

ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΣΤΕΙΡΕΥΣΗΣ ΜΕ ΤΟ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΠΕΡΑΤΟΤΗΤΑΣ ΚΑΤΑ DARCY

Ε. Ανδρεαδάκης

Περιεχόμενα

1. Γενικά	3
2. Καμπύλη στείρευσης και συντελεστής στείρευσης	3
2.1. Εξισώσεις της καμπύλης στείρευσης	4
2.1.1. Τύπος του Mailliet	4
2.1.2. Τύπος των Tison, Werner και Dunsquit	5
2.2. Υπολογισμός του συντελεστή στείρευσης	5
2.2.1. Τύπος του Mailliet	6
2.2.2. Τύπος του Tison	6
2.2.3. Άλλες Μέθοδοι	6
2.3. Παράγοντες που επηρεάζουν το συντελεστή στείρευσης	7
2.3.1. Συντελεστής στείρευσης και ενεργή κατείσδυση	7
2.3.2. Συντελεστής στείρευσης και διαστάσεις του υδροφόρου στρώματος	7
2.3.3. Συντελεστής στείρευσης και ενεργό πορώδες, ή συντελεστής εναποθηκευτικότητας	7
2.3.4. Συντελεστής στείρευσης και περατότητα	7
2.4. Αξιολόγηση του καρστικού συστήματος από το συντελεστή στείρευσης	8
3. Περαιτότητα κατά Darcy	8
3.1. Υδραυλική αγωγιμότητα - Ο νόμος του Darcy	8
3.2. Παράγοντες που επηρεάζουν την τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας στο μέσο ασυνεχειών	8
3.3. Μεταβολές της υδραυλικής αγωγιμότητας	10
4. Συσχέτιση της περατότητας με το συντελεστή στείρευσης	14
4.1. Χρήση καμπύλης εξάντλησης στον υπολογισμό της υδαταγωγιμότητας (μεταβιβαστικότητας) T	14
4.2. Εφαρμογή της ανάλυσης πηγών μέσω καμπυλών στείρευσης	15
4.3. Συμπεράσματα	20
5. Βιβλιογραφία	22

1. Γενικά

Η μοναδικότητα των καρστικών μορφών απαιτεί μια ειδική προσέγγιση στον υπολογισμό του ισοζυγίου των υπόγειων υδροφόρων είτε για τους ίδιους τους καρστικούς αγωγούς είτε για κάποιον υδροφόρο που σχηματίζεται γύρω τους. Σε αντίθεση με τα πεδία που συνίστανται από γεωλογικούς σχηματισμούς που δεν υπόκεινται σε καρστικοποίηση, μερικοί από τους βασικούς παράγοντες του ισοζυγίου (υδρογεωλογικά χαρακτηριστικά του μέσου, γεωμετρία του υδροφόρου, και περιοχή τροφοδοσίας του υδροφόρου) είναι πολύ δύσκολο να ποσοτικοποιηθούν.

Στην πραγματικότητα, δεν υφίσταται αντιπροσωπευτικός όγκος για έναν καρστικό υδροφόρο. Μπορεί να ειπωθεί ότι αντιπροσωπευτικός είναι μόνο ολόκληρος ο όγκος του καρστικού συστήματος. Συνεπώς, είναι αδύνατο να καθοριστεί μια τιμή του ενεργού πορώδους και της διαπερατότητας για το σύνολο της βραχομάζας του υδροφόρου που να προκύπτει από ένα στοιχειώδες τμήμα του. Δεσπόζοντες χαρακτήρες της υπόγειας κυκλοφορίας, η συγκέντρωση της υπόγειας ροής σε άξονες, οι υπόγειες διακλαδώσεις και η σύνθετη σχέση επιφανειακών και υπόγειων υδάτων δυσκολεύουν τον προσδιορισμό των συνθηκών ροής που χρησιμοποιούνται στις συνήθεις εξισώσεις. Σε αντίθεση με τα μη καρστικά πεδία, στα οποία ο κύριος παράγοντας στο ισοζύγιο είναι η συγκεντρωμένη επιφανειακή απορροή, ο πιο σημαντικός παράγοντας στα καρστικά συστήματα είναι η κατείδυση, που ισούται περίπου με την υπόγεια απορροή.

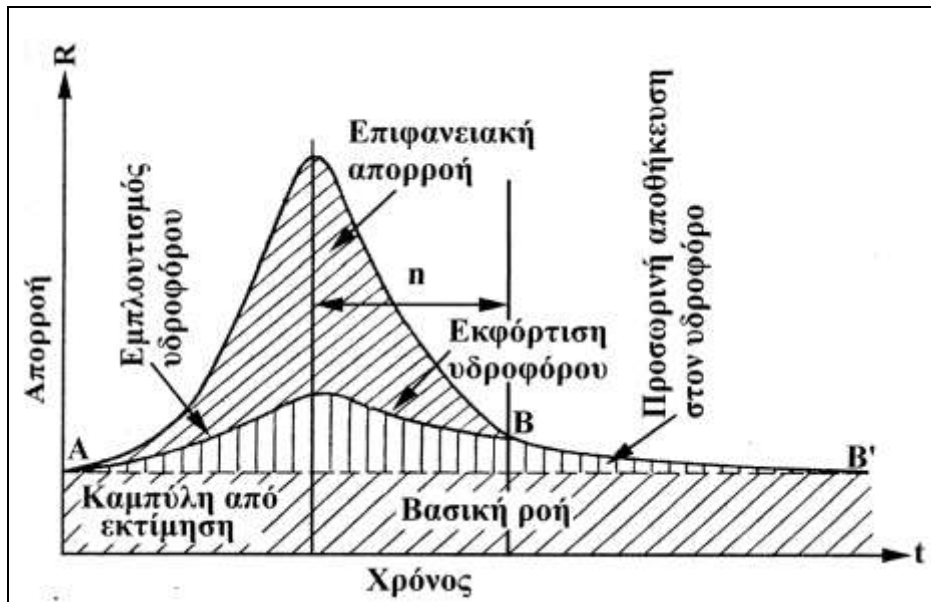
Η περιοχή τροφοδοσίας και η γεωμετρία ενός καρστικού υδροφόρου είναι παράγοντες που μεταβάλλονται χωροχρονικά και εξαρτώνται από τις υδρολογικές συνθήκες. Αυτές οι αλλαγές κανονικά συμβαίνουν σχεδόν συνεχώς σε μια περίοδο υψηλών βροχοπτώσεων. Η έλλειψη γνώσης αυτών των παραγόντων απαιτεί μια διαφορετική προσέγγιση του ισοζυγίου. Ένα καρστικό σύστημα συχνά εκφορτίζεται μέσω συγκέντρωσης της υπόγειας ροής σε μια μεγάλη πηγή. Αυτό το χαρακτηριστικό κάνει δυνατό τον υπολογισμό των παραμέτρων του ισοζυγίου μέσω της ανάλυσης του υδρογράμματος εκφόρτισης της πηγής. Γι' αυτή την ανάλυση χρησιμοποιείται ένα τμήμα του υδρογράμματος που εκφράζει καλύτερα την εκκένωση του καρστικού συστήματος. Η καταλληλότερη περίοδος γι' αυτή την ανάλυση είναι μετά το τέλος της περιόδου των βροχοπτώσεων, όταν δηλαδή η τροφοδοσία του συστήματος με νερό είναι πρακτικά μηδενική. Ο υδροφόρος τότε βρίσκεται σε καθεστώς συνεχούς αποφόρτισης που παρακολουθείται μέσω της παροχής της πηγής.

2. Καμπύλη στείρευσης και συντελεστής στείρευσης

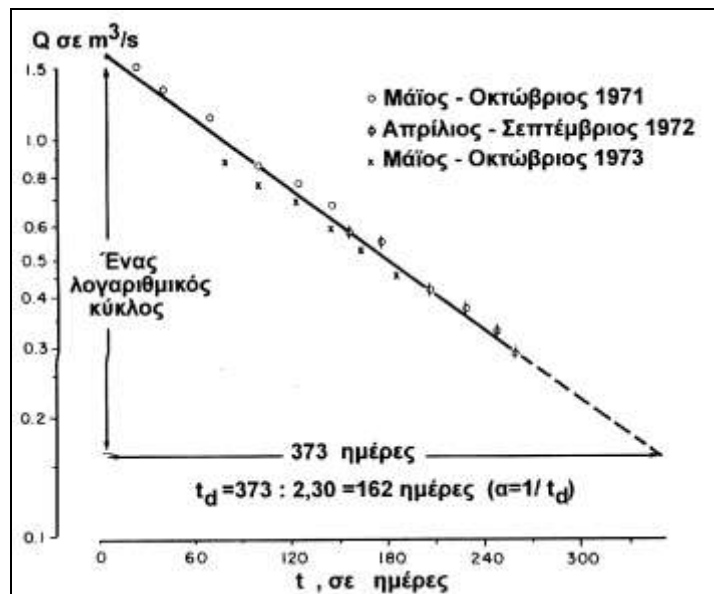
Η πορεία του νερού από μια πηγή, απουσία κατακρημνισμάτων, άρα υπό καθεστώς χωρίς εξωτερικές επιδράσεις, τροφοδοτείται από υπόγεια νερά τα οποία αντιστοιχούν στα ρυθμιστικά αποθέματα των υδροφόρων στρωμάτων, τα οποία είναι αποθηκευμένα μέσα στην υδρολογική λεκάνη ή μέσα στις υδρογεωλογικές δομές κατά μήκος μιας δεδομένης διαδρομής αποστράγγισης.

Η καμπύλη στείρευσης, η οποία ακολουθεί το τμήμα μείωσης του υδρογράμματος της πηγής (παροχή vs χρόνος) εκφράζει το νόμο της εκφόρτισης του υδροφόρου στρώματος (Εικ.1). Αυτή η καμπύλη επιτρέπει μέσω μιας γραφικής επίλυσης τον υπολογισμό του συντελεστή στείρευσης a . Η αρχή B αντιστοιχεί στην παροχή Q_0 της έναρξης της στείρευσης και το τέλος, B' , σε ορισμένες περιπτώσεις, στη συνολική στείρευση, εφόσον τα αποθέματα είναι πολύ ισχνά. Είναι συνεπώς κατανοητό ότι η καμπύλη στείρευσης θα πρέπει να επηρεάζεται από τα χαρακτηριστικά του πετρώματος αποθήκευσης και της ροής.

Η καμπύλη στείρευσης κατασκευάζεται προβάλλοντας ανά χρονικά διαστήματα (σε ημέρες) τις αντίστοιχες ημερήσιες παροχές σε m^3/sec (Εικ. 2). Η καμπύλη στείρευσης επιτρέπει τον προσδιορισμό του συντελεστή στείρευσης, ενός υδρογεωλογικού παράγοντα των υδροφόρων στρωμάτων, που χαρακτηρίζει την εκφόρτιση και την αποθηκευτική τους ικανότητα σε υπόγεια νερά.



Εικόνα 1



Εικόνα 2

2.1. Εξισώσεις της καμπύλης στέρησης

Πολλές εξισώσεις έχουν σχηματιστεί για την ερμηνεία της καμπύλης στέρησης. Είναι βασισμένες σε δύο βασικές αρχές, στον τύπο του Maillet και αυτόν του Tison.

2.1.1. Τύπος του Maillet

Η εξίσωση της καμπύλης στέρησης που χρησιμοποιείται πιο συχνά είναι αυτή του Maillet, η οποία παραδέχεται την εκθετική μείωση της παροχής σε σχέση με το χρόνο. Προκύπτει πειραματικά από την εκκένωση δοχείου, γεμάτου με πορώδες μέσο και κορεσμένου σε νερό, διά μέσου ενός **πορώδους στομίου**. Παρουσιάζει καλή ανταπόκριση σε σχέση με την πραγματικότητα και αυτό αποδίδεται αφενός στην καλή σχηματική σύμπτωση του συστήματος πηγών με το πειραματικό πρότυπο και αφετέρου στην καλή γραμμική συσχέτιση ανάμεσα στην πτώση στάθμης στο εσωτερικό του υδροφορέα και στην παροχή της πηγής.

$$Q_t = Q_0 e^{-at} \quad (1)$$

Ή

$$Q_t = Q_0 e^{-t/Ta} \quad (2)$$

Όπου

Q_t : η παροχή σε μια δεδομένη χρονική στιγμή t , σε m^3/sec .

Q_0 : η παροχή στην έναρξη της στέρωσης (χρονική στιγμή t_0) σε m^3/sec .

e : 2,718 η βάση των φυσικών λογαρίθμων

a : ο συντελεστής στέρωσης που ισούται με $1/T$, και T ο χρόνος που χρειάζεται για να μειωθεί η αρχική παροχή από 1 σε $1/e = 0,368$, της αρχικής της τιμής

t : ο χρόνος που έχει παρέλθει από την αρχή της στέρωσης σε μέρες.

Αυτή η εξίσωση επιτρέπει τον υπολογισμό, γνωρίζοντας το a , της παροχής Q_t σε m^3/sec σε οποιαδήποτε στιγμή, σε σχέση με την αρχική παροχή Q_0 κατά την έναρξη της στέρωσης (σε χρόνο t_0). Επιτρέπει επίσης τον καθορισμό του όγκου νερού που αντιστοιχεί στη στέρωση.

Από άλλους συγγραφείς έχουν σχηματιστεί εξισώσεις του ίδιου τύπου:

$$Q_t = Q_0 e^{-a(t-t_0)} \quad (3)$$

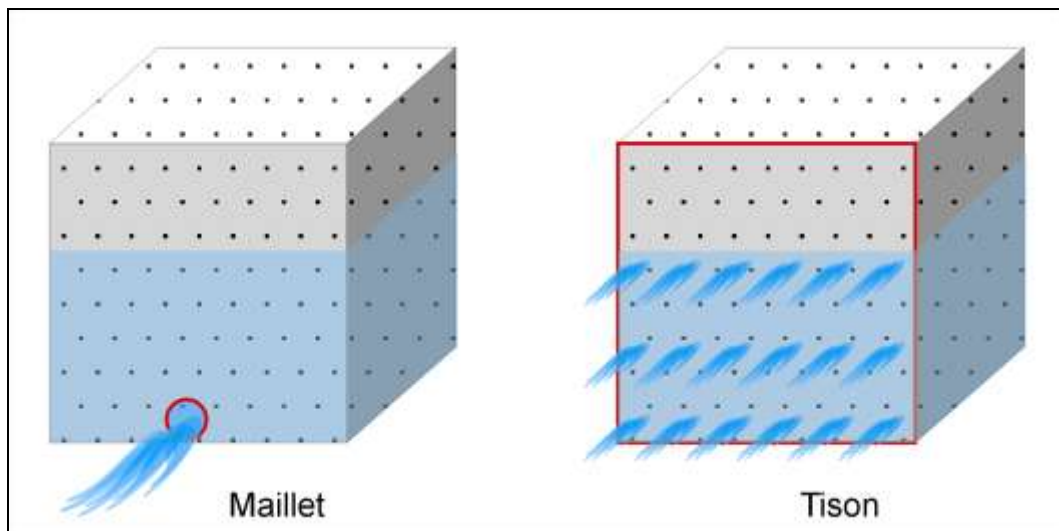
Εάν μετράται η παροχή της βασικής ροής, q , αυτές οι εξισώσεις μετατρέπονται ως εξής:

$$Q - q = Q_0 \dots \quad (4)$$

2.1.2. Τύπος των Tison, Werner και Dunsquit

Η εξίσωση αυτή προκύπτει πειραματικά από το ρυθμό εκκένωσης ίδιου δοχείου με εκείνο του Mailliet, μέσω πορώδους **τοιχώματος**. Έτσι είναι αναμενόμενο, το αθροιστικό υδρόγραμμα περισσότερων της μιας πηγής που εκφορτίζουν τον ίδιο υδροφόρα, να αντιπροσωπεύεται καλύτερα από το μοντέλο αυτό. Αυτοί οι συγγραφείς έχουν υπολογίσει και επαληθεύσει την ακόλουθη εξίσωση:

$$Q_t = Q_0 / (1 + at)^2 \quad (5)$$



Εικόνα 3

2.2. Υπολογισμός του συντελεστή στέρωσης

Ο συντελεστής στέρωσης καθορίζεται από τη γραφική επίλυση των εξισώσεων των καμπυλών στέρωσης.

2.2.1. Τύπος του Maillet

Ο τύπος του Maillet (1), έκφραση μιας εκθετικής συνάρτησης μπορεί να γραφεί με δεκαδικούς λογαριθμούς:

$$\lg Q_t = \lg Q_0 - (a \lg e)t \quad (6)$$

με

$$\lg e = 0,4343 \quad (7)$$

$$\lg Q_t = \lg Q_0 - (0,4343a)t \quad (8)$$

Τα δεδομένα της καμπύλης στέρησης επαναφέρονται σε ημιλογαριθμικό διάγραμμα με τις τιμές του χρόνου t σε μέρες στον αριθμητικό άξονα και τις τιμές των ημερησίων παροχών στο λογαριθμικό άξονα σε m^3/sec (Εικ.3). Έτσι παίρνουμε την χαρακτηριστική καμπύλη της εξίσωσης στέρησης (8).

Η αρχική τιμή δίνει την τιμή Q_0 σε m^3/sec .

Για να υπολογιστεί ο συντελεστής στέρησης προσδιορίζουμε γραφικά το χρόνο t σε μέρες, μέσα στον οποίο έχει ρεύσει μια παροχή Q_t $1m^3/sec$ και εισάγουμε αυτή την αριθμητική τιμή στη λογαριθμική εξίσωση (8).

2.2.2. Τύπος του Tison

Ο τύπος του Tison (5) παραδέχεται ότι οι τετραγωνικές ρίζες των παροχών μειώνονται αντιστρόφως ανάλογα με το χρόνο:

$$Q_t = Q_0 / (1 + at)^2 \quad (5)$$

$$\text{Sqrt}(Q_t) = \text{Sqrt}(Q_0) / (1 + at) \quad (15)$$

Για την γραφική παράσταση φέρνουμε σε ένα αριθμητικό διάγραμμα στον άξονα των τετμημένων τους χρόνους t σε μέρες και στις τεταγμένες το αντίστροφο της τετραγωνικής ρίζας της παροχής $1/\text{sqrt}(Q_t)$, σε m^3/sec (εικ. 6).

Η αρχική τιμή στις τεταγμένες είναι $1/\text{sqrt}(Q_0)$ και παίρνουμε την τιμή Q_0 .

Για να υπολογιστεί ο συντελεστής στέρησης προσδιορίζουμε γραφικά τον χρόνο t σε μέρες που χρειάζεται για να ρεύσει παροχή $1/\text{sqrt}(Q_t)$. Εισάγουμε τις αριθμητικές τιμές $\text{sqrt}(Q_0)$ και $\text{sqrt}(Q_t)$ στον τύπο (15).

2.2.3. Άλλες Μέθοδοι

Η Forkasiewicz και ο Paloc έδειξαν, με τη μελέτη της καρστικής πηγής Φου ντε λα Βι των Grands Causses της κεντρικής γαλλικής μάζας, ότι ο συντελεστής στέρησης που υπολογίζεται με τον τύπο του Maillet (5) κυμαίνεται από 0,0025 ως 0,01. Αυτή η διακύμανση, που παρακολουθεί τις μελετώμενες περιόδους, οφείλεται στην ετερογένεια της λεκάνης και σε μια χωροχρονικά ακανόνιστη τροφοδοσία των αποθεμάτων. Αυτή η διαπίστωση οδήγησε τους συγγραφείς στη δημιουργία μιας τροποποιημένης εξίσωσης:

$$Q_t = \frac{1}{\left(\frac{1}{Q_0^2} + \beta t\right)} = \frac{Q_0}{\sqrt{1 + Q_0^2 \beta t}} \quad (18)$$

όπου β ο συντελεστής μείωσης της παροχής.

Αυτός ο τύπος δίνει μια ευθεία με αριθμητικές συντεταγμένες. Φέρουμε σε ένα γράφημα στον άξονα των τεταγμένων το αντίστροφο της μετρούμενης παροχής υψωμένο στο τετράγωνο και στην τετμημένη τους αντίστοιχους χρόνους. Η κλίση της ευθείας που υπολογίζεται είναι β . Εάν η ομοιογένεια των τιμών είναι ικανοποιητική, ο συντελεστής στέρησης κυμαίνεται στις μελετώμενες περιόδους από 0,0034 ως 0,0093.

2.3. Παράγοντες που επηρεάζουν το συντελεστή στείρευσης

Μέσα σε μια καλά απομονωμένη υδρολογική λεκάνη, όπου δηλαδή τα υδροφόρα στρώματα τροφοδοτούνται από τα κατακρημνίσματα χωρίς υπόγειες ή επιφανειακές διαρροές ή εισροές από γειτονικές λεκάνες, ο συντελεστής στείρευσης εξαρτάται ειδικά από τους παρακάτω παράγοντες:

- Το ποσοστό ειδικής (ενεργής;) κατείσδυσης
- Τις διαστάσεις του υδροφόρου στρώματος
- Το ενεργό πορώδες ή το συντελεστή εναποθηκευτικότητας
- Το συντελεστή περατότητας κατά Darcy

2.3.1. Συντελεστής στείρευσης και ενεργή κατείσδυση

Ο συντελεστής στείρευσης ισούται με

$$\alpha = I/H \quad (19)$$

όπου

I είναι η ενεργή κατείσδυση στη μονάδα της επιφάνειας και του χρόνου, σε $m^3/m^2/sec$

H είναι το πάχος (puissance) του υδροφόρου στρώματος σε m.

Ο συντελεστής στείρευσης είναι λοιπόν συνάρτηση της ενεργού κατείσδυσης.

2.3.2. Συντελεστής στείρευσης και διαστάσεις του υδροφόρου στρώματος

Ο συντελεστής στείρευσης, όταν η ενεργή κατείσδυση είναι σταθερή, μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το πάχος (19) και το μήκος του υδροφόρου στρώματος, δηλαδή αντιστρόφως ανάλογα του όγκου των υπόγειων αποθεμάτων.

Ο συντελεστής στείρευσης μειώνεται όσο αυξάνεται ο όγκος του νερού που είναι αποθηκευμένο στο πέτρωμα και οι διαστάσεις του υδροφόρου στρώματος. Για δυο υδροφόρα στρώματα με ίδια αρχική τιμή Q_0 , ο μικρότερος συντελεστής στείρευσης αντιστοιχεί στο πιο αξιόλογο από τα δυο κοιτάσματα.

2.3.3. Συντελεστής στείρευσης και ενεργό πορώδες, ή συντελεστής εναποθηκευτικότητας

Ο συντελεστής στείρευσης εξαρτάται αντιστρόφως ανάλογα από το ενεργό πορώδες ή το συντελεστή εναποθηκευτικότητας. Ο σ.σ. μεγαλώνει όσο μειώνεται το ενεργό πορώδες ή ο συντελεστής εναποθηκευτικότητας.

2.3.4. Συντελεστής στείρευσης και περατότητα

Ο συντελεστής στείρευσης είναι ευθέως ανάλογος της περατότητας. Είναι μεγαλύτερος, όσο μεγαλύτερη είναι η περατότητα.

Έτσι ο συντελεστής στείρευσης είναι:

Μεγαλύτερος (που σημαίνει γρηγορότερη αποστράγγιση) όσο μειώνεται ο όγκος του πετρώματος αποθήκευσης και το ενεργό πορώδες, και όσο αυξάνεται η περατότητα

Μικρότερος (που σημαίνει αργότερη αποστράγγιση) όσο αυξάνεται ο όγκος του υδροφόρου πετρώματος και το πορώδες και όσο μειώνεται η περατότητα.

Ο συντελεστής στείρευσης μπορεί έτσι να θεωρηθεί σαν μια συνάρτηση των υδρογεωλογικών χαρακτηριστικών του υδροφόρου.

2.4. Αξιολόγηση του καρστικού συστήματος από το συντελεστή στείρευσης

Ο συντελεστής στείρευσης εκφράζει την ικανότητα του υπεδάφους να απελευθερώνει ποσότητες νερού. Είναι αποτέλεσμα του συνδυασμού των υδρογεωλογικών χαρακτηριστικών του μέσου. Η επίδραση επιφανειακών υδάτων, ειδικά της προσωρινής φυσικής αποθήκευσης, περιορίζει κατά κάποιο τρόπο τη σωστή χρήση της μεθόδου της καμπύλης στείρευσης. Στην περίπτωση που η πηγή εκφορτίζει, εκτός από το νερό του υδροφόρου, και το νερό που είναι αποθηκευμένο σε κατακλυσμένες καρστικές μορφές (π.χ. πόλγες) στη περιοχή τροφοδοσίας (πολύ συχνά μέσω μιας απευθείας υπόγειας σύνδεσης της πόλγης με την πηγή), ο συντελεστής α δεν εκφράζει την ικανότητα εκφόρτισης του υπεδάφους. Σε αυτή την περίπτωση, η πηγή εκφορτίζει νερό και από τον υδροφόρο και από την επιφανειακή αποθήκευση.

Η τιμή του συντελεστή στείρευσης μειώνεται όσο αυξάνεται η επιβράδυνση στο υπέδαφος, με καμπύλη στείρευσης λιγότερο απότομη και πιο επιμήκη. Αυτή η καμπύλη δείχνει μεγάλα δυναμικά αποθέματα του υδροφόρου πάνω από το επίπεδο της πηγής. Οι πηγές αυτού του τύπου υδροφόρων είναι κυρίως πηγές μόνιμης ροής. Αντιθέτως, όταν ο συντελεστής στείρευσης είναι μεγάλος, η καμπύλη στείρευσης είναι απότομη και το υπέδαφος έχει μικρή ικανότητα επιβράδυνσης. Τα δυναμικά αποθέματα σε αυτή την περίπτωση εξαντλούνται πολύ γρήγορα και είναι πιο βραχύβια, με αποτέλεσμα οι πηγές τέτοιων υδροφόρων να είναι κυρίως διαλλείπουσες.

3. Περαιτότητα κατά Darcy

3.1. Υδραυλική αγωγιμότητα - Ο νόμος του Darcy

Η γενικευμένη έκφραση της εξίσωσης του Darcy είναι $Q = -k \frac{dh}{dl} A$ ή $v_\phi = \frac{Q}{A} = -k \frac{dh}{dl}$, όπου A η

διατομή από την οποία περνάει το νερό και v_ϕ η φαινόμενη ή ταχύτητα Darcy ή ειδική παροχή. Η μεταβολή του φορτίου h ανά μονάδα μήκους διαδρομής l ονομάζεται υδραυλική κλίση,

$i = \frac{dh}{dl}$, ενώ το αρνητικό πρόσημο δείχνει την κίνηση από περιοχές υψηλότερου προς περιοχές

χαμηλότερου φορτίου.

Ο συντελεστής k είναι η υδραυλική αγωγιμότητα ή υδροπερατότητα του πορώδους μέσου, και δεν πρέπει να συγχέεται με τη διαπερατότητα, η οποία είναι και συνάρτηση του είδους του ρευστού. Η υδραυλική αγωγιμότητα εξαρτάται τόσο από τις ιδιότητες του νερού (ή του ρευστού γενικότερα) όσο και από τις ιδιότητες του υδροφορέα (πορώδες, μέγεθος, κατανομή, σχήμα, προσανατολισμό, διάταξη και μέση διάμετρο των κόκκων). Η εσωτερική διαπερατότητα ή διαπερατότητα k_s είναι ιδιότητα του μέσου, και σχετίζεται με την υδροπερατότητα με τη σχέση

$k = \frac{k_s \rho g}{\mu}$, όπου ρg το ειδικό βάρος του νερού και μ το δυναμικό ιξώδες του.

Στα κερματισμένα πετρώματα η υδραυλική αγωγιμότητα εξαρτάται κυρίως από την πυκνότητα των ασυνεχειών και την απόσταση των τοιχωμάτων των ασυνεχειών. Οι ασυνέχειες μπορεί να αυξήσουν την υδραυλική αγωγιμότητα. Για παράδειγμα, οι Maini & Hocking (1977) δίνουν την αντιστοιχία μεταξύ υδραυλικής αγωγιμότητας ενός κερματισμένου πετρώματος και ενός πορώδους μέσου, και από τα διαγράμματά τους προκύπτει ότι η ροή δια μέσου μιας διατομής ενός πορώδους μέσου πάχους 100 μέτρων με υδραυλική αγωγιμότητα 10^{-12}m/d , μπορεί σε ένα κερματισμένο πέτρωμα με στεγανή θεμελιώδη μάζα να προέλθει από μια απλή ασυνέχεια εύρους 0.2mm μόνο.

3.2. Παράγοντες που επηρεάζουν την τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας στο μέσο ασυνεχειών

Σύμφωνα με τις βασικές και αποδεκτές αρχές της βραχομάζας, κάθε μηχανική δράση, που εφαρμόζεται στο πέτρωμα, επιφέρει μια τροποποίηση της γεωμετρίας του μέσου, των κενών του και, ιδιαιτέρως, των ασυνεχειών του. Με τον τρόπο αυτό προκύπτει μια διαφοροποίηση των υδραυλικών χαρακτηριστικών, που συνδέονται στενά με τη γεωμετρία των κενών του μέσου.

Η παραμορφωσιμότητα των διακλασμένων μέσων (βραχομάζες) είναι πολύ μεγαλύτερη από εκείνη του ακέрайου πετρώματος. Το γεγονός αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τη συγκέντρωση των παραμορφώσεων στα ασυνέχειες του πετρώματος. Αντίθετα, κάθε μεταβολή της πίεσης του υγρού μέσα στις ασυνέχειες, επιφέρει μια διατάραξη, που επηρεάζει τα υδραυλικά χαρακτηριστικά.

Στην περίπτωση ομογενών σχηματισμών, ενός συγκεκριμένου πάχους, αναπτύσσεται επιπλέον στην επιφάνεια, κυρίως λόγω του ασθενούς εκεί πεδίου τάσεων, παρά το γεγονός ότι η δημιουργία αυτή έχει, γενικώς, την ίδια γενετική συγγένεια σε βάθος όσο και στην επιφάνεια. Με άλλα λόγια, η **πυκνότητα** των ασυνεχειών (και επομένως τα υδραυλικά χαρακτηριστικά) μειώνεται με το βάθος. Στην πραγματικότητα, η σχέση ασυνεχειών – βάθους παρουσιάζει μεγαλύτερη πολυπλοκότητα χωρίς να αποκλίνει γενικά από την παραπάνω σχέση.

Μια από τις στατιστικές αναλύσεις, που χρησιμοποιούνται στην Υδραυλική, δείχνει ότι ο εμπειρικός νόμος που, πιο πιστά, εξηγεί το φαινόμενο, έχει τη μορφή:

$$K = K_0 e^{-\alpha \sigma}, \text{ με } \sigma = \gamma t - p, \text{ όπου:}$$

K είναι η υδραυλική αγωγιμότητα, σε μια δεδομένη διεύθυνση,

σ , η ενεργή τάση κάθετη στην εξεταζόμενη διεύθυνση,

α , συντελεστής που εξαρτάται από τη φύση του πετρώματος και της ασυνέχειας

K_0 , η υδραυλική αγωγιμότητα στο ανώτερο τμήμα του σχηματισμού.

Στα παραπάνω, ο Feuga (1984) έχει προσθέσει ότι «Η παραμορφωσιμότητα των ασυνεχειών, των οποίων η υδραυλική αγωγιμότητα είναι ανάλογη του τετραγώνου του ανοίγματός τους, εισάγει μια οριακή ευαισθησία της συνολικής περατότητας του μέσου ασυνεχειών στις παραμορφώσεις που αυτό υφίσταται».

Ο Snow (1969) θεωρεί ότι «Όσο μεγαλύτερος είναι ο όγκος που λαμβάνεται υπόψη για τον προσδιορισμό της περατότητας, τόσο η ίδια η περατότητα είναι μεγαλύτερη». Αυτή η διατύπωση υπογραμμίζει την υπερέχουσα επίδραση των μεγάλων (τεκτονικών) διαρρήξεων, που παρεμβαίνουν, από έναν όγκο και πάνω, στη διαμόρφωση της συνολικής περατότητας του μέσου. Ο ίδιος θεωρεί ακόμα, ότι «Οι περατότητες, που εκτιμούνται από μια μοντελοποίηση του μέσου ασυνεχειών αυξάνουν με το μέγεθος του δείγματος». Από αυτό προκύπτει ότι (π.χ.) N γεωτρήσεις, μέσα σε μια διακλασμένη κρυσταλλική μάζα, παρέχουν παροχή μεγαλύτερη από N φορές την παροχή μιας μοναδικής γεώτρησης.

Σε συνθήκες υποχρεωτικού συσχετισμού της περατότητας με το καθεστώς των ασυνεχειών της βραχομάζας (δοκιμές περατότητας in situ), οι ασυνέχειες εμφανίζονται υποχρεωτικά επίσης με διαστηματική κατανομή ακανόνιστη, τυχαία ή προσανατολισμένη σε οικογένειες. Ο προσδιορισμός της κατανομής αυτής επιβάλλει τη μέτρηση της περατότητας κάθε οικογένειας, σε συνάρτηση με την περατότητα των άλλων οικογενειών. Η μέση περατότητα (K) μιας διακλασμένης βραχομάζας (ακέрайιο πέτρωμα + ασυνέχειες), σε συνθήκες γραμμικής ροής, είναι:

$$K = \left(\frac{e}{b} \right) K_f + K_m$$

όπου

K, η περατότητα του στοιχειώδους όγκου της βραχομάζας,

K_f , η περατότητα της ασυνέχειας,

K_m , η περατότητα του ακέрайου πετρώματος

e, το μέσο άνοιγμα των ασυνεχειών της θεωρούμενης βραχομάζας

b, η μέση απόσταση των ασυνεχειών της ίδιας οικογένειας.

Επειδή η περατότητα του ακέрайου πετρώματος είναι συνήθως αμελητέα και πρακτικά δύσκολα προσεγγίσιμη ή μετρήσιμη, παραλείπεται στη συνήθη αντιμετώπιση του προβλήματος.

Η ταχύτητα σε γραμμική ροή, της ασυνέχειας δίνεται από το νόμο του Darcy σαν:

$$v = -grad \left[K_f \left(Z + \frac{p}{\gamma_w} \right) \right]$$

όπου

p , η υδροστατική πίεση,

Z , το φορτίο λόγω θέσεως,

γ_w , το ειδικό βάρος του νερού

και $Z+p/\gamma_w=\Phi$, το υδραυλικό δυναμικό στο σημείο P μέσα στην ασυνέχεια (σχ.3). Η τροφοδοσία ή η εκφόρτιση νερού παραμορφώνουν την πιεζομετρική επιφάνεια και την μετατρέπουν σε κώνο, επαύξησης ή μείωσης αντίστοιχα, που οφείλεται στη ροή.

3.3. Μεταβολές της υδραυλικής αγωγιμότητας

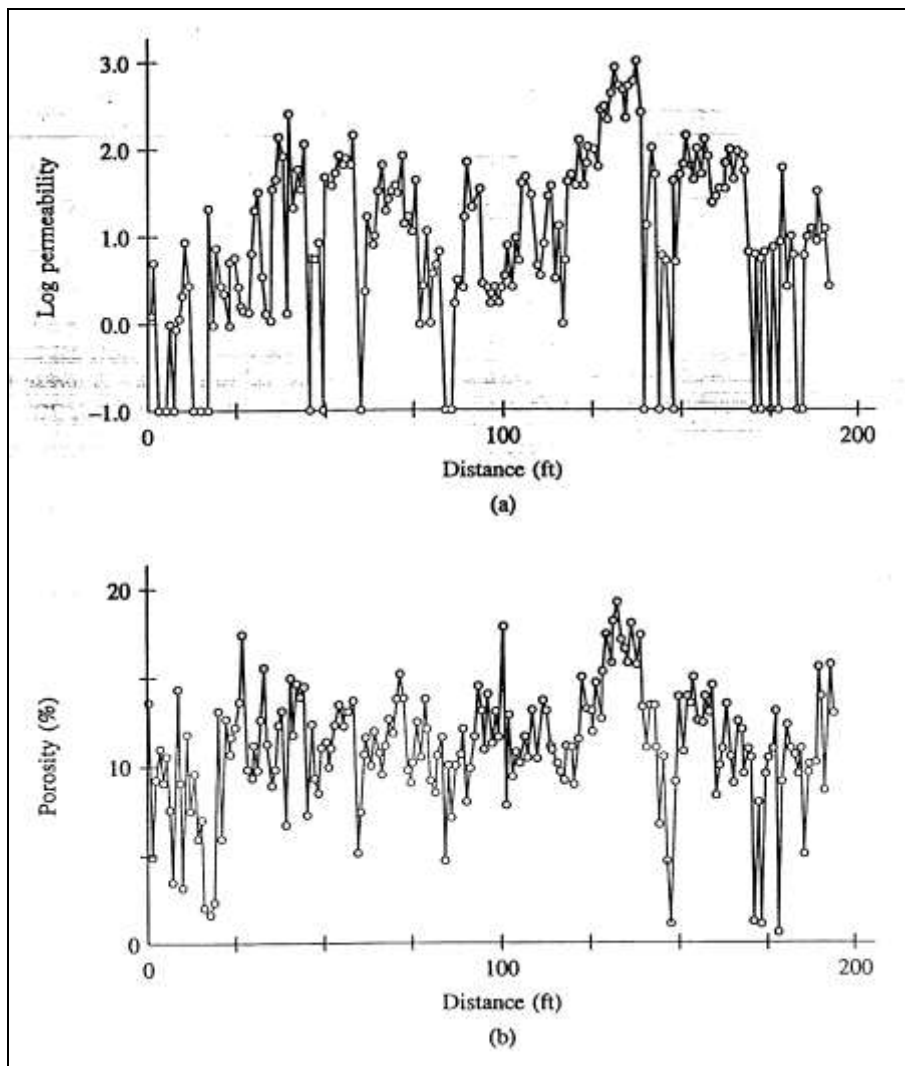
Στην πράξη πολύ σπάνια η τιμή της υδροπερατότητας είναι η ίδια προς όλες τις διευθύνσεις. Ο κανόνας είναι η ύπαρξη **ανισοτροπίας**, όπου η υδροπερατότητα αλλάζει κατά διεύθυνση. Στις αλλουβιακές αποθέσεις αυτό οφείλεται σε δυο λόγους. Ο ένας είναι ότι τα μεμονωμένα σωματίδια που σχημάτισαν τα ιζήματα σπάνια είναι σφαιρικά με αποτέλεσμα κατά την απόθεσή τους κάτω από το νερό να τείνουν να αποτεθούν με την επίπεδη επιφάνειά τους προς τα κάτω. Ο άλλος λόγος είναι ότι οι τυπικές αλλουβιακές αποθέσεις αποτελούνται από εναλλασσόμενα στρώματα διαφόρων υλικών, καθένα από τα οποία έχει μία ιδιαίτερη τιμή k . Εάν τα στρώματα είναι οριζόντια, κάθε μεμονωμένο στρώμα με σχετικά μικρό k προκαλεί μείωση της κατακόρυφης κίνησης του νερού, ενώ η οριζόντια ροή μπορεί εύκολα να λαμβάνει χώρα σε καθένα στρώμα σχετικά υψηλής υδροπερατότητας.

Η υδραυλική αγωγιμότητα συχνά υπολογίζεται με βάση κάποια δοκιμή άντλησης σε φρέατα, όπου το νερό απομακρύνεται από ένα μεγάλο όγκο του υδροφόρου. Ως αποτέλεσμα, η υδραυλική αγωγιμότητα που υπολογίζεται είναι μια μέση τιμή για ολόκληρη την περιοχή που συνεισφέρει νερό, γύρω από το φρέαρ άντλησης. Αυτή η μέση τιμή αποκρύπτει πραγματικές διαφορές της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά μήκος του υδροφόρου, τόσο κατά την οριζόντια, όσο και κατά την κατακόρυφη έννοια.

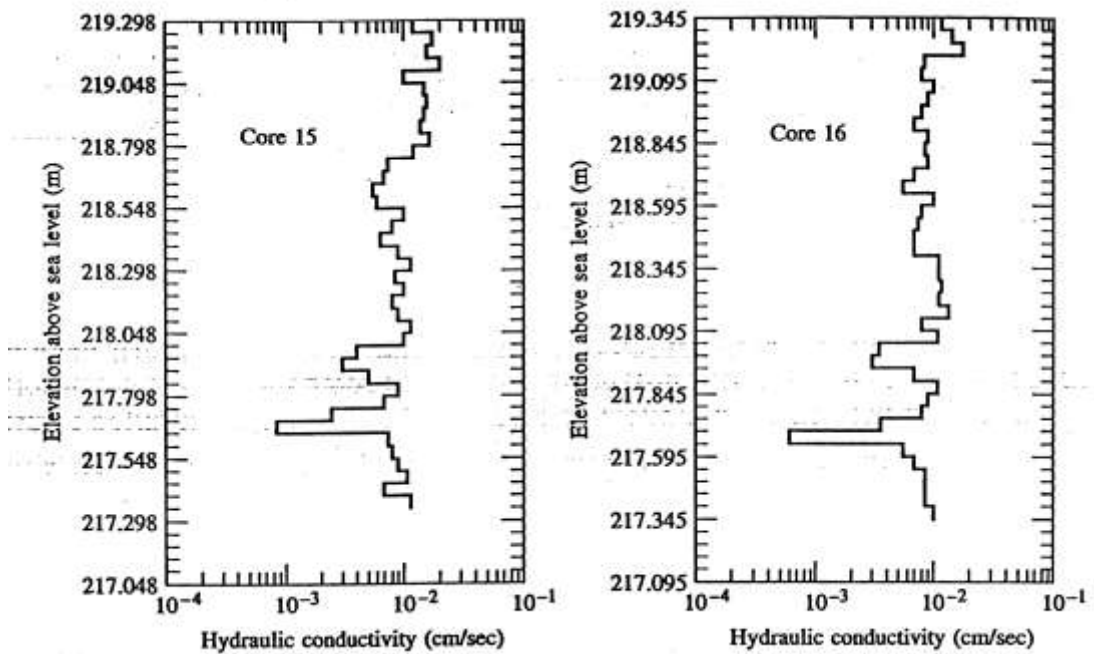
Στην επόμενη εικόνα φαίνεται η διακύμανση της εργαστηριακά προσδιορισμένης «εσωτερικής» διαπερατότητας, εκφρασμένες σαν λογάριθμος της τιμής σε mDarcy σε σχέση με το βάθος για διάφορα δείγματα πετρωμάτων από πυρήνες γεωτρήσεων. Στο δεύτερο διάγραμμα, απεικονίζεται η διακύμανση του πορώδους με το βάθος για τα ίδια δείγματα. Ακολουθώς παρουσιάζονται τομές της κατακόρυφης μεταβολής της υδραυλικής αγωγιμότητας με το βάθος με δοκιμές περατόμετρου σε δείγματα πυρήνων από γεωτρήσεις που απέχουν ένα μέτρο. Τέλος, παρουσιάζεται η κατανομή της υδραυλικής αγωγιμότητας σε μια τομή υδροφόρου σε στρωμένες παράκτιες άμμους με στρώματα αρχικά μεσοκοκκώδους, λεπτοκοκκώδους και αργιλώδους λεπτόκοκκης άμμου. Η τομή έχει βάθος 1.75m και μήκος 19m.

Οι τρεις αυτές εικόνες δείχνουν τη φυσική διακύμανση τόσο της υδραυλικής αγωγιμότητας, όσο και του πορώδους. Ακόμα και οι θεωρούμενοι ως ομογενείς υδροφόροι παρουσιάζουν διακυμάνσεις σε αυτά τα μεγέθη. Η **υδραυλική αγωγιμότητα των γεωλογικών σχηματισμών κυμαίνεται σε ένα πολύ ευρύ πεδίο τιμών, με διαφορές έως και εννέα τάξεις μεγέθους**. Το πορώδες κυμαίνεται σε ένα πολύ στενότερο πεδίο, από 1 ως 60%, μέχρι και λιγότερο από δυο τάξεις μεγέθους. Από την οπτική γωνία της μαθηματικής περιγραφής των υδροφόρων, είναι μερικές φορές χρήσιμο να υποθεθεί ότι η υδραυλική αγωγιμότητα ακολουθεί μια λογαριθμοκανονική κατανομή, που σημαίνει ότι οι λογάριθμοι των τιμών κατανέμονται κανονικά, ενώ το πορώδες κατανέμεται κανονικά.

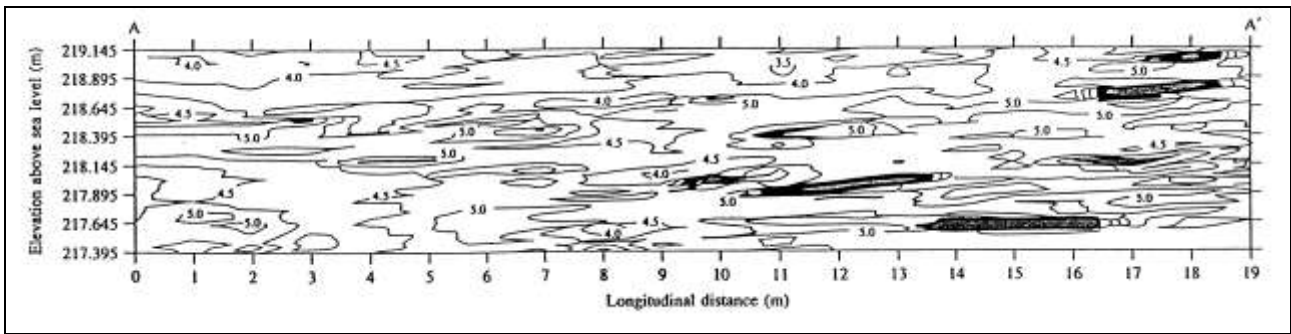
Καθώς αυξάνεται η διαδρομή ροής (και καθώς αλλάζει η κλίμακα παρατήρησης), το υπόγειο νερό έχει την ευκαιρία να συναντήσει όλο και μεγαλύτερες διακυμάνσεις της υδραυλικής αγωγιμότητας και του πορώδους και αντίστοιχες ανομοιογένειες και ανισοτροπίες. Ακόμα κι αν η μέση γραμμική ταχύτητα παραμένει ίδια, οι αποκλίσεις από τη μέση τιμή θα αυξάνονται.



Εικόνα 4

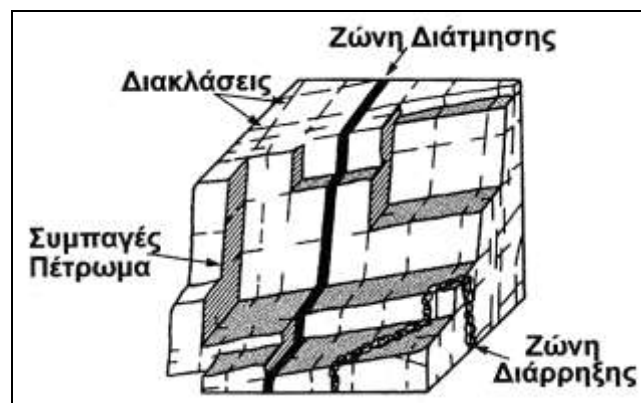


Εικόνα 5



Εικόνα 6

Στα συμπαγή πετρώματα, η ανισοτροπία ελέγχεται από τον προσανατολισμό των στρώσεων, τις διαρρήξεις, τις διακλάσεις, τους κενούς χώρους λόγω διάλυσης, κ.λπ. Οι κύριοι δρόμοι κυκλοφορίας του νερού στα διαρρηγμένα συνεκτικά πετρώματα είναι οι ρωγμές, τα ρήγματα και οι διακλάσεις. Αν και οι διακλάσεις είναι ασυνεχείς, όταν ο λόγος του μήκους τους προς την απόσταση που τις χωρίζει είναι μεγάλος, σχηματίζουν ένα «συνεχές» δίκτυο ροής. Τα υδραυλικά χαρακτηριστικά, συνεπώς, της βραχομάζας, εξαρτώνται από την επικοινωνία ανάμεσα στα συστήματα διάκλασης. Οι ζώνες ρωγμάτωσης είναι ζώνες πυκνών και επικοινωνούντων μεταξύ τους διακριτών πάντως ρωγμών που είναι ανοιχτές (κενές). Οι ζώνες αυτές έχουν εύρος από λιγότερο του μέτρου μέχρι δεκάδες μέτρων που κατά κανόνα είναι γεμάτες με θραύσματα του πετρώματος. Ανάλογα με τη φύση του πετρώματος τα θραύσματα μπορεί να συγκολληθούν με αργιλικό υλικό και να αποτελέσουν τεκτονικό λατυποπαγές.



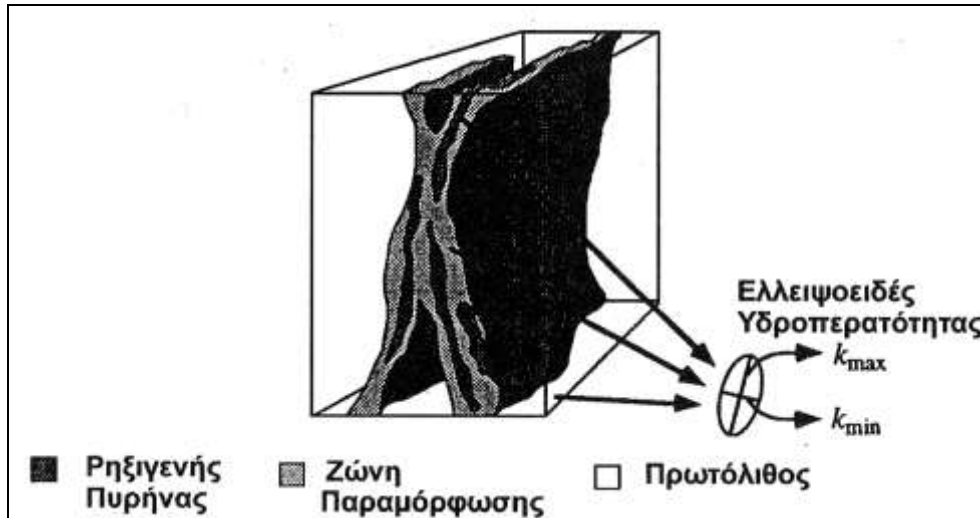
Εικόνα 7: Οι κύριοι δρόμοι κυκλοφορίας του νερού σε ρωγματωμένη βραχομάζα (Gale, 1983 από Καλλέργης, 1999).

Οι ζώνες διάτμησης είναι κατά το μάλλον ή ήττον συνεχείς σε μεγάλα τμήματα της βραχομάζας, αλλά συχνά είναι πληρωμένες με υλικό, με αποτέλεσμα η υδροπερατότητά τους να εξαρτάται από τη φύση του υλικού πλήρωσης, το βαθμό διαγένεσής του, την πίεση κ.λπ.. Ο προσανατολισμός των πιο πάνω ασυνεχειών, οριζόντια και κάθετα, παίζει σημαντικό υδρογεωλογικό ρόλο. Ο προσανατολισμός που παρατηρείται στην επιφάνεια είναι πολλές φορές παρόμοιος με αυτόν που παρατηρείται και στο υπέδαφος (αν και υπάρχουν πολλές περιπτώσεις που παρατηρούνται μεγάλες αποκλίσεις). Το δευτερογενές πορώδες γενικά μειώνεται με το βάθος, πράγμα που συμβαίνει σε μικρότερο βαθμό με το πρωτογενές πορώδες.

Οι ζώνες διάρρηξης αποτελούν λιθολογικά ετερογενείς και δομικά ανισότροπες ασυνέχειες και λειτουργούν είτε ως αγωγοί κυκλοφορίας του νερού είτε ως φραγμοί, ή ακόμα και ως μικτό σύστημα φραγμού-αγωγού στην πιο πάνω κυκλοφορία. Η «ζώνη διάρρηξης» ή διαρρηγμένη ζώνη» αποτελείται από τις εξής διακριτές συνιστώσες (Caine-Evans-Forster, 1996):

- Τον **ρηξιγενή πυρήνα** (fault core) στον οποίο έχει διευθετηθεί το μεγαλύτερο μέρος της μετατόπισης και στην οποία απαντά μολονίτη, τεκτονικό λατυποπαγές, κ.λπ.

- Τη **ζώνη παραμόρφωσης** (damage zone) στην οποία απαντούν μικροδιαρρήξεις, ρωγμές, φλέβες από ασβεσίτη, πτυχές, κ.λπ.
- Τον **πρωτόλιθο** (protolith) ο οποίος είναι το μητρικό πέτρωμα που έχει υποστεί τη διάρρηξη και χαρακτηρίζεται από την παρουσία τοπικών δομών, δηλαδή πρόκειται για το μητρικό πέτρωμα που δεν έχει επηρεαστεί από τη διάρρηξη.



Εικόνα 8: Σχηματική παράσταση «Ζώνης Διάρρηξης» μετά την αφαίρεση του «πρωτόλιθου» (από Καλλέργης 1999)

Κάθε μια συνιστώσα από τις πιο πάνω ασκεί διαφορετική επίδραση στη ροή του υπόγειου νερού. Παρά ταύτα, δεν υπάρχει αριθμητική σχέση ανάμεσα στις συνιστώσες ούτε απαντούν όλες σε κάθε ρηξιγενή ζώνη. Η ίδια συνιστώσα συμπεριφέρεται διαφορετικά ανάλογα με τις ιδιότητες του ρευστού π.χ. όταν ο πυρήνας δρα ως αγωγός κατά το στάδιο της παραμόρφωσης και ως φραγμός όταν το πορώδες του γεμίσει από νεοσχηματισμούς ορυκτών που συνήθως ακολουθούν την παραμόρφωση.

Οι πυρήνες μπορεί να περιέχουν μεμονωμένες επιφάνειες ολίσθησης, μυλονίτη πλούσιο σε άργιλο, τεκτονικό λατυποπαγές και ζώνες γεωχημικά εξαλλοιωμένες ή ακόμα ζώνες συνεκτικού θρυμματισμένου πετρώματος. Η παρουσία λεπτόκοκκου υλικού καθώς και η απόθεση νεοσχηματισμένων ορυκτών (χαλαζίας, ασβεσίτης) στον πυρήνα μειώνουν το πορώδες και τη υδροπερατότητά του, σε σχέση με τον πρωτόλιθο, οπότε ο πυρήνας λειτουργεί ως φραγμός.

Η ζώνη παραμόρφωσης κατά κανόνα έχει μεγαλύτερο πορώδες και υδροπερατότητα σε σχέση με τον πυρήνα, όσο και σε σχέση με τον πρωτόλιθο, αλλά χαρακτηρίζεται από υψηλή ετερογένεια και ανισοτροπία λόγω της παρουσίας μικροδιαρρήξεων, φλεβών, ρωγμών, σχιστότητας και μικροπτυχών.

Ο πρωτόλιθος παρουσιάζεται γενικώς ως μη ή λιγότερο παραμορφωμένος. Απουσιάζουν οι αγωγοί και εν γένει το δευτερογενές πορώδες. Η υδροπερατότητα του πρωτόλιθου είναι συνεπώς αντιπροσωπευτική του μη παραμορφωμένου μητρικού πετρώματος που φιλοξενεί τη διαρρηγμένη ζώνη. Η υδροπερατότητα στο μεν πυρήνα είναι συνάρτηση της κοκκομετρίας του υλικού με το οποίο είναι πληρωμένος, ενώ στη ζώνη παραμόρφωσης είναι συνάρτηση των υδραυλικών ιδιοτήτων του δικτύου ρωγμών.

4. Συσχέτιση της περατότητας με το συντελεστή στείρευσης

4.1. Χρήση καμπύλης εξάντλησης στον υπολογισμό της υδαταγωγιμότητας (μεταβιβαστικότητα) T

Η μέθοδος υπολογισμού της υδαταγωγιμότητας T (Mijatovic 1968) βασίζεται αφενός στην ανάλυση της καμπύλης εξάντλησης της παροχής μιας πηγής, κατά την ξηρά περίοδο του ετήσιου υδρολογικού της κύκλου, και αφετέρου στη σύνδεση της προερχόμενης πτώσης φορτίου μέσα στον υδροφορέα με τη γνωστή λογαριθμική προσέγγιση του Theis, κατά την έκφραση της εξίσωσης των Cooper-Jacob, της ακτινωτής ροής προς υδροληπτικό έργο σε κατάσταση μη ισορροπίας.

Η υπολογιζόμενη έτσι τιμή της T, αν δεχθούμε την ορθότητά της και αγνοηθούν οι προσεγγίσεις, παρουσιάζει το πλεονέκτημα της μεγαλύτερης αντιπροσωπευτικότητας, αφού όπως γίνεται φανερό αυτή αναφέρεται σε μεγαλύτερο χρόνο και ευρύτερο χώρο, από αυτές μιας δοκιμαστικής άντλησης. Το γεγονός αυτό αποκτά ιδιαίτερη σημασία ιδιαίτερη σημασία σε καρστικούς υδροφορείς ή υδροφορείς περατότητας ρωγμών, όπου, λόγω της ανομοιογένειας και ανισοτροπίας, η υδαταγωγιμότητα T είναι δυνατό να διαφέρει από σημείο σε σημείο.

Για τον υπολογισμό της υδαταγωγιμότητας T με τη συγκεκριμένη μέθοδο είναι απαραίτητη η εύρεση της μαθηματικής σχέσης μείωσης της παροχής της πηγής κατά την ξηρά περίοδο λειτουργίας με την καμπύλη εξάντλησης. Συνήθως εφαρμόζονται οι εξισώσεις των Maillet και Tison-Schoeller, ενώ για ειδικές περιπτώσεις υδροφορέων ή μεγαλύτερα χρονικά φάσματα, έχουν προταθεί άλλες, πιο σύνθετες εξισώσεις (Castany 1968, Schoeller 1965, Forkasiewicz-Paloc 1965, Marinos 1973 κ.ά.).

Στη συνέχεια (Mijatovic) υπολογίζονται οι μεταβλητές r του δείκτη εναποθήκευσης σε mm, και ΔR, της μεταβολής των αποθεμάτων κατά τη συγκεκριμένη περίοδο, σε mm. Η μεταβολή του δείκτη εναποθήκευσης Δr αντιπροσωπεύει τη γραμμική ποσότητα του ύδατος που εκρέει κατά την περίοδο εξάντλησης της πηγής, διότι $r_t = V_t/F$, με V_t τον όγκο εναποθηκευμένου ύδατος κατά το χρόνο t και F η επιφάνεια του υδροφορέα. Συνεπώς η μεταβολή των αποθεμάτων ΔR κατά το χρόνο t ισούται με $\Delta R = r_0 - r_t$.

Αν ληφθεί ως παράδειγμα ότι η εξάντληση της παροχής της πηγής ακολουθεί την εκθετική συνάρτηση του Maillet, τα εναπομένοντα σε χρόνο t αποθέματα βρίσκονται με ολοκλήρωση της εξίσωσης αυτής από t έως ∞: $V_t = Q_t/a$, ή, εφόσον ο συντελεστής a λαμβάνεται σε ημέρες, $V_t = 86400 Q_t/a$, για παροχή μετρούμενη σε sec. Η μεταβολή συνεπώς των αποθεμάτων

$$\text{καταλήγει σε } \Delta R = r_0 - r_t = \frac{86400}{F a} (Q_0 - Q_t).$$

Κατ' αναλογία με τις δοκιμαστικές αντλήσεις σε υδρομαστευτικά έργα, ο Mijatovic αντιστοιχεί την παροχή της πηγής κατά την περίοδο εξάντλησεως των αποθεμάτων, με παροχή αντλήσεως και την τιμή ΔR με εξελισσόμενη πτώση στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα της πηγής, και καταλήγει σε συνάρτηση της μορφής: $y = a(\lg b + \lg x)$, την οποία παραλληλίζει με την εξίσωση

της λογαριθμικής προσέγγισης του Theis: $s = \frac{0.183Q}{T} \lg\left(\frac{2.25Tt}{r^2 S}\right)$, με $y = s = \Delta R$, $x = t$,

$$a = 0.183Q/T.$$

Η πτώση στάθμης s αποτελεί συνάρτηση των παραμέτρων T (k) και S, έτσι και η μεταβολή των αποθεμάτων ΔR, συνδέεται πρωτογενώς με αυτές. Ο συντελεστής εξάντλησης a, όπως εξάγεται

από την εξίσωση του Maillet, ισούται με $a = \frac{Ak}{mL}$, όπου k η **υδραυλική αγωγιμότητα**, m το

δυναμικό πορώδες, L το μήκος του υδροφόρου ορίζοντα και A σταθερά που εξαρτάται από τις εγκάρσιες διαστάσεις του ορίζοντα.

Έτσι, παριστώντας γραφικά σε διάγραμμα, τις μεταβολές των αποθεμάτων ΔR συναρτήσει του λογαρίθμου του χρόνου, προκύπτει ευθεία γραμμή η οποία επιτρέπει τον υπολογισμό της υδαταγωγιμότητας από την κλίση της:

$$T = \frac{0.183Q}{\Delta(\Delta R) / \Delta(\lg t)}$$

Την παραπάνω τιμή ο Mijatovic την πολλαπλασιάζει με ένα συντελεστή 2, για να ληφθεί έτσι υπόψη το σύνολο του κώνου πτώσης στάθμης γύρω από το σημείο εκφόρτισης της πηγής.

Ως παροχή Q στον τελικό υπολογισμό του T ο παραπάνω ερευνητής παίρνει μια μέση τιμή, ενώ για χρόνο t_0 , όπου θεωρείται ότι $\Delta R=0$, την κατά περίπτωση αρχή της περιόδου εξάντλησης της παροχής της πηγής.

Ο Μαρίνος (1974) εφαρμόζοντας τη μέθοδο του Mijatovic στην πηγή Καλιακούδα του Πηλίου, που εκφορτίζει ρηγματωμένους σχιστόλιθους, όπου υπήρχαν αξιόπιστα στοιχεία μετρήσεων παροχών και εκτελέστηκαν δοκιμαστικές αντλήσεις σε γεώτρηση, βρήκε την T ίση με $3 \times 10^{-1} \text{m}^2/\text{sec}$, ενώ από τις δοκιμαστικές αντλήσεις η τιμή βρέθηκε περίπου $4 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{sec}$, δηλαδή μια διαφορά της τάξης του 10^3 . Η διαφορά αυτή οδηγεί σε τελείως διαφορετικά συμπεράσματα για τη δυναμικότητα της υδροφορίας των σχιστόλιθων. Ο συγγραφέας σχολιάζει ότι δεν είναι δυνατό από ένα παράδειγμα να γίνουν γενικεύσεις, πολύ περισσότερο όταν υπεισέρχονται ειδικές τοπικές ή γεωμετρικές συνθήκες, οι οποίες είναι πιθανό να είναι πιο έντονες, όσο μεγαλώνει η ανισοτροπία και η ανομοιογένεια του μέσου, που στη συγκεκριμένη περίπτωση δεν είναι πορώδες. Στην περίπτωση δηλαδή της Καλιακούδας, παρά το γεγονός ότι η διαφορά είναι πολύ μεγάλη, είναι δυνατόν η γεώτρηση να αναφέρεται σε ανεξάρτητο δίκτυο υδροφόρων αγωγών από αυτό που τροφοδοτεί την πηγή.

Εξάλλου και ο ίδιος ο Mijatovic (1974) διαπιστώνει ανάλογες διαφορές μεταξύ των τιμών της υδαταγωγιμότητας που υπολογίζεται από τις παροχές των πηγών και εκείνης που υπολογίζεται από δοκιμαστικές αντλήσεις παραπλήσιων γεωτρήσεων, σε καρστικές περιοχές της (πρώην) Γιουγκοσλαβίας και του Λιβάνου.

Σε αυτές τις διάφορες τιμές της $T=kb$ υπεισέρχεται το γεγονός ότι στη δοκιμαστική άντληση μέσω γεωτρήσεων «δρα» με αυξημένη συχνά τιμή ο παράγοντας της υδραυλικής αγωγιμότητας k, ενώ στον υπολογισμό από τις παροχές της πηγής ο παράγοντας b είναι αξιόλογος και μάλιστα τόσο περισσότερο, όσο μεγαλύτερη είναι η υδρογεωλογική λεκάνη, σε αντίθεση με την k η οποία μπορεί να είναι μικρότερη, λόγω της ανηγμένης σε μεγαλύτερη επιφάνεια τιμής της. Παρ' όλες όμως τις συνδυασμένες μεταβολές k και b, θα έπρεπε εκ πρώτης όψεως η τιμή της υδαταγωγιμότητας από τις παροχές της πηγής να είναι μικρότερη από εκείνη της δοκιμαστικής άντλησης.

Εκτός αυτού, η μέθοδος αυτή από την καμπύλη εξάντλησης των παροχών, δεν λαμβάνει υπόψη το συντελεστή εναποθήκευσης S (ενεργό πορώδες κατά τον συγγραφέα¹), ο οποίος διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του φορτίου ΔR , το οποίο και επιδρά πλην των άλλων, στο ρυθμό μείωσης των παροχών της πηγής.

Απαιτείται επίσης η γνώση της επιφάνειας της υδρογεωλογικής λεκάνης F η οποία δεν μπορεί εύκολα να προσδιοριστεί ειδικά σε καρστικές υδροφορίες. Το σφάλμα που προκύπτει από αυτή την ασάφεια δεν είναι όμως πολύ σημαντικό, παρά μόνο για λανθασμένη εκτίμηση της F της τάξης πολλών εκατοντάδων τοις εκατό. Τέλος, υπεισέρχεται και το σφάλμα της λήψεως μιας μέσης τιμής παροχής εκφόρτισεως της πηγής, το οποίο είναι αρκετά σημαντικό για υψηλό συντελεστή εξάντλησης a.

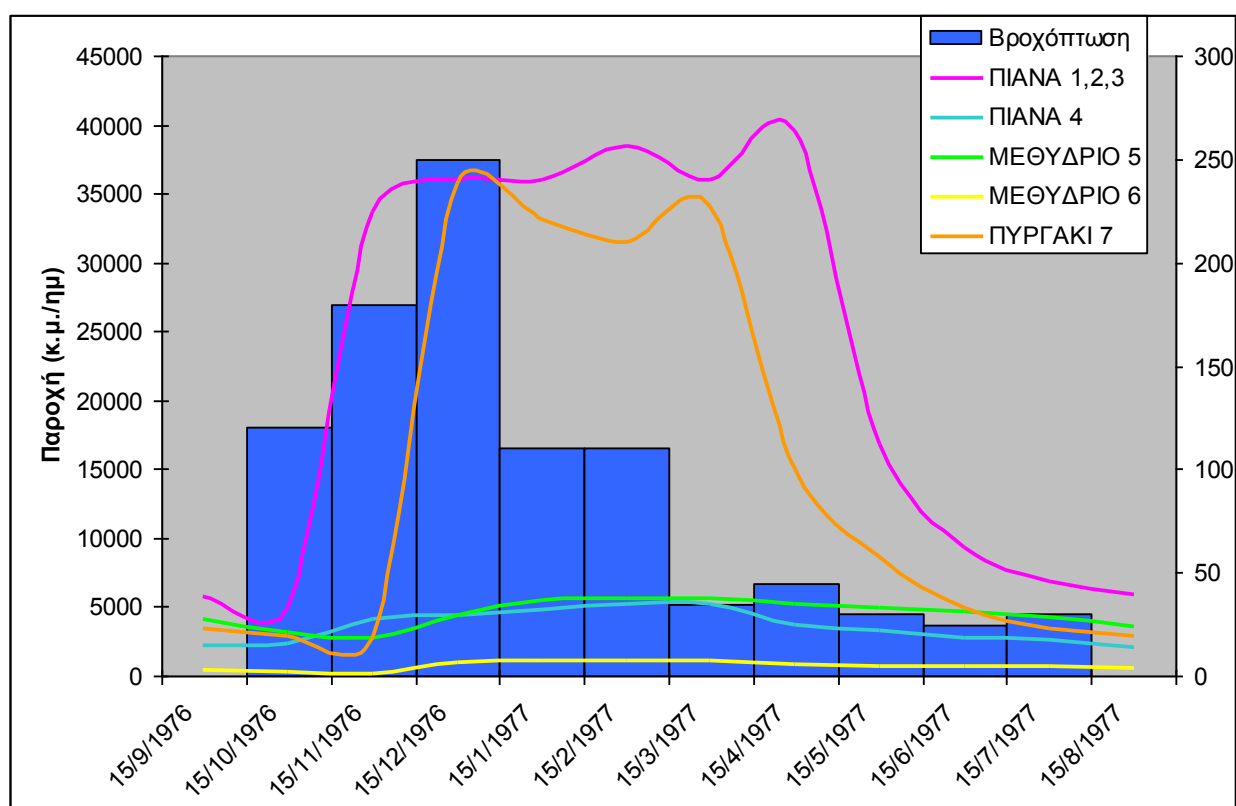
4.2. Εφαρμογή της ανάλυσης πηγών μέσω καμπυλών στείρευσης

Στα πλαίσια της παρούσης εργασίας επιχειρήθηκε μια εφαρμογή της υδροδυναμικής ανάλυσης μέσω καμπυλών στείρευσης σε πηγές της περιοχής Βυτίνας, με βάση τα στοιχεία από τη διδακτορική διατριβή του Καροτσιέρη (1981), και με στόχο τη διατύπωση άμεσων ή έμμεσων συμπερασμάτων για τα υδραυλικά χαρακτηριστικά των υδροφόρων οριζόντων της περιοχής σε γενικές γραμμές. Έτσι, έγινε επεξεργασία των στοιχείων των παροχών των πηγών του Μεθυδρίου, της Πιάνας και του Πυργακίου (κάλυμμα της Πίνδου) και των πηγών της Βυτίνας (ενότητα Τρίπολης) όπως φαίνονται στον Πίνακα 1. Η γεωγραφική και υδρογεωλογική θέση των πηγών φαίνεται στο χάρτη της Εικ. 9.

¹ Η γενική έκφραση του συντελεστή εναποθήκευσης (εναποθηκευτικότητας) S είναι το άθροισμα δύο όρων: της ειδικής παροχής (ή ενεργού πορώδους) S_v και της ειδικής αποθήκευσης S_s : $S=S_v+S_sD$ όπου ο πρώτος όρος είναι ο όγκος του νερού που αποδίδεται με τη **βαρύτητα** ανά μονάδα όγκου του υδροφόρου και ο δεύτερος ο όγκος του νερού που αποδίδεται ανά μονάδα όγκου του υδροφόρου με τη **συμπιεστότητα** της στερεής φάσης του εδάφους ή του πετρώματος και τη **διόγκωση** του νερού (D το πάχος του υδροφόρου) και αναφέρονται αντίστοιχα στους ελεύθερους και στους υπό πίεση υδροφόρους ορίζοντες.

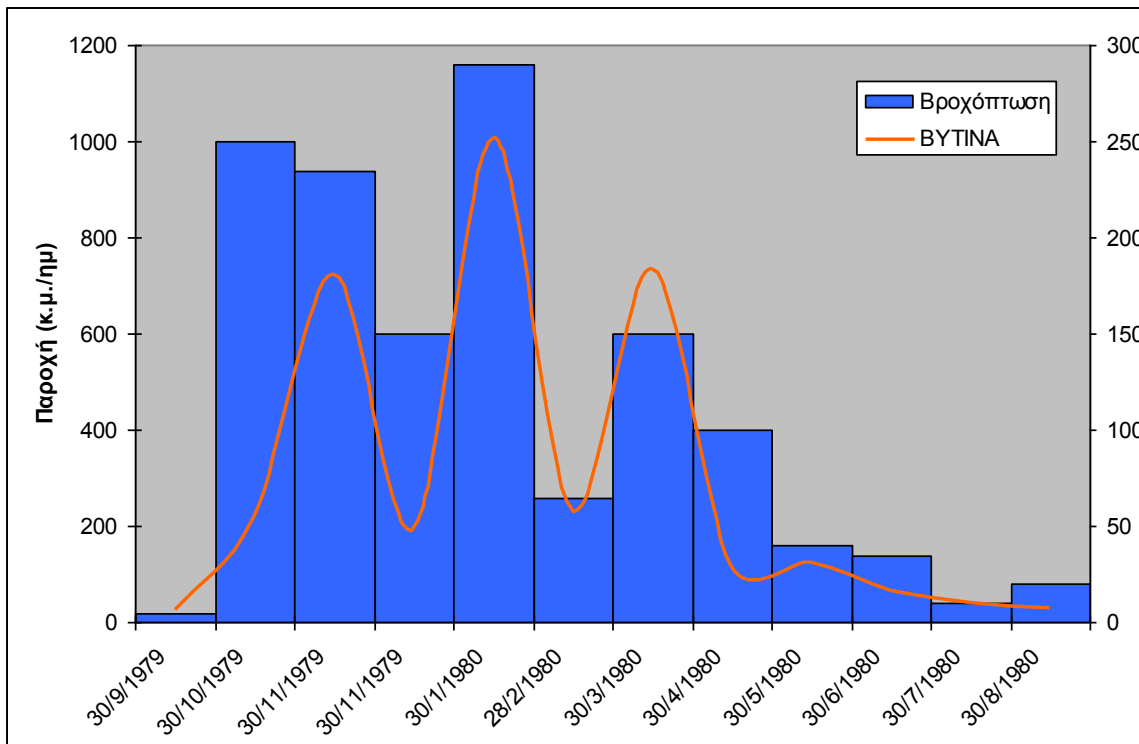
Πίνακας 1

ΠΗΓΕΣ (παροχές σε κ.μ./ημ.)	15/09/ 1976	15/10/ 1976	15/11/ 1976	15/12/ 1976	15/01/ 1977	15/02/ 1977	15/03/ 1977	15/04/ 1977	15/05/ 1977	15/06/ 1977	15/07/ 1977	15/08/ 1977
ΠΙΑΝΑ 1,2,3	5683	4942	33600	36000	36000	38400	36000	39571	16848	9240	6825	5935
ΠΙΑΝΑ 4	2220	2280	4080	4320	4752	5184	5184	3688	3336	2760	2556	2097
ΜΕΘΥΔΡΙΟ 5	4094	3127	2736	4440	5472	5589	5592	5184	4920	4680	4284	3600
ΜΕΘΥΔΡΙΟ 6	396	266	168	936	1123	1123	1032	776	696	691	622	550
ΠΥΡΓΑΚΙ 7	3480	2894	2688	35688	33120	31413	34032	15033	8640	4915	3428	2900
ΣΥΝΟΛΟ	15873	13509	43272	81384	80467	81709	81840	64252	34440	22286	17715	15082
	30/09/ 1979	30/10/ 1979	30/11/ 1979	30/11/ 1979	30/01/ 1980	28/02/ 1980	30/03/ 1980	30/04/ 1980	30/05/ 1980	30/06/ 1980	30/07/ 1980	30/08/ 1980
ΒΥΤΙΝΑ	24	218.4	722.4	194.4	1008	232.8	734.4	117.6	124.8	67.2	40.8	28.8



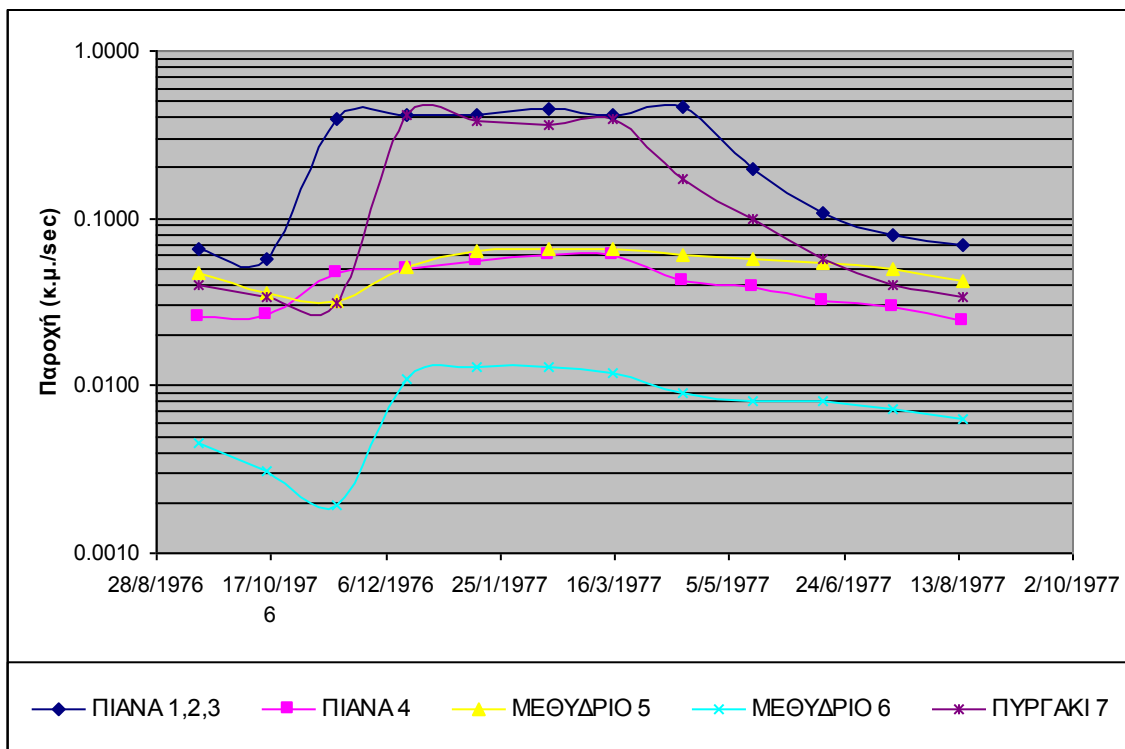
Εικόνα 10

Όπως φαίνεται στο παραπάνω διάγραμμα, οι πλέον αξιόλογες πηγές είναι αφενός το σύστημα της Πιάνας και αφετέρου το Πυργάκι. Παρατηρείται δε με μια πρώτη ματιά ότι, σε σχέση με το ραβδόγραμμα των βροχοπτώσεων, το Πυργάκι παρουσιάζει μια χρονική υστέρηση όσον αφορά την άνοδο των παροχών μεγαλύτερη από την Πιάνα, ενώ η κάθοδος αρχίζει νωρίτερα γεγονός που μπορεί να αποτελεί μια αρχική ένδειξη για τη διαφορά δυναμικότητας μεταξύ των δυο συστημάτων (που πάντως ανήκουν στο ίδιο τεκτονικό κάλυμμα). Στο επόμενο διάγραμμα (Εικ. 11) έχουν προβληθεί σε ημιλογαριθμικό σύστημα οι παροχές των πηγών (αφού πρώτα μετατράπηκαν σε m^3/sec), και φαίνονται καλύτερα οι διακυμάνσεις τους και οι διαφορές στα υδρογράμματα. Και σ' αυτό το διάγραμμα παρατηρείται ότι η κάθοδος της παροχής στο Πυργάκι είναι πιο ομαλή και με μεγαλύτερη διάρκεια από την Πιάνα.



Εικόνα 11

Στη συνέχεια, από τα γραφήματα αυτά επιλέχθηκαν οι πιο χαρακτηριστικές πηγές (Πυργάκι, Πιάνα, Βυτίνα) για να γίνει υπολογισμός του συντελεστή στείρευσης, με χρήση των εξισώσεων του Mailliet και του Tison, έχοντας λάβει τιμές t και Q_t από τα υδρογράμματα.



Εικόνα 12

Πίνακας 2

ΠΗΓΕΣ (παροχές σε κ.μ./sec)	15/09/ 1976	15/10/ 1976	15/11/ 1976	15/12/ 1976	15/01/ 1977	15/02/ 1977	15/03/ 1977	15/04/ 1977	15/05/ 1977	15/06/ 1977	15/07/ 1977	15/08/ 1977
ΠΙΑΝΑ 1,2,3	0.0658	0.0572	0.3889	0.4167	0.4167	0.4444	0.4167	0.4580	0.1950	0.1069	0.0790	0.0687
ΠΥΡΓΑΚΙ 7	0.0403	0.0335	0.0311	0.4131	0.3833	0.3636	0.3939	0.1740	0.1000	0.0569	0.0397	0.0336
	30/09/ 1979	30/10/ 1979	30/11/ 1979	30/11/ 1979	30/01/ 1980	28/02/ 1980	30/03/ 1980	30/04/ 1980	30/05/ 1980	30/06/ 1980	30/07/ 1980	30/08/ 1980
ΒΥΤΙΝΑ	0.0003	0.0025	0.0084	0.0023	0.0117	0.0027	0.0085	0.0014	0.0014	0.0008	0.0005	0.0003

Όπως φαίνεται στον Πίνακα 3, υπάρχει μια σαφής διαφορά μεταξύ των τριών συστημάτων, όπως αυτά εκφράζονται από το συντελεστή στέρησης με τις δυο μεθόδους, και βέβαια οι αναλογικές διαφορές μεταξύ των συντελεστών είναι ίδιες ανεξάρτητα της εξίσωσης που χρησιμοποιήθηκε, δηλαδή οι ποιοτική διαφορά είναι ίδια.

Πίνακας 3

ΠΗΓΕΣ	t (ημέρες)	Maillet	Tison
		a	a
ΠΙΑΝΑ 1,2,3	75	0.0058	0.0086
ΠΥΡΓΑΚΙ 7	90	0.0048	0.0072
ΒΥΤΙΝΑ	60	0.0072	0.0108

Όσον αφορά στη Βυτίνα², που εμφανίζει το μεγαλύτερο συντελεστή στέρησης, μπορεί εύκολα να ειπωθεί ότι η διαφορά είναι εύλογη, εφόσον εκφορτίζει ασβεστόλιθους Τρίπολης, ενώ οι άλλες δυο εκφορτίζουν ασβεστόλιθους της Πίνδου και τροφοδοτούνται από διαφορετικές λεκάνες. Εξάλλου, ο Καροτσιέρης (1981) υπολογίζει ενεργό κατείδυση περίπου 68% για τη Βυτίνα (ασβεστόλιθοι Τρίπολης) και περίπου 45% για τους ασβεστόλιθους της Πίνδου, δεδομένο που αντικατοπτρίζει μεταξύ άλλων σε μεγάλο βαθμό τις διαφορές στην υδροπερατότητα (κυρίως λόγω της διαφοράς στην καρστικοποίηση) μεταξύ των ασβεστόλιθων των δύο ενοτήτων.

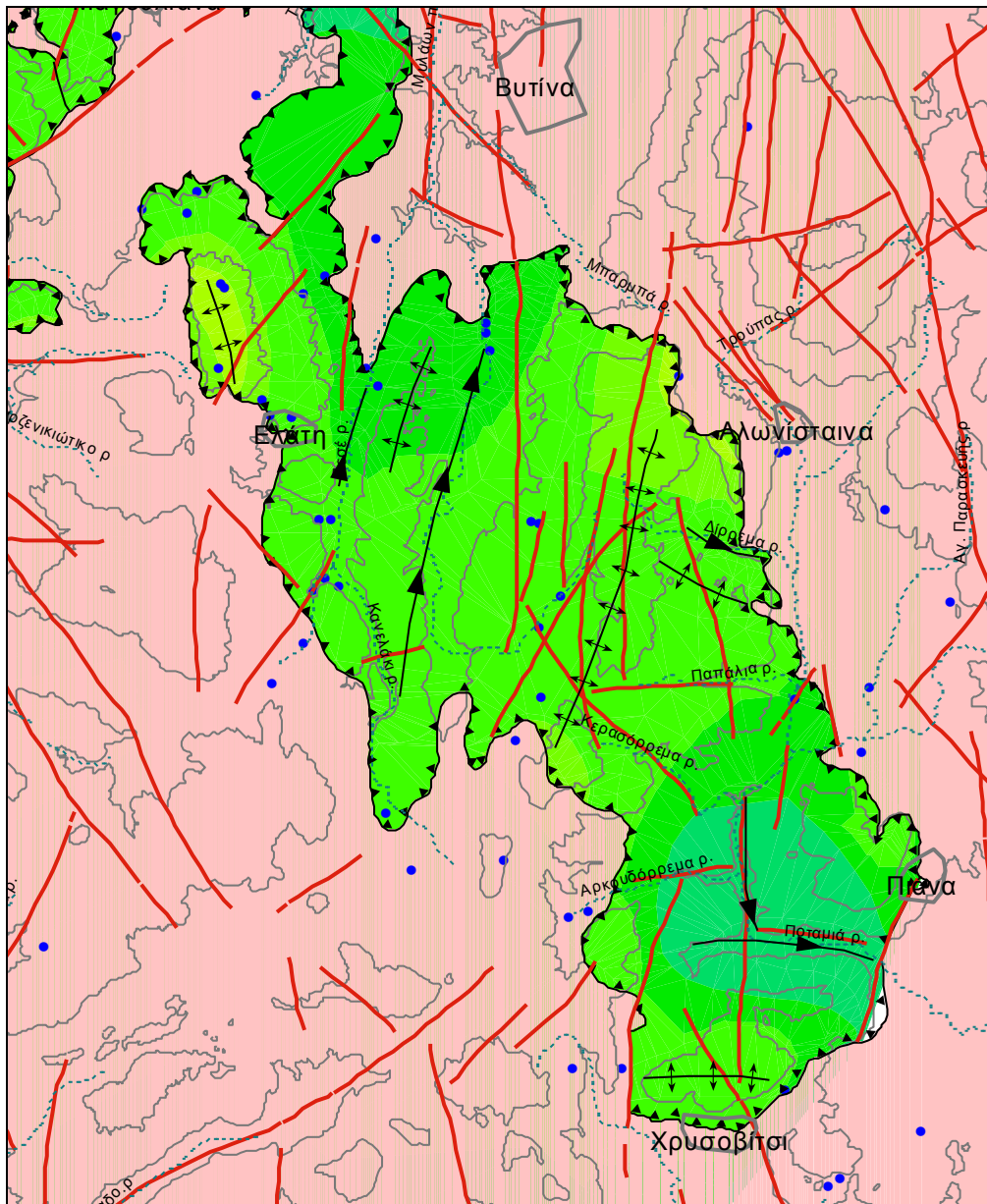
Παρά ταύτα, περίπου όση ποσοστιαία διαφορά έχει ο α της Βυτίνας από την Πιάνα, άλλη τόση έχει η Πιάνα από το Πυργάκι. Αν συνυπολογιστεί ότι τα δυο τελευταία συστήματα εκφορτίζουν τμήματα του ίδιου καλύμματος και μάλιστα των ίδιων στρωματογραφικών οριζώντων ασβεστόλιθων (ανωκρητιδικό ασβεστόλιθοι), είναι προφανές ότι η ερμηνεία της διαφοράς δεν είναι τόσο απλή. Λαμβάνοντας υπόψη ότι ο συντελεστής στέρησης εξαρτάται βασικά από τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του υδροφόρου, συμπεριλαμβανομένων των γεωμετρικών, μπορούν να δοθούν δυο τουλάχιστον ερμηνείες.

- Αν θεωρηθεί ότι το ενεργό πορώδες (πρωτογενές και δευτερογενές) η μεταβιβαστικότητα και η εναποθηκευτικότητα των υδροφόρων είναι ίδια, η διαφορά πρέπει να οφείλεται στη διαφορά της γεωμετρίας (όγκος, σχέση μήκους/πλάτους) των δυο υδροφόρων.
- Αν ληφθεί υπόψη ότι τουλάχιστον από πλευράς έκτασης οι δυο περιοχές τροφοδοσίας είναι συγκρίσιμες (και πάντως οι διαφορές τους δεν είναι αξιόλογη), οι διαφορές πρέπει να εντοπιστούν στην ανισοτροπία του μέσου, δηλαδή στη μεταβολή της υδροπερατότητας, της μεταβιβαστικότητας και της εναποθηκευτικότητας.

Στην επόμενη εικόνα φαίνονται οι περιοχές τροφοδοσίας των συστημάτων, σε συνδυασμό με τα ρήγματα της περιοχής. Είναι προφανής η διαφορά ανάμεσα στις δυο περιοχές, καθώς η τροφοδοσία της Πιάνας γίνεται φανερά μέσω ρηγμάτων, ενώ το Πυργάκι δεν φαίνεται να επηρεάζεται τόσο από ρήγματα. Έτσι, θα μπορούσε να υποθεθεί ότι τα ρήγματα στην περιοχή

² Πρέπει να σημειωθεί ότι οι μετρήσεις της Βυτίνας αναφέρονται σε διαφορετική υδρολογική περίοδο, και τα αποτελέσματα δεν είναι απολύτως συγκρίσιμα, αν και είναι ενδεικτικά.

τροφοδοσίας της Πιάνας αυξάνουν στους κύριους άξονες υπόγειας αποστράγγισης το δευτερογενές πορώδες και κατά συνέπεια την υδροπερατότητα σε συγκεκριμένες ζώνες και τη συνολική μεταβιβασιμότητα του υδροφόρου, ευνοώντας τη ροή μέσω καρστικών αγωγών, λιγότερο από ότι στο Πυργάκι, με συνέπεια την δυσκολότερη εκφόρτιση του δεύτερου σε σχέση με το πρώτο σύστημα, γεγονός που εκφράζεται και στη διαφορά των συντελεστών στέρειυσης.



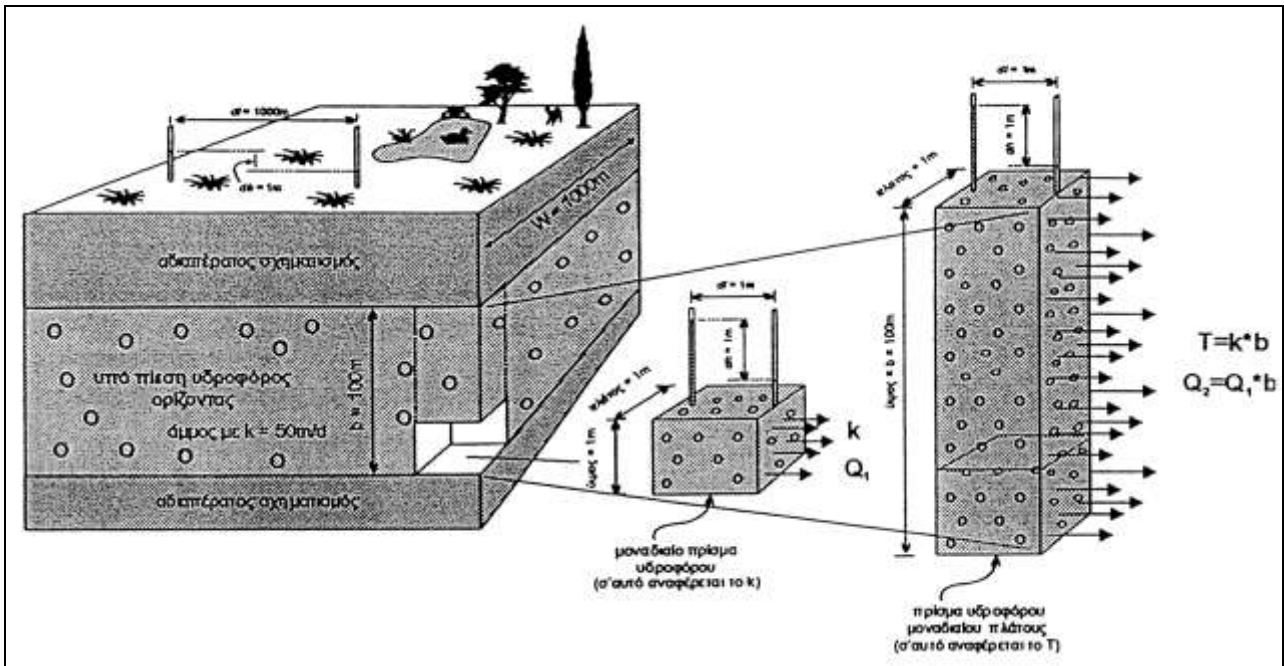
Εικόνα 13: Τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου στην περιοχή ΝΔ της Βυτίνας, υπεδαφικός χάρτης, πηγές και ρήγματα.

4.3. Συμπεράσματα

Με βάση όλα τα προηγούμενα, και πριν απ' όλα τις βασικές παραδοχές του Darcy περί ομοιογενούς και ισότροπου μέσου και γραμμικής ροής, μπορούν να διατυπωθούν τα ακόλουθα συμπεράσματα για τη σχέση της περατότητας κατά Darcy (υδραυλικής αγωγιμότητας ή υδροπερατότητας) με το συντελεστή στέρειυσης:

- Η έννοια της υδραυλικής αγωγιμότητας αναφέρεται σε στοιχειώδες τμήμα του υδροφόρου και είναι ιδιότητα του μέσου (σε αντίθεση με τη μεταβιβασιμότητα που είναι ιδιότητα του υδροφόρου, Εικ. 14). Ταυτόχρονα, στην κλίμακα παρατήρησης που αναφέρεται ο συντελεστής στέρειυσης (δηλαδή σε ολόκληρο το υδροφόρο σύστημα) η υδραυλική

αγωγιμότητα παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές. Ειδικά δε για τα καρστικά συστήματα, δεν μπορεί να θεωρηθεί ότι υπάρχει αντιπροσωπευτικό στοιχειώδες τμήμα. Άλλωστε, αυτός είναι κι ένας βασικός λόγος για τον οποίο γίνεται προσέγγιση των υδραυλικών χαρακτηριστικών του υδροφόρου μέσω των καμπυλών στείρευσης.



Εικόνα 14: Σχέση υδραυλικής αγωγιμότητας (υδροπερατότητας) και μεταβιβαστικότητας.

- Η σχέση αναλογίας μεταξύ υδραυλικής αγωγιμότητας και συντελεστή στείρευσης δεν αντικατοπτρίζει τις πραγματικές συνθήκες υπόγειας ροής του υδροφόρου, αλλά τον προσομοιώνει με ένα «ισοδύναμο» ομοιογενές και ισότροπο μέσο με ομοιόμορφη υδραυλική αγωγιμότητα. Στην πραγματικότητα, δεν ισχύουν οι όροι του Darcy ούτε για το μέσο ούτε για τη γραμμική ροή, και η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας που μπορεί να υπολογιστεί (αν είναι γνωστά τα υπόλοιπα μεγέθη, δηλαδή διαστάσεις του υδροφόρου, ενεργό πορώδες κ.λπ., πράγμα δύσκολο στην πράξη) πιθανότατα ενσωματώνει και ομογενοποιεί τεράστιες χωρικές μεταβολές της πραγματικής τιμής του k .
- Η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας που μπορεί να υπολογιστεί από σημειακές μετρήσεις και δοκιμές (με περατόμετρα, δοκιμές εισπίεσης κ.λπ.) στο εργαστήριο ή στο πεδίο δεν μπορεί να εφαρμοστεί για όλο τον υδροφόρο στην κλίμακα που περιγράφεται από το συντελεστή στείρευσης. Εξαιρέση αποτελούν οι ιχνηθέτες (tracer tests), που εφαρμόζονται σε αντίστοιχη κλίμακα και ενσωματώνουν όλων των κατηγοριών τις ανισοτροπίες και τις ανομοιογένειες στο υδροφόρο σύστημα, αλλά βέβαια δεν παρέχουν σημειακή πληροφόρηση.
- Η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας που μπορεί να προσδιοριστεί μέσω του συντελεστή στείρευσης δεν έχει «αντίκρουσμα» στις φυσικές συνθήκες, εκτός ίσως από την αδρή εκτίμηση μιας μέσης φαινόμενης ταχύτητας ροής του υπόγειου νερού στο υδροφόρο σύστημα (π.χ. όταν εξετάζεται η εσωτερική τρωτότητα ενός υδροφόρου συστήματος, σε σχέση με την ταχύτητα διασποράς ενός ρύπου).

5. Βιβλιογραφία

- BONACCI, O. (1987). Karst Hydrology, with special reference to the Dinaric karst. *Springer – Verlag*, 184p., Berlin, Heidelberg, New York.
- CASTANY, G. (1967). Introduction a l'étude des courbes de tarissement. *B.R.G.M. Chron. D'Hydrogeol.* No 1, pp. 25-30, Orleans.
- COST action 65 (1995). Hydrogeological aspects of groundwater protection in karstic areas. *Guidelines*, European Commission, Directorate – General Science, Research and Development, 16p.
- FETTER, C. (1999). Contaminant Hydrogeology. 500pp, Prentice Hall, N. Jersey.
- LOWE, D. (1999). Why and how are caves "organized"; Does the past offer a key to the present. *Acta Carsologica*, **v.28/2**, 7, p.121-144, Ljubljana.
- MAILLET, E. (1905). Essais d'hydraulique fluviale. *Herman*, Paris.
- MARINOS, P. (1973). Sur la décroissance du débit des sources. Emploi d'une autre formule de tarissement et de prevision. *Ann. Geol. Pays Helléniques*, **25**, 333-349, Athènes.
- MOCCHIUTI, A. (2001). Contact caves in flysch formations – Friuli region – Northeast Italy. *Acta Carsologica*, **v.30/2**, 10, p.157-164, Ljubljana.
- MILANOVIC, P. (1981). Karst Hydrogeology. *Water Resources Publications*, 434p., Littleton, Colorado, USA.
- ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ, Α. (2001). Σημειώσεις από το Μάθημα Υδρογεωλογία – Υδρογεωτρήσεις. Παν/μιο Αθηνών, Τομ. Δυν., Τεκτ., Εφαρμ. Γεωλογίας.
- ΚΑΛΛΕΡΓΗΣ, Γ. (1999). Εφαρμοσμένη – Περιβαλλοντική Υδρογεωλογία (Δεύτερη Έκδοση), Τόμ. Α, Εκδ. ΤΕΕ, Αθήνα.
- ΚΑΡΟΤΣΙΕΡΗΣ, Ζ., (1981). Γεωλογικές έρευνες στην περιοχή Βυτίνας (Κεντρική Πελοπόννησος). Διδακτορική διατριβή, Εκδόσεις Εργαστηρίου Γεωλ. & Παλαιοντ. Παν/μιου Αθηνών, Σειρά Α, Νο 45, Αθήνα.
- ΜΑΡΙΝΟΣ, Π. (1974). Ασυνήθεις τινες μέθοδοι υπολογισμού ή εκτιμήσεως της υδαταγωγιμότητας Τα και περί μιας νέας μεθόδου βασιζομένης επί μετρήσεων πηγαίων παροχών (πρόδρομος εργασία). *Ann. Geol. Pays Helléniques*, **26**, 367-401, Athènes.
- ΣΤΟΥΡΝΑΡΑΣ, Γ. (2000). Ειδικά Κεφάλαια Γεωλογικών Εφαρμογών – Υδρογεωλογία-Τεχνική Γεωλογία-Περιβαλλοντική Γεωλογία, Τεύχ. Ι. Παν/μιο Αθηνών, Τομ. Δυν., Τεκτ., Εφαρμ. Γεωλογίας.
- ΣΤΟΥΡΝΑΡΑΣ, Γ. (2000). Υπόγεια Υδραυλική Μέρος Ι: Εισαγωγή – Το πορώδες μέσο. Παν/μιο Αθηνών, Τομ. Δυν., Τεκτ., Εφαρμ. Γεωλογίας.