

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑΣ-ΟΡΟΛΟΓΙΑ

1.1. Υδρολογικός κύκλος

Ο υδρολογικός κύκλος (hydrologic cycle) περιλαμβάνει μια σειρά διαδικασιών με τις οποίες το νερό κυκλοφορεί μεταξύ υδρόσφαιρας, ατμόσφαιρας, ξηράς και θάλασσας. Σε αυτή την αλυσίδα το νερό εμφανίζεται με όλες τις μορφές: υγρό, αέριο (υδρατμοί), στερεό (χιόνι, χαλάζι). Το σύνολο της ενέργειας που κατευθύνει τον κύκλο του νερού προέρχεται σχεδόν αποκλειστικά από τον ήλιο.

Το συνολικό φαινόμενο της κυκλοφορίας και κατανομής του νερού στην ατμόσφαιρα και τη γη μπορεί να εκφρασθεί από τη σχέση: $P=R+E+I$

Όπου: P = τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (precipitation)

E = η πραγματική εξατμισοδιαπνοή (evapotranspiration)

R = η επιφανειακή απορροή (runoff)

I = η κατείδυση (infiltration)

Τα παραπάνω μεγέθη μπορούν να εκφραστούν σε ύψος νερού (mm) ή σε όγκο νερού (m^3) ή σε ποσοστό επί τοις εκατό (%).

Το νερό στην ατμόσφαιρα βρίσκεται με τη μορφή υδρατμών και αφού υποστεί συμπύκνωση πέφτει στην επιφάνεια της γης σε υγρή (βροχή) ή στερεή μορφή (χαλάζι, χιόνι). Με τον όρο ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα περιλαμβάνονται όλες οι μορφές με τις οποίες το νερό φθάνει στη γη (βροχή, χιόνι, χαλάζι κ.λπ.). Όλες οι μορφές κατακρημνισμάτων ανάγονται σε ισοδύναμο ύψος βροχής. Όσον αφορά τη χιονόπτωση, όταν δεν υπάρχουν ακριβή στοιχεία (πυκνότητα χιονιού), θεωρείται ότι 10 mm ύψος χιονιού ισοδυναμούν με 1 mm ύψος βροχής (αναλογία 10:1).

Η εξατμισοδιαπνοή αντιπροσωπεύει τις ποσότητες του νερού, που επανέρχονται στην ατμόσφαιρα με τη συνδυασμένη δράση της εξάτμισης και της διαπνοής.

Εξάτμιση είναι η διαδικασία μεταφοράς, με τη μορφή υδρατμών, του νερού από την επιφάνεια της γης στην ατμόσφαιρα με σύγχρονη κατανάλωση ηλιακής ενέργειας, απαραίτητης για την αλλαγή της φάσης του νερού από υγρή σε αέρια. Με τον όρο διαπνοή εννοούνται οι διαδικασίες εκείνες με τις οποίες το νερό μεταβαίνει από την υγρή στην αέρια φάση διαμέσου του σώματος των φυτών.

Η εξατμισοδιαπνοή εξαρτάται από πολλούς παράγοντες όπως: θερμοκρασία εδάφους-αέρα, υγρασία εδάφους-αέρα, ταχύτητα ανέμου, βαρομετρική πίεση, ηλιακή ακτινοβολία, είδος χλωρίδας, πορώδες, κ.λπ. Υπάρχουν πολλοί εμπειρικοί τύποι υπολογισμού της πραγματικής ή δυνητικής εξατμισοδιαπνοής (Turc, Coutagne, Thornthwaite κ.ά).

Η δυνητική εξατμισοδιαπνοή είναι ένας κλιματικός δείκτης και εκφράζει τη μέγιστη ποσότητα νερού που θα εξατμιζόταν ή διαπνεόταν από τα φυτά, αν τα αποθέματα ήσαν αρκετά για να αναπληρώσουν τις απώλειες.

Η πραγματική εξατμισοδιαπνοή σε πολλές ημίξηρες λεκάνες της Ελλάδας ανέρχεται σε 70-85% του ετήσιου ύψους βροχόπτωσης, ενώ στις ορεινές περιοχές φθάνει έως 55%.



Σχήμα 1.1: Απλοποιημένη γραφική απεικόνιση του υδρολογικού κύκλου (www.usgs.gov).

Η απορροή αντιπροσωπεύει το μέρος των κατακρημνισμάτων το οποίο, αφού πέσει στην επιφάνεια της γης και ένα μέρος του κατακρατηθεί για τη συμπλήρωση των αναγκών του εδάφους, παραλαμβάνεται από τους χειμάρρους και οδηγείται με τη βαρύτητα στους τελικούς αποδέκτες (θάλασσα, λίμνες). Η ολική απορροή περιλαμβάνει τόσο την επιφανειακή, όσο και την υπόγεια απορροή δηλ. το νερό το οποίο αφού αρχικά διηθηθεί βρίσκει διέξοδο και επανέρχεται στην επιφάνεια προστιθέμενο στα επιφανειακά νερά.

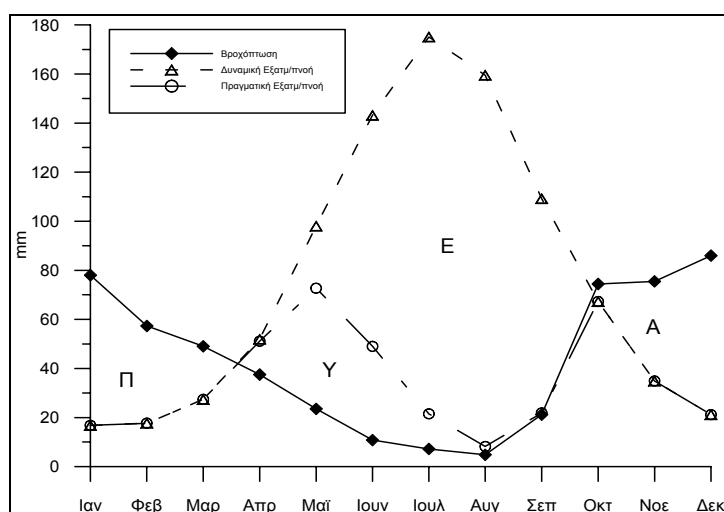
Κύριοι παράγοντες που επηρεάζουν την επιφανειακή απορροή είναι: κλιματικοί (ένταση βροχοπτώσεων, υγρασία αέρα, άνεμοι, εξάτμιση), γεωμορφολογικοί (κλίση λεκάνης απορροής, υδρογραφική πυκνότητα), λιθολογικοί (είδος πετρωμάτων, περατότητα), καθώς και το είδος της φυτοκάλυψης.

Η κατείσδυση αποτελεί τη σημαντικότερη διεργασία για τον καθορισμό της υδροοικονομίας μιας περιοχής γιατί συμβάλλει στην ανανέωση των αποθεμάτων των υπόγειων υδροφορέων. Αντιπροσωπεύει το μέρος εκείνο των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων που διαπερνά την επιφάνεια του εδάφους (αφού κάποια ποσότητα δεσμευτεί ως νερό

κατακράτησης, βλ. παράγραφο 1.4) και φθάνει στους υπόγειους υδροφόρους ορίζοντες προστιθέμενο στα αποθέματα των υπόγειων νερών και μετέχει στις κινήσεις του υπόγειου νερού. Η ικανότητα κατείσδυσης (infiltration capacity) εξαρτάται από την υγρασία του εδάφους, τη λιθολογία, την κλίση και τον τύπο του εδάφους, τη βλάστηση, την ένταση και κατανομή των βροχοπτώσεων κ.λπ.

Μέτρο της κατείσδυσης είναι ο συντελεστής κατείσδυσης, ο οποίος εκφράζει το ποσοστό του νερού που κατεισδύει σε σχέση με την ολική βροχόπτωση. Οι τιμές του συντελεστή κατείσδυσης κυμαίνονται από 3% (φλύσχης, φυλλίτες, σχιστόλιθοι, γενέσιοι, ηφαιστειακά πετρώματα) έως 60% (ανθρακικά πετρώματα).

Στο Σχήμα 1.2 παρουσιάζεται το μέσο υδρολογικό ισοζύγιο με βάση τα στοιχεία του σταθμού Ναυπλίου. Από το Σχήμα αυτό προκύπτει ότι, πλεόνασμα νερού (ενεργή κατείσδυση) παρατηρείται τους μήνες Δεκέμβριο έως Μάρτιο, χρησιμοποίηση της υγρασίας του εδάφους γίνεται τους μήνες Απρίλιο έως Ιούνιο, έλλειμμα νερού καταγράφεται τους μήνες Ιούλιο έως Σεπτέμβριο και η αναπλήρωση της υγρασίας του εδάφους γίνεται τον Οκτώβριο και Νοέμβριο.



Σχήμα 1.2: Μέσο υδατικό ισοζύγιο του σταθμού Ναυπλίου
 (Π= πλεόνασμα νερού, Y= χρησιμοποίηση της υγρασίας εδάφους,
 E= έλλειμμα νερού, A= αναπλήρωση του νερού εδάφους).

Πρέπει να σημειωθεί ότι η ένταση και η συχνότητα του κύκλου εξαρτώνται από το κλίμα και τη γεωγραφική θέση της περιοχής. Ο χρόνος πραγματοποίησης του κύκλου δεν είναι σταθερός, στη διάρκεια π.χ. μιας παρατεταμένης ξηρασίας ο κύκλος φαίνεται ότι έχει διακοπή. Ο κύκλος μπορεί να συντομευθεί όταν τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα πέφτουν απευθείας στη θάλασσα /λίμνες, οπότε δεν υπάρχει επιφανειακή απορροή.

Η μελέτη του υδρολογικού κύκλου γίνεται στη λεκάνη απορροής ενός ποταμού ή υδρολογική λεκάνη. Η λεκάνη απορροής καθορίζεται από τον υδροκρίτη και είναι η εδαφική έκταση από την οποία συγκεντρώνεται το σύνολο της απορροής, μέσω διαδοχικών ρευμάτων και ποταμοχειμάρρων και παροχετεύεται στη θάλασσα με ενιαίο στόμιο ποταμού, εκβολές ή δέλτα.

1.2. Υδρογεωλογική συμπεριφορά των γεωλογικών σχηματισμών

Το πορώδες (Porosity)

Το πορώδες (n) ή ολικό πορώδες είναι ένα μέτρο των διακένων (πόρων, κενών, ρωγμών) που υπάρχουν σε ένα πέτρωμα ή έδαφος και εκφράζεται με το λόγο του συνολικού όγκου των διακένων (V_k) προς τον συνολικό όγκο του πετρώματος /εδάφους ($V_{ολ}$): $n=V_k/V_{ολ}$

Στον Πίνακα 1.1 παρουσιάζονται ενδεικτικές τιμές ολικού πορώδους από 0-60%.

Πίν.1.1: Τιμές ολικού πορώδους (Από Καλλέργη, 1999).

Προσχώσεις	Πορώδες (%)	Ιζηματογενή πετρώματα	Πορώδες (%)	Κρυσταλλικά πετρώματα	Πορώδες (%)
Μικρά χαλίκια	24-36	Ψαμμίτες	5-30	Ρωγματοωμένα	0-10
Μεγάλα χαλίκια	25-38	Ιλύολιθοι	21-41	Μη ρωγματοωμένα	0-5
Χονδρόκοκκη άμμος	31-48	Ασβεστόλιθοι	0-40	Βασάλτες	3-35
Λεπτόκοκκη άμμος	26-53	Καρστοποιημένοι ασβεστόλιθοι	0-40	Αποσαθρωμένοι γρανίτες	34-57
Ιλύς	34-61	Σχιστόλιθοι	0-10		
Άργιλος	34-60				

Το ενεργό πορώδες (Effective porosity) αναφέρεται στο ποσό των διακένων που επικοινωνούν μεταξύ τους και επιτρέπουν τη ροή του υπόγειου νερού υπό την επίδραση της βαρύτητας ή της υδροστατικής πίεσης. Τα διάκενα που δεν συνεισφέρουν στη ροή αυτή καταλαμβάνονται από νερό συγκράτησης. Στους κοκκώδεις σχηματισμούς το ενεργό πορώδες κυμαίνεται από 0-3% (άργιλος) έως 20% (χαλίκια).

Το πορώδες χαρακτηρίζεται σαν *πρωτογενές* δηλ. το πορώδες που οφείλεται στα διάκενα που δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια σχηματισμού του πετρώματος και σαν *δευτερογενές* δηλ. το πορώδες που οφείλεται στα διάκενα που δημιουργήθηκαν λόγω

τεκτονισμού, αποσάθρωσης, διάλυσης, δράσης του έμβιου κόσμου κ.ά. (Σχ. 1.3). Το πρωτογενές πορώδες εξαρτάται από τη διάταξη, το μέγεθος και τη μορφή των κόκκων.

Μετά από κοσκίνισμα με κόσκινα καθορισμένης σειράς ανοίγματος διακένων κατασκευάζονται οι αθροιστικές κοκκομετρικές καμπύλες (βλ. Σχ. 2.3 του Κεφαλαίου 2) των χαλαρών γεωλογικών υλικών. Από τις καμπύλες αυτές υπολογίζονται χρήσιμα μεγέθη όπως: το ενεργό μέγεθος κόκκων, ο συντελεστής ομοιομορφίας, ο συντελεστής διαβάθμισης κ.ά.

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί ταξινομούνται ανάλογα με τη δυνατότητα που παρέχουν στο νερό να διεισδύσει και να κινηθεί μέσα στη μάζα τους με την επίδραση της βαρύτητας σε δύο μεγάλες κατηγορίες: τους υδροπερατούς και τους αδιαπέρατους σχηματισμούς.

Υδροπερατοί σχηματισμοί

Ονομάζονται οι γεωλογικοί σχηματισμοί που επιτρέπουν τη διείσδυση και κυκλοφορία του νερού διαμέσου της μάζας των και διακρίνονται σε δύο κατηγορίες:

1. Μικροδιαπερατά

Πρόκειται για χαλαρά υλικά (άμμοι, χάλικες, κροκάλες) ή συμπαγή πετρώματα που η υδροπερατότητά τους οφείλεται στο πρωτογενές πορώδες.

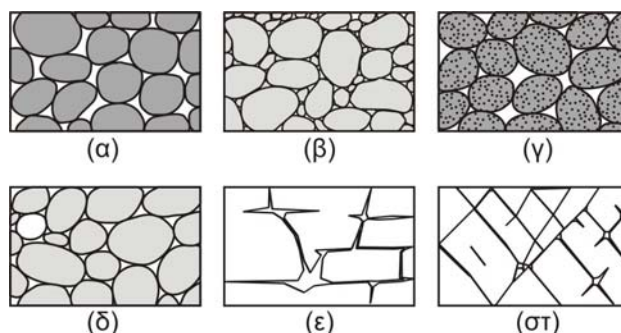
2. Μακροδιαπερατά

Πρόκειται για πετρώματα που η υδροπερατότητά τους οφείλεται στο δευτερογενές πορώδες.

Είναι σύνηθες οι διάφοροι γεωλογικοί σχηματισμοί να είναι μικρο- και μακρο-διαπερατοί.

Αδιαπέρατοι σχηματισμοί

Είναι οι γεωλογικοί σχηματισμοί που δεν επιτρέπουν την κίνηση των νερών διαμέσου της μάζας των, υπό την επίδραση της βαρύτητας ή της υδροστατικής πίεσης.



Σχήμα 1.3: Παραδείγματα διάκενων: α) καλή διαβάθμιση υλικού με υψηλό πορώδες, β) φτωχή διαβάθμιση με μικρό πορώδες, γ) καλή διαβάθμιση σε πορώδη χάλικα με υψηλό πορώδες, δ) καλή διαβάθμιση με παρουσία ορυκτής ύλης και μειωμένο πορώδες, ε) πορώδες από διάλυση, στ) πορώδες από ρηγμάτωση (Meinzer, 1923).

1.3. Το υπόγειο νερό

Το υπόγειο νερό είναι αυτό που βρίσκεται κάτω από την επιφάνεια του εδάφους, ανεξαρτήτως κατάστασης, βάθους και προέλευσης. Τα υπόγεια νερά αποτελούν μέρος του υδρολογικού κύκλου και αντιστοιχούν σε 0,61% του συνολικού νερού στον πλανήτη. Η κυριότερη προέλευσή τους είναι τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (μετεωρικά νερά).

Μικρό ποσοστό των υπόγειων νερών είναι μαγματικής ή κοσμικής προέλευσης, που εισέρχεται για πρώτη φορά στον υδρολογικό κύκλο (νεαρό νερό, juvenile). Το συγγενετικό (connate) είναι νερό που δεν έχει έλθει σε επαφή με την ατμόσφαιρα για μεγάλο χρονικό διάστημα. Το μαγματικό και το μεταμορφωμένο νερό συνδέονται με την άνοδο του μάγματος και τις διαδικασίες της μεταμόρφωσης των πετρωμάτων, αντίστοιχα.

Το νερό εισέρχεται στο υπέδαφος από την επιφάνεια του εδάφους, είτε κατευθείαν από τις βροχοπτώσεις, είτε από σώματα επιφανειακού νερού (ποτάμια, λίμνες). Μετά κινείται αργά σε ποικίλες αποστάσεις μέχρι να επιστρέψει στην επιφάνεια του εδάφους είτε με φυσική εκφόρτιση (πηγές), είτε με ανθρώπινη παρέμβαση (πηγάδια, γεωτρήσεις), είτε τέλος με τη διαπνοή των φυτών.

Ο χρόνος παραμονής του υπόγειου νερού στο υπέδαφος αποτελεί την ηλικία του νερού, η οποία μπορεί να προσδιορισθεί με φυσικά ραδιοϊσότοπα, κυρίως το τρίτιο (H^3) και τον άνθρακα 14 (C^{14}).

1.4. Κατακόρυφη κατανομή του υπόγειου νερού

Η παρουσία του υπόγειου νερού στο υπέδαφος μπορεί να διακριθεί σε δύο ζώνες:

1. Ζώνη αερισμού (*Zone of aeration*)

Η ζώνη αυτή αποτελείται από διάκενα, που κατέχονται μερικώς από νερό και μερικώς από αέρα (διφασική ροή). Υποδιαιρείται σε (Σχ. 1.4):

- Υποζώνη εδαφικού νερού μικρού πάχους, ανάλογα με τον τύπο του εδάφους και τη βλάστηση, όπου η υγρασία μεταβάλλεται ανάλογα με τους κλιματικούς παράγοντες.
- Ενδιάμεση ζώνη όπου το νερό συγκρατείται με υγροσκοπικές και τριχοειδείς δυνάμεις και από την οποία το νερό πρέπει να περάσει κινούμενο προς τη ζώνη κορεσμού.
- Τριχοειδή υποζώνη με ύψος που μεταβάλλεται, αντιστρόφως ανάλογα, με το μέγεθος των διακένων (20-πλάσια στη λεπτόκοκκη άμμο από τους χάλικες). Η τριχοειδής ανύψωση (h_c) δίνεται από τη σχέση (Σχ. 1.5): $h_c = (2\tau/\epsilon R) \sin\phi$

όπου: τ =η επιφανειακή τάση, ϵ =το ειδικό βάρος του νερού, R = η ακτίνα του τριχοειδούς σωλήνα και ϕ =η γωνία συνεπαφής ανάμεσα στα τοιχώματα του σωλήνα και το μηνίσκο.

Για καθαρό νερό στους 20 °C, το ύψος της τριχοειδούς ανύψωσης είναι $h_c=0,153/R$.

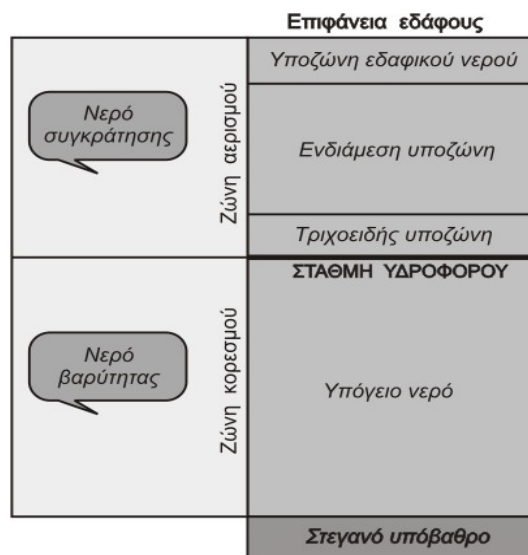
Στα αργιλώδη εδάφη το αναπτυσσόμενο δυναμικό από τριχοειδή φαινόμενα είναι μεγάλο, σε αντίθεση με τα αμμώδη εδάφη στα οποία είναι ασήμαντο.

2. Ζώνη κορεσμού (Zone of saturation)

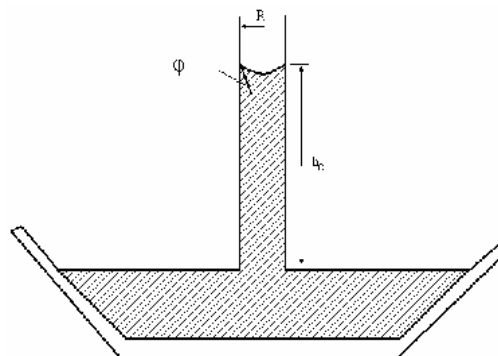
Όλα τα διάκενα της ζώνης αυτής είναι γεμάτα νερό κάτω από υδροστατική πίεση (μονοφασική ροή). Αντιπροσωπεύει ουσιαστικά το υδροφόρο στρώμα και η επάνω επιφάνεια της ζώνης αυτής είναι η ελεύθερη (φρεάτια) επιφάνεια. Η ζώνη αυτή μπορεί να μας τροφοδοτήσει με νερό και ως εκ τούτου έχει ιδιαίτερη σημασία.

Το επιφανειακό νερό με την επίδραση της βαρύτητας, της υδροστατικής πίεσης, των τριχοειδών δυνάμεων κ.λπ. διεισδύει στο έδαφος διαμέσου των διακένων και κινείται προς την κορεσμένη ζώνη, εμπλουτίζοντας τους υπόγειους υδροφόρους ορίζοντες.

Η κατείδυση δηλ. αναφέρεται στην κατακόρυφη κίνηση του νερού στη ζώνη αερισμού και η διήθηση στην κίνηση του νερού στην κορεσμένη ζώνη.



Σχήμα 1.4: Ζώνες του υπόγειου νερού.



Σχήμα 1.5: Τριχοειδής ανύψωση (Fetter, 1994).

1.5. Ακόρεστη ζώνη

Η *ακόρεστη ζώνη* (vadose or unsaturated) ή μερικά κορεσμένη ζώνη (partially saturated zone) καταλαμβάνει το τμήμα μεταξύ της στάθμης του υπόγειου νερού και της επιφάνειας του εδάφους. Με εξαίρεση τμημάτων των τριχοειδών κροσσών, οι πόροι περιέχουν νερό και αέρα.

Η ποσότητα του νερού σε ένα μερικώς κορεσμένο μέσο εκφράζεται με την περιεκτικότητα κατ' όγκο σε νερό (θ), που ορίζεται ως: $\theta = V_w/V_T$

όπου V_w είναι ο όγκος του νερού και V_T είναι ο όγκος του μέσου.

Αν οι πόροι είναι πλήρως κορεσμένοι, ο περιεχόμενος όγκος νερού είναι ίσος με το πορώδες (n). Συνεπώς στην ακόρεστη ζώνη το περιεχόμενο νερό κυμαίνεται μεταξύ $0 \leq \theta \leq n$ (βλ. παράγραφο 2.2).

Η ροή στην ακόρεστη ζώνη έχει ως κύρια συνιστώσα την κατακόρυφη. Η κίνηση μπορεί να είναι ανοδική (εξάτμιση) ή καθοδική (κατείσδυση). Ο ρόλος της ακόρεστης ζώνης στην εξασθένηση της ρύπανσης και στην τρωτότητα των υπόγειων νερών είναι σημαντικός (βλ. κεφάλαια 5 και 7).

1.6. Είδη υπόγειου νερού-Υπόγειοι υδροφορείς

Γενικά το υπόγειο νερό που προέρχεται από την κατείσδυση των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων διαχωρίζεται σε:

- **Βαρυτικό νερό:** Είναι το νερό που υπακούει στους νόμους της βαρύτητας και παίρνει μέρος στην υπόγεια κυκλοφορία. Το νερό αυτό μπορεί να ληφθεί άμεσα ή έμμεσα.

Ειδική απόδοση S_y (specific yield) ενός γεωλογικού σχηματισμού είναι ο λόγος του βαρυτικού νερού (V_w) προς τον όγκο του σχηματισμού αυτού (V): $S_y = V_w/V$

Η ειδική απόδοση ταυτίζεται με το *ενεργό πορώδες*.

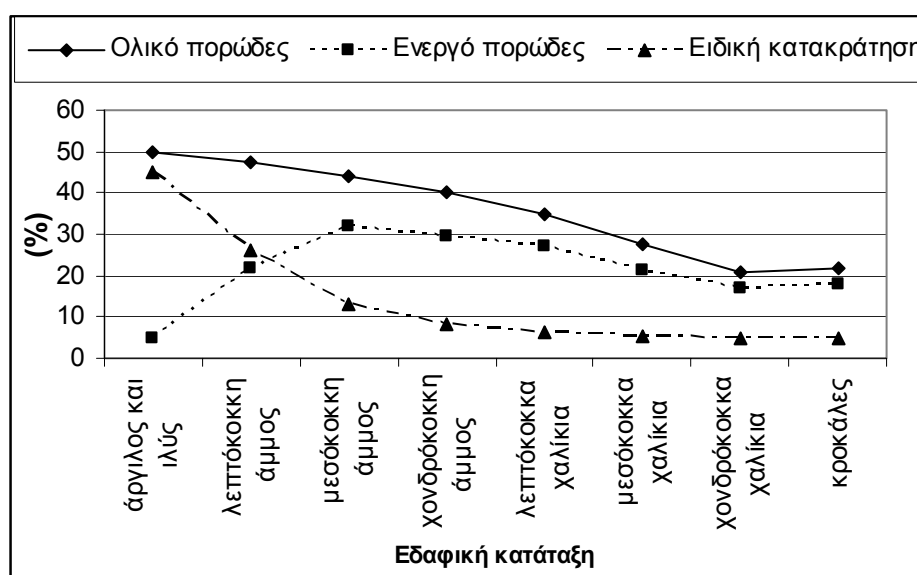
- **Νερό κατακράτησης:** Είναι το νερό που δεν υπακούει στους νόμους της βαρύτητας και συνεπώς δεν παίρνει μέρος στην υπόγεια κυκλοφορία.

Ειδική κατακράτηση S_r (specific retention) ενός γεωλογικού σχηματισμού είναι ο λόγος του νερού κατακράτησης (V_r) προς τον όγκο του σχηματισμού αυτού (V): $S_r = V_r/V$

Στο Σχήμα 1.6 φαίνεται η μεταβολή του ολικού και ενεργού πορώδους, καθώς και της ειδικής κατακράτησης ανάλογα με την εδαφική κατάταξη των γεωλογικών σχηματισμών.

Υδροφορείς ή υδροφόροι (aquifers) είναι οι γεωλογικοί σχηματισμοί που περιέχουν αρκετό κορεσμένο με νερό υλικό, ώστε να τροφοδοτήσουν με σημαντικές ποσότητες νερού γεωτρήσεις ή πηγές. Οι υδροφορείς έχουν αυξημένη ικανότητα να αποθηκεύουν και να μεταβιβάζουν νερό.

Το υδροφόρο στρώμα αποτελείται από το γεωλογικό σχηματισμό (σκελετό) και το υπεδαφικό νερό, που βρίσκεται σε βαρυτική μορφή και ως νερό συγκράτησης. Ως υδροφόρος ορίζοντας θεωρείται η άνω επιφάνεια του υδροφόρου, αν και οι έννοιες υδροφορέας, υδροφόρος, υδροφόρο στρώμα, υδροφόρος ορίζοντας χρησιμοποιούνται για να δηλώσουν το ίδιο πράγμα.



Σχήμα 1.6: Μεταβολή του πορώδους και της ειδικής κατακράτησης σε σχέση με την εδαφική κατάσταση.

Οι κυριότεροι τύποι υπόγειων υδροφορέων είναι:

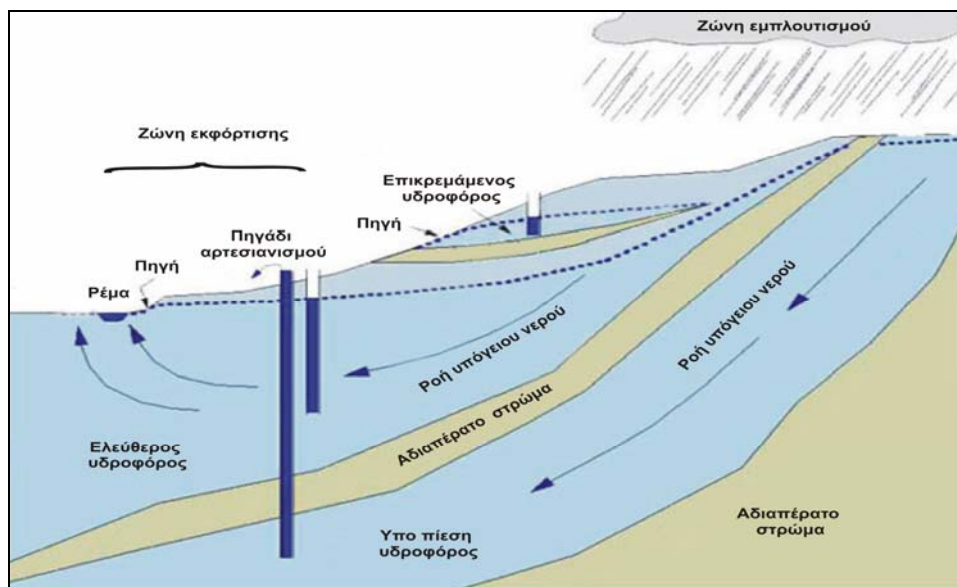
1) *Ελεύθεροι υδροφορείς*

Είναι οι υδροφόροι που έχουν ως δάπεδο στεγανό στρώμα και στην οροφή τους δεν παρεμβάλλεται αδιαπέρατο γεωλογικό στρώμα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα στην **ελεύθερη επιφάνεια** (φρεάτια) των υπόγειων νερών η υδροστατική πίεση να είναι ίση με την ατμοσφαιρική. Οι μεταβολές της στάθμης του νερού αντιστοιχούν σε μεταβολές του όγκου του αποθηκευμένου νερού στον υδροφόρο. Ειδική περίπτωση ελεύθερων υδροφόρων είναι οι κρεμαστοί ή επικρεμάμενοι υδροφόροι (perched) (Σχ. 1.7).

2) *Υπό πίεση υδροφόροι ή εγκλωβισμένοι ή αρτεσιανοί*

Στα υδροφόρα αυτά στρώματα το νερό είναι εγκλωβισμένο ανάμεσα στα αδιαπέρατα στρώματα του δαπέδου και της οροφής (Σχ. 1.7). Είναι κορεσμένοι σε όλο το πάχος τους και η πίεση του νερού είναι μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής. Για τον λόγο αυτό η

πιεζομετρική επιφάνεια, η οποία είναι μια εικονική επιφάνεια και συμπίπτει με το επίπεδο της υδροστατικής επιφάνειας στον υδροφόρο, βρίσκεται ψηλότερα από τη βάση της αδιαπέρατης οροφής. Όταν η πιεζομετρική επιφάνεια βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, τότε παρατηρείται αυτόματη ροή με τη μορφή πίδακα (αρτεσιανισμός).



Σχήμα 1.7: Είδη υδροφόρων οριζόντων.

3) Ημιαρτεσιανοί (υπό μερική πίεση) υδροφορείς

Πρόκειται για υπόγειους υδροφορείς ανάλογους με τους υπό πίεση με τη διαφορά ότι το υπερκείμενο στρώμα είναι ημιπερατό, παρουσιάζει δηλ. μικρή υδροπερατότητα.

Από πετρογραφικής άποψης διακρίνονται δύο μεγάλες κατηγορίες υδροφορέων:

- 1) **καρστικοί** (karst aquifers), που αναπτύσσονται στα ανθρακικά πετρώματα και
- 2) **πορώδεις** (porous aquifers), που αναπτύσσονται σε κοκκώδεις σχηματισμούς (τεταρτογενείς και αδρομερείς νεογενείς αποθέσεις).

1.7. Υδραυλικά χαρακτηριστικά των υδροφορέων

Τα σημαντικότερα υδραυλικά χαρακτηριστικά των υπόγειων υδροφορέων είναι:

A) Το υδραυλικό φορτίο (Hydraulic head)

Τα υπόγεια νερά κινούνται με την επίδραση της συνολικής ενέργειας που φέρουν και η οποία ανά μονάδα όγκου ισούται με το άθροισμα της κινητικής, της δυναμικής και της υδροστατικής.

Πρακτικά η ενέργεια αυτή (H) ανά μονάδα βάρους (ή υδραυλικό φορτίο) είναι ίση με το άθροισμα του **φορτίου πίεσης** P/γ (pressure head) και του **φορτίου ύψους** (ή υψομετρικό ή θέσης) της απόστασης δηλ. από το επίπεδο αναφοράς z (elevation head): $H=(P/\gamma)+z$ όπου P= η υδροστατική πίεση και γ =το ειδικό βάρος του νερού ίσο με την πυκνότητά του επί την επιτάχυνση της βαρύτητας.

Το φορτίο **H** αναφέρεται και ως πιεζομετρικό φορτίο ή πιεζομετρικό δυναμικό και ταυτίζεται με το απόλυτο υψόμετρο της στάθμης του υπόγειου νερού σε μια γεώτρηση ανορυγμένη σε ελεύθερο υδροφορέα. Στους υπό πίεση υδροφορείς το φορτίο είναι το απόλυτο υψόμετρο που θα έφτανε το νερό, αν ο σωλήνας της γεώτρησης επεκτεινόταν πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Έτσι η κίνηση του υπόγειου νερού σε ένα πορώδες μέσο οφείλεται στην υδροστατική πίεση και στη θέση του ως προς το επίπεδο αναφοράς. Οι γραμμές ίσου υδραυλικού φορτίου (ισοδυναμικές γραμμές) μπορεί να απεικονισθούν με τη βοήθεια χαρτών. Οι γραμμές ροής είναι κάθετες στις ισοδυναμικές γραμμές.

Η μεταβολή του υδραυλικού φορτίου ανά μονάδα μήκους κατά τη διεύθυνση της υπόγειας ροής ονομάζεται **υδραυλική κλίση** και δίνεται από τη σχέση: $i=dH/dl$

Το υδραυλικό φορτίο H σε ένα σημείο του πορώδους μέσου πολλαπλασιασμένο με την επιτάχυνση της βαρύτητας g, δίνει το δυναμικό ροής Φ στο σημείο αυτό: $\Phi=Hg$

Με άλλα λόγια το Φ είναι η ενέργεια ανά μονάδα μάζας και το H η ενέργεια ανά μονάδα βάρους. Το υδραυλικό φορτίο δεν μένει σταθερό, αλλά μειώνεται κατά την κίνηση του υπόγειου νερού, λόγω απωλειών (τριβές).

B) Διαπερατότητα-Υδροπερατότητα (Permeability-Hydraulic conductivity)

Η **διαπερατότητα** είναι μια σταθερά, που εξαρτάται μόνο από τα χαρακτηριστικά του πορώδους μέσου (το σχήμα, το μέγεθος, τη διάταξη των κόκκων) με διαστάσεις L^2 .

Η **υδροπερατότητα** ή **υδραυλική αγωγιμότητα** (k) χρησιμοποιείται στην Υδρογεωλογία γιατί το ρευστό είναι το νερό. Ένα μέσο έχει υδραυλική αγωγιμότητα ίση με τη μονάδα, όταν μεταβιβάζει στη μονάδα του χρόνου κάθετα στη διεύθυνση της υπόγειας ροής, τη μονάδα του όγκου νερού από μοναδιαία διατομή με υδραυλική κλίση ίση με τη μονάδα και την επικράτηση του κινηματικού ιξώδους. Το κινηματικό ιξώδες σχετίζεται με την εσωτερική τριβή, την αντίσταση δηλ. του υγρού στη ροή (βλ. παράγραφο 3.1).

Η υδραυλική αγωγιμότητα έχει διαστάσεις ταχύτητας LT^{-1} και υπολογίζεται από τον νόμο του Darcy (βλ. παράγραφο 1.7).

Γενικά οι γεωλογικοί σχηματισμοί χαρακτηρίζονται ως (Πίν. 1.2):

- Πολύ υδροπερατοί όταν $k \geq 10^{-1}$ m/s

- Υδροπερατοί όταν $10^{-6} < k < 10^{-1}$ m/s
- Λίγο υδροπερατοί όταν $10^{-9} < k < 10^{-6}$ m/s
- Πρακτικά στεγανοί όταν $k \leq 10^{-9}$ m/s

Πίν. 1.2: Τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας (Καλλέργης, 1999).

Υλικό	k (m/s)
Μεγάλα χαλίκια	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Χαλίκια μεσαίου μεγέθους	$3,1 \cdot 10^{-3}$
Χαλίκια μικρού μεγέθους	$5,2 \cdot 10^{-3}$
Χονδρόκοκκη άμμος	$5,2 \cdot 10^{-4}$
Μεσόκοκκη άμμος	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Λεπτόκοκκη άμμος	$2,9 \cdot 10^{-5}$
Ιλύς	$9,2 \cdot 10^{-7}$
Άργιλος	$2,3 \cdot 10^{-9}$

Η διαπερατότητα (K_s) συνδέεται με την υδραυλική αγωγιμότητα (k) με τη σχέση: $K_s = k\mu/\gamma$ όπου $\mu = \tau_0$ δυναμικό ιξώδες (μονάδες $ML^{-1}T^{-1}$ δηλ. $N \cdot s/m^2$ ή poise $P = dyn \cdot s/cm^2$)

$\gamma = \tau_0$ ειδικό βάρος του ρευστού (N/m^3)

Η υδραυλική αγωγιμότητα υπολογίζεται από επιτόπου πειραματικές μετρήσεις, από δοκιμαστικές αντλήσεις, από την κοκκομετρία με τη βοήθεια εμπειρικών τύπων, με εργαστηριακές μεθόδους και με ιχνηθετήσεις.

Η ακόρεστη υδραυλική αγωγιμότητα, ως μέτρο κίνησης του νερού σε ακόρεστο μέσο, είναι μικρότερη από την τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας σε κορεσμένο μέσο. Με βάση την περιεκτικότητα του νερού, η υδραυλική αγωγιμότητα ενός ακόρεστου μέσου (k_{unsat}) σε σχέση με την κορεσμένη τιμή (k) δίνεται από τη σχέση: $k_{unsat} = k [(S_s - S_o) / (1 - S_o)]^3$

Όπου: $S_s = 0$ βαθμός κορεσμού και $S_o = 0$ υπολειμματικός κορεσμός που αντιπροσωπεύει το νερό των πόρων που δεν κινείται και δεσμεύεται από τις τριχοειδείς δυνάμεις (Καλλέργης κ.ά, 2004).

Γ) Μεταβιβαστικότητα (Transmissivity)

Είναι το γινόμενο της υδραυλικής αγωγιμότητας (k) επί το πάχος του υδροφόρου στρώματος (D): $T = kD$. Η μεταβιβαστικότητα εκφράζει τον όγκο νερού που περνά από μια μοναδιαία διατομή του υδροφόρου στρώματος με υδραυλική κλίση ίση με τη μονάδα και την επικράτηση του κινηματικού ιξώδους.

Δ) Αποθηκευτικότητα (Storativity)

Ο συντελεστής εναποθήκευσης ή αποθηκευτικότητας ή υδροχωρητικότητας (S) είναι ο όγκος νερού που μπορεί να ληφθεί ή αποθηκευθεί από ένα κατακόρυφο πρίσμα ενός υδροφόρου στρώματος με μοναδιαία επιφάνεια ανά μονάδα μεταβολής του φορτίου.

Έτσι η αποθηκευτικότητα ορίζεται από τη σχέση: $S = \Delta V / (A \cdot \Delta h)$

Όπου ΔV είναι ο όγκος νερού που απελευθερώνεται (ή προστίθεται) από τη μονάδα οριζόντιας επιφάνειας A , εξαιτίας μοναδιαίας πτώσης (ή αύξησης) του φορτίου Δh .

Από τον ανωτέρω ορισμό προκύπτει ότι ο **ρυθμός ταπείνωσης της στάθμης** ($\Delta h/\Delta t$) σε έναν υδροφορέα επιφάνειας A και συντελεστή αποθηκευτικότητας S , για άντληση με παροχή Q , χωρίς να συμβαίνει εμπλουτισμός, δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta h/\Delta t = Q/(S \cdot A)$$

Ο συντελεστής αποθηκευτικότητας είναι καθαρός αριθμός και στους ελεύθερους υδροφορείς παίρνει τιμές που κυμαίνονται από 1%-30%, ενώ στους υπό πίεση από 0,0001%-0,5%. Η διαφορά αυτή οφείλεται στον διαφορετικό μηχανισμό απελευθέρωσης νερού από τα ανωτέρω είδη υδροφορέων. Στους υπό πίεση υδροφορείς η αφαίρεση ή η προσθήκη νερού οφείλεται σε διόγκωση του νερού και συμπίεση του υδροφορέα και συνεπώς η αποθηκευτικότητα είναι συνάρτηση της ελαστικότητας του υδροφορέα και της συμπιεστότητας του περιεχομένου σ' αυτόν υπόγειου νερού. Πρακτικά σημαίνει ότι για να πάρουμε αξιόλογες ποσότητες από τα υπό πίεση υδροφόρα στρώματα απαιτούνται μεγάλες πτώσεις της πιεζομετρικής στάθμης και σε μεγάλη έκταση υδροφορέα (βλ. εφαρμογή 1.1).

Ο συντελεστής αποθηκευτικότητας S στους ελεύθερους υδροφορείς συμπίπτει με το ενεργό πορώδες, ενώ στους υπό πίεση υδροφορείς ισχύει:

$$S = \gamma D (\alpha + \beta S_y)$$

όπου γ =το ειδικό βάρος του νερού, D =το πάχος του υδροφορέα, S_y =το ενεργό πορώδες, α =ο συντελεστής συμπιεστότητας του υδροφορέα και β =ο συντελεστής συμπιεστότητας του νερού.

1.8. Κίνηση του υπόγειου νερού

Η κίνηση των υπόγειων νερών ακολουθεί τους νόμους των Νευτώνιων ρευστών. Το νερό είναι **Νευτώνιο ρευστό** και αυτό σημαίνει ότι η διατμητική τάση (τ = δύναμη ανά μονάδα επιφάνειας) είναι ανάλογη της βαθμίδας ταχύτητας (du/dy) και του **δυναμικού ιξώδους** (μ): $\tau = \mu(du/dy)$

Η σχέση αυτή αποτελεί το νόμο της εσωτερικής τριβής (ιξώδες) του Νεύτωνα. Ιξώδες είναι η αντίσταση ενός υγρού στη ροή και συσχετίζεται με τους διαμοριακούς δεσμούς. Η εσωτερική τριβή κατά την κίνηση του νερού, παράγει έργο το οποίο μετατρέπεται σε θερμότητα αυξάνοντας τη θερμοκρασία του νερού. Σε προβλήματα ροής, όπου

αντεπιδρούν δυνάμεις αδράνειας και δυνάμεις τριβής εμφανίζεται ο λόγος του δυναμικού ιξώδους (μ) προς την πυκνότητα (ρ). Ο λόγος αυτός ονομάζεται **κινηματικό ιξώδες**: $\nu = \mu/\rho$

Οι συντελεστές μ και ν μειώνονται με την αύξηση της θερμοκρασίας και έχουν διαστάσεις: $\mu = L^{-1}M^1T^{-1}$ και $\nu = L^2M^0T^{-1}$. Ένα υγρό είναι ιδανικό, όταν $\mu=0$ (δεν εμφανίζει εσωτερική τριβή). Το νερό και τα υγρά γενικότερα εμφανίζουν μεγάλη αντίσταση σε κάθε μεταβολή του όγκου τους και γι' αυτό πρακτικά χαρακτηρίζονται σαν **ασυμπίεστα**. Οι δυνάμεις **συνοχής** (δυνάμεις μεταξύ ομοειδών μορίων) δίνουν στο νερό χαρακτηριστική επιφανειακή τάση, σχηματίζοντας σφαιρικές σταγόνες κατά την πτώση του. Οι δυνάμεις **συνάφειας** εμφανίζονται μεταξύ ετεροειδών μορίων, δηλ. μεταξύ του νερού και των στερεών σωμάτων με τα οποία έρχεται σε επαφή.

Οι εξισώσεις που διέπουν την κίνηση των υπόγειων ροών είναι:

1) Ο **νόμος του Darcy** που περιγράφεται από την εξίσωση:

$$\bar{v} = -k \text{ grad}h \quad (1.8.1)$$

Ο νόμος του Darcy έχει θεμελιωθεί πάνω σε πειράματα υπό καθεστώς ισορροπίας (μόνιμη ροή). Δεχόμαστε όμως ότι ισχύει στιγμιαία και για τις μη μόνιμες ροές. Οι φυσικές υπόγειες ροές είναι κατά κανόνα «ανεπαίσθητα» μη μόνιμες και υπακούουν στον νόμο του Darcy.

2) Ο **νόμος της συνέχειας** (εξίσωση διατήρησης της μάζας) που εκφράζεται από τη μαθηματική σχέση:

$$\text{div } \bar{v} = 0 \longrightarrow \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \right) \quad (1.8.2)$$

Στις παραπάνω εξισώσεις το \bar{v} αντιστοιχεί στην ταχύτητα (m/s) με συνιστώσες u, v, w στο τρισσορθογώνιο σύστημα αξόνων, k είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (m/s) και το h εκφράζει το πιεζομετρικό φορτίο (m).

Εισάγοντας στην εξίσωση της συνέχειας (1.8.2) τη σχέση (1.8.1) από το νόμο του Darcy και θεωρώντας το πορώδες μέσο ανομοιογενές και ανισότροπο προκύπτει η εξίσωση της διάχυσης (1.8.3):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = Ss \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1.8.3)$$

Όπου: k_x, k_y, k_z =οι τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας στους άξονες x, y, z

Ss =η ειδική αποθηκευτικότητα (m^{-1}), που εκφράζει την ποσότητα

του νερού που μπορεί ν' ανακτηθεί από ένα μοναδιαίο όγκο ενός

υδροφορέα ανά μονάδα πτώσης του φορτίου.

Αν η ροή είναι **μόνιμη** ($\frac{\partial h}{\partial t} = 0$, σταθερή πιεζομετρική επιφάνεια, σταθερή ταχύτητα ροής), η ανωτέρω εξίσωση είναι ελλειπτικού τύπου και η επίλυσή της επιτυγχάνεται μόνο με τη γνώση οριακών συνθηκών.

Αντίθετα στις **μη μόνιμες ροές** ($\frac{\partial h}{\partial t} \neq 0$, η πιεζομετρική επιφάνεια αλλάζει με τον χρόνο), η εξίσωση γίνεται παραβολικού τύπου και η επίλυσή της απαιτεί τη γνώση εκτός των οριακών και των αρχικών συνθηκών.

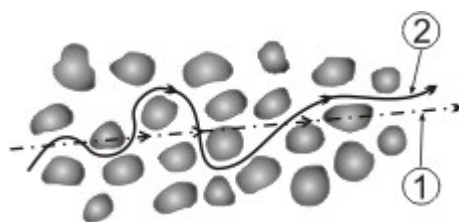
Η αναλυτική λύση των εξισώσεων ροής είναι δυσχερής και γι' αυτό προτιμάται η αριθμητική επίλυση με τη βοήθεια πεπερασμένων διαφορών και στοιχείων.

Ο νόμος του Darcy στην απλή μορφή του εκφράζεται με την εξίσωση: $v = -k \cdot i$

όπου: k = η υδραυλική αγωγιμότητα και $i = dh/dl$ η υδραυλική κλίση, που αντιπροσωπεύει τη μεταβολή του φορτίου (h) ανά μονάδα μήκους διαδρομής (l) και στην πράξη αναπαριστά την κλίση (i) της πιεζομετρικής επιφάνειας του υδροφόρου ορίζοντα μεταξύ δύο σημείων. Το πρόσημο (-) στην εξίσωση Darcy υποδηλώνει ότι η ροή γίνεται από περιοχές υψηλότερου προς περιοχές χαμηλότερου υδραυλικού φορτίου.

Η ταχύτητα που υπολογίζεται με το νόμο ονομάζεται **φαινόμενη ταχύτητα** Darcy (μακροσκοπική ταχύτητα), ενώ η **πραγματική ταχύτητα** (μικροσκοπική ταχύτητα) ισούται με: $v = v_\phi / S_y$, όπου S_y = το ενεργό πορώδες.

Ένα μόριο νερού δεν κινείται ευθύγραμμα σε πορώδη μέσα, αλλά ακολουθεί μια σύνθετη τροχιά, λόγω πρόσκρουσης με τους κόκκους του μέσου και τα γειτονικά μόρια νερού (Σχ. 1.8).



Σχήμα 1.8: Θεωρητική (1) και πραγματική (2) τροχιά μορίων νερού σε πορώδες μέσο.

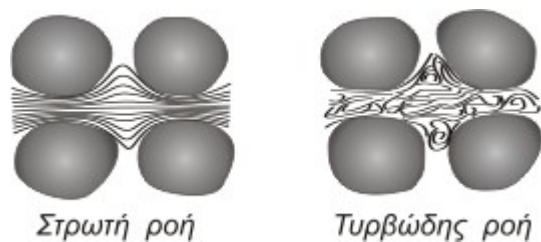
Σε γενικευμένη μορφή ο νόμος του Darcy εκφράζεται με τη σχέση: $Q = k \cdot i \cdot A$

όπου Q = η παροχή και A = η διατομή από την οποία περνά το νερό.

Για να ισχύει ο νόμος του Darcy πρέπει η ροή να είναι στρωτή και όχι τυρβώδης (Σχ. 1.9). Στη στρωτή ροή η ταχύτητα είναι ανάλογη με την πρώτη δύναμη της υδραυλικής κλίσης. Δείκτης για το είδος ροής αποτελεί ο **αριθμός Reynolds (R)**, που ισούται με:

$$R = \rho \cdot v \cdot d_m / \mu$$

όπου: ρ =η πυκνότητα του νερού, v =η μέση ταχύτητα ροής, d_m =η μέση διάμετρος κόκκων του πορώδους μέσου και μ =το δυναμικό ιξώδες.



Σχήμα 1.9: Στρωτή και τυρβώδης ροή.

Αν $R \leq 10$ η ροή είναι στρωτή, με εξαίρεση τη ροή στις αργίλους. Στην ακόρεστη ζώνη δεν ισχύει ο τύπος του Darcy μιας και η ροή δεν είναι μονοφασική, λόγω της παρουσίας σ' αυτήν αέρα. Λόγω της μεγάλης ταχύτητας ροής, της ανισοτροπίας και της ανομοιογένειας, που εμφανίζουν τα καρστικά υδροφόρα συστήματα κατά κανόνα δεν ισχύει σε αυτά ο νόμος του Darcy.

Η μικροσκοπική ταχύτητα σε συνθήκες ακόρεστης ροής δίνεται από τη σχέση: $v = v_\phi / \theta$ όπου θ =το περιεχόμενο κατ' όγκο εδαφικό νερό (βλ. παράγραφο 2.2).

Για ακόρεστες συνθήκες ροής ο συνδυασμός του νόμου του Darcy και της εξίσωσης της συνέχειας δίνει την παρακάτω γενική εξίσωση κίνησης του εδαφικού νερού:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\theta) \frac{\partial h_p}{\partial z} \right) - \frac{\partial k}{\partial z}$$

όπου: θ το περιεχόμενο κατ' όγκο εδαφικό νερό, $k(\theta)$ η συνάρτηση κατανομής της υδραυλικής αγωγιμότητας, h_p το φορτίο πίεσης και z το φορτίο θέσης ή η απόσταση από κάποιο επίπεδο αναφοράς.

Ο υπολογισμός των συναρτήσεων $k(\theta)$ και $h_p(\theta)$ είναι δύσκολος και περιγράφονται από τις σχέσεις του van Genuchten (1980). Η ανωτέρω εξίσωση ροής στην ακόρεστη εδαφική ζώνη είναι μη γραμμική, γιατί όπως έχει προαναφερθεί η υδραυλική αγωγιμότητα εξαρτάται από το περιεχόμενο κατ' όγκο εδαφικό νερό.

Εφαρμογή 1.1

Ένας ελεύθερος υδροφορέας με έκταση 2 km^2 έχει ενεργό πορώδες $S_v=30\%$. Ποιος όγκος νερού θα αποδοθεί από τον υδροφορέα αυτόν, αν η στάθμη του υποβιβασθεί κατά 15 cm ; Αν ο υδροφορέας ήταν υπό πίεση με συντελεστή αποθήκευσης $S=5 \cdot 10^{-3}$ ποια θα ήταν η πτώση στάθμης για να αποδοθεί ο ίδιος όγκος νερού;

Λύση: $S_v = V / (A \cdot dh)$. Συνεπώς $V = S_v \cdot A \cdot dh = 0,30 \times 2 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \times 0,15 \text{ m} = 9 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ νερού.

Για υπό πίεση υδροφόρο ισχύει: $S = V / (A \cdot dh)$

Συνεπώς $dh = V / (S \cdot A) = 9 \cdot 10^4 \text{ m}^3 / (5 \cdot 10^{-3} \cdot 2 \cdot 10^6) = 9 \text{ m}$.

Εφαρμογή 1.2

Η κορυφή ενός πιεζομέτρου που έχει ολικό βάθος 50 m βρίσκεται σε απόλυτο υψόμετρο +300 m. Η στάθμη του νερού βρίσκεται σε βάθος 20 m από την επιφάνεια του εδάφους (βλ. παρακάτω σκαρίφημα).

Να υπολογισθούν:

α) το ολικό υδραυλικό φορτίο με σημείο μέτρησης τον πυθμένα του πιεζομέτρου

β) το φορτίο πίεσης και

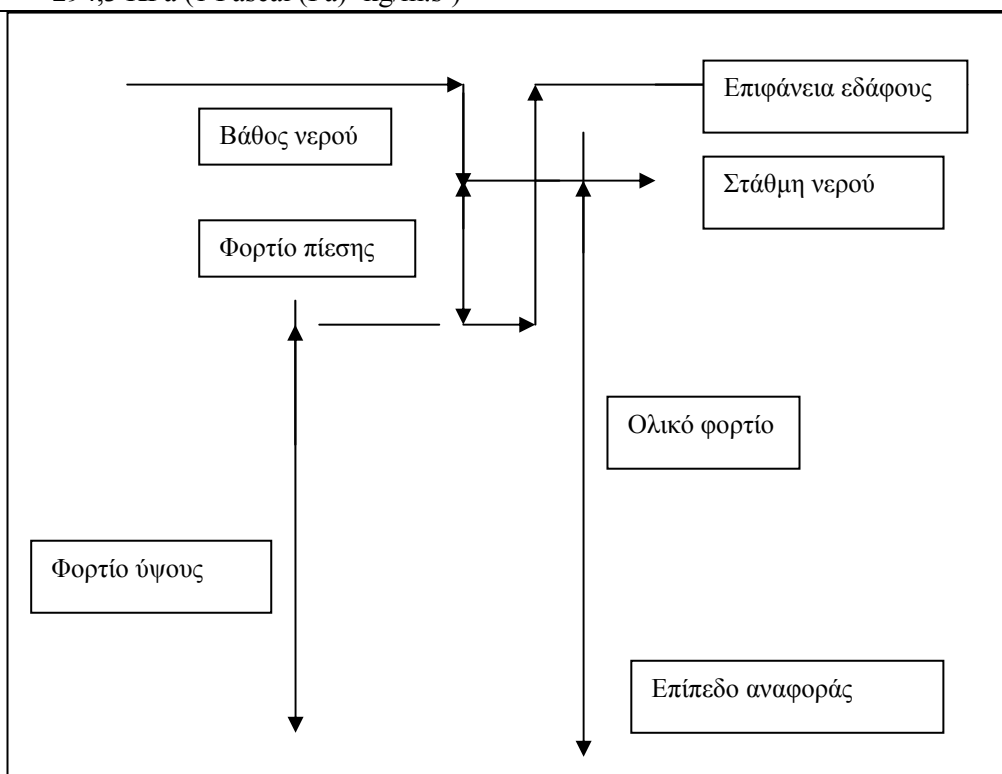
γ) η πίεση

Δίνεται η πυκνότητα του νερού ίση με 1000 kg/m^3 .

Λύση: α) Ολικό υδραυλικό φορτίο = η στάθμη του νερού στο πιεζόμετρο =
= επιφάνεια εδάφους - βάθος νερού = $300 - 20 = 280 \text{ m}$

β) φορτίο πίεσης = ολικό φορτίο - φορτίο ύψους = $280 - 250 = 30 \text{ m}$
(φορτίο ύψους = $300 - 50 = 250 \text{ m}$)

γ) φορτίο πίεσης = $P/\rho \cdot g$. Αντικαθιστώ και έχω $P = 30 \text{ m} \times 1000 \text{ kg/m}^3 \times 9,81 \text{ m/s}^2 =$
 $= 294,3 \text{ KPa}$ (1 Pascal (Pa) = $\text{kg/m} \cdot \text{s}^2$)



Εφαρμογή 1.3

Ένας υπό πίεση υδροφορέας πάχους 33 m και εύρους 7 km έχει $k=1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m/sec}$ και ενεργό πορώδες $S_v=10\%$. Δύο πηγάδια παρατήρησης A και B απέχουν 1,7 km κατά μήκος της ροής. Το φορτίο στο A είναι 97,5 m και στο B 89 m.

Ποια είναι η φαινόμενη και ποια η πραγματική ταχύτητα ροής και ποιος συνολικός όγκος νερού εκρέει δια μέσου του υδροφορέα στη διάρκεια μιας μέρας;

Λύση: $i = dh/dl = (97,5 - 89) / 1700 = 0,005 = 5\%$, $v_\phi = k \cdot i = 1,4 \cdot 10^{-5} \times 5 \cdot 10^{-3} = 7 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$

Η πραγματική ταχύτητα είναι $v_\pi = v_\phi / S_v = 7 \cdot 10^{-8} / 10^{-1} = 7 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$

$Q = kiA = 1,4 \cdot 10^{-5} \times 5 \cdot 10^{-3} \times 33 \times 7000 \times 86400 \approx 1400 \text{ m}^3/\text{day}$.

1.9. Εμπλουτισμός των υπόγειων υδροφόρων οριζόντων

Ο εμπλουτισμός των υπόγειων υδροφόρων οριζόντων γίνεται με φυσικό και τεχνητό τρόπο.

Ο *φυσικός εμπλουτισμός* επιτυγχάνεται:

- Με απευθείας κατείσδυση των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων
- Διήθηση από τα επιφανειακά νερά
- Υπόγεια τροφοδοσία από γειτονική λεκάνη

Στους ελεύθερους υδροφόρους ορίζοντες η περιοχή εμπλουτισμού μπορεί να καλύπτει όλη την περιοχή, που εκτείνονται. Στους υπό πίεση οι περιοχές εμπλουτισμού περιορίζονται εκεί όπου ο υδροφόρος εμφανίζεται στην επιφάνεια, εκτός αν έχουν υδραυλική επικοινωνία με άλλους υδροφόρους ή υδρορεύματα. Επίσης η ποσότητα εμπλουτισμού δεν μένει σταθερή με το χρόνο, αλλά μεταβάλλεται από εποχή σε εποχή.

Ο συνολικός εμπλουτισμός ενός υδροφορέα ισούται με το ποσοστό του νερού της βροχόπτωσης, το οποίο κατεισδύει και διηθείται στην κορεσμένη ζώνη, επιπλέον τον όγκο νερού της εξωτερικής τροφοδοσίας. Μαθηματικά ο συνολικός εμπλουτισμός (Q_r) μπορεί να εκφρασθεί από την κάτωθι σχέση (Birkle et al., 1998):

$$Q_r = P - E - R + Q_{in} - Q_{out} \pm \Delta S$$

όπου: P=τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα, E=η πραγματική εξατμισοδιαπνοή, R=η επιφανειακή απορροή, Q_{in} =η εξωτερική τροφοδοσία, Q_{out} =οι εκροές και ΔS =η μεταβολή των αποθεμάτων.

Σε περιπτώσεις αυτοτελών συστημάτων, η εξωτερική τροφοδοσία από γειτονικές λεκάνες θεωρείται μηδενική και οι μεταβολές στα υπόγεια αποθέματα είναι αμελητέες και συνεπώς οι παράγοντες, Q_{in} , Q_{out} , ΔS της ανωτέρω εξίσωσης παραλείπονται. Η ανωτέρω εξίσωση προκύπτει από τη γενική εξίσωση υδρολογικής ισορροπίας:

$$\text{Εισροές} = \text{Εκροές} \pm \text{Μεταβολή αποθεμάτων}$$

Εκτός από τη φυσική τροφοδοσία για την ενίσχυση του υδατικού ισοζυγίου των υπόγειων νερών εφαρμόζεται ο *τεχνητός εμπλουτισμός* (groundwater recharge). Ο τεχνητός εμπλουτισμός συνίσταται στην αύξηση του ρυθμού ανανέωσης του υπόγειου νερού των υδροφόρων οριζόντων με χρησιμοποίηση περίσσειας φυσικού ή επεξεργασμένου νερού με κατασκευή κατάλληλων διατάξεων (π.χ. κατάκλυση κ.λπ.).

Η εφαρμογή τεχνητού εμπλουτισμού μέσω πηγαδιών και γεωτρήσεων έχει εφαρμοσθεί με ικανοποιητικά αποτελέσματα τα τελευταία χρόνια στην Ελλάδα (Bouwer, 1996,

Κουμαντάκης κ.ά, 1999, Βουδούρης κ.ά, 2002, Πουλοβασίλης κ.ά, 2002). Η μέθοδος είναι απλή και η τροφοδοσία γίνεται ταχύτερα, αλλά απαιτεί καλής ποιότητας νερό, γιατί διαφορετικά εγκυμονούνται κίνδυνοι αποκροκίδωσης του εδάφους αν το νερό εμπλουτισμού περιέχει πολύ νάτριο, λόγω ανταλλαγής με ιόντα ασβεστίου. Επίσης αν το νερό περιέχει βακτήρια μπορεί να δημιουργηθούν εστίες μόλυνσης.

Υδρογεωλογική λεκάνη είναι μια περιοχή τροφοδοσίας του ή των υπόγειων υδροφόρων οριζόντων. Τα όρια της υδρογεωλογικής λεκάνης δεν ταυτίζονται με τα όρια της υδρολογικής λεκάνης γιατί είναι δυνατή η ύπαρξη υπόγειας πλευρικής τροφοδοσίας ή απώλειας του υδροφόρου ορίζοντα, που αναπτύσσεται σε μια υδρολογική λεκάνη από ή προς μια γειτονική υδρολογική λεκάνη.

Εκροή είναι η ανάδυση νερού από το υπέδαφος. Το μεγαλύτερο ποσοστό της φυσικής εκροής γίνεται με τη μορφή εκφόρτισης στη θάλασσα, στις λίμνες ή στα υδρορεύματα. Όταν το υπόγειο νερό εκφορτίζεται στην επιφάνεια του εδάφους με φυσικό τρόπο, τότε εμφανίζονται **οι πηγές**. Τεχνητές εκροές υπόγειου νερού θεωρούνται οι απολήψεις από τα υδρομαστευτικά έργα. Τα έργα με τα οποία γίνεται απόληψη υπόγειου νερού από τους υδροφόρους ορίζοντες ή τις πηγές λέγονται **υδρομαστευτικά** και διακρίνονται σε κατακόρυφα (γεωτρήσεις, πηγάδια) και οριζόντια (γαλαρίες ή στοές).

Η ακτίνα επίδρασης R (radius of influence) είναι η απόσταση εκείνη από τη γεώτρηση, πέραν της οποίας δεν γίνονται αισθητά τα αποτελέσματα της άντλησης, δηλ. η πτώση στάθμης είναι μηδέν. Η απόσταση αυτή, σύμφωνα με το πρότυπο Jacob υπολογίζεται από τη σχέση:

$$R=1,5 (\alpha t)^{1/2}$$

όπου: α =διαχυτικότητα ή μεταδοτικότητα που είναι ίση με το πηλίκο T/S (T =η μεταβιβαστικότητα, S =η αποθηκευτικότητα του υδροφορέα) και t =χρόνος.

Από την ανωτέρω σχέση προκύπτει ότι η ακτίνα επίδρασης της γεώτρησης αυξάνει με την πάροδο του χρόνου και δεν εξαρτάται από την παροχή άντλησης. Ο ρυθμός όμως αύξησης (dR/dt) αποδεικνύεται ότι είναι αντιστρόφως ανάλογος της τετραγωνικής ρίζας του χρόνου, που σημαίνει ότι ο ρυθμός αύξησης της ακτίνας επίδρασης μειώνεται συνεχώς με το πέρασμα του χρόνου.

Η ακτίνα επίδρασης σχετίζεται με την επέκταση του κώνου κατάπτωσης, τη ζώνη ανάκτησης και τις ζώνες προστασίας των υδροληπτικών έργων (βλ. παράγραφο 7.3).

Ερωτήσεις

- 1.1. Πως εκφράζεται μαθηματικά το υδρολογικό ισοζύγιο μιας λεκάνης;
- 1.2. Ποια είναι η διαφορά του συντελεστή αποθηκευτικότητας στους ελεύθερους και στους υπό πίεση υδροφορείς;
- 1.3. Ποιες είναι οι συνιστώσες του υδραυλικού φορτίου σε υπό πίεση υδροφορέα;
- 1.4. Τι είναι ειδική απόδοση και τι ειδική κατακράτηση;
- 1.5. Τι είναι η ζώνη αερισμού;
- 1.6. Ποιες είναι οι διαφορές ανάμεσα στον ελεύθερο και στον υπό πίεση υδροφορέα;
- 1.7. Τι είναι πραγματική και τι φαινόμενη ταχύτητα ροής; Ποια σχέση τις συνδέει;
- 1.8. Ποια είναι τα όρια ισχύος του νόμου Darcy; Τι είναι ο αριθμός Reynolds;
- 1.9. Ποια κίνηση επικρατεί στην ακόρεστη ζώνη;
- 1.10. Τι είναι η μεταβιβασιμότητα; Πως συνδέεται με την υδραυλική αγωγιμότητα;
- 1.11. Για την ίδια παροχή άντλησης σε ποιους υδροφόρους η πτώση στάθμης είναι μεγαλύτερη;
- 1.12. Τι είναι ακτίνα επίδρασης μιας γεώτρησης;

Ασκήσεις

- 1.1. Υδροφόρο στρώμα με $T=1.000 \text{ m}^2/\text{day}$ και ενεργό πορώδες $S_y=0,1$ έχει μέση υδραυλική κλίση $i=0,004$ και πάχος 10 m. Να υπολογίσετε τη φαινόμενη και την πραγματική ταχύτητα ροής, καθώς και τον όγκο νερού που περνάει από 1 km μετώπου του υδροφόρου σε 12 ώρες.
- 1.2. Μια γεώτρηση έχει βάθος 60 m και η κεφαλή της βρίσκεται σε απόλυτο υψόμετρο +110 m. Η στάθμη του υπόγειου νερού μέσα στη γεώτρηση μετρήθηκε με σταθμήμετρο και είναι 8 m από την επιφάνεια του εδάφους. Να υπολογισθεί το υδραυλικό φορτίο H και οι συνιστώσες του.
- 1.3. Ένας οριζόντιος υπό πίεση υδροφορέας πάχους 30 m και $k=4,2 \cdot 10^{-4} \text{ m/sec}$ παρεμβάλλεται μεταξύ δυό ποταμών με διαφορά στάθμης νερού 20 m. Η μέση απόσταση των ποταμών είναι 4 km. Ζητείται ο ανά χιλιόμετρο πλάτους διηθούμενος όγκος νερού σε χρόνο ενός μηνός.
- 1.4. Ένα υπό πίεση υδροφόρο στρώμα, πάχους 25 m και εύρους 2 km, έχει υδραυλική αγωγιμότητα $k=10^{-5} \text{ m/sec}$. Δύο πηγάδια παρατήρησης A και B απέχουν 0,5 km κατά μήκος της ροής. Το φορτίο στο A είναι 100 m και το φορτίο στο B 85 m.
 - α) Ποιος συνολικός όγκος νερού εκρέει δια μέσου του υδροφόρου στη διάρκεια ενός έτους;
 - β) Ποιο είναι το φορτίο σε πηγάδι που απέχει 150 m από το A και 350 m από το B;
- 1.5. Δύο σημεία ενός υπό πίεση υδροφορέα βρίσκονται σε κατακόρυφη απόσταση. Το πρώτο είναι 150 m κάτω από το επίπεδο της θάλασσας και το άλλο είναι 120 m κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Η πίεση στο πρώτο σημείο είναι 10^5 N/m^2 και το φορτίο πίεσης στο δεύτερο είναι 50 m. Ποιο είναι το ολικό φορτίο σε κάθε σημείο; Υπάρχει κατακόρυφη συνιστώσα ροής και ποια είναι η διεύθυνσή της; (πυκνότητα νερού $\rho=1000 \text{ kg/m}^3$ και $g=10 \text{ m/sec}^2$).
- 1.6. Σε υδροφόρο στρώμα πάχους 5 m και επιφάνειας 1 km^2 η στάθμη βρίσκεται σε βάθος 10 m από την επιφάνεια. Μετά από άντληση 100.000 m^3 η στάθμη έπεσε κατά 1 m σε όλη την έκταση του υδροφορέα. Ποια είναι η αποθηκευτικότητα του υδροφορέα; Τι τύπος υδροφορέα είναι και γιατί;

