5,6	5,8	6,3	7,4	10,2	∞
	16	5,6	5,5	5,3	5,0	4,4	3,6	0	5,6	5,6	5,8	6,4	7,5	10,3	∞
	12	5,6	5,5	5,4	5,1	4,5	3,7	0	5,65	5,9	6,5	7,6	7,6	10,4	∞
	8	5,7	5,6	5,5	5,2	4,6	3,8	0	5,7	5,7	5,9	6,6	7,7	10,5	∞
	4	5,8	5,7	5,6	5,4	4,8	3,9	0	5,8	5,8	6,0	6,7	7,9	10,7	∞
0,5	20	8,7	8,6	8,3	7,7	7,0	6,2	4,8	8,7	8,9	9,4	10,3	12,2	15,2	∞
	16	8,8	8,7	8,4	7,8	7,0	6,2	4,8	8,8	9,0	9,4	10,3	12,2	15,2	∞
	12	8,9	8,8	8,5	8,0	7,1	6,3	4,8	8,9	9,1	9,5	10,4	12,2	15,3	∞
	8	9,0	9,0	8,7	8,2	7,2	6,4	4,9	9,0	9,3	9,6	10,5	12,3	15,3	∞
	4	9,5	9,4	9,0	8,6	7,5	6,5	5,0	9,5	9,6	9,8	10,6	12,4	15,4	∞
1,0	20	10,6	10,4	10,0	9,3	8,4	7,6	6,3	10,6	11,0	11,6	12,8	14,9	19,0	∞
	16	10,7	10,5	10,1	9,4	8,5	7,7	6,4	10,7	11,0	11,6	12,8	14,9	19,0	∞
	12	10,8	10,6	10,2	9,5	8,6	7,8	6,5	10,8	11,1	11,7	12,8	14,9	19,0	∞
	8	11,0	10,9	10,5	9,8	8,9	8,0	6,7	11,0	11,2	11,8	12,9	14,9	19,0	∞
	4	11,5	11,4	11,2	10,5	9,7	8,8	7,3	11,5	11,6	12,1	13,1	15,0	19,0	∞
2,0	20	13,8	13,5	12,8	11,9	10,9	10,1	9,1	13,8	14,1	15,0	16,5	19,0	23,0	∞
	16	13,9	13,6	13,0	12,1	11,0	10,2	9,2	13,9	14,3	15,1	16,6	19,1	23,1	∞
	12	14,0	13,7	13,2	2,3	11,2	10,4	9,4	14,0	14,4	15,2	16,7	19,2	23,2	∞
	8	14,3	14,1	13,6	12,7	11,5	10,7	9,6	14,3	14,8	15,5	17,0	19,4	23,3	∞
	4	15,0	14,9	14,5	13,7	12,6	11,7	10,5	15,0	15,4	16,0	17,6	20,1	23,8	∞
4,0	20	18,6	18,0	17,3	16,3	15,3	14,6	13,6	18,6	19,8	20,8	22,7	25,5	29,9	∞
	16	19,0	18,4	17,6	16,6	15,6	14,8	13,8	19,0	20,0	20,9	22,8	25,6	29,9	∞
	12	19,4	18,8	18,0	17,1	16,0	15,1	14,1	19,4	20,3	21,2	23,0	25,8	30,0	∞
	8	19,8	19,4	18,7	17,6	16,4	15,5	14,5	19,8	20,6	21,4	23,3	26,0	30,2	∞
	4	21,0	20,5	20,0	19,1	17,8	17,0	15,8	21,0	21,5	22,2	24,1	26,8	31,5	∞
8,0	20	26,9	26,0	25,5	24,0	23,0	22,2	21,4	26,9	29,6	30,6	32,9	36,1	40,6	∞
	16	27,4	26,3	25,8	24,4	23,4	22,7	21,9	27,4	29,8	30,8	33,1	36,2	40,7	∞
	12	28,3	27,2	26,4	25,1	24,1	23,4	22,6	28,3	30,0	31,0	33,3	36,4	40,8	∞
	8	29,1	28,2	27,4	26,1	25,1	24,4	23,4	29,1	30,3	31,2	33,8	36,9	41,0	∞
	4	30,8	30,2	29,6	28,0	26,9	25,7	24,5	30,8	31,5	32,8	35,0	38,4	43,0	∞

4.3.4.3 Έμμεσος τρόπος υπολογισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας

Η ροή μέσα στους πόρους του εδάφους μπορεί να συγκριθεί με την στρωτή ροή ενός ρευστού μέσα σ' ένα σωλήνα κυκλικής διατομής με εσωτερική ακτίνα r_0. Έτσι αν θεωρηθεί η σταθερή στρωτή ροή σ' ένα σωλήνα με σταθερή εσωτερική διάμετρο $d = 2R$ αποδεικνύεται ότι η παροχή στο σωλήνα αυτόν υπολογίζεται από τη σχέση (4.49) η οποία καλείται Νόμος των Hagen –Poiseuille.

$$Q = -\left(\frac{\pi.\rho.g.d^4}{128.\mu}\right)\frac{dh}{ds} = -\left(\frac{\pi.\rho.g.d^4}{128.\mu}\right)i \qquad (4.49)$$



Σχήμα 4.12. Στρωτή ροή σε στοιχειώδη κύλινδρο μήκους dx

Απόδειξη.

Από την εφαρμογή της εξίσωσης ποσότητας κινήσεως σ' ένα στοιχειώδη κύλινδρο μήκους dx (σχήμα 4.12.), προκύπτει :

(ποσότητα κίνησης εισερχόμενου) - (ποσότητα κίνησης εξερχομένου) + Σ F = 0.

Η ποσότητα κίνησης που εισέρχεται στη διατομή Α-Α στη μονάδα χρόνου είναι:

$$Q = \frac{\forall}{t} = \frac{m}{\rho\ t} \Rightarrow \frac{m}{t} = \rho.Q \quad \text{Επομένως} \quad \left.\frac{m.u}{t}\right|_x = \rho.Q.u\big|_x = \rho.u.S.u\big|_x = \rho.u.\pi.r^2.u\big|_x$$

Ομοίως η ποσότητα κίνησης που εξέρχεται από τη διατομή Β-Β στη μονάδα χρόνου είναι:

$$\left.\frac{m.u}{t}\right|_{x+dx} = \rho.u.\pi.r^2.u\big|_{x+dx}$$

και επειδή η ταχύτητα u είναι σταθερή (μόνιμη ροή) έχουμε : $\rho.u.\pi.r^2.u\big|_x = \rho.u.\pi.r^2.u\big|_{x+dx}$

Οι δυνάμεις που ενεργούν στο στοιχειώδη κύλινδρο είναι:

- Δύναμη των πιέσεων : $F_p = p.\pi.r^2 - \left(p + \frac{\partial p}{\partial x}dx\right).\pi.r^2 = -\frac{\partial p}{\partial x}dx..\pi.r^2$

- Δύναμη των τριβών : $F_\tau = -\tau.(2.\pi.r.dx)$

- Δύναμη που οφείλεται στη βαρύτητα : $F_g = +\gamma.\pi.r^2.dx.\sin\varphi$

Επομένως $\Sigma F = -\frac{\partial p}{\partial x}dx..\pi.r^2 - \tau.(2.\pi.r.dx) + \gamma.\pi.r^2.dx.\sin\varphi$

Έτσι από την εξίσωση ποσότητας κινήσεως προκύπτει :

$$\rho.u.\pi.r^2.u\Big|_x - \rho.u.\pi.r^2.u\Big|_{x+dx} + \Sigma F = 0 \Rightarrow -\frac{\partial p}{\partial x}dx.\pi r^2 - \tau.(2.\pi.r.dx) + \gamma.\pi.r^2.dx.\sin\varphi = 0$$

$$\Rightarrow -\frac{\partial p}{\partial x} - \frac{2.\tau}{r} + \gamma.\sin\varphi = 0 \Rightarrow -\frac{\partial p}{\partial x} - \frac{2.\tau}{r} + \gamma.(-\frac{dz}{dx}) = 0 \Rightarrow -\frac{1}{\gamma}\frac{d p}{d x} - \frac{2.\tau}{\gamma.r} - \frac{dz}{dx} = 0 \Rightarrow$$

$$-\frac{d}{d x}(\frac{p}{\gamma} + z) - \frac{2.\tau}{\gamma.r} = 0 \Rightarrow \tau = -\frac{\gamma}{2}.\frac{dh}{dx}.r$$

Η διατμητική τάση όμως ακολουθεί τό νόμο τού Νεύτωνα :

$$\tau = \mu\frac{du}{dy} = \mu.\frac{du}{dr}\frac{dr}{dy} = \mu.\frac{du}{dr}\frac{d(r_0 - y)}{dy} = \mu.\frac{du}{dr}\left(\frac{d\,r_0}{dy} - \frac{dy}{dy}\right) = \mu.\frac{du}{dr}.(0-1) = -\mu.\frac{du}{dr} \qquad (r = r_0\text{-}y)$$

και η παραπάνω σχέση γίνεται :

$$-\mu.\frac{du}{dr} = -\frac{\gamma}{2}.\frac{dh}{dx}.r \Rightarrow du = \frac{\gamma}{2.\mu}.\frac{dh}{dx}.r.dr \Rightarrow \int du = \int \frac{\gamma}{2.\mu}.\frac{dh}{dx}.r.dr \Rightarrow u = \frac{\gamma}{4.\mu}.\frac{dh}{dx}.r^2 + C$$

Αλλά για $r = r_0$ είναι $u = 0$ οπότε $C = -\frac{\gamma}{4.\mu}.\frac{dh}{dx}.r_0^2$ και $u = -\frac{\gamma}{4.\mu}.\frac{dh}{dx}.(r_0^2 - r^2)$.

Στη συνέχεια υπολογίζεται η μέση ταχύτητα ροής :

$$V = \frac{Q}{E} = \frac{1}{\pi.r_0^2}\int_0^{r_0} u.dE = \frac{1}{\pi.r_0^2}\int_0^{r_0} -\frac{\gamma}{4.\mu}.\frac{dh}{dx}.(r_0^2 - r^2).2\pi.r.dr = -\frac{1}{\pi.r_0^2}.\frac{\gamma}{4.\mu}.2.\pi\frac{dh}{dx}\left[\int_0^{r_0}(r_0^2 - r^2).r.dr\right] =$$

$$= -\frac{\gamma}{2.\mu.r_0^2}.\frac{dh}{dx}\left(r_0^2\left|\frac{r^2}{2}\right|_0^{r_0} - \left|\frac{r^4}{4}\right|_0^{r_0}\right) = -\frac{\gamma}{2.\mu.\ r_0^2}.\frac{dh}{dx}\left(\frac{r_0^4}{2} - \frac{r_0^4}{4}\right) = -\frac{\gamma}{8.\mu}.\frac{dh}{dx}.r_0^2 = -\frac{\rho.g.d^2}{32.\mu}.\frac{dh}{dx}$$

Επομένως :

$$Q = E.V = -\frac{\rho.g.d^2}{32.\mu}.\frac{dh}{dx}.\frac{\pi.d^2}{4} = -\left(\frac{\pi.\rho.g.d^4}{128.\mu}\right).i \qquad \text{όπου} \quad i = \frac{dh}{dx}$$

η οποία είναι η παροχή της σχέσης (4.49) :

Αν στη σχέση (4.49) τεθεί $\left(\frac{\rho.g.d^2}{32.\mu}\right) = K$ προκύπτει :

$$Q = K\frac{\pi.d^2}{4} i = -KE\ i \Rightarrow V = -Ki$$

και αν τεθεί $\left(\frac{d^2}{32}\right) = k$ το οποίο είναι η γεωμετρική διαπερατότητα του πορώδους μέσου

προκύπτει : $K = k.\frac{\rho.g}{\mu}$

Αν υποτεθεί ότι το έδαφος αποτελείται από άπειρους τέτοιους σωλήνες με μέση διάμετρο d και ότι σε μία διατομή Ε υπάρχουν N σωλήνες με παροχή ο καθένας, τότε η συνολική παροχή είναι :

$$Q = -N\left(\frac{\pi\rho g d^4}{128\mu}\right) i$$

και η ειδική παροχή δια μέσω της πορώδους διατομής Ε είναι:

$$q = \frac{Q}{E} = -\frac{N}{E}\left(\frac{\pi\rho g d^4}{128.\mu}\right) i = \text{-}Ki$$

Επομένως $K = \frac{N\pi d^2}{4E}\frac{\rho g d^2}{32\mu}$

Επειδή το πορώδες του εδάφους είναι $n = \frac{\forall_{\kappa\varepsilon\nu\acute{\omega}\nu}}{\forall_{\varepsilon\delta\alpha\varphi.}} = \frac{N\frac{\pi d^2}{4} x}{E\ x} = N\frac{\pi d^2}{4.E}$ προκύπτει ότι η υδραυλική αγωγιμότητα του πορώδους μέσου είναι :

$$K = n\frac{\rho g d^2}{32\mu} \Rightarrow K = \frac{n d^2}{32}\frac{\rho g}{\mu} = k\frac{\rho g}{\mu} = k\frac{g}{\nu}.$$

και η γεωμετρική ή εσωτερική διαπερατότητα αυτού είναι : $k = \frac{n.d^2}{32}$.

Ένα από τα μοντέλα που έγιναν περισσότερο γνωστά και παραδεκτά στα πορώδη μέσα είναι του Cozeny και στη συνέχεια η τροποποίηση του από τον Carman το (1937), πού είναι γνωστό σαν μοντέλο των Cozeny - Carman. Αυτοί εισήγαγαν την έννοια της υδραυλικής ακτίνας στα πορώδη μέσα σαν το λόγο του πορώδους n προς την ειδική επιφάνεια των πόρων.

Η εξίσωση των Cozeny - Carman είναι:

$$\mathbf{k = \frac{1}{180}\frac{n^3}{(1-n)^2} d_m^2}$$

όπου d_m είναι μία κάποια μέση διάμετρος των κόκκων του εδάφους.

Φυσικά ή θεώρηση του εδάφους σαν πορώδες μέσο που αποτελείται από άπειρους σωλήνες με διάμετρο d , αποτελεί μία ιδανική περίπτωση. Παρ' όλη την απλότητα αυτού του μοντέλου, αποδεικνύεται ότι η υδραυλική αγωγιμότητα μπορεί να γραφεί με τη μορφή $\mathbf{K} = \mathbf{k}\frac{\mathbf{g}}{\mathbf{\nu}}$.

Η γεωμετρική ή εσωτερική διαπερατότητα του πορώδους μέσου k [L^2] εξαρτιέται από τις ιδιότητες του στερεού μητρώου, δηλαδή την κατανομή των πόρων, την μορφή των πόρων, την ειδική επιφάνεια, τη στρεβλότητα της διαδρομής (tortuosity) και το πορώδες.

Επίσης διαπιστώνεται ότι η υδραυλική αγωγιμότητα είναι συνάρτηση της εσωτερικής διαπερατότητας του πορώδους μέσου, των ιδιοτήτων του ρευστού που ρέει (πυκνότητα, δυναμική συνεκτικότητα) και της έντασης του πεδίου βαρύτητας.

Προτεινόμενη Βιβλιογραφία

1. Μενέλαος Θεοχάρης, “ Στραγγίσεις”, Τ.Ε.Ι. Ηπείρου, Άρτα, 2012.
2. Μενέλαος Θεοχάρης, “Ασκήσεις Στραγγίσεων”, Τ.Ε.Ι. Ηπείρου, Άρτα, 2012.
3. Θεοχάρης Μ.: " Στραγγίσεις " , Άρτα 204
4. Θεοχάρης Μ.: " Ασκήσεις Στραγγίσεων " , Άρτα 2005
5. Θεοχάρης Μ.: " Αρδεύσεις - Στραγγίσεις " , Άρτα 1998
6. Θεοχάρης Μ.: " Αρδεύσεις - Στραγγίσεις, Εργαστηριακές Ασκήσεις", Άρτα 1998
7. Daugerty - Franzini : "Υδραυλική" Τόμοι I , II, Εκδόσεις Πλαίσιο , Αθήνα.
8. Davis- Sorensen : " Handbook of applied Hydraulics" Third edition McGraw-Hill Book Company, 1969.
9. Hansen V. - Israelsen : "Αρδεύσεις. Βασικοί Αρχαί και Μέθοδοι . Μετάφραση από τους Α. Νικολαΐδη και Α. Κοκκινίδη ", Αθήνα 1961.
10. Καρακατσούλης Π. : " Αρδεύσεις - Στραγγίσεις και Προστασία των Εδαφών ", Αθήνα 1993.
11. Τερζίδης Γ. - Καραμούζης Δ. :"Υδραυλική Υπόγειων Νερών ", Εκδόσεις Ζήτη , Θεσσαλονίκη 1985.
12. Τερζίδης Γ. - Καραμούζης Δ. :"Στραγγίσεις Γεωργικών Εδαφών " Εκδόσεις Ζήτη , Θεσσαλονίκη 1986.
13. Τερζίδης Γ. : "Μαθήματα Υδραυλικής" , Τόμοι I ,II , III, Θεσσαλονίκη 1986.
14. Τερζίδης Γ. - Παπαζαφειρίου Ζ. : "Γεωργική Υδραυλική ", Εκδόσεις Ζήτη , Θεσσαλονίκη 1997.
15. Τζιμόπουλος Χ. : " Στραγγίσεις - Υδραυλική Φρεάτων ", Θεσ/νίκη 1983.
16. Χαλκιάς Ν. :"Στραγγίσεις γαιών ", Αθήνα 1972.

Σημείωμα Αναφοράς

Θεοχάρης Μενέλαος, (2015). Στραγγίσεις (Θεωρία). ΤΕΙ Ηπείρου. Διαθέσιμο από:
http://eclass.teiep.gr/courses/TEXG107/

Σημείωμα Αδειοδότησης

Επεξεργασία: Δημήτριος Κατέρης

Άρτα, 2015

Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο

ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗ
επένδυση στην κοινωνία της γνώσης
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ & ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ, ΠΟΛΙΤΙΣΜΟΥ & ΑΘΛΗΤΙΣΜΟΥ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ

ΕΣΠΑ 2007-2013
πρόγραμμα για την ανάπτυξη
ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης