



ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΜΕ ΘΕΜΑ:

ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ
ΥΦΑΛΜΥΡΙΣΗΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ
FEFLOW ΚΑΙ ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΙΚΡΗΣ
ΚΛΙΜΑΚΑΣ

ΜΥΡΤΙΑ ΔΑΣΚΑΛΑΚΗ

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

ΚΑΡΑΤΖΑΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ (Επιβλέπων)
ΝΙΚΟΛΑΪΔΗΣ ΝΙΚΟΛΑΟΣ
ΠΑΡΑΝΥΧΙΑΝΑΚΗΣ ΝΙΚΟΛΑΟΣ

Χανιά, Ιούλιος 2011

ΣΥΝΟΨΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία έχει ως αντικείμενο μελέτης το φαινόμενο της υφαλμύρισης . Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν δύο τρόποι προσέγγισης ο πειραματικός (μέσω μοντέλου μικρής κλίμακας στο εργαστήριο) και ο υπολογιστικός (μέσω του προγράμματος μοντελοποίησης FEFLOW). Σκοπός μας είναι η εξέταση του φαινομένου ποιοτικά όσο και ποσοτικά, εξετάζοντας τις διάφορες παραμέτρους που επιδρούν στο φαινόμενο αυτό. Τα σενάρια που παρουσιάζονται στο κεφάλαιο 5 έχουν ως στόχο την παρουσίαση της επίδρασης κάθε παραμέτρου ξεχωριστά και συνδυαστικά. Παράλληλα παρέχονται στον αναγνώστη βασικές γνώσεις υδρολογίας, υπόγειας υδρολογίας και μοντελοποίησης (γενικές γνώσεις και συγκεκριμένα για το πρόγραμμα FEFLOW) για την ευκολότερη κατανόηση των εννοιών που χρησιμοποιήθηκαν. Αναλυτικότερα, το πρώτο κεφάλαιο αναφέρεται σε βασικές έννοιες υδρολογίας και υφαλμύρισης. Το δεύτερο κεφάλαιο αναφέρεται στην εφαρμοσμένη θεωρία μοντέλων και μοντελοποίησης. Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφεται το εργαστηριακό μοντέλο, ενώ το τέταρτο αναφέρεται στο πρόγραμμα FEFLOW. Στο πέμπτο κεφάλαιο αναλύονται τα σενάρια με διαφορετικές τιμές παραμέτρων. Στο έκτο και έβδομο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την παρούσα διπλωματική εργασία και η βιβλιογραφία.

SYNOPSIS

The present thesis has as an object of study the phenomenon of saltwater intrusion. For this purpose two approaches were used, an experimental approach (with the help of a small scale model) and a computational approach (with the help of the program FEFLOW). Our aim was to examine this phenomenon qualitatively as much as quantitatively, using the different parameters that have an effect in it. The scenarios that are being presented in chapter 5 aim to present the effect of each parameter separately and in combination. At the same time basic knowledge of hydrology, underground hydrology and modeling (general knowledge and concretely for the program FEFLOW) is provided to the reader, for easier comprehension of the concepts used in this work. More analytically, the first chapter describes the basic concepts of hydrology and saltwater intrusion. The second chapter refers to the theory of models and modeling in general. In the third chapter the laboratory model is described, while in the fourth the program FEFLOW is presented. In the fifth chapter scenarios using different values for the parameters that affect the saltwater intrusion phenomenon are presented and discussed. Finally the conclusions drawn from this work are presented in the sixth chapter.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω όσους με βοήθησαν κατά τη σύνταξη αυτής της εργασίας και συγκεκριμένα τον Καθηγητή και επιβλέποντα της παρούσης εργασίας Γιώργο Καρατζά, τη μεταδιδακτορική ερευνήτρια Δρ.Ζωή Δόκου και τον υπεύθυνο του εργαστηρίου Γεωπεριβαλλοντικής Μηχανικής κ.Μανώλη Βαρουχάκη.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΘΕΩΡΙΑΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ	8
1.1 Η επιστήμη της Υδρολογίας – Ο υδρολογικός κύκλος	8
1.2 Το νερό του υπεδάφους στον υδρολογικό κύκλο	11
1.3 Υδατικός Προϋπολογισμός – Ισοζύγια Μάζας	12
1.4 ΒΑΣΙΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΥΔΑΤΩΝ	13
Εξάτμιση ,E.....	13
Αναπνοή , T	13
Εξατμισοδιαπνοή, ET.....	14
Βροχόπτωση - Κατακρήμνιση, P	14
1.5 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ	14
Ακόρεστη ζώνη.....	14
Κορεσμένη ζώνη.....	15
Ελεύθερος Υδροφορέας	15
Περιορισμένος Υδροφορέας	15
1.6 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ	16
Πορώδες.....	16
Ενεργό πορώδες	17
Ειδική Συγκράτηση	17
Υδραυλική αγωγιμότητα – Νόμος του Darcy.....	17
Ταχύτητα Διήθησης	18
Κριτήριο χρήσης του νόμου του Darcy - Ο αριθμός του Reynold	18
Υδραυλική Αγωγιμότητα και Ειδική Διαπερατότητα.....	19
Μεταβιβασιμότητα.....	20
Ικανότητα Αποθήκευσης του Ύδατος.....	21
1.7 ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΠΟΥ ΣΥΜΒΑΙΝΟΥΝ ΣΤΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ	22
Μεταφορά λόγω διαφοράς συγκεντρώσεων - διάχυση.....	22
Συμμεταφορά.....	23
Μηχανική διασπορά	23
Συντελεστής επιμήκους μηχανικής διασποράς.....	24
Συντελεστής εγκάρσιας μηχανικής διασποράς	24

Υδροδυναμική Διασπορά	24
Συντελεστής Υδροδυναμικής Διασποράς.....	24
Διάχυση και Διασπορά - Ο αριθμός του Peclet	25
1.8 ΥΦΑΛΜΥΡΙΣΗ ΣΤΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ	25
Θεώρηση διεπιφάνειας πεπερασμένου πάχους.....	26
Θεώρηση απότομης διεπιφάνειας.....	26
Εξίσωση Ghyben-Herzberg για την σχέση μεταξύ γλυκού και αλμυρού νερού ...	27
Σχήμα της διεπιφάνειας γλυκού – αλμυρού νερού	29
Δομή της διεπιφάνειας γλυκού – αλμυρού ύδατος	30
Θεώρηση μεταβλητής πυκνότητας.....	31
Έλεγχος της εισροής θαλασσινού νερού.....	32
1.9 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΡΟΗΣ	33
Περιορισμένος Υδροφορέας – Μόνιμη Ροή μιας κατεύθυνσης	36
Ελεύθερος Υδροφορέας – Μόνιμη Ροή μιας Κατεύθυνσης	36
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	38
2.1 ΤΙ ΕΙΝΑΙ ΜΟΝΤΕΛΟ.....	38
2.2 ΧΡΗΣΗ ΚΑΙ ΧΡΗΣΙΜΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ	38
2.3 ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΚΑΤΑΣΚΕΥΗΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	38
2.4 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ	40
Κύριες Εξισώσεις	40
Εξίσωση Boussinesq	41
Αριθμητικές Μέθοδοι	43
2.5 ΤΟ ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ	44
Κατασκευάζοντας το θεωρητικό μοντέλο	44
2.6 ΚΑΤΑΤΑΞΗ ΜΟΝΤΕΛΩΝ	45
Δισδιάστατα επιφανειακά μοντέλα - Περιορισμένοι υδροφορείς	46
Δισδιάστατα επιφανειακά μοντέλα - Περιορισμένοι υδροφορείς με διαρροή	46
Δισδιάστατα επιφανειακά μοντέλα -Ελεύθεροι υδροφορείς	47
Δισδιάστατα επιφανειακά μοντέλα - Μεικτοί υδροφορείς	47
Ημι-τριδιάστατα μοντέλα	47

Δισδιάστατα profile και τρισδιάστατα μοντέλα	48
2.7 ΣΧΕΔΙΑΖΟΝΤΑΣ ΤΟ ΠΛΕΓΜΑ	48
Πλέγματα Πεπερασμένων Διαφορών	49
Πλέγματα Πεπερασμένων Στοιχείων	50
2.8 ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ	52
Συνθήκη πρώτου είδους	52
Συνθήκη δεύτερου είδους	52
Συνθήκη τρίτου είδους	52
Προσομοίωση ορίων	54
Προσομοίωση ορίων - Καθορισμένο Υδραυλικό Ύψος	54
Προσομοίωση ορίων - Καθορισμένη ροή	54
Προσομοίωση ορίων - Όρια μηδενικής ροής	55
Προσομοίωση ορίων - Ροή εξαρτώμενη από το υδραυλικό ύψος	55
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΤΟ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ	56
3.1 Περιγραφή πειραματικού μοντέλου	56
3.2 Μέτρηση Υδραυλικής Αγωγιμότητας στο πειραματικό μοντέλο	58
Υπολογισμός της πυκνότητας των διαλυμάτων	59
Υπολογισμός του ρυθμού εκροής	59
Υπολογισμός του ρυθμού ροής q	59
Υπολογισμός της επιφάνειας του μοντέλου	59
Υπολογισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας	60
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4	61
4.1 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ FEFLOW	61
Τα κύρια χαρακτηριστικά του FEFLOW	61
Χρήση του FEFLOW	61
4.2 Θεμελιώδεις εξισώσεις στο πρόγραμμα FEFLOW	61
4.3 Εισαγωγή οριακών συνθηκών για προβλήματα εξαρτημένα από την πυκνότητα	62
4.4 Η ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΣΤΟ FEFLOW	63
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 - ΣΕΝΑΡΙΑ	66
ΣΕΝΑΡΙΟ 1	67

ΣΕΝΑΡΙΟ 2	69
ΣΕΝΑΡΙΟ 3	70
ΣΕΝΑΡΙΟ 4	72
ΣΕΝΑΡΙΟ 5	74
ΣΕΝΑΡΙΟ 6	76
ΣΕΝΑΡΙΟ 7	77
ΣΕΝΑΡΙΟ 8	79
ΣΕΝΑΡΙΟ 9	81
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 - Συμπεράσματα	85
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	87

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΘΕΩΡΙΑΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ

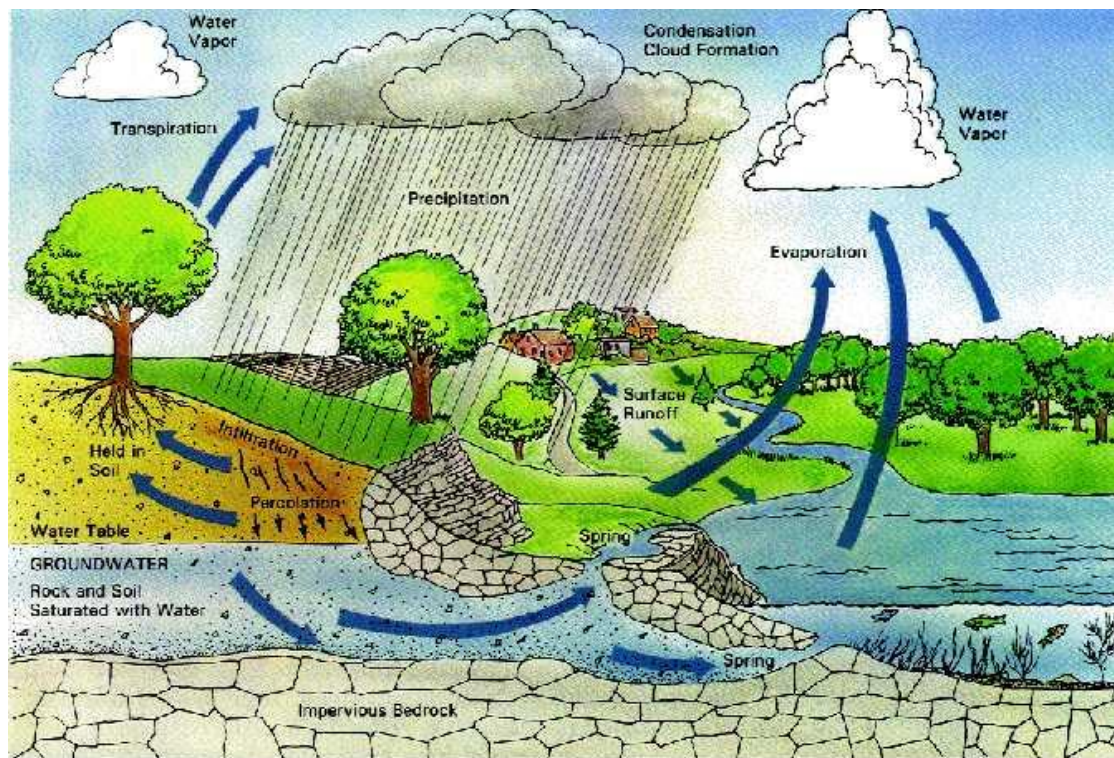
1.1 Η επιστήμη της Υδρολογίας – Ο υδρολογικός κύκλος

Η υπόγεια υδρολογία μπορεί να οριστεί ως η επιστήμη που ασχολείται με την εμφάνιση, διανομή και κίνηση του νερού κάτω από την επιφάνεια της γης. Η χρήση των υπογείων υδάτων χρονολογείται από πολύ παλιά, παρόλο που η κατανόηση της εμφάνισης και της κίνησης του νερού ως μέρος του υδρολογικού κύκλου είναι πρόσφατη.

Το Εθνικό Συμβούλιο Έρευνας των Ηνωμένων Εθνών (U.S. National Research Council) παρουσίασε (1991) το παρακάτω ορισμό για την υδρολογία :

Υδρολογία είναι η επιστήμη που ασχολείται με τα ύδατα της γης, την εμφάνιση, κυκλοφορία, κατανομή τους, τις χημικές και φυσικές ιδιότητες τους και τις αντιδράσεις τους με το περιβάλλον, συμπεριλαμβανομένης της σχέσης τους με έμβια όντα. Ο τομέας της υδρολογίας περιλαμβάνει ολόκληρη την ιστορία του νερού στη γη.

Η υδρολογία εστιάζει κυρίως στον υδρολογικό κύκλο που αποτελείται από τις διεργασίες που παρουσιάζονται στο σχήμα (1.1.1). Το νερό εξατμίζεται από τους ωκεανούς και εδαφικές επιφάνειες για να γίνει υδρατμός που μεταφέρεται στο πλανήτη μέσω της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας. Οι υδρατμοί συμπυκνώνονται και πέφτουν μέσω βροχόπτωσης στη στεριά και στους ωκεανούς. Το νερό από βροχόπτωση μπορεί να συγκρατηθεί από τη βλάστηση, να γίνει χερσαία ροή στην επιφάνεια της γης, να διεισδύσει στο έδαφος, να ενωθεί με τα υπεδάφια ύδατα, ή να αποβληθεί σαν επιφανειακή απορροή. Η εξάτμιση από το έδαφος περιλαμβάνει την εξάτμιση κατευθείαν από το χώμα και την βλάστηση, και την διαπνοή από τα φύλλα των φυτών. Μαζί αυτές οι διεργασίες ονομάζονται εξατμισοδιαπνοή. Το νερό που έχει διεισδύσει στο έδαφος μπορεί να διηθηθεί βαθύτερα για να τροφοδοτήσει τα υπόγεια ύδατα και αργότερα να μεταφερθεί στα επιφανειακά νερά.



Σχήμα 1.1.1 Ο υδρολογικός κύκλος (πηγή <http://www.ideo.columbia.edu>)

Ένα υδρολογικό σύστημα μπορεί να περιγραφεί σαν μία κατασκευή στο χώρο, που περιβάλλεται από ένα όριο που δέχεται εισροές νερού ή/και άλλου είδους, αντιδράει με αυτές και παράγει εκροές. Η κατασκευή αυτή είναι το σύνολο των μονοπατιών ροής (flow paths) μέσα από τα οποία μπορεί να περάσει νερό. Το όριο είναι μία συνεχής επιφάνεια τριών διαστάσεων που περικλείει το σύστημα. Τα αντιδρώντα μέσα (working mediums) εισρέουν στο σύστημα, αλληλεπιδρούν με αυτό και αφήνουν ένα αποτέλεσμα. Φυσικές, χημικές και βιολογικές διαδικασίες επιδρούν στα αντιδρώντα μέσα, μέσα στο σύστημα. Τα πιο κοινά αντιδρώντα μέσα που σχετίζονται με την υδρολογική ανάλυση είναι το νερό, ο αέρας και η θερμική ενέργεια.

Ο υδρολογικός κύκλος στο πλανήτη γη μπορεί να αναπαρασταθεί ως ένα σύστημα που περιέχει τρία υποσυστήματα : το ατμοσφαιρικό υδρολογικό σύστημα (atmospheric water system), το επιφανειακό υδρολογικό σύστημα (surface water system) και το υπεδάφιο υδρολογικό σύστημα (subsurface water system). [Todd και Mays, 2005]

1.2 Το νερό του υπεδάφους στον υδρολογικό κύκλο

Το υπόγειο νερό αποτελεί ένα μέρος του υδρολογικού κυκλοφοριακού συστήματος της γης, γνωστό ως υδρολογικός κύκλος. Οι σχηματισμοί που περιέχουν νερό λειτουργούν ως αγωγοί για την κυκλοφορία του νερού αλλά και ως δεξαμενές για την αποθήκευσή του. Το νερό εισρέει σε αυτούς τους σχηματισμούς από την επιφάνεια, είτε από το έδαφος είτε από επιφανειακά σώματα νερού. Έπειτα το νερό ταξιδεύει αργά για κάποια απόσταση μέχρι που επιστρέφει στην επιφάνεια μέσω φυσικής ροής, μέσω της δράσης των φυτών ή μέσω ανθρωπίνων δραστηριοτήτων. Η αποθηκευτική δυνατότητα των υπογείων δεξαμενών σε συνδυασμό με τους μικρούς ρυθμούς ροής, παρέχουν μεγάλες εκτενώς κατανεμημένες ποσότητες νερού. Το υπόγειο νερό που αναδύεται και προστίθεται επιφανειακά κανάλια βοηθά στην διατήρηση της ροής, όταν η επιφανειακή απορροή είναι χαμηλή ή δεν υφίσταται. Παρομοίως, το νερό που αντλείται από πηγάδια μπορεί να είναι η μόνη πηγή νερού σε πολλές περιοχές για μερικές περιόδους του χρόνου.

Ουσιαστικά όλο το υπόγειο νερό προέρχεται από το επιφανειακό νερό. Βασικές πηγές φυσικής φόρτισης είναι η βροχόπτωση, η επιφανειακή ροή, οι λίμνες και οι δεξαμενές. Άλλες φορτίσεις, μπορεί να προέρχονται από υπερβολική άρδευση, διήθηση από κανάλια και νερό που διοχετεύεται σκόπιμα για την αύξηση των υπογείων αποθεμάτων. Ακόμη και το θαλασσινό νερό μπορεί να εισέλθει υπογείως κατά μήκος των ακτών, όπου η υδραυλική κλίση το επιτρέπει. Το νερό που βρίσκεται στο έδαφος κινείται προς τα κάτω, εξαιτίας της επίδρασης της βαρύτητας ενώ στην κορεσμένη ζώνη κινείται σε κατεύθυνση που καθορίζεται από τις υδραυλικές συνθήκες.

Φυσική εκροή υπογείου νερού εμφανίζεται συνήθως ως ροή σε επιφανειακά σώματα νερού όπως λίμνες, ρυάκια και ωκεανοί. Το νερό που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια μπορεί να επιστρέψει κατευθείαν στην ατμόσφαιρα μέσω εξάτμισης από το χώμα και διαπνοής από τη βλάστηση. Η άντληση από πηγάδια είναι ο κύριος τρόπος τεχνητής εκροής (artificial discharge) υπογείου νερού.

Μέσα στις υπόγειες δεξαμενές υπάρχει κίνηση και αποθήκευση νερού. Κάτω από κανονικές συνθήκες ο χρόνος που ένα μόριο νερού ταξιδεύει, ποικίλει από λιγότερο από μία μέρα μέχρι και παραπάνω από ένα εκατομμύριο χρόνια. Η ηλικία του νερού ποικίλει επίσης ανάλογα.

Το νερό που αποσύρεται από ένα υπόγειο σύστημα, προέρχεται αρχικά από κάποιο απόθεμα. Οι επιδράσεις της απόσυρσης νερού διαδίδονται σε όλο το σύστημα, με την πάροδο του χρόνου, καθώς τα υδραυλικά ύψη μειώνονται σε μεγαλύτερες αποστάσεις από το σημείο άντλησης. Τελικά η επίδραση της άντλησης φτάνει σε κάποιο όριο, όπως ένα ρυάκι. Στο ρυάκι θα υπάρχει για το σύστημα υπογείου νερού προσθήκη ή αφαίρεση νερού.

Συνήθως, το μεγαλύτερο μέρος του νερού από βροχόπτωση που διεισδύει στο έδαφος δεν γίνεται επαναφόρτιση, αλλά αποθηκεύεται στην εδαφική ζώνη και επιστρέφει τελικά στην ατμόσφαιρα με εξάτμιση ή διαπνοή. Το ποσοστό της βροχόπτωσης που διηθείται άμεσα ποικίλει και εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως το βάθος του υδροφόρου ορίζοντα, τις ιδιότητες των επιφανειακών εδαφών, τις ιδιότητες των υδροφορέων και πολλούς άλλους.

Η αλληλεπίδραση των επιφανειακών και υπόγειων συστημάτων εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως η σχετική θέση μεταξύ τους, τα χαρακτηριστικά του επιφανειακού συστήματος και το κλίμα της περιοχής. Η ανταλλαγή νερού μπορεί να προέλθει από κατάντη κίνηση νερού μέσα και έξω από τον πυθμένα των ποταμών και όχθες. Άλλες ανταλλαγές νερού είναι αποτέλεσμα παλιρροιών, τη δράση των κυμάτων και τη πλήρωση ή αποστράγγιση δεξαμενών. [Todd και Mays, 2005]

1.3 Υδατικός Προϋπολογισμός – Ισοζύγια Μάζας

Ένα υδρολογικό ισοζύγιο είναι μία μέτρηση της συνέχειας της ροής του νερού, που ισχύει για κάθε χρονικό διάστημα και μπορεί να εφαρμοστεί σε περιοχές οποιουδήποτε μεγέθους. Η εξίσωση είναι χρονικά εξαρτημένη. Συνήθως θεωρούμε ένα ανοιχτό σύστημα, στο οποίο ο προσδιορισμός των ποσοτήτων γίνεται μέσω ενός ισοζυγίου μάζας, όπου η αλλαγή στην αποθήκευση ισούται με τις εισροές μείον της εκροές στο σύστημα. Μαθηματικά στη πιο απλή μορφή του γράφεται ως :

Εισροές – Εκροές = $\pm$ Αλλαγές στην αποθήκευση

Αν θεωρήσουμε ένα υδρολογικό σύστημα, για παράδειγμα μία λίμνη, έχει έναν συγκεκριμένο όγκο νερού σε μία συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Υπάρχουν κάποιες εισροές που προσθέτουν νερό στο σύστημα : βροχόπτωση που πέφτει στην επιφάνεια της λίμνης, ρυάκια και υπόγεια ύδατα που εισρέουν στη λίμνη, και επιφανειακή απορροή από κοντινές εδαφικές επιφάνειες. Νερό επίσης εκρέει από τη λίμνη μέσω της εξάτμισης, της αναπνοής από υδατικά φυτά, ρυάκια που εκρέουν από τη λίμνη και υπόγεια απορροή από το πυθμένα της λίμνης. Αν, για μία συγκεκριμένη χρονική περίοδο, οι συνολικές εισροές είναι μεγαλύτερες από τις εκροές, η στάθμη της λίμνης θα ανέβει, καθώς θα υπάρχει συσώρευση νερού. Αν οι εκροές υπερβούν τις εκροές, για συγκεκριμένη χρονική περίοδο, η στάθμη της λίμνης θα μειωθεί. Οποιαδήποτε αλλαγή στους ρυθμούς εισροής ή εκροής στη λίμνη θα έχουν ως αποτέλεσμα την αλλαγή του συνολικού όγκου νερού που βρίσκεται αποθηκευμένο στο σύστημα. [Todd και Mays, 2005], [Fetter, 1988]

Τα υδρολογικά ισοζύγια μπορούν να χρησιμοποιηθούν για πολλών ειδών μελέτες που σχετίζονται με τα υπόγεια ύδατα όπως :

- Για την εκτίμηση της υπόγεια ανταλλαγής (groundwater exchange) με λίμνες
- Για την εκτίμηση επιφανειακού νερού και την υπόγεια αλληλεπίδραση
- Για τον υπολογισμό επαναφόρτισης με δεδομένα πηγαδιών άντλησης και υδρογραφήμάτων. [Todd και Mays, 2005]

1.4 ΒΑΣΙΚΕΣ ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΥΔΑΤΩΝ

Εξάτμιση, E

Τα μόρια του νερού εναλλάσσονται συνεχώς από την υγρή στην αέρια μορφή και αντίστροφα. Όταν τα μόρια του νερού που περνάνε στην αέρια κατάσταση είναι περισσότερα από αυτά που υγροποιούνται, το αποτέλεσμα λέγεται εξάτμιση. Η εξάτμιση αυτή διαρκεί έως ότου ο αέρας γίνει κορεσμένος σε υγρασία.

Η εξάτμιση νερού λαμβάνει χώρα από ελεύθερες υδάτινες επιφάνειες όπως λίμνες, δεξαμενές νερού, ποτάμια κ.τ.λ. Ο ρυθμός εξάτμισης εξαρτάται από την θερμοκρασία του νερού και τη θερμοκρασία και απόλυτη υγρασία του στρώματος αέρα που είναι ακριβώς επάνω από την ελεύθερη επιφάνεια του νερού. Η ηλιακή ακτινοβολία είναι η δρώσα δύναμη στο φαινόμενο της εξάτμισης, καθώς θερμαίνει το νερό και τον αέρα. Ο ρυθμός εξάτμισης σχετίζεται επίσης με τον άνεμο κυρίως πάνω από τη στεριά. [Fetter, 1988]

Αναπνοή, T

Η εξάτμιση από ελεύθερες υδάτινες επιφάνειες είναι μόνο ένα μέρος του μηχανισμού μαζικής μεταφοράς νερού στην ατμόσφαιρα. Τα φυτά συνεχώς αντλούν νερό από το έδαφος και το διοχετεύουν στην ατμόσφαιρα μέσω μιας διαδικασίας που λέγεται αναπνοή.

Το νερό αντλείται στα ριζώματα των φυτών μέσω της οσμωτικής πίεσης και μεταφέρεται κατά μήκος του φυτού και στα φύλλα. Το νερό περνάει σαν αέριο μέσω ανοιγμάτων στην επιφάνεια των φύλλων που ονομάζονται στόματα.

Η διαδικασία της αναπνοής είναι υπεύθυνη για τις μεγαλύτερες απώλειες ύδατος σε αέρια μορφή, όσον αφορά μία κυρίως εδαφική περιοχή. [Fetter, 1988]

Εξατμισοδιαπνοή, ET

Σε συνθήκες πεδίου είναι δύσκολο να διαχωριστούν οι διαδικασίες της εξάτμισης και της αναπνοής. Εξάλλου το ενδιαφέρον επικεντρώνεται συνήθως στις συνολικές απώλειες νερού, ενώ αν οι απώλειες οφείλονται σε εξάτμιση ή αναπνοή είναι μικρής σημασίας. Οι διαδικασίες της εξάτμισης και της αναπνοής ονομάζονται συνδυαστικά εξατμισοδιαπνοή. [Fetter, 1988]

Βροχόπτωση - Κατακρήμνιση, P

Η διαδικασία κατά την οποία η ατμοσφαιρική υγρασία πέφτει στο έδαφος ή σε υδατικές επιφάνειες σε μορφή βροχής, χιονιού, χαλαζιού κ.α.

Για να λάβει χώρα το φαινόμενο της βροχόπτωσης πρέπει να ικανοποιούνται κάποιες προϋποθέσεις:

- 1) Η αέρια μάζα που περιέχει υδρατμούς πρέπει να ψυχτεί στο σημείο υγροποίησης
- 2) Πρέπει να είναι παρόντα συγκεκριμένα στοιχεία μετάλλων και αλάτων, που εξυπηρετούν σαν πυρήνες υγροποίησης
- 3) Τα σταγονίδια πρέπει να συγχωνευτούν για να σχηματίσουν πυρήνες υγροποίησης
- 4) Οι σταγόνες πρέπει να είναι κατάλληλου μεγέθους έτσι ώστε να μην εξατμιστούν πριν φτάσουν στο έδαφος [Fetter, 1988]

1.5 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑΣ

Υπόγειος υδροφορέας είναι ένας ή περισσότεροι σχηματισμοί που περιέχουν αρκετό κορεσμένο διαπερατό υλικό για να παρέχουν σημαντικές ποσότητες νερού σε πηγάδια και πηγές (Lohman, 1972). Ένας υπόγειος υδροφορέας χωρίζεται στην ακόρεστη και στην κορεσμένη ζώνη.

Ακόρεστη ζώνη ή μη κορεσμένη ζώνη:

Ακόρεστη ονομάζεται η ζώνη εκείνη του υπεδάφους όπου οι πόροι καταλαμβάνονται και από αέρα και από νερό. Η πίεση μέσα στους πόρους είναι μικρότερη της ατμοσφαιρικής. Εδώ διακρίνουμε δύο άλλες υποζώνες : την ζώνη του εδαφικού ύδατος και τη ζώνη των τριχοειδών φαινομένων. Η πρώτη φτάνει μέχρι την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το τέλος του ριζικού συστήματος των φυτών. Η δεύτερη εκτείνεται από τον υδροφόρο ορίζοντα μέχρι εκεί που παρατηρούνται τα τριχοειδή φαινόμενα. [Κανελλόπουλος, 2003]

Κορεσμένη ζώνη :

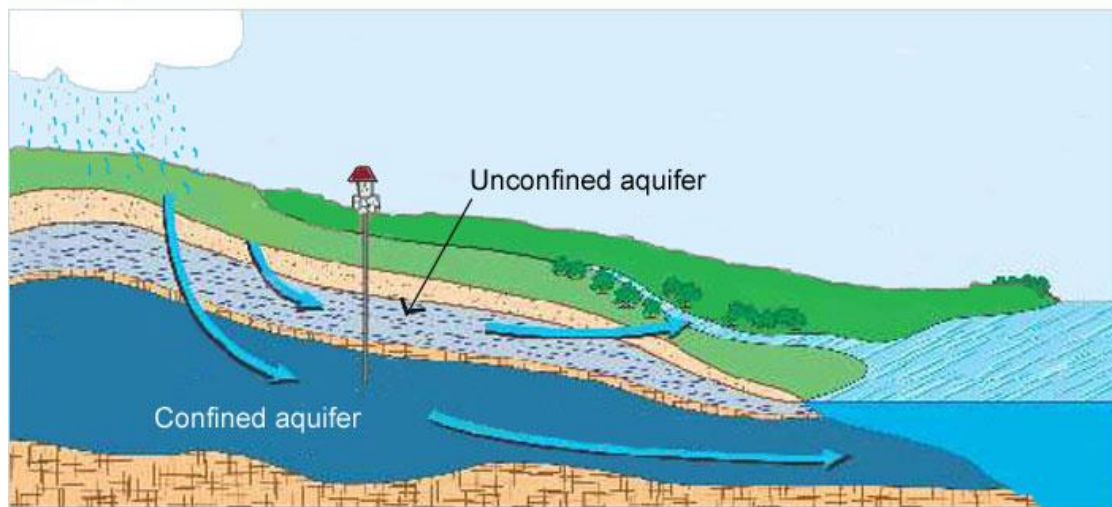
Κορεσμένη ονομάζεται η ζώνη που οι πόροι καταλαμβάνονται εξ'ολοκλήρου από νερό. Επίσης βρίσκονται κάτω από υδροστατική πίεση. Το άνω όριο της κορεσμένης ζώνης είναι ο υδροφόρος ορίζοντας με την πίεση ίση με την ατμοσφαιρική. Ο υδροφόρος ορίζοντας αποτελεί και το όριο μεταξύ κορεσμένης και ακόρεστης ζώνης. [Κανελλόπουλος, 2003]

Υδροφορέας

Ένας υδροφορέας είναι μια γεωλογική μονάδα που μπορεί να αποθηκεύσει και να μεταφέρει νερό σε ρυθμούς αρκετά υψηλούς για να προμηθεύει νερό σε πηγές-πηγάδια.

Οι υδροφορείς μπορεί να βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, με συνεχή στρώματα υλικών υψηλής διαπερατότητας, εκτεινόμενα από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι την βάση του υδροφορέα. Ένας τέτοιος υδροφορέας ονομάζεται **ελεύθερος ή μη περιορισμένος** (σχήμα 1.5.1). Η επαναφόρτιση του υδροφορέα μπορεί να γίνει μέσω διήθησης στην ακόρεστη ζώνη ή μέσω υπόγειας ροής από παρακείμενα στρώματα νερού.

Οι υδροφορείς που βρίσκονται ενδιάμεσα περιοριστικών στρωμάτων, λέγονται **περιορισμένοι ή αρτεσιανοί** (σχήμα 1.5.1) υδροφορείς. Η επαναφόρτιση στους περιορισμένους υδροφορείς μπορεί να γίνει μέσω διαρροής από ένα περιοριστικό στρώμα. Το νερό που περιέχεται σε υδροφορείς αυτού του είδους βρίσκεται υπό πίεση σε αντίθεση με τους ελεύθερους υδροφορείς. Η ποτενσιομετρική επιφάνεια ενός περιορισμένου υδροφορέα είναι η επιφάνεια που αντιπροσωπεύει το επίπεδο στο οποίο θα ανέβει το νερό ενός πηγαδιού που είναι συνδεδεμένο με τον υδροφορέα. [Κανελλόπουλος, 2003]



Σχήμα 1.5.1 Σχηματική αναπαράσταση περιορισμένου και ελεύθερου υδροφορέα (πηγή : <http://www.learner.org>)

1.6 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΥΔΡΟΦΟΡΕΩΝ

Πορώδες

Κατά τον σχηματισμό τους, κάποια πετρώματα περιέχουν κενούς πόρους, ενώ άλλα όχι. Τα πετρώματα που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια της γης δεν είναι εντελώς στερεά (solid). Οι φυσικές και χημικές διαδικασίες που υπόκεινται τα πετρώματα, τα αποσυνθέτουν δημιουργώντας κενά. Επίσης μικρές κινήσεις των πετρωμάτων μπορούν να οδηγήσουν στο ίδιο αποτέλεσμα. Τα ρήγματα και οι κενοί πόροι που εμφανίζονται στα πετρώματα έχουν μεγάλη σημασία στην υδρογεωλογία, καθώς εκεί εμφανίζονται ποσότητες νερού στα κενά ή σε μορφή υγρασίας.

Ως πορώδες ορίζεται το ποσοστό του πετρώματος ή εδάφους που είναι κενό. Μαθηματικά εκφράζεται ως:

$$n = \frac{100V_v}{V}$$

Όπου: n : το πορώδες (ποσοστιαία)

V_v : ο όγκος που καταλαμβάνουν οι κενοί πόροι

V : ο όγκος που καταλαμβάνει το υλικό (πέτρωμα ή έδαφος)

Παράγοντες που επηρεάζουν το πορώδες:

1) Διάταξη των κόκκων (κυβική ή ρομβοειδής διάταξη)

2) Κοκκομετρική σύνθεση

Αν ένα έδαφος περιέχει ένα μείγμα κόκκων διαφορετικών μεγεθών, το πορώδες θα μειωθεί, καθώς τα μικρότερα μόρια θα καλύψουν τα κενά που δημιουργούνται από τα μεγαλύτερα. Όσο μεγαλύτερη η γκάμα μεγεθών των κόκκων που περιέχονται στο υλικό, τόσο μικρότερο το πορώδες που προκύπτει.

3) Σχήμα και προσανατολισμός των κόκκων

Οι σφαιρικοί κόκκοι κατανέμονται πιο πυκνά μεταξύ τους σε σχέση με κόκκους άλλου σχήματος, οδηγώντας σε μικρότερο πορώδες. Ακόμη ο προσανατολισμός με τον οποίο κατανέμονται οι κόκκοι στο έδαφος έχει σημασία, όταν οι κόκκοι δεν είναι σφαιρικοί. [Fetter, 1988]

Ενεργό πορώδες:

Τα υγρά που ρέουν σε ένα πέτρωμα ή έδαφος δεν χρησιμοποιούν όλο τον όγκο των κενών πόρων, καθώς μπορεί να υπάρχουν πόροι που δε συμπίπτουν με τη διαδρομή που ακολουθούν, ή αδιέξοδοι πόροι. Το ενεργό πορώδες είναι το πορώδες που είναι διαθέσιμο για τη ροή του υγρού και ορίζεται ως:

$$n_e = n \times e_{rf}$$

Όπου: n : πορώδες του υλικού

e_{rf} : το ποσοστό του πορώδους που είναι διαθέσιμο για ροή προς το ολικό πορώδες [Fetter, 1988]

Ειδική Συγκράτηση

Υπολογίζεται με την αφαίρεση του ενεργού πορώδους από το πορώδες.

$$S_r = n - n_e \quad (1.6.3)$$

[Fetter, 1988]

Νόμος του Darcy

Ο νόμος του Darcy είναι μια θεμελιώδης εξίσωση στην υπόγεια και όχι μόνο υδρολογία. Αναπτύχθηκε από τον Henry Darcy ο οποίος βασίστηκε σε πειράματα για ροή ύδατος μέσω στρώματος άμμου.

Ο ρυθμός ροής (Q/A) διαμέσου πορώδους μέσου είναι ανάλογος των απωλειών φορτίου, ανάλογος ενός συντελεστή K που χαρακτηρίζει το πορώδες υλικό και αντιστρόφως ανάλογος του μήκους πορείας της ροής.

Μαθηματική Έκφραση του νόμου του Darcy :

$$\frac{Q}{A} = -K \frac{\Delta h}{L} \quad (1.6.4)$$

$$q = -K \frac{\Delta h}{L} \quad (1.6.4)$$

Όπου Q : είναι η παροχή (L^3/T)

A : είναι η επιφάνεια (L^2)

K : είναι η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)

Δh : είναι η απώλεια φορτίου που εκφράζεται ως ($p_1/\gamma + z_1$) – ($p_2/\gamma + z_2$) (L)

L : είναι το μήκος της στήλης (L)

q : είναι η ταχύτητα του Darcy ή ειδική παροχή (L/T) [Delleur, 1999]

Ταχύτητα Διήθησης

Ο ρυθμός ροής του νερού ανά μονάδα επιφάνειας ενός πορώδους υλικού (λαμβάνονται υπόψη οι πόροι και το στερεό υλικό αντίθετα από τον νόμο του Darcy).

$$q_p = \frac{Q}{nA} = \frac{q}{n} = -\frac{K}{n} \frac{dh}{dL} \quad (1.6.5)$$

Όπου : q_p : είναι η ταχύτητα διήθησης (L/T)

Q : είναι ο ρυθμός παροχής (L^3/T)

A : είναι η επιφάνεια (L^2)

n : είναι το πορώδες

q : είναι η ταχύτητα του Darcy ή ειδική παροχή (L/T)

K : η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)

dh : είναι η απώλεια φορτίου (L)

dL : είναι το μήκος της στήλης (L) [Todd και Mays, 2005]

Κριτήριο χρήσης του νόμου του Darcy :

Για την χρήση του Νόμου του Darcy είναι σημαντικό να γνωρίζουμε πότε θεωρείται αποδεκτός. Ο αριθμός του Reynold είναι ένας αδιάστατος αριθμός που συγκρίνει δυνάμεις αδράνειας (inertial forces) και δυνάμεις ιξώδους (viscous forces) και λειτουργεί σαν ένα κριτήριο για τη διάκριση μεταξύ στρωτής και τυρβώδους ροής.

Έτσι ο αριθμός του Reynolds χρησιμοποιείται για να καθοριστεί ποιες μορφές ροής μπορεί να περιγραφούν με το νόμο του Darcy.

Ο αριθμός Reynolds εκφράζεται από τη σχέση :

$$N_R = \frac{\rho v D}{\mu} \quad (1.6.6)$$

Όπου: ρ = η πυκνότητα του υγρού,

v = η ταχύτητα

D = η διάμετρος (του σωλήνα)

μ = δυναμικό ιξώδες του υγρού

Ο νόμος του Darcy θεωρείται ότι ισχύει για Reynolds numbers, μέχρι $Re < 1$. Ωστόσο μπορεί να χρησιμοποιηθεί μέχρι και $Re = 10$ χωρίς σοβαρό σφάλμα .

Στην περίπτωση των υπογείων υδάτων η ροή συμβαίνει με $Re < 1$, πράγμα το οποίο εξασφαλίζει την χρήση του νόμου του Darcy χωρίς καμία προϋπόθεση. Εξαίρεση αποτελούν οι περιπτώσεις όπου έχουμε μεγάλη υδραυλική κλίση, (π.χ. κοντά σε ένα φρέαρ άντλησης) ή έχουμε τυρβώδη ροή (π.χ. για στρώματα βασάλτη ή ασβεστόλιθου με μεγάλα ανοίγματα). [Todd και Mays, 2005], [Καρατζάς, 2002]

Υδραυλική Αγωγιμότητα και Ειδική Διαπερατότητα (intrinsic permeability)

Η ειδική διαπερατότητα είναι ένα μέτρο της σχετικής ευκολίας με την οποία ένα πορώδες υλικό μεταφέρει ένα υγρό και είναι μία ιδιότητα μόνο του υλικού. (Lohman κ.α. 1972)

Η Ειδική Διαπερατότητα ορίζεται ως:

$$k = \frac{K\mu}{\rho g} \quad (1.6.7)$$

Όπου K = η υδραυλική αγωγιμότητα

μ = δυναμικό ιξώδες

ρ = η πυκνότητα του υγρού

g = η επιτάχυνση της βαρύτητας

Εισάγοντας την παραπάνω εξίσωση στο νόμο του Darcy παράγεται η εξίσωση 1.6.8:

$$k = \frac{\mu v}{\rho g \left(\frac{dh}{dl} \right)} \quad (1.6.8)$$

Που μετρίεται σε m^2 δηλαδή μονάδες εμβαδού.

Για πρακτικούς λόγους στο πεδίο της υπόγειας υδρολογίας, όπου το νερό είναι το κυρίαρχο υγρό προς μελέτη, γίνεται χρήση της υδραυλικής αγωγιμότητας που εμπεριέχει τις ιδιότητες του υπογείου νερού. Ένα εδαφικό μέσο έχει μοναδιαία υδραυλική αγωγιμότητα, αν μεταφέρει σε μοναδιαίο χρόνο, μοναδιαίο όγκο υπογείου νερού στο υπάρχων κινηματικό ιξώδες, μέσω μοναδιαίου εμβαδού, σε σωστή γωνία σε σχέση με την κατεύθυνση ροής και κάτω από μοναδιαία υδραυλική κλίση.

$$K = -\frac{v}{dh/dl} = -\frac{m/day}{m/m} = m/day \quad (1.6.9)$$

Που υποδεικνύει ότι η υδραυλική αγωγιμότητα έχει μονάδες ταχύτητας. [Todd και Mays, 2005], [Καρατζάς, 2002]

Μεταβιβασιμότητα

Παρόλο που είναι συνήθης η υιοθέτηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά τη μελέτη και περιγραφή των υδραυλικών ιδιοτήτων ενός πορώδους μέσου, είναι προτιμότερη η χρήση του όρου μεταβιβασιμότητα για την περιγραφή της ευκολίας με την οποία το νερό κινείται μέσω ενός μεγάλου πορώδους σώματος όπως ένας οριζόντιος στρωματοποιημένος υδροφορέας. Η μεταβιβασιμότητα, T , ισούται με την υδραυλική αγωγιμότητα επί το κορεσμένο πάχος του υδροφορέα :

$$T = Kb \text{ [Delleur, 1999]}$$

Για ένα υδροφορέα με πολλαπλά στρώματα, η συνολική μεταβιβασιμότητα είναι το σύνολο της μεταβιβασιμότητας για κάθε στρώμα :

$$T = \sum_{i=1}^n T_i$$

Οι διαστάσεις της μεταβιβασιμότητας είναι (L^2/T). Μονάδες που χρησιμοποιούνται ευρέως είναι τα τετραγωνικά μέτρα ανά μέρα (m^2/day) ή τετραγωνικά πόδια ανά μέρα (ft^2/day). Η μεταβιβασιμότητα υποθέτει ότι η ροή διαμέσω του υδροφορέα γίνεται οριζόντια. Όμως κάποιες φορές δεν είναι δυνατή αυτή η παραδοχή.

Όταν το υδραυλικό ύψος σε ένα κορεσμένο υδροφορέα αλλάζει, το πλεονάζον νερό είτε θα αποθηκευτεί είτε θα αποβληθεί. Ο **συντελεστής αποθήκευσης** ή **αποθηκευτικότητα** (S), εκφράζει τον όγκο του νερού που θα απορροφήσει ή θα αποβάλει ένα διαπερατό υλικό, ανά μοναδιαία έκταση επιφάνειας, ανά μοναδιαία αλλαγή στο υδραυλικό ύψος του νερού. Ο συντελεστής αποθήκευσης εξ'ορισμού είναι αδιάστατος. [Fetter, 1988]

Ικανότητα Αποθήκευσης του Ύδατος (Storativity)

Περιορισμένος Υδροφορέας : Η ικανότητα αποθήκευσης οφείλεται στην συμπιεστότητα ύδατος και στην συμπιεστότητα του υλικού.

Συντελεστής Ειδικής Αποθηκευτικότητας (S_0 , σ' ένα κορεσμένο πορώδη σχηματισμό): Εκφράζει το ποσό του αποθηκευμένου ύδατος που αποδίδεται, από μία μονάδα όγκου του υδροφόρου στρώματος για μία μονάδα πτώσης του φορτίου.

$$S_0 = \rho g (\alpha + n\beta) \quad (1.6.11)$$

Όπου : α = συμπιεστότητα εδάφους

β = συμπιεστότητα ύδατος

ρ = πυκνότητα ύδατος, n = πορώδες

Πίνακας 1.6.2 Συμπιεστότητα για μερικά είδη εδαφών

Άργιλος	$10^{-6} - 10^{-8}$
Άμμος	$10^{-7} - 10^{-9}$
Χαλίκια	$10^{-8} - 10^{-10}$
Ύδωρ	$4,4 \times 10^{-8}$

Συντελεστής συνολικής αποθηκευτικότητας :

$$S = \int_0^b S_0(z) dz \quad (1.6.12)$$

Ελεύθερος Υδροφορέας

Η ικανότητα αποθήκευσης οφείλεται στην συμπιεστότητα ύδατος και υλικού, πολύ όμως περισσότερο στην πλήρωση ή την εκκένωση των πόρων.

$$S = \int_0^b S_0(z) dz + n_{ef} \cong n_{ef} \quad (1.6.13)$$

Όπου : n_{ef} : πορώδες στην περιοχή της ελεύθερης επιφάνειας

Τυπικές τιμές S

$S = 10^{-2} - 10^{-4}$ για περιορισμένο υδροφορέα

$S = 0,15 - 0,60$ για ελεύθερο υδροφορέα [Καρατζάς, 2002]

1.7 ΔΙΕΡΓΑΣΙΕΣ ΠΟΥ ΣΥΜΒΑΙΝΟΥΝ ΣΤΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ

ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΜΑΖΩΝ ΣΕ ΚΟΡΕΣΜΕΝΑ ΕΔΑΦΗ

Μεταφορά λόγω διαφοράς συγκεντρώσεων – διάχυση

Η διάχυση είναι η δρώσα δύναμη της διάλυσης από μία ζώνη υψηλότερης συγκέντρωσης σε μία χαμηλότερη, συναρτήσει της κίνησης Brown στα μόρια και ιόντα. Κάτω από σταθερές συνθήκες η δρώσα δύναμη F της διάχυσης περιγράφεται από το νόμο του Fick :

$$F = D \frac{dC}{dx}$$

Όπου : dc/dx = μεταβολή της συγκέντρωσης ($M/L/L^3$)

D = συντελεστής διάχυσης (L^2/T).

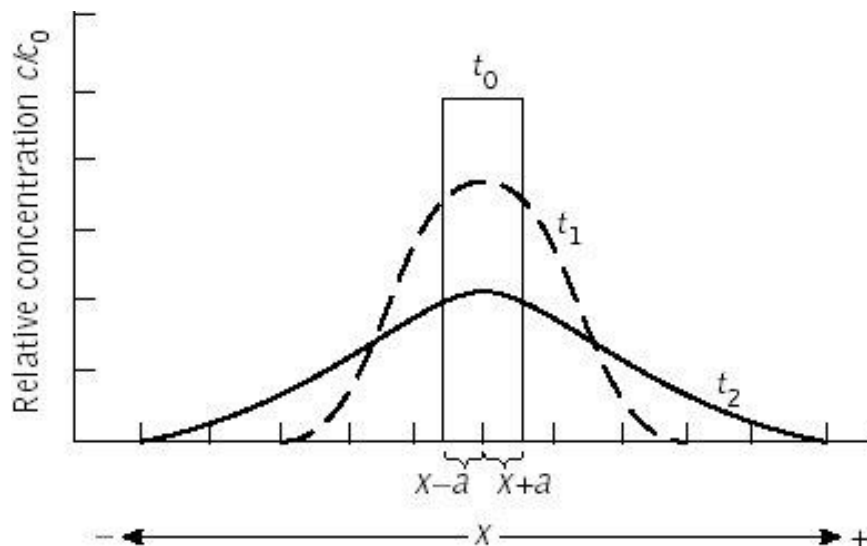
Για τη διάχυση στο νερό, το D κυμαίνεται από 1×10^{-9} μέχρι $2 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{sec}$. Για τη διάχυση σε πορώδη μέσα, οι Freeze και Cherry (1979) πρότειναν έναν ενεργό συντελεστή διάχυσης $D^* = \omega D$ με το ω να κυμαίνεται από 0.5 μέχρι 0.01, για να αποτελέσει τον συντελεστή στρεβλότητας των μονοπατιών ροής.

Η αλλαγή στη συγκέντρωση κατά την πάροδο του χρόνου μέσα σε έναν όγκο ελέγχου υπό την επίδραση της δρώσας δύναμης της διάχυσης δίνεται από τον 2^ο νόμο του Fick:

$$\frac{dC}{dt} = D^* \frac{d^2 C}{dx^2}$$

Όπου: D^* : ο πραγματικός συντελεστής διάχυσης, $D^* = \omega D$, με ω συντελεστής σχετιζόμενος με στροφική ή ελικοειδή κίνηση

C = συγκέντρωση της διαλυμένης ουσίας (M/L^3) [Delleur, 1999]



Σχήμα 1.7.1 Το φαινόμενο της διάχυσης εμφανίζει Gaussian κατανομή (πηγή : <http://science.jrank.org>)

Συμμεταφορά

Η συμμεταφορά είναι η μεταφορά των διαλυτών ουσιών από την ογκομετρική ροή των υπογείων υδάτων. Η μέση ταχύτητα, v , λαμβάνεται από την διαίρεση της δρώσας δύναμης του Darcy q , με το ενεργό πορώδες, n_e .

$$v = \frac{q}{n_e} = \frac{K}{n_e} \frac{dh}{dl}$$

Οι ρυπαντές που βρίσκονται στο μονοπάτι ροής μεταφέρονται με ταχύτητα ίση με τη μέση γραμμική ταχύτητα του υπογείου νερού. [Todd και Mays, 2005]

Μηχανική διασπορά :

Εάν το υπόγειο νερό που περιέχει μία διαλυτή ουσία μεταφέρονταν με τον ίδιο ακριβώς ρυθμό, θα μετατόπιζε το νερό που δεν περιέχει τη διαλυτή ουσία δημιουργώντας μία διεπιφάνεια μεταξύ των δύο υδάτων. Όμως επειδή το ύδωρ που περιέχει την διαλυτή ουσία δεν κινείται με την ίδια ταχύτητα παντού, εμφανίζεται ανάμειξη στο μονοπάτι ροής του. Αυτή η ανάμειξη ονομάζεται **μηχανική διασπορά**. Η ανάμειξη που συμβαίνει κατά μήκος της ροής ονομάζεται **διαμήκης διασπορά**. Επειδή όμως τα μονοπάτια ροής μπορεί να αποκλίνουν από την οριζόντια μεταφορά, εμφανίζεται κάθετη διασπορά, που ονομάζεται **εγκάρσια διασπορά**.

Αν υποθεθεί ότι η μηχανική διασπορά μπορεί να περιγραφεί από το νόμο του Fick για την διάχυση, και ότι το ποσό της μηχανικής διασποράς είναι ένα μέρος της μέσης γραμμικής ταχύτητας, τότε μπορεί να εισαχθεί ένας συντελεστής μηχανικής διασποράς.

Αυτός ο συντελεστής συμπίπτει με την ιδιότητα του ρευστού που ονομάζεται δυναμική διασπορά, ή απλά διασπορά, α , επί τη μέση γραμμική ταχύτητα. Αν με i συμβολίζεται η κύρια κατεύθυνση ροής, ισχύουν οι ακόλουθοι ορισμοί:

Συντελεστής επιμήκους μηχανικής διασποράς (coefficient of longitudinal mechanical dispersion) : $\alpha_i v_i$ (1.7.8)

Όπου : α_i = συντελεστής δυναμικής διασποράς (dynamic dispersivity) στην i κατεύθυνση (L)

v_i = μέση γραμμική ταχύτητα στην i κατεύθυνση (L/T) και

Συντελεστής εγκάρσιας μηχανικής διασποράς (coefficient of transverse mechanical dispersion) : $\alpha_j v_i$ (1.7.9)

Όπου : v_i = μέση γραμμική ταχύτητα στην i κατεύθυνση (L/T)

α_j = συντελεστής δυναμικής διασποράς (dynamic dispersivity), στην j κατεύθυνση (L)[Fetter, 1999]

Υδροδυναμική Διασπορά :

Η διαδικασία της μοριακής διάχυσης δεν μπορεί να διαχωριστεί από τη μηχανική διασπορά στα ρέοντα υπόγεια ύδατα. Αυτά τα δύο συνδυάζονται για να καθορίσουν μία παράμετρο που ονομάζεται συντελεστής υδροδυναμικής διασποράς, D και αντιπροσωπεύεται από τις παρακάτω εξισώσεις:

Συντελεστής Υδροδυναμικής Διασποράς :

$$D_L = \alpha_L v_i + D^* \quad (1.7.10)$$

$$D_T = \alpha_T v_i + D^* \quad (1.7.11)$$

Όπου :

D_L = Σταθερά υδροδυναμικής διασποράς παράλληλη στην κύρια κατεύθυνση ροής (διαμήκης – longitudinal)

D_T = Σταθερά υδροδυναμικής διασποράς κάθετα στην κύρια κατεύθυνση ροής (διαμήκης – transverse)

α_L = συντελεστής διαμήκης δυναμικής διασποράς (longitudinal dynamic dispersivity)

α_T = συντελεστής εγκάρσιας δυναμικής διασποράς (transverse dynamic dispersivity) [Fetter, 1999]

Διάχυση και Διασπορά, ο αριθμός του Peclet :

Είναι δυνατό να υπολογιστεί η σχετική συνεισφορά της μηχανικής διασποράς και της διάχυσης κατά τη μεταφορά μιας διαλυμένης ουσίας. Ο αριθμός του Peclet είναι ένας αδιάστατος αριθμός που μπορεί να συσχετίσει την αποτελεσματικότητα της μεταφοράς μάζας είτε από διασπορά ή διάχυση και ορίζεται ως:

$$P_e = \frac{v_x d}{D_d} \quad (1.7.12)$$

Όπου: v_x = η μέση γραμμική ταχύτητα

d = η μέση διάμετρος των κόκκων του πορώδους υλικού

D_d = ο συντελεστής της μοριακής διάχυσης [Delleur, 1999]

1.8 ΥΦΑΛΜΥΡΙΣΗ ΣΤΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ

Το θαλασσινό νερό είναι ο πιο κοινός ρυπαντής για τα υπόγεια ύδατα. Η εισροή θαλασσινού νερού συμβαίνει όταν αυτό εισρέει ή ανακατεύεται με γλυκό νερό σε ένα υδροφορέα. Το φαινόμενο μπορεί να εμφανιστεί σε βαθείς υδροφορείς όπου υπάρχει εισροή αλατούχου νερού γεωλογικής προέλευσης, σε αβαθείς υδροφορείς όπου έχουμε επιφανειακή αποβολή αποβλήτων και σε παράκτιους υδροφορείς από την εισροή θαλασσινού νερού. Η σχέση μεταξύ δύο αναμίξιμων υγρών σε πορώδη υλικά έχει μελετηθεί διεξοδικά σε θεωρητικό επίπεδο και σε συνθήκες πεδίου.

Η εισροή θαλασσινού νερού σε υπεδάφειους σχηματισμούς γλυκού νερού συμβαίνει γενικά λόγω ανθρωπίνων δραστηριοτήτων. Η περισσότερες υπόγειες πηγές γλυκού νερού βρίσκονται κοντά στη θάλασσα, σε φυσικά σώματα θαλασσινού νερού ή σε άλατα που απελευθερώνονται από ανθρώπινες δραστηριότητες. Γενικά το γλυκό νερό στα ρηχά νερά επικαλύπτει το θαλασσινό εξαιτίας της κίνησης του απομακρύνοντας έτσι άλατα από υδάτινους σχηματισμούς. Όμως σε μεγαλύτερα βάθη η κίνηση του υπογείου νερού είναι πολύ μικρότερη έτσι η απομάκρυνση θαλασσινού νερού είναι πιο αργή. Επίσης σε μεγάλα βάθη δημιουργούνται άλμες (brines).

Το θαλασσινό νερό στους υδροφορείς μπορεί να προέλθει από πολλές διαφορετικές πηγές :

1. Εισροή θαλασσινού νερού σε παράκτιες περιοχές.
2. Θαλασσινό νερό που εισήλθε στους υδροφορείς σε παλαιότερη γεωλογικά εποχή.
3. Αλάτι σε ορυχεία αλατιού, ή από γεωλογικούς σχηματισμούς.
4. Νερό που έχει συγκεντρωθεί με εξάτμιση σε παραλιακές λιμνοθάλασσες, ή άλλες κλειστές περιοχές.
5. Ροές που επιστρέφουν σε ρέματα από ποτισμένα εδάφη.
6. Αλατούχα απόβλητα από ανθρώπινες δραστηριότητες.(π.χ αλάτι που χρησιμοποιείται για την τήξη του πάγου στους δρόμους)

Οι μηχανισμοί που είναι υπεύθυνοι για την υφαλμύριση ανήκουν σε τρεις κατηγορίες :

1. Μείωση ή αναστροφή της υπεδάφιας υδατικής κλίσης, που επιτρέπει στο θαλασσινό νερό να αντικαταστήσει το γλυκό νερό. Αυτή η περίπτωση γενικά εμφανίζεται σε παράκτιους υδροφορείς που συνδέονται υδραυλικά με τη θάλασσα, όπου η άντληση διαταράσσει τη φυσική υδροδυναμική ισορροπία.
2. Καταστροφή φυσικών ορίων που διαχωρίζουν το θαλασσινό από το γλυκό νερό. Ένα παράδειγμα είναι η καταστροφή ενός παράκτιου καναλιού αποξήρανσης.
3. Υπεδάφια απόθεση αλατούχου νερού.

Η υφαλμύριση των υπογείων υδάτων σε περιοχές που γειτνιάζουν με τη θάλασσα οφείλονται σε πρωτογενείς και δευτερογενείς παράγοντες :

- Οι πρωτογενείς παράγοντες σχετίζονται με την μεταβολή των συνθηκών φυσικού εμπλουτισμού του υδροφορέα (π.χ. περιοδική αλμυρότητα που σχετίζεται με αλλαγές στην βροχόπτωση)
- Οι δευτερογενείς παράγοντες είναι αυτοί που συνδέονται με την υπερβολική άντληση, φαινόμενο που συναντάται συχνά και στην Ελλάδα, είτε σε ελεύθερους είτε σε περιορισμένους υδροφορείς.

Το φαινόμενο της υφαλμύρισης έχει μεγάλη έκταση και είναι μια ειδική κατηγορία υπόγειας ρύπανσης. [Todd και Mays, 2005], [Μαριολάκος, 1998], [Τριχάκης 2004]

Προσεγγίσεις του προβλήματος της υφαλμύρισης :

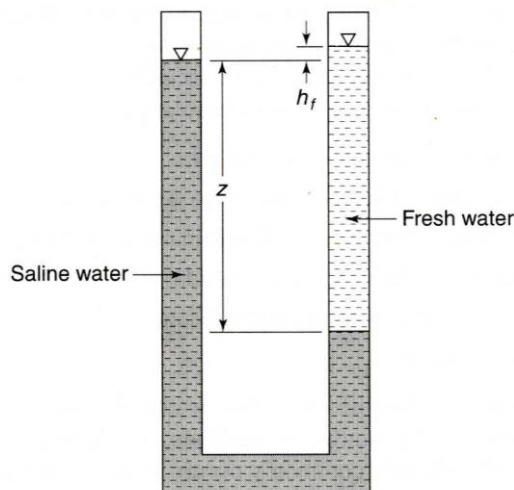
Για την ανάπτυξη μεθόδων ελέγχου της διείσδυσης της θάλασσας σε ένα παράκτιο υδροφορέα, ιδιαίτερη σημασία έχουν η γνώση της θέσης, των ορίων και των γεωλογικών χαρακτηριστικών του υπόγειου υδάτινου συστήματος, η σχέση του συστήματος με τα επιφανειακά νερά και γειτονικά οικοσυστήματα, η χημική του σύνθεση και οι πιέσεις και οι επιπτώσεις λόγω των ανθρώπινων δραστηριοτήτων. Υπάρχουν δύο γενικές κατευθύνσεις ως προς την επίλυση των προβλημάτων υφαλμύρισης:

1) Θεώρηση διεπιφάνειας πεπερασμένου πάχους, λόγω υδροδυναμικής διασποράς (Pinder και Cooper, Henry). Η διείσδυση αλμυρού νερού σε υπόγειους υδροφορείς αντιμετωπίζεται σαν ένα είδος ρύπανσης περιβαλλοντικής προέλευσης. Θεωρείται ότι υπάρχουν δύο αναμίξιμα υγρά (δύο συνιστώσες μίας φάσης) και το πρόβλημα επιλύνεται ως πρόβλημα υδροδυναμικής διασποράς με συγκέντρωση εξαρτημένη από την πυκνότητα (για κορεσμένη ροή).

2) Θεώρηση απότομης διεπιφάνειας (ακίνητης ή κινούμενης), εάν το πάχος της διεπιφάνειας είναι μικρό σε σχέση με το πάχος του υδροφορέα (Ghyben – Herzberg) . Γίνεται η παραδοχή ότι υπάρχουν δύο μη αναμίξιμα υγρά (δύο διαφορετικές φάσεις). Για αδιατάρακτες συνθήκες ροής θεωρείται κατάσταση ισορροπίας, δηλαδή μόνιμη ροή και ακίνητη διεπιφάνεια, με ταυτόχρονη εκροή γλυκού νερού προς τη θάλασσα. [Στεφανόπουλος 2004]

Εξίσωση Ghyben-Herzberg για την σχέση μεταξύ γλυκού και αλμυρού νερού

Οι παραπάνω ερευνητές ανακάλυψαν ανεξάρτητα ο ένας από τον άλλο μία σχέση μεταξύ του γλυκού και θαλασσινού νερού, σύμφωνα με την οποία το θαλασσινό νερό δεν βρίσκεται στο επίπεδο της θάλασσας, αλλά σε βάθος περίπου 40 φορές το ύψος του γλυκού νερού πάνω από το επίπεδο της θάλασσας. Αυτή η κατανομή αποδόθηκε στην υδροστατική ισορροπία που υπάρχει μεταξύ δύο υγρών με διαφορετική πυκνότητα (σχήμα 1.8.1).



Σχήμα 1.8.1 Υδροστατική ισορροπία σε ένα σωλήνα U, μεταξύ αλμυρού και γλυκού νερού (πηγή : Todd και Mays, 2005)

Η υδροστατική ισορροπία μεταξύ γλυκού και αλμυρού νερού μπορεί να επεξηγηθεί με την βοήθεια ενός σωλήνα σε σχήμα U (U-tube). Η πίεση σε κάθε πλευρά του σωλήνα πρέπει να είναι ίδια, οπότε:

$$\rho_s g z = \rho_f g (z + h_f) \quad (1.8.1)$$

Όπου: ρ_s : η πυκνότητα του θαλασσινού νερού.

ρ_f : η πυκνότητα του γλυκού νερού

g : η επιτάχυνση της βαρύτητας

z και h_f : αναπαριστούν ύψη όπως φαίνονται στο σχήμα.

Αν λύσουμε ως προς z έχουμε :

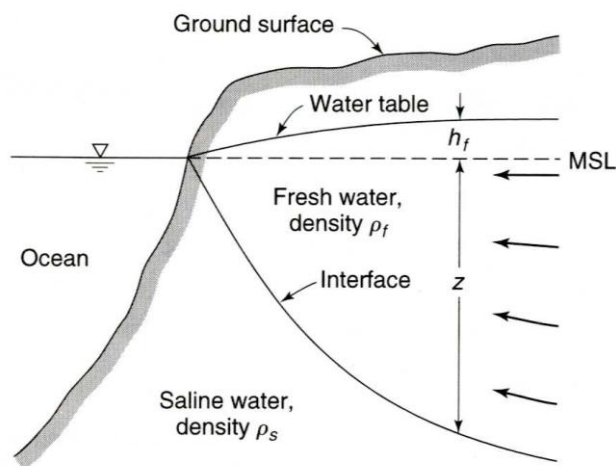
$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \quad (1.8.2)$$

Που είναι η σχέση Ghyben – Herzberg.

Για τυπικές συνθήκες στο πεδίο : $\rho_s = 1.025 \text{ g/cm}^3$ και $\rho_f = 1.000 \text{ g/cm}^3$ και αντικαθιστώντας τις παραπάνω τιμές :

$$z = 40 h_f \quad (1.8.3)$$

Μεταφέροντας τη λογική του σωλήνα U σε συνθήκες πεδίου όπως φαίνεται στο σχήμα 1.8.2, το h_f γίνεται η υψομετρική διαφορά πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και z το βάθος της διεπιφάνειας γλυκού – αλμυρού νερού κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Αυτή είναι μια μάλλον υδροδυναμική παρά υδροστατική ισορροπία επειδή το γλυκό νερό ρέει προς τη θάλασσα. Αν λαμβάναμε υπόψη μόνο την πυκνότητα, χωρίς ροή, θα αναπτυσσόταν μια οριζόντια διεπιφάνεια όπου το γλυκό νερό θα επέπλεε πάνω από το αλμυρό. Μόνο κοντά στην ακτογραμμή όπου οι συνιστώσες της κάθετης ροής γίνονται έντονες, εμφανίζονται σημαντικά λάθη υπολογισμού της θέσης της διεπιφάνειας.



Σχήμα 1.8.2 Η εισροή θαλασσινού νερού σε ένα παράκτιο ελεύθερο υδροφορέα (πηγή : Todd και Mays, 2005)

Για περιορισμένους υδροφορείς η παραπάνω υπόθεση μπορεί να εφαρμοστεί αντικαθιστώντας την επιφάνεια του νερού από την πιεζομετρική επιφάνεια. Είναι σημαντικό να σημειώσουμε ότι από την σχέση Ghyben – Herzberg η ισορροπία γλυκού – αλμυρού νερού απαιτεί ότι η επιφάνεια του νερού ή η πιεζομετρική επιφάνεια βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και κατευθύνεται με κλίση (όπως στο σχήμα) κάτω προς τον ωκεανό. Χωρίς αυτές τις συνθήκες το θαλασσινό νερό θα εισέρεε κατευθείαν προς τα μέσα.

Ξεκινώντας με την δουλειά του Hubbert η σχέση Ghyben – Herzberg έχει γενικευθεί για καταστάσεις όπου το θαλασσινό νερό είναι σε κίνηση με υδραυλικό ύψος πάνω ή κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας. Το αποτέλεσμα για συνθήκες χωρίς ισορροπία είναι :

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f - \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_s \quad (1.8.4)$$

Όπου : h_f είναι το υψόμετρο της επιφάνειας του νερού σε ένα πηγάδι γεμάτο με γλυκό νερό πυκνότητας ρ_f που φτάνει σε βάθος z , ενώ h_s είναι το υψόμετρο της επιφάνειας του νερού σε ένα πηγάδι γεμάτο με αλμυρό νερό πυκνότητας ρ_s που φτάνει στο ίδιο βάθος z . Όταν $h_s = 0$ το σώμα του αλμυρού νερού βρίσκεται σε ισορροπία με τη θάλασσα και η εξίσωση ταυτίζεται με την (1.8.2) [Todd και Mays, 2005]

Σχήμα της διεπιφάνειας γλυκού – αλμυρού νερού

Αναγνωρίζοντας τις προσεγγίσεις που υπάρχουν στην σχέση Ghyben – Herzberg, πιο ακριβείς λύσεις για το σχήμα της διεπιφάνειας έχουν αναπτυχθεί από την θεωρία πιθανών ροών (potential flow theory). Το αποτέλεσμα από το Glover έχει τη μορφή (σχήμα 1.8.3) :

$$z^2 = \frac{2\rho q x}{\Delta\rho K} + \left(\frac{\rho q}{\Delta\rho K}\right)^2 \quad (1.8.5)$$

Όπου τα z και x είναι το βάθος κατά y και η απόσταση κατά x , $\Delta\rho = \rho_s - \rho_f$, ρ είναι η πυκνότητα του γλυκού νερού, K είναι η υδραυλική αγωγιμότητα του υδροφορέα και q είναι η ροή γλυκού νερού ανά μονάδα μήκους της ακτογραμμής.

Το αντίστοιχο σχήμα για το ύψος του υδροφόρου ορίζοντα δίνεται από τη σχέση :

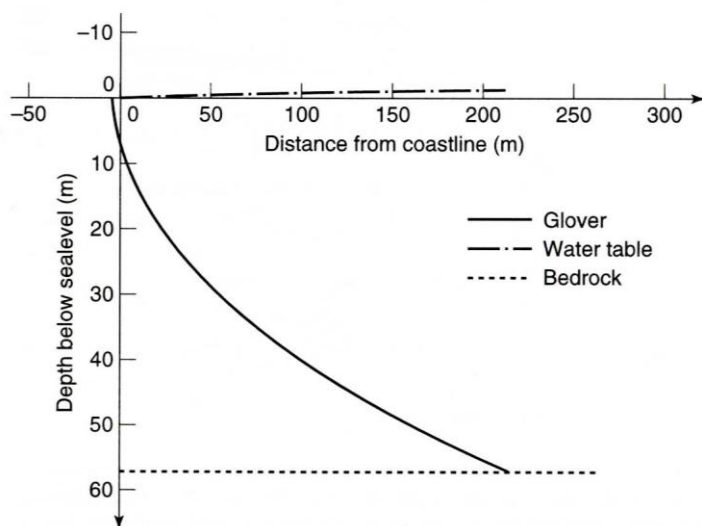
$$h_f = \left(\frac{2\Delta\rho q x}{(\rho + \Delta\rho)K}\right)^{1/2} \quad (1.8.6)$$

Το πλάτος x_0 της υποβρύχιας ζώνης μέσω της οποίας εκρέει γλυκό νερό στη θάλασσα, υπολογίζεται εάν βάλουμε στην παραπάνω εξίσωση $z = 0$ (σχήμα 1.8.3) :

$$x_0 = \frac{\rho q}{2\Delta\rho K} \quad (1.8.7)$$

Το βάθος της διεπιφάνειας κάτω από την ακτογραμμή, z_0 , υπολογίζεται για $x = 0$:

$$z_0 = \frac{\Delta\rho q}{K} \quad (1.8.8) \quad [\text{Todd και Mays, 2005}]$$

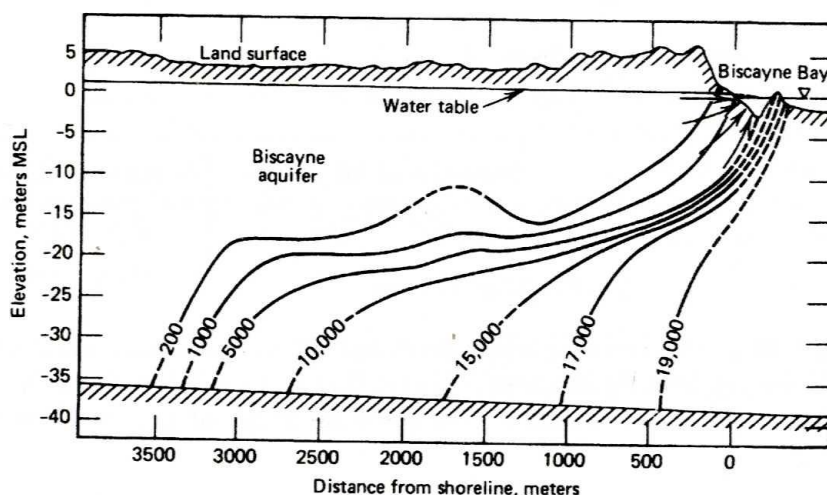


Σχήμα 1.8.3 Η μορφή του κώνου διεύδυσης σύμφωνα με την εξίσωση (1.8.5) κατά Glover (πηγή : Todd και Mays, 2005)

Δομή της διεπιφάνειας γλυκού – αλμυρού ύδατος

Το σαφές διακριτό όριο μεταξύ γλυκού και αλμυρού νερού όπως έχει περιγραφεί παραπάνω δεν εμφανίζεται πραγματικά σε συνθήκες πεδίου. Στη θέση του συναντάμε μια αλατούχα μεταβατική ζώνη πεπερασμένου πάχους που διαχωρίζει τα δύο υγρά. Αυτή η ζώνη αναπτύσσεται λόγω διάχυσης από την ροή του γλυκού νερού συν την ασταθή μετατόπιση της διεπιφάνειας λόγω εξωτερικών επιρροών, όπως παλίρροιες και άντληση πηγαδιών. Γενικά τα μεγαλύτερα πάχη στις ζώνες μετάβασης συναντώνται σε υψηλά διαπερατούς παράκτιους υδροφορείς που υπόκεινται σε μεγάλη άντληση. Τα παρατηρούμενα πάχη ποικίλουν από λιγότερο από 1m σε 100 m.

Μία σημαντική επίπτωση της ζώνης μετάβασης και της ροής της, είναι η μεταφορά αλατούχου νερού στη θάλασσα. Αυτό το νερό προέρχεται από το υποκείμενο θαλασσινό νερό, έτσι λόγω συνέχειας, πρέπει να υπάρχει μια μικρή ροή προς τη γη στη περιοχή του θαλασσινού νερού. Πειραματικές μελέτες και μετρήσεις πεδίου έχουν επιβεβαιώσει την ροή προς τα μέσα του θαλάσσιου νερού. Όπου η δράση της παλίρροιας είναι ο κύριος μηχανισμός ανάμιξης, οι διακυμάνσεις του υπόγειου νερού και το πάχος της μεταβατικής ζώνης γίνονται μεγαλύτερα κοντά στην ακτογραμμή (σχήμα 1.8.4).



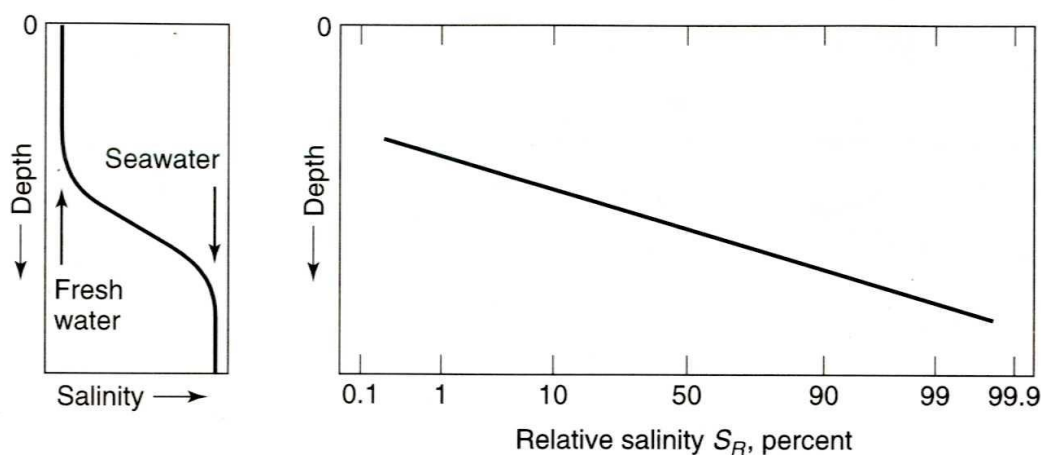
Σχήμα 1.8.4 Σχεδιάγραμμα της ζώνης μετάβασης στον υδροφορέα Biscayne, Florida. Οι αριθμημένες γραμμές είναι ισοχλωρίδια σε mg/L (πηγή :Todd και Mays, 2005)

Μέσα στην μεταβατική ζώνη, η αλατότητα του υπόγειου νερού αυξάνει σταδιακά με το βάθος από αυτό του γλυκού νερού σε αυτό του αλμυρού. Γενικά η κατανομή της αλατότητας ποικίλει και εκφράζεται με την εξίσωση λάθους. Τότε είναι θεμιτό να υπολογίσουμε την σχετική αλατότητα S_R ως ποσοστό σύμφωνα με την :

$$S_R = 100 \left(\frac{c - c_f}{c_s - c_f} \right) \quad (1.8.9)$$

Όπου c η αλατότητα σε συγκεκριμένο βάθος στη ζώνη μετάβασης και c_s , c_f οι αλατότητες του γλυκού και αλμυρού νερού αντίστοιχα.

Οι γραφικές παραστάσεις του με το βάθος, γενικά σχηματίζουν μία ευθεία γραμμή (σχήμα 1.8.5). Επειδή είναι δύσκολο να λάβουμε στο πεδίο λεπτομερή στοιχεία της δομής της μεταβατικής ζώνης, μπορούμε να την εκτιμήσουμε με οποιαδήποτε δύο μετρήσεις της αλατότητας. Η αλατότητα στο 50% διευκρινίζει τη θέση της διεπιφάνειας όπου δεν υπάρχει ανάμιξη.



Σχήμα 1.8.5 Η αύξηση της αλατότητας με το βάθος στη ζώνη μετάβασης (πηγή : Todd και Mays, 2005)

Όταν παρουσιάζεται ανομοιογένεια σε παράκτιους υδροφορείς, στρωματοποίηση και γενικά ασυνήθιστη διανομή του γλυκού και αλμυρού νερού μπορεί να εμφανιστεί. [Todd και Mays, 2005]

Θεώρηση μεταβλητής πυκνότητας

Σύμφωνα με τη θεώρηση αυτή θεωρείται πως υπάρχουν δυο αναμίξιμα υλικά, το νερό και ένα είδος ρυπαντή (αλάτι), που επηρεάζουν την πυκνότητα και το ιξώδες του υγρού. Για την ανάλυση αυτού του είδους ροής, όπου δηλαδή υπάρχει εξάρτηση με την πυκνότητα, χρησιμοποιούνται δυο μη γραμμικές εξισώσεις ταυτοχρόνως, η αρχή διατήρησης της μάζας του νερού και η αρχή διατήρησης της μάζας του αλατιού.

αρχής διατήρησης της μάζας του νερού:

$$(\rho S_{op}) \frac{\theta P}{\theta t} + \left(\varepsilon \frac{\theta \rho}{\theta C} \right) \frac{\theta C}{\theta t} - \nabla \left[\left(\frac{\rho K}{\mu} \right) - (\nabla P - \rho g) \right] = Q$$

αρχής διατήρησης της μάζας του αλατιού:

$$\frac{\theta(\varepsilon \rho C)}{\theta t} = -\nabla(\varepsilon \rho \nu C) + \nabla[\varepsilon \rho (D_m I + D) \nabla C] + Q C$$

Όπου C: συγκέντρωση του υγρού,

ρ : πυκνότητα

P: η πίεση,

S_{op} : συντελεστής αποθηκευτικότητας

μ : ιξώδες του νερού,

v : μέση ταχύτητα του υγρού

D: συντελεστής διασποράς,

D_m : μοριακή διάχυση

ϵ : το πορώδες

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε η θεώρηση της μεταβλητής πυκνότητας, η οποία θεωρείται πιο ολοκληρωμένη και δίνει αποτελέσματα με μεγαλύτερη ακρίβεια.

Έλεγχος της εισροής θαλασσινού νερού

Οι μέθοδοι για τον περιορισμό – έλεγχο της εισροής θαλασσινού ύδατος ποικίλουν, ανάλογα τη πηγή του αλατούχου ύδατος, την έκταση της εισροής, τη τοπική γεωλογία, τη χρήση του ύδατος και οικονομικούς παράγοντες. Ο πίνακας (1.8.1) παρουσιάζει περιληπτικά τις αναγνωρισμένες μεθόδους για τον έλεγχο της υφαλμύρισης από διάφορες πηγές. Επειδή ένα ποσοστό τόσο μικρό όσο 2% θαλασσινού νερού στο γλυκό μπορεί να το καταστήσει μη πόσιμο, έχει δοθεί μεγάλη προσοχή τόσο στο φαινόμενο της υφαλμύρισης όσο και στις μεθόδους αντιμετώπισης.

Πίνακας 1.8.1 Μέθοδοι αντιμετώπισης της υφαλμύρισης (πηγή : Todd και Mays, 2005)

Πηγή ή αιτία εισροής	Μέθοδοι αντιμετώπισης
Θαλασσινό νερό σε παράκτιους υδροφορείς	Τροποποίηση του σχεδίου άντλησης
	Τεχνητός εμπλουτισμός
	Φράγμα άντλησης (extraction barrier)
	Φράγμα εμπλουτισμού (injection barrier)
	Υπόγειο φράγμα (subsurface barrier)
Upconing	Τροποποίηση του σχεδίου άντλησης
	Πηγάδια καθαρισμού της αλατότητας (saline scavenger wells)
Άλμη πετρελαιούχων περιοχών (oil field brine)	Εξάλειψη της επιφανειακής διάθεσης
	Πηγάδια εμπλουτισμού
	Σύνδεση εγκαταλελειμμένων πηγαδιών
Περιπτώσεις ελαττωματικών πηγαδιών	Σύνδεση ελαττωματικών πηγαδιών
Επιφανειακή εισροή	Εξάλειψη της πηγής
Ζώνες αλατούχου νερού σε υδροφορείς γλυκού νερού	Επανατοποθέτηση και επανασχεδιασμός των πηγαδιών

Τροποποίηση του σχεδίου άντλησης

Η αλλαγή της τοποθεσίας των πηγαδιών άντλησης, συνήθως με τη διασπορά τους σε εσώτερες περιοχές, μπορεί να βοηθήσει στην δημιουργία μίας πιο μεγάλης υδραυλικής κλίσης προς τη θάλασσα. Επίσης η μείωση άντλησης στα υπάρχοντα πηγάδια μπορεί να οδηγήσει στα ίδια ευεργετικά αποτελέσματα.

Τεχνητός εμπλουτισμός

Τα επίπεδα του υπόγειου ύδατος μπορούν να αυξηθούν και να διατηρηθούν μέσω τεχνητού εμπλουτισμού, χρησιμοποιώντας επιφανειακή εξάπλωση για ελεύθερους υδροφορείς και πηγάδια εμπλουτισμού για περιορισμένους υδροφορείς. Αυτό δημιουργεί την ανάγκη για μία επιπρόσθετη πηγή ύδατος.

Φράγμα άντλησης

Ένα όριο εξαγωγής δημιουργείται διατηρώντας ένα συνεχή ρυθμό άντλησης μέσω μίας σειράς πηγαδιών παρακείμενα στη θάλασσα. Το θαλασσινό νερό ρέει από τη θάλασσα τη γούρνα, ενώ το γλυκό νερό στη λεκάνη ρέει προς τη γούρνα (trough). Το αντλούμενο νερό είναι υφάλμυρο και συνήθως αποβάλλεται στη θάλασσα.

Φράγμα εμπλουτισμού

Αυτή η μέθοδος διατηρεί μία υψηλή πίεση (pressure ridge) κατά μήκος της ακτής μέσω μίας σειράς πηγαδιών εμπλουτισμού. Το παρεχόμενο γλυκό νερό ρέει ταυτόχρονα προς τη θάλασσα και την ακτή. Για τη μέθοδο αυτή του εμπλουτισμού απαιτείται υψηλής ποιότητας γλυκό νερό. Ένας συνδυασμός ορίων εισροής και εξαγωγής είναι εφικτός, με αυτό τον τρόπο μειώνονται οι ρυθμοί εμπλουτισμού και άντλησης μα απαιτείται ένας μεγαλύτερος αριθμός πηγαδιών.

Υπόγειο Φράγμα

Η κατασκευή ενός αδιαπέρατου υπόγειου φράγματος παράλληλου στην ακτή μπορεί να εμποδίσει αποτελεσματικά την εισροή θαλασσινού νερού στη λεκάνη. Τα υλικά για τη κατασκευή ενός τέτοιου ορίου μπορεί να είναι άργιλος, άσφαλτος, τσιμέντο, βεντονίτης, τζελ σιλικόνης, ή πλαστικά. Τα πιο σημαντικά προβλήματα είναι το κόστος κατασκευής και η αντίσταση σε σεισμούς και στη χημική διάβρωση. [Todd και Mays, 2005]

1.9 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΥΠΟΓΕΙΑΣ ΡΟΗΣ

Παραγωγή των κύριων εξισώσεων

Οι εξισώσεις εξάγονται από το συνδυασμό ενός υδατικού ισοζυγίου με το νόμο του Darcy. Η παραγωγή γίνεται παραδοσιακά με τη χρήση ενός κύβου από πορώδες υλικό το οποίο είναι αρκετά μεγάλο ώστε να είναι αντιπροσωπευτικό των ιδιοτήτων του πορώδους μέσου ενώ ταυτόχρονα είναι και αρκετά μικρό ώστε η αλλαγή του ρεύματος μέσα στον όγκο ελέγχου να είναι πολύ μικρή. Αυτός ο κύβος από πορώδες υλικό είναι γνωστός ως αντιπροσωπευτικός στοιχειώδης όγκος (Representative Elementary Volume – REV).

Ο όγκος του ισούται με το γινόμενο $\Delta x \Delta y \Delta z$. Η ροή του ύδατος μέσα από τον όγκο ελέγχου εκφράζεται από το ρυθμό άντλησης (q), όπου q είναι ένα διάνυσμα που μπορεί να εκφραστεί ως το άθροισμα των τριών συνιστωσών του q_x , q_y και q_z .

$$q = q_x i_x + q_y i_y + q_z i_z \quad (1.9.1)$$

όπου i_x , i_y και i_z τα μοναδιαία διανύσματα των αξόνων x , y και z αντίστοιχα.

Το υδατικό ισοζύγιο (αρχή διατήρησης της μάζας) δηλώνει ότι:

Εκροή – Εισροή = Αλλαγή στην Αποθήκευση

Θεωρώντας τη ροή κατά μήκος του άξονα y του όγκου ελέγχου, η εισροή διέρχεται από την επιφάνεια $\Delta x \Delta z$ και συμβολίζεται με $(q_y)_{in}$ ενώ η εκροή με $(q_y)_{out}$. Ο ογκομετρικός ρυθμός εκροής μείον τον ογκομετρικό ρυθμό εισροής ισούται με:

$$[(q_y)_{out} - (q_y)_{in}] \Delta x \Delta z$$

Ή αλλιώς:
$$\frac{(q_y)_{out} - (q_y)_{in}}{\Delta y} (\Delta x \Delta y \Delta z)$$

Και με διαφορικά:
$$\frac{\partial q_y}{\partial y} (\Delta x \Delta y \Delta z) \quad (1.9.2)$$

Αντίστοιχες εξισώσεις μπορεί να γραφούν για την αλλαγή του ρυθμού ροής κατά μήκος των αξόνων x και z . Η ολική αλλαγή στον ρυθμό ροής ισούται με την αλλαγή στην αποθήκευση και εκφράζεται ως:

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z = \text{αλλαγή στην αποθήκευση} \quad (1.9.3)$$

Για να επιτραπεί επίσης η ύπαρξη μιας καταβόθρας (πηγάδι άντλησης) ή μιας πηγής ύδατος (πηγάδι εμπλουτισμού) μέσα στον όγκο ελέγχου, προστίθεται ο όρος $R^* \Delta x \Delta y \Delta z$ (ογκομετρικός ρυθμός εισροής – volumetric inflow rate) ο οποίος θεωρείται θετικός όταν πρόκειται για πηγή.

Έτσι η εξίσωση γίνεται:

$$\left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} - R^* \right) \Delta x \Delta y \Delta z = \text{αλλαγή στην αποθήκευση} \quad (1.9.4)$$

Στο δεξί μέλος της εξίσωσης η αλλαγή στην αποθήκευση ισούται με την ειδική αποθηκευτικότητα S_s , η οποία ορίζεται ως ο όγκος αποθηκευμένου νερού που απελευθερώνεται ανά μονάδα αλλαγής υδραυλικού ύψους και ανά μονάδα όγκου του υδροφορέα:

$$S_s = - \frac{\Delta V}{\Delta h \Delta x \Delta y \Delta z} \quad (1.9.5)$$

Η παραδοχή που γίνεται είναι ότι το ΔV είναι θετικό όταν το Δh είναι αρνητικό, ή αλλιώς νερό απελευθερώνεται όταν το υδραυλικό ύψος μειώνεται. Ο ρυθμός αλλαγής της αποθήκευσης στον όγκο ελέγχου είναι:

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = -S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta x \Delta y \Delta z \quad (1.9.6)$$

Από το συνδυασμό των παραπάνω και διαίρεσή τους με $\Delta x \Delta y \Delta z$ προκύπτει η τελική μορφή του ισοζυγίου μάζας του νερού:

$$\frac{\theta q_x}{\theta x} + \frac{\theta q_y}{\theta y} + \frac{\theta q_z}{\theta z} = -S_s \frac{\theta h}{\theta t} + R^* \quad (1.9.7)$$

Η εξίσωση όμως αυτή έχει περιορισμένη χρήση αφού το q δεν είναι άμεσα μετρήσιμο. Όμως ο νόμος του Darcy δίνει μια σχέση μεταξύ των q και h και το υδραυλικό ύψος h είναι άμεσα μετρήσιμο. Για τις τρεις διαστάσεις ο νόμος του Darcy γράφεται:

$$q_x = -K_x \frac{\theta h}{\theta x}$$

$$q_y = -K_y \frac{\theta h}{\theta y} \quad (1.9.8)$$

$$q_z = -K_z \frac{\theta h}{\theta z}$$

Όταν οι εξισώσεις (1.9.8) αντικατασταθούν (1.9.7) στην προκύπτει η εξίσωση :

$$\frac{\theta}{\theta x} \left(K_x \frac{\theta h}{\theta x} \right) + \frac{\theta}{\theta y} \left(K_y \frac{\theta h}{\theta y} \right) + \frac{\theta}{\theta z} \left(K_z \frac{\theta h}{\theta z} \right) = S_s \frac{\theta h}{\theta t} - R^* \quad (1.9.9)$$

Όπου : K_x , K_y και K_z είναι οι συνιστώσες της υδραυλικής αγωγιμότητας

S_s είναι η ειδική αποθηκευτικότητα

R^* είναι ένας γενικός όρος εμπλουτισμού ή άντλησης

Στην εξίσωση (1.9.9) θεωρείται ότι τα K_x , K_y και K_z είναι συγγραμμικά με τους άξονες x , y και z . Αν η γεωλογία είναι τέτοια που να μην επιτρέπει την ευθυγράμμιση των κύριων διευθύνσεων της υδραυλικής αγωγιμότητας με ένα ορθογωνικό σύστημα συντεταγμένων, χρησιμοποιείται μια τροποποιημένη μορφή της εξίσωσης του συστήματος που χρησιμοποιεί όλα τα στοιχεία του πίνακα της υδραυλικής αγωγιμότητας (K) που γράφεται ως εξής:

$$\bar{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \quad (1.9.10)$$

Τα στοιχεία του πίνακα μπορούν να μετρηθούν κατά τη διάρκεια ενός τεστ άντλησης, αλλά όταν οι κύριες διευθύνσεις είναι γνωστές, γίνεται στροφή των συντεταγμένων με τέτοιο τρόπο ώστε να μηδενίζονται τα στοιχεία του πίνακα που βρίσκονται εκτός της κύριας διαγωνίου. Αυτό επιτυγχάνεται ορίζοντας ένα καθολικό σύστημα συντεταγμένων για ολόκληρη την περιοχή μελέτης και τοπικά συστήματα συντεταγμένων για κάθε κελί ή στοιχείο του πλέγματος. Στα τοπικά συστήματα τα στοιχεία εκτός της κύριας διαγωνίου είναι μηδενικά.

Μέσω της στροφής των συντεταγμένων είναι δυνατό να μετατραπούν εξισώσεις σχετικές με τα κύρια στοιχεία της υδραυλικής αγωγιμότητας στο τοπικό σύστημα αντίστοιχες με στοιχεία της υδραυλικής αγωγιμότητας στο καθολικό σύστημα.

Όταν τα κύρια στοιχεία της υδραυλικής αγωγιμότητας είναι συγγραμμικά με ένα ορθογωνικό σύστημα συντεταγμένων τα στοιχεία εκτός διαγωνίου είναι μηδενικά και ο δεύτερος δείκτης μπορεί να παραλειφθεί όπως στην εξίσωση. Οι εξισώσεις υποθέτουν επίσης ότι η πυκνότητα είναι σταθερή. Η ροή που εξαρτάται από την πυκνότητα είναι ακόμα μια επιπλοκή σε προβλήματα που περιλαμβάνουν αλμυρό νερό όπως το πρόβλημα της υφαλμύρισης. Εάν τα φαινόμενα της πυκνότητας είναι σημαντικά χρειάζεται μια διαφορετική κύρια εξίσωση και ένας αριθμητικός κώδικας ειδικός για την περίπτωση. [Anderson και Woessner, 1992]

Περιορισμένος Υδροφορέας – Μόνιμη Ροή μιας κατεύθυνσης

Στην περίπτωση αυτή ο νόμος του Darcy μπορεί να εφαρμοσθεί ως εξής :

$$q' = Kb \frac{dh}{dL} \quad (1.9.11)$$

Όπου : K : η υδραυλική αγωγιμότητα (L/T)

b : είναι το πάχος του υδροφορέα (L)

dh/dL : είναι η κλίση της επιφάνειας δυναμικού (αδιάστατο)

q' : είναι η ροή ανά μονάδα πλάτους (L^2/T)

Με βάση τη παραπάνω σχέση μπορούμε να υπολογίσουμε το υδραυλικό ύψος h σε μια απόσταση x μεταξύ h_1 και h_2 :

$$h = h_1 - \frac{q'}{Kb} x \quad (1.9.12) [3]$$

Ελεύθερος Υδροφορέας – Μόνιμη Ροή μιας Κατεύθυνσης

Η περίπτωση αυτή είναι πιο πολύπλοκη γιατί η υδραυλική κλίση δεν παραμένει σταθερή. Γι' αυτό το λόγο κάνουμε κάποιες παραδοχές γνωστές ως παραδοχές Duriuit :

- Η υδραυλική κλίση είναι ίση με την κλίση του υδροφόρου ορίζοντα
- Για υδροφόρους ορίζοντες με μικρή υδραυλική κλίση οι γραμμές ροής είναι οριζόντιες και οι ισοδυναμικές γραμμές κάθετες

Ο νόμος του Darcy είναι :

$$q' = Kh \frac{dh}{dL} \quad (1.9.13)$$

Όπου h είναι το κορεσμένο πάχος του υδροφορέα.

Οι οριακές συνθήκες είναι : $x = 0 \quad h = h_1$, $x = L \quad h = h_2$

Σε μορφή ολοκληρώματος :

$$\int_0^L q' dx = -K \int_{h_1}^{h_2} h dh \leftrightarrow q' x \Big|_0^L = -K \frac{h^2}{2} \Big|_{h_1}^{h_2} \quad (1.9.14)$$

$$q' = \frac{1}{2} K \left(\frac{h_2^2 - h_1^2}{L} \right) \quad \text{Εξίσωση Dupuit} \quad (1.9.15) \quad [\text{Καρατζάς, 2002}]$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1 ΤΙ ΕΙΝΑΙ ΜΟΝΤΕΛΟ

Μοντέλο είναι μια διανοητική ή πραγματική κατασκευή που στόχο έχει την αναπαράσταση – προσέγγιση μιας πραγματικής κατάστασης. Υπάρχουν τα φυσικά μοντέλα στα οποία φαίνεται η αναπαράσταση ενός φαινομένου άμεσα, π.χ. της υφαλμύρισης και τα μαθηματικά μοντέλα όπου η προσέγγιση του φαινομένου γίνεται έμμεσα με την χρήση κατάλληλων εξισώσεων που αναπαριστούν τις φυσικές διαδικασίες που συμβαίνουν στο σύστημα καθώς και τι συμβαίνει στα όρια του μοντέλου. Για χρονικά εξαρτημένα συστήματα χρειάζονται επίσης εξισώσεις που περιγράφουν τις αρχικές συνθήκες (π.χ. αρχική κατανομή φορτίσεων).

Τα μαθηματικά μοντέλα μπορούν να επιλυθούν αναλυτικά ή αριθμητικά. Και τα δύο είδη λύσεων μπορεί να κάνουν χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή. Αν οι υποθέσεις που γίνονται για να λυθεί ένα πρόβλημα με τον αναλυτικό τρόπο, οδηγούν σε υπεραπλούστευση του προβλήματος, τότε μπορεί να χρησιμοποιηθεί μια αριθμητική λύση.

Το σύνολο των εντολών που χρησιμοποιούνται για την επίλυση ενός μαθηματικού μοντέλου σε ένα υπολογιστή ονομάζεται κώδικας. Ένας κώδικας μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε πολλές διαφορετικές περιπτώσεις όπου όμως μπορεί να αλλάζουν οι αρχικές συνθήκες, οι οριακές συνθήκες, γεωγραφικά κ.α. δεδομένα. [Anderson και Woessner, 1992]

2.2 ΧΡΗΣΗ ΚΑΙ ΧΡΗΣΙΜΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ

Τα μοντέλα χρησιμοποιούνται κυρίως για πρόβλεψη μελλοντικών καταστάσεων σε ένα σύστημα όπου επιδρούν συγκεκριμένες δυνάμεις. Ωστόσο ένα μοντέλο μπορεί να έχει και ερμηνευτική έννοια, όπου οι παράμετροι εξετάζονται περισσότερο ποιοτικά και όχι ποσοτικά. Έτσι κατανοείται ποιες παράμετροι επηρεάζουν περισσότερο το σύστημα και γίνεται καλύτερη αντίληψη της δυναμικής του συστήματος. [Anderson και Woessner, 1992]

2.3 ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΚΑΤΑΣΚΕΥΗΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Από τη στιγμή που έχει αποφασιστεί ότι ένα αριθμητικό μοντέλο (numerical model) είναι απαραίτητο μπορεί να αρχίσει η διαδικασία κατασκευής του:

1. Πρώτα πρέπει να καθοριστεί ο σκοπός του μοντέλου. Από αυτό θα γίνει κατανοητό ποια είναι η κύρια εξίσωση που θα χρησιμοποιηθεί και ποιος κώδικας θα επιλεγεί.
2. Ανάπτυξη ενός θεωρητικού μοντέλου.

3. Επιλογή κύριας εξίσωσης και κώδικα. Ο κώδικας περιέχει ένα αλγόριθμο για να λυθεί το μαθηματικό μοντέλο αριθμητικά. Η κύρια εξίσωση και ο κώδικας πρέπει να ελεγχθούν πριν τη χρήση τους. Στην κύρια εξίσωση ελέγχεται αν περιγράφονται με ακριβή τρόπο οι φυσικές διαδικασίες που εμφανίζονται στο σύστημα. Ο έλεγχος του κώδικα γίνεται με την σύγκριση της λύσης που προκύπτει με άλλες αναλυτικές ή αριθμητικές λύσεις.
4. Σχεδιασμός του μοντέλου. Το θεωρητικό μοντέλο (conceptual model) πρέπει να έρθει σε τέτοια μορφή κατάλληλη για μοντελοποίηση. Εδώ γίνεται ο σχεδιασμός του πλέγματος (grid), η επιλογή χρονικών βημάτων (time steps), η εισαγωγή οριακών και αρχικών συνθηκών (boundary and initial conditions), και μια αρχική επιλογή υδρολογικών παραμέτρων και φορτίσεων.
5. Βαθμονόμηση (calibration). Κατά την βαθμονόμηση του μοντέλου εξετάζεται εάν το μοντέλο μπορεί να παράγει δεδομένα που να προσεγγίζουν τις μετρήσεις πεδίου. Η βαθμονόμηση γίνεται είτε με τη μέθοδο της δοκιμής – λάθους (trial and error) ή με τη χρήση κάποιου κώδικα.
6. Ανάλυση ευαισθησίας για την διαδικασία της βαθμονόμησης. Αυτό γίνεται για να καθοριστεί ο βαθμός αβεβαιότητας στο βαθμονομημένο μοντέλο.
7. Έλεγχος μοντέλου. Ο σκοπός του ελέγχου αυτού είναι να υπάρξει μεγαλύτερη εμπιστοσύνη στο μοντέλο χρησιμοποιώντας τις βαθμονομημένες παραμέτρους για την παραγωγή μιας δεύτερης ομάδας δεδομένων πεδίου.
8. Πρόβλεψη. Δείχνει την ανταπόκριση του συστήματος σε μελλοντικά γεγονότα. Το μοντέλο βασίζεται στις βαθμονομημένες παραμέτρους που έχουν εισαχθεί καθώς και στις φορτίσεις, εκτός από αυτές που μπορεί να αλλάξουν στο μέλλον, όπου χρησιμοποιούνται προσεγγίσεις.
9. Ανάλυση ευαισθησίας για την πρόβλεψη. (Predictive sensitivity analysis). Γίνεται για να καθοριστεί η αβεβαιότητα στις παραμέτρους που σχετίζονται με την πρόβλεψη. Η αβεβαιότητα σε μια πρόβλεψη σχετίζεται με την αβεβαιότητα στο μοντέλο και την αβεβαιότητα για ακριβή πρόβλεψη μελλοντικών φορτίσεων.
10. Παρουσίαση του σχεδιασμού του μοντέλου και των αποτελεσμάτων.
11. Postaudit. Γίνεται αρκετά χρόνια μετά την ολοκλήρωση του μοντέλου. Καινούρια δεδομένα συλλέγονται από το πεδίο για να καθοριστεί αν οι προβλέψεις ήταν σωστές. Αν οι προβλέψεις ήταν ακριβείς το μοντέλο κατοχυρώνεται για την συγκεκριμένη περιοχή.
12. Επανασχεδιασμός του μοντέλου. Συνήθως το postaudit θα βοηθήσει στην βαθύτερη κατανόηση του συστήματος που μπορεί να οδηγήσει σε αλλαγές στο μοντέλο ή στις παραμέτρους του. [Anderson και Woessner, 1992]

2.4 ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

Κύριες Εξισώσεις

Πριν κατασκευαστεί η κύρια εξίσωση, πρέπει να έχει κατασκευαστεί ένα θεωρητικό (conceptual) μοντέλο του συστήματος.

Υπάρχουν δύο τρόποι να καθοριστούν τα συστήματα υπόγειας ροής. Ο ένας τρόπος είναι να προσεγγιστεί το πρόβλημα από τη θεώρηση του υδροφορέα (aquifer viewpoint). Ένας υδροφορέας είναι μια μονάδα πορώδους υλικού ικανή να αποθηκεύει και να μεταφέρει σημαντικές ποσότητες νερού. Ένας περιορισμένος υδροφορέας επικαλύπτεται από ένα πορώδες στρώμα που περιορίζει τη κίνηση του νερού, ενώ ένας ελεύθερος υδροφορέας έχει για πάνω όριό του τον υδροφόρο ορίζοντα. Αυτή η θεώρηση βρίσκει εξαιρετική εφαρμογή στην περίπτωση ανάλυσης της ροής προς πηγάδια άντλησης και αποτελεί τη βάση για πολλές αναλυτικές λύσεις όπως εκείνες των Thiem, Theis και Jacob. Σε αυτή τη θεώρηση η ροή του υπόγειου ύδατος θεωρείται αυστηρά οριζόντια μεταξύ των υδροφορέων και αυστηρά κάθετη μεταξύ των περιοριστικών στρωμάτων. Η ικανότητα ενός υδροφορέα να μεταφέρει ύδωρ περιγράφεται από την υδραυλική διαπερατότητά του. Η θεώρηση υδροφορέα υπολογίζει από το ολοκλήρωμα της διαπερατότητας στην κατακόρυφη διάσταση ένα χαρακτηριστικό μέγεθος γνωστό ως μεταβιβασιμότητα, που ισούται με το γινόμενο της διαπερατότητας επί το πάχος της κορεσμένης ζώνης. Η μεταβιβασιμότητα ενός περιορισμένου ομογενούς και με σταθερό πάχος υδροφορέα είναι σταθερή ενώ αυτή ενός ελεύθερου υδροφορέα είναι πάντα μεταβλητή χωρικά αφού το πάχος της κορεσμένης ζώνης εξαρτάται από το υδραυλικό ύψος του υδροφόρου ορίζοντα. Βέβαια, αν και στις αναλυτικές λύσεις θεωρούνται σταθερές, τόσο η διαπερατότητα όσο και η μεταβιβασιμότητα είναι μεταβλητές χωρικά αφού οι υδροφορείς που συναντώνται στο πεδίο είναι πάντα ετερογενείς.

Με χρήση αυτής της θεώρησης προσομοιώνονται συστήματα δισδιάστατης ροής σε περιορισμένους και ελεύθερους υδροφορείς. Οι περιορισμένοι υδροφορείς με διαρροή μπορούν να προσομοιωθούν με μία ψευδο-τρισδιάστατη προσέγγιση στην οποία η κάθετη ροή μέσα από τα περιοριστικά στρώματα αντιπροσωπεύεται από έναν όρο διαρροής που προσθέτει ή αφαιρεί ποσότητα ύδατος από τους υποκείμενους ή υπερκείμενους υδροφορείς του περιορισμένου υδροφορέα με διαρροή. Η ποσότητα της διαρροής εξαρτάται από την υδραυλική κλίση του περιορισμένου υδροφορέα καθώς και από το πάχος και την κάθετη διαπερατότητα του περιοριστικού στρώματος. Τα περιοριστικά στρώματα δεν είναι σαφώς προσομοιωμένα και η οριζόντια ροή σε αυτά δεν υπολογίζεται.

Η γενική μορφή της εξίσωσης του συστήματος για τη θεώρηση του υδροφορέα είναι:

$$\frac{\theta}{\theta_x} \left(T_x \frac{\theta_h}{\theta_x} \right) + \frac{\theta}{\theta_y} \left(T_y \frac{\theta_h}{\theta_y} \right) = S \frac{\theta_h}{\theta_t} - R - L \quad (2.4.1)$$

$$\text{Όπου : } L = -K'_z \frac{h_{source} - h}{b'} \quad (2.4.2)$$

Οι όροι στο αριστερό μέρος της εξίσωσης αντιπροσωπεύουν οριζόντια ροή διαμέσω του υδροφορέα όπου h είναι το υδραυλικό ύψος και T_x και T_y είναι οι συνιστώσες της μεταβιβασιμότητας. Η τοποθέτηση των όρων T_x και T_y μέσα στα μερικά διαφορικά επιτρέπει την χωρική μεταβολή τους (ετερογένεια). Οι διαφορετικοί δείκτες x και y για τις δύο διευθύνσεις δείχνουν ότι η μεταβιβασιμότητα μπορεί να είναι διαφορετική στις δύο διευθύνσεις (επιτρέπει την εφαρμογή της εξίσωσης σε ανισότροπους υδροφορείς όπου $T_x \neq T_y$). Το S αναφέρεται στο συντελεστή αποθηκευτικότητας, το R είναι ένας όρος εμπλουτισμού ή άντλησης που στην εξίσωση θεωρείται θετικός (εμπλουτισμός). Αν συμβαίνει άντληση με ρυθμό W τότε ισχύει $R = -W$. Ο τελευταίος όρος στο δεξί μέρος της εξίσωσης (L) δηλώνει διαρροή διαμέσου ενός περιοριστικού στρώματος όπου ο όρος K_z' είναι η κάθετη υδραυλική αγωγιμότητά του, b' το πάχος του και h_{source} το υδραυλικό ύψος στο στρώμα που βρίσκεται στην άλλη πλευρά του περιοριστικού στρώματος.

Όταν η εξίσωση εφαρμόζεται σε ελεύθερο υδροφορέα χρησιμοποιούνται οι παραδοχές Dupuit :

- (1) οι γραμμές ροής είναι οριζόντιες και οι ισοδυναμικές γραμμές είναι κάθετες και
- (2) η οριζόντια υδραυλική κλίση είναι ίση με την κλίση του υδροφόρου ορίζοντα και ανεξάρτητη του βάθους.

Είναι γνωστό ότι $T_x = K_x h$ και $T_y = K_y h$,

Όπου : h είναι η ανύψωση του υδροφόρου ορίζοντα από τον πυθμένα του υδροφορέα, δηλαδή το κορεσμένο πάχος, και μπορεί να μεταβάλλεται τόσο χωρικά όσο και χρονικά.

Το S είναι η ειδική απόδοση. Ο όρος της διαρροής συνήθως είναι μηδέν εκτός και εάν υπάρχει διαρροή από ή προς κάποιο στρώμα κάτω από τον ελεύθερο υδροφορέα.

Από την εξίσωση δεν υπάρχει η συνιστώσα της μεταβιβασιμότητας στη διεύθυνση z . Αυτό οφείλεται στο ότι η μεταβιβασιμότητα υπολογίζεται στην κάθετη διεύθυνση. Είναι μια θεώρηση δύο διαστάσεων που χρησιμοποιείται για να περιγράψει οριζόντια ροή σε ένα υδροφορέα ή στρώμα του μοντέλου. Ωστόσο η υδραυλική διαπερατότητα περιγράφει ιδιότητες μεταβίβασης σε ένα σημείο του υδροφορέα και για το λόγο αυτό έχει συνιστώσες και στις τρεις διευθύνσεις.

Στην περίπτωση της θεώρησης συστήματος ροής δε χρειάζεται η ταυτοποίηση των υδροφορέων και των περιοριστικών στρωμάτων, αλλά η κατασκευή της τρισδιάστατης κατανομής της ροής, της υδραυλικής αγωγιμότητας και των ιδιοτήτων της αποθηκευτικότητας σε κάθε σημείο του συστήματος.

Η θεώρηση συστήματος ροής επιτρέπει τόσο οριζόντιες όσο και κάθετες συνιστώσες ροής στο σύστημα και έτσι επιτρέπει το χειρισμό της ροής σε δυσδιάστατο ή τρισδιάστατο προφίλ.

Μια γενική μορφή της εξίσωσης του συστήματος είναι:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z h \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - R^* \quad (2.4.3)$$

Όπου:

K_x , K_y και K_z είναι οι συνιστώσες της υδραυλικής αγωγιμότητας

S_s είναι η ειδική αποθηκευτικότητα

R^* είναι ένας γενικός όρος εμπλουτισμού ή άντλησης που στην εξίσωση θεωρείται θετικός (εμπλουτισμός) και δηλώνει την εισροή όγκου στο σύστημα ανά μονάδα όγκου υδροφορέα ανά μονάδα χρόνου. Για την προσομοίωση άντλησης χρησιμοποιείται η εξίσωση : $R^* = -W$. [Anderson και Woessner, 1992]

Εξίσωση Boussinesq

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, όταν η εξίσωση χρησιμοποιείται για προσομοίωση ελεύθερων υδροφορέων, συνήθως θεωρείται ότι $T_x = K_x h$ και $T_y = K_y h$ όπου h είναι το κορεσμένο πάχος του υδροφορέα. Αντικαθιστώντας στην εξίσωση προκύπτει η μη γραμμική εξίσωση Boussinesq:

$$\frac{\theta}{\theta_x} \left(K_x h \frac{\theta h}{\theta x} \right) + \frac{\theta}{\theta_y} \left(K_y h \frac{\theta h}{\theta y} \right) = S_y \frac{\theta h}{\theta t} - R \quad (2.4.4)$$

όπου το L ισούται με μηδέν και ο συντελεστής αποθήκευσης είναι ίσος με την ειδική αποθηκευτικότητα.

Επειδή όμως ισχύει:

$$\frac{\theta h^2}{\theta x} = 2h \frac{\theta h}{\theta x}$$

Και

$$\frac{\theta h^2}{\theta y} = 2h \frac{\theta h}{\theta y}$$

Η εξίσωση μπορεί να γραφεί:

$$\frac{\theta}{\theta_x} \left(K_x \frac{\theta h^2}{\theta x} \right) + \frac{\theta}{\theta_y} \left(K_y \frac{\theta h^2}{\theta y} \right) = 2S_y \frac{\theta h}{\theta t} - 2R \quad (2.4.5)$$

Η εξίσωση (2.4.5) είναι μη γραμμική επειδή ο όρος h είναι υψωμένος στη δεύτερη δύναμη στο αριστερό μέλος της εξίσωσης ενώ είναι υψωμένος στην πρώτη δύναμη στο δεξί μέλος. Αν και έχουν αναπτυχθεί αριθμητικές μέθοδοι ειδικά σχεδιασμένες για τη λύση μη γραμμικών εξισώσεων, υπάρχει ένας σχετικά πιο εύκολος τρόπος να λυθεί το πρόβλημα. Χρησιμοποιώντας τη τιμή του κορεσμένου πάχους του υδροφορέα η εξίσωση μπορεί να γραμμικοποιηθεί αποτελεσματικά. [Anderson και Woessner, 1992]

Αριθμητικές Μέθοδοι

Αν απλοποιηθούν οι εξισώσεις μπορούν να λυθούν αναλυτικά. Οι απλοποιήσεις συνήθως περιλαμβάνουν υποθέσεις ομοιογένειας και μονοδιάστατης ή δισδιάστατης ροής. Εκτός από τις εφαρμογές στην υδραυλική σε πηγάδια, οι αναλυτικές λύσεις δε χρησιμοποιούνται ευρέως σε πρακτικές εφαρμογές. Οι αριθμητικές λύσεις είναι πολύ πιο ευπροσάρμοστες και με την εξάπλωση της χρήσης των υπολογιστών πιο εύκολες στη χρήση από τις πιο σύνθετες αναλυτικές λύσεις.

Στην προσομοίωση υπόγειου υδροφορέα χρησιμοποιούνται συνήθως οι παρακάτω πέντε κατηγορίες μοντέλων:

- i) πεπερασμένων διαφορών
- ii) πεπερασμένων στοιχείων
- iii) ολοκληρωμένων πεπερασμένων διαφορών
- iv) η μέθοδος ολοκληρωμένης οριακής εξίσωσης και
- v) αναλυτικά στοιχεία.

Από αυτές οι δύο τελευταίες είναι σχετικά νέες τεχνικές και δεν είναι ευρέως διαδεδομένες. Η μέθοδος των ολοκληρωμένων πεπερασμένων διαφορών είναι στενά συνδεδεμένη με εκείνη των πεπερασμένων στοιχείων. Οι πεπερασμένες διαφορές και τα πεπερασμένα στοιχεία είναι οι πλέον διαδεδομένες μέθοδοι για την επίλυση προβλημάτων ροής.

Ένα πρόγραμμα υπολογιστή, λύνει μία ομάδα αλγεβρικών εξισώσεων που δημιουργούνται από προσέγγιση των μερικών διαφορικών εξισώσεων (κύρια εξίσωση, οριακές και αρχικές συνθήκες) οι οποίες αποτελούν το μαθηματικό μοντέλο. Οι τεχνικές προσέγγισης όπως οι πεπερασμένες διαφορές και τα πεπερασμένα στοιχεία επιδρούν στο μαθηματικό μοντέλο και το μετατρέπουν σε μια μορφή που να μπορεί να λυθεί γρήγορα από έναν υπολογιστή. Η ομάδα των αλγεβρικών εξισώσεων που παράγεται με τον τρόπο αυτό μπορεί να εκφραστεί ως συνάρτηση πινάκων.

Η επιλογή ανάμεσα σε πεπερασμένες διαφορές ή πεπερασμένα στοιχεία εξαρτάται από το προς επίλυση πρόβλημα και την προτίμηση του χρήστη. Οι πεπερασμένες διαφορές είναι εύκολες στην κατανόηση και τον προγραμματισμό. Γενικά, απαιτούνται λιγότερα στοιχεία για την κατασκευή του πλέγματος. Τα πεπερασμένα στοιχεία είναι καλύτερα στην προσέγγιση ορίων ακανόνιστου σχήματος από ότι οι πεπερασμένες διαφορές. (Οι ολοκληρωμένες πεπερασμένες διαφορές όμως μπορούν να χειριστούν τα ακανόνιστα όρια όπως και τα πεπερασμένα στοιχεία.) Είναι ευκολότερο να προσαρμοστεί το μέγεθος μεμονωμένων στοιχείων όπως και η τοποθεσία ορίων με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων, διευκολύνοντας τη διερεύνηση της επίδρασης που έχει στη λύση η διάταξη στο χώρο των κόμβων. Τα πεπερασμένα στοιχεία διαχειρίζονται επίσης καλύτερα τα εσωτερικά όρια όπως οι ελαττωματικές ζώνες και μπορούν να προσομοιώσουν καλύτερα σημειακές πηγές ή καταβόθρες, επιφάνειες με διαρροή και κινούμενους υδροφόρους ορίζοντες από ότι οι πεπερασμένες διαφορές. Για άλλους τύπους προβλημάτων η επιλογή μιας μεθόδου προσέγγισης βασίζεται συνήθως στην προτίμηση του χρήστη.

Έχει αποδειχθεί ότι η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών είναι μια ειδική περίπτωση της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων – αν το πρόβλημα έχει κόμβους ανά ίσα διαστήματα οι παραγόμενες από τις δύο μεθόδους αλγεβρικές εξισώσεις είναι οι ίδιες. Υπάρχει όμως θεμελιώδης διαφορά φιλοσοφίας. Οι μέθοδοι πεπερασμένων διαφορών υπολογίζουν μια τιμή για το υδραυλικό ύψος σε κάθε κόμβο που είναι επίσης και το μέσο υδραυλικό ύψος του κελιού γύρω που περιβάλλει τον κόμβο αυτό. Δε γίνεται καμία υπόθεση για τον τρόπο που μεταβάλλεται το υδραυλικό ύψος από τον ένα κόμβο στον επόμενο. Αντίθετα, τα πεπερασμένα στοιχεία ορίζουν ακριβώς τη μεταβολή του υδραυλικού ύψους μέσα σε ένα στοιχείο με τη μέθοδο παρεμβολής (βασικών) συναρτήσεων. Τα υδραυλικά ύψη υπολογίζονται για ευκολία από τους κόμβους, αλλά το υδραυλικό ύψος ορίζεται παντού μέσω βασικών συναρτήσεων.

Η γενική μορφή της έκφρασης των πεπερασμένων διαφορών για την εξίσωση γράφεται για το υπολογιστικό μόριο του σχήματος ως εξής:

$$Bh_{i-1,j,k} + Ch_{i,j+1,k} + Dh_{i+1,j,k} + Eh_{i,j-1,k} + Fh_{i,j,k+1} + Gh_{i,j,k-1} + Hh_{i,j,k} = RHS_{i,j}, \quad (2.4.6)$$

Η εξίσωση για το υδραυλικό ύψος στον κόμβο i, j, k ($h_{i,j,k}$) εμπεριέχει το υδραυλικό ύψος στον ίδιο τον κόμβο καθώς και τα υδραυλικά ύψη στους έξι γειτονικούς κόμβους. Κάθε υδραυλικό ύψος πολλαπλασιάζεται με ένα συντελεστή (B, C, D, E, F, G ή H) ο οποίος είναι μια συνάρτηση της υδραυλικής αγωγιμότητας μεταξύ των κόμβων. Ο συντελεστής H είναι επίσης συνάρτηση του όρου της αποθήκευσης. Ο όρος $RHS_{i,j,k}$ περιλαμβάνει όρους εμπλουτισμού και αποθήκευσης στο δεξί μέλος της εξίσωσης. Μια εξίσωση δισδιάστατης ροής για το σχήμα γράφεται:

$$\bar{B}h_{i-1,j} + \bar{C}h_{i,j+1} + \bar{D}h_{i+1,j} + \bar{E}h_{i,j-1} + Hh_{i,j} = RHS_{i,j}, \quad (2.4.7)$$

όπου και πάλι τα B, C, D, E και H είναι συντελεστές. Και οι δύο παραπάνω εξισώσεις μπορούν να γραφούν ως εξισώσεις πινάκων υπό την μορφή :

$$[A]\{h\} = \{f\}$$

όπου [A] ο πίνακας συντελεστών, {h} το διάνυσμα των άγνωστων υδραυλικών υψών και {f} το διάνυσμα των όρων του δεξιού μέλους (RHS) της εξίσωσης. [Anderson και Woessner, 1992]

2.5 ΤΟ ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ

Κατασκευάζοντας το θεωρητικό μοντέλο

Ο σκοπός της κατασκευής ενός θεωρητικού μοντέλου είναι να απλοποιηθεί το πρόβλημα του πεδίου και να οργανωθούν τα δεδομένα έτσι ώστε όλο το σύστημα να μπορεί να αναλυθεί πιο ικανοποιητικά. Η απλοποίηση του συστήματος είναι απαραίτητη επειδή μία πλήρης ανακατασκευή του συστήματος του πεδίου είναι ανέφικτη. Θεωρητικά, όσο πιο κοντά το θεωρητικό μοντέλο προσεγγίζει την πραγματικότητα τόσο πιο ακριβές είναι το αριθμητικό μοντέλο. Στη πράξη ωστόσο γίνεται προσπάθεια να βρεθεί η χρυσή τομή όπου το μοντέλο έχει απλοποιηθεί αρκετά για να είναι εύχρηστο, ωστόσο είναι αρκετά σύνθετο για να αναπαριστά με ακρίβεια την πραγματικότητα. Πολύ συχνά λάθη που εμφανίζονται στο αριθμητικό μοντέλο, προέρχονται από λάθος θεωρητικές αντιλήψεις, γι' αυτό είναι σημαντική η σωστή αναπαράσταση του συστήματος ήδη από αυτό το στάδιο. Για την κατασκευή του θεμελιώδους μοντέλου είναι απαραίτητα τρία βήματα:

1. Ο καθορισμός των υδρογραφικών μονάδων

Γεωλογικές πληροφορίες που περιέχουν γεωλογικούς χάρτες, σημεία τομής, πληροφορίες για πηγάδια κ.α. συνδυάζονται με δεδομένα της υδρογεωλογίας για να καθοριστούν οι υδρογραφικές μονάδες που θα χρησιμοποιηθούν στο μοντέλο. Κατά τη διάρκεια κατασκευής του μοντέλου τα τοπικά συστήματα ροής, οι υδροφορείς και τα αδιαπέραστα στρώματα καθορίζονται έτσι ώστε να χρησιμοποιηθούν ως βάση των υδρογραφικών μονάδων.

2. Ο καθορισμός του υδατικού ισοζυγίου

Οι πηγές ύδατος του συστήματος, όπως και οι αναμενόμενες κατευθύνσεις ροής και τα σημεία εκροής πρέπει να αποτελούν αναπόσπαστο κομμάτι του θεωρητικού μοντέλου. Οι εισροές μπορεί να περιέχουν υπόγεια φόρτιση από βροχόπτωση, επιφανειακή ροή ή φόρτιση από επιφανειακά νερά. Οι εκροές μπορεί να περιέχουν εξόδους από ανεξάντλητες πηγές, εναπόθεση σε ρεύματα, εξατμισοδιαπνοή και άντληση. Υπόγεια ροή μπορεί να λαμβάνει χώρα τόσο σαν εισροή όσο και ως εκροή. Το υδατικό ισοζύγιο όμως θα πρέπει να συγκεντρώνει την έκταση και συνεισφορά αυτών των ροών και να υπολογίζει τις αλλαγές στην αποθηκευτικότητα του υδροφορέα. Κατά τη διάρκεια της βαθμονόμησης το υδατικό ισοζύγιο του μοντέλου θα συγκριθεί με το υπολογισμένο από το πεδίο υδατικό ισοζύγιο.

3. Ο καθορισμός του συστήματος της ροής.

Τα υδρογραφικά στοιχεία αποτελούν το σκελετό του θεμελιώδους μοντέλου. Οι υδρολογικές πληροφορίες χρησιμοποιούνται για να αντιληφθούμε την κίνηση του υπόγειου νερού στο σύστημα. Οι πληροφορίες για τη βροχόπτωση, την εξάτμιση και την επιφανειακή απορροή όπως επίσης και τα δεδομένα για το υδραυλικό ύψος και τη γεωχημεία χρησιμοποιούνται σε αυτή την ανάλυση.

Μετρήσεις των επιπέδων του νερού χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της γενικής κατεύθυνσης της υπόγειας ροής, τον εντοπισμό σημείων η περιοχών εισροής – εκροής και του συσχετισμού των υπόγειων υδροφορέων με τα επιφανειακά υδατικά συστήματα. Ο καθορισμός της ροής μπορεί να βασιστεί αποκλειστικά και μόνο σε φυσικά υδρολογικά δεδομένα αλλά για να ισχυροποιηθεί το θεωρητικό μοντέλο καλό θα ήταν να περιέχει και γεωχημικά δεδομένα.

Δεδομένα που παρέχονται μέσω της υδατικής χημείας, μπορεί να χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό της κατεύθυνσης ροών, αναγνώριση πηγών και φορτίσεων, για να εκτιμηθούν ρυθμοί υπόγειας ροής και γενικά για να καθοριστούν συστήματα υπόγειας ροής τοπικά και μη. Οι χημικές αναλύσεις περιέχουν συγκεντρώσεις σημαντικών κατιόντων (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^{+2}) και ανιόντων (SO_4^{-2} , HCO_3^- , Cl^-) μετρήσεις της θερμοκρασίας και του pH ενώ μπορεί να περιέχουν και μετρήσεις για μέταλλα, ραδιενεργά ισότοπα και οργανικούς ρυπαντές. [Anderson και Woessner, 1992]

2.6 ΚΑΤΑΤΑΞΗ ΜΟΝΤΕΛΩΝ

Υπάρχουν πολλοί τρόποι για να καταταχθούν τα μοντέλα υπόγειας ροής. Τα μοντέλα μπορεί να είναι σταθερά ή χρονικά μεταβαλλόμενα, περιορισμένα ή μη, και σε μία, δύο ή τρεις διαστάσεις. Για την κατασκευή του πλέγματος του αριθμητικού μοντέλου η κατάταξη που είναι πιο σχετική είναι αυτή σε σχέση με τη χωρική του διάταξη.

Έτσι τα μοντέλα κατατάσσονται στις εξής κατηγορίες:

- Δισδιάστατα επιφανειακά (aquifer viewpoint)
- Δισδιάστατα profile (flow system viewpoint)
- Ήμι-τρισδιάστατα (aquifer viewpoint)
- Τρισδιάστατα (flow system viewpoint)

Κώδικες που ανιχνεύουν μόρια μπορεί να χρησιμοποιηθούν σε όλα τα παραπάνω συστήματα για την προσομοίωση της συμμεταφοράς.

Δισδιάστατα επιφανειακά μοντέλα

Τα δισδιάστατα επιφανειακά μοντέλα είναι κατάλληλα για να μελετήσουν τέσσερις διαφορετικούς τύπους υδροφορέων. Τους περιορισμένους υδροφορείς, τους περιορισμένους υδροφορείς με διαρροή, τους ελεύθερους και τους μεικτούς υδροφορείς.

Περιορισμένοι υδροφορείς

Όταν προσομοιώνονται περιορισμένοι υδροφορείς, καθορίζονται η μεταβιβασιμότητα και ο συντελεστής αποθηκευτικότητας για κάθε κόμβο, κελί ή στοιχείο. Αλλαγές στην μεταβιβασιμότητα μπορεί να αντιπροσωπεύουν αλλαγές στην υδραυλική αγωγιμότητα ή το πάχος του υδροφορέα. Σε ένα δισδιάστατο επιφανειακό μοντέλο η ανισοτροπία στη μεταβιβασιμότητα αντιπροσωπεύεται από τη διαφορά στη μεταβιβασιμότητα ανάμεσα στις x και y κατευθύνσεις. Τα δεδομένα που εισάγονται στο μοντέλο μπορεί να είναι οι δύο συνιστώσες της μεταβιβασιμότητας στο T_x , και ένας παράγοντας ανισοτροπίας για τον υπολογισμό του T_y . Η μεταβιβασιμότητα μπορεί να εκτιμηθεί από τιμές στη βιβλιογραφία για την υδραυλική αγωγιμότητα και εκτιμήσεις του πάχους του υδροφορέα. Οι τιμές για την μεταβιβασιμότητα και τον συντελεστή αποθηκευτικότητας γενικά εκτιμούνται από τεστ άντλησης. Ο συντελεστής αποθηκευτικότητας μπορεί να υπολογιστεί από εκτιμήσεις για τον specific storage.

Περιορισμένοι υδροφορείς με διαρροή

Σε ένα σύστημα περιορισμένου υδροφορέα με διαρροή, το αδιαπέραστο στρώμα και ο παρακείμενος υδροφορέας που τροφοδοτεί τον περιορισμένο υδροφορέα δεν απεικονίζονται σαφώς στο μοντέλο αλλά εκπροσωπούνται από έναν όρο διαρροής (leakage), ο οποίος ισούται με το λόγο της κάθετης υδραυλικής αγωγιμότητας (K_z) του αδιαπέραστου στρώματος ως προς το πάχος (b') αυτού.

$$Leakage = K'_z/b$$

Η πηγή του νερού σε έναν περιορισμένο υδροφορέα με διαρροή μπορεί να είναι είτε ένας άλλος περιορισμένος υδροφορέας είτε ένας ελεύθερος υδροφορέας ή ακόμη και επιφανειακά νερά. Το μοντέλο γενικά υποθέτει ότι όποια κι αν είναι η πηγή του νερού το υδραυλικό ύψος δεν είναι ανάλογο με το χρόνο.

Μία ακόμη παραδοχή που κάνει το μοντέλο είναι ότι δεν υπάρχει αποδέσμευση νερού εντός του αδιαπέραστου στρώματος. Η διαρροή του νερού από το αδιαπέραστο στρώμα πραγματοποιείται σε χρόνο t_s ο οποίος εξαρτάται από την ειδική αποθηκευτικότητα, την κάθετη υδραυλική αγωγιμότητα και το πάχος του αδιαπέραστου στρώματος.

Ελεύθεροι υδροφορείς

Τα περισσότερα προγράμματα μοντελοποίησης για ελεύθερους υδροφορείς χρησιμοποιούν τις παραδοχές του Durnit οι οποίες εξασφαλίζουν οριζόντια ροή με την προϋπόθεση ότι δεν υπάρχουν αλλαγές στο υδραυλικό ύψος σε σχέση με το βάθος. Οι παραδοχές αυτές είναι:

1. Ο υδροφορέας είναι ομογενής και ισότροπος
2. Ο υδροφορέας όπως και το νερό είναι πρακτικά ασυμπίεστα
3. Η επιφάνεια του νερού βρίσκεται σε ηρεμία (δεν υπάρχει ροή)
4. Ο υδροφορέας κατά το χρονικό διάστημα που αντλείται, δεν ανατροφοδοτείται είτε από άμεση κατείσδυση, είτε από υπερκείμενο ή υποκείμενο υδροφόρο στρώμα
5. Ισχύει ο νόμος του Darcy
6. Υπάρχει μόνιμη ροή του νερού με τα συνεπακόλουθα όπως σταθερή πιεζομετρική επιφάνεια, σταθερή ακτίνα επίδρασης, σταθερές ταχύτητες ροής
7. Υπάρχει συναρμογή της επιφάνειας πτώσης στάθμης με τις εκατέρωθεν επιφάνειες του υπόγειου νερού και ειδικά με την επιφάνεια του νερού μέσα στο πηγάδι.
8. Η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας ροής είναι μηδενική ή αμελητέα σε σχέση με την οριζόντια και σαν συνέπεια αυτού σε όλα τα σημεία της κατακόρυφου η ταχύτητα είναι η ίδια.

Με τη χρήση αυτών των παραδοχών ένα τρισδιάστατο πρόβλημα μετατρέπεται σε δισδιάστατο και ένα δισδιάστατο πρόβλημα σε μονοδιάστατο. Το μοντέλο υπολογίζει τη στάθμη του νερού για κάθε κόμβο.

Η προσομοίωση σε σχέση με ελεύθερους υδροφορείς απαιτεί πίνακες με τιμές για την υδραυλική αγωγιμότητα, specific yield και το ύψος από ένα επίπεδο αναφοράς. Τόσο η υδραυλική αγωγιμότητα όσο και το ενεργό πορώδες μπορεί να υπολογιστούν από τεστ άντλησης. Όταν οι παραδοχές Durnit δεν δύναται να χρησιμοποιηθούν, ένα μοντέλο profile ή τριών διαστάσεων πρέπει να χρησιμοποιηθεί.

Μεικτοί υδροφορείς

Σε αυτά τα συστήματα υδροφορέα συναντώνται όλοι οι δυνατοί συνδυασμοί που περιέχονται στις τρεις παραπάνω περιπτώσεις. Ένας υδροφορέας μπορεί να διαφέρει χωρικά από συνθήκες περιορισμένου σε ελεύθερου ή και το αντίστροφο, σε κάθε περίπτωση όμως όλες οι προαναφερθέντες συνθήκες μπορεί να χρησιμοποιηθούν.

Ημι-τρειςδιάστατα μοντέλα

Ένα ημι-τρειςδιάστατο μοντέλο προσομοιώνει μια σειρά από υδροφορείς με παρεμβλλόμενα αδιαπέραστα στρώματα. Όπως και στα δυσδιάστατα επιφανειακά μοντέλα με περιορισμένο υδροφορέα με διαρροή, τα αδιαπέραστα στρώματα δεν απεικονίζονται σαφώς σε ένα ημι-τρειςδιάστατο μοντέλο ούτε και το υπολογίζεται το υδραυλικό ύψος στα αδιαπέραστα στρώματα. Η επίδραση των αδιαπέραστων στρωμάτων προσομοιώνεται από έναν όρο διαρροής L ο οποίος αντιπροσωπεύει την κάθετη ροή ανάμεσα σε δυο υδροφορείς. Ο όρος διαρροής είναι συνάρτηση της leakage και της διαφοράς του υδραυλικού ύψους κατά μήκος του περιοριστικού στρώματος.

Αγνοώντας την οριζόντια ροή στα περιοριστικά στρώματα προκαλεί λιγότερο από 5% διαφορά στα υπολογίσιμα υδραυλικά ύψη. Όταν υπάρχει διαφορά τάξης μεγέθους μικρότερη από δυο ανάμεσα στην υδραυλική αγωγιμότητα του αδιαπέραστου στρώματος και του υδροφορέα τότε προτιμάται η χρήση του τρισδιάστατου μοντέλου.

Δισδιάστατα profile και τρισδιάστατα μοντέλα

Τα δισδιάστατα profile και τα τρισδιάστατα μοντέλα χρησιμοποιούν την προσέγγιση του συστήματος ροής. Τα τρισδιάστατα μοντέλα έχουν ουσιαστικά τα ίδια δεδομένα με ένα δισδιάστατο επιφανειακό μοντέλο με τη μόνη διαφορά ότι οι παράμετροι πρέπει να προσδιοριστούν για κάθε στρώμα του μοντέλου. Τα δισδιάστατα profile μοντέλα ανήκουν σε μια ειδική κατηγορία μοντέλων, τα δεδομένα μπορεί να εισαχθούν με παρόμοιο τρόπο με τα δισδιάστατα επιφανειακά και τα τρισδιάστατα μοντέλα.

Αυτή η κατηγορία των μοντέλων χρησιμοποιείται για να προσομοιώσει ελεύθερους υδροφορείς όταν η κάθετη κλίση του υδραυλικού ύψους σημαντική. Σε αυτά τα μοντέλα η επιφάνεια του νερού αποτελεί μέρος του ορίου. Τόσο οι πεπερασμένες διαφορές όσο και τα πεπερασμένα στοιχεία είναι μπορούν να χρησιμοποιηθούν αλλά στην περίπτωση όπου έχουμε κίνηση της στάθμης του νερού τότε τα πεπερασμένα στοιχεία προτιμούνται. Μερικοί κώδικες πεπερασμένων στοιχείων είναι σχεδιασμένοι έτσι ώστε να επιτρέπουν την κίνηση των nodes, επιτρέποντας την προσαρμογή της στάθμης του νερού κατά τη διάρκεια της λύσης. Τα τρισδιάστατα μοντέλα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να αναπαραστήσουν παροδική απελευθέρωση νερού μέσα στα περιορισμένα στρώματα, στα οποία θεωρείται μια τιμή της ειδικής αποθηκευτικότητας. [Anderson και Woessner, 1992]

2.7 ΣΧΕΔΙΑΖΟΝΤΑΣ ΤΟ ΠΛΕΓΜΑ

Σε ένα αριθμητικό μοντέλο η συνεχής περιοχή μελέτης αντικαθίσταται από ένα σύνολο κόμβων, κελιών το οποίο αποτελεί το κομβικό πλέγμα. Το κομβικό πλέγμα αποτελεί το σκελετό του αριθμητικού μοντέλου. Το θεωρητικό μοντέλο και η επιλογή του τύπου του μοντέλου θα καθορίσει τις γενικές διαστάσεις του πλέγματος. Η επιλογή κώδικα πεπερασμένων στοιχείων ή πεπερασμένων διαφορών θα καθορίσει την γενική δομή του πλέγματος.

Υπάρχουν δυο τύποι πλεγμάτων πεπερασμένων διαφορών. Το block-centered πλέγμα και το mesh-centered, με μία διαφορά που υφίσταται στο τρόπο με τον οποίο χειρίζονται τις οριακές διακυμάνσεις (flux boundaries). Στη προσέγγιση με block-centered πλέγμα οι οριακές διακυμάνσεις εντοπίζονται πάντα στην άκρη του block. Στο mesh-centered πλέγμα το όριο συμπίπτει με ένα κόμβο. Σε μεγάλους κώδικες τα μαθηματικά των πεπερασμένων διαφορών αντιμετωπίζονται πιο εύκολα με την προσέγγιση block-centered.

Η επιλογή του τύπου του μοντέλου θα καθορίσει αν απαιτούνται ένα ή περισσότερα στρώματα. Εάν μόνο ένα στρώμα χρειάζεται, αυτό συνήθως αντιπροσωπεύει μία απλή υδρογραφική μονάδα. Η χρήση του θεωρητικού μοντέλου βοηθάει στον καθορισμό του αριθμού των στρωμάτων που θα χρησιμοποιηθούν.

Ένας παράγοντας που πρέπει να ληφθεί υπόψη είναι το μέγεθος της απόστασης των κόμβων στην οριζόντια κατεύθυνση όπου είναι συνάρτηση της αναμενόμενης καμπυλότητας του ύψους του νερού ή της ποτενσιομετρικής επιφάνειας. Οι αλλαγές του υδραυλικού ύψους στην κάθετη κατεύθυνση θα επιδράσουν στην επιλογή της κάθετης απόστασης των κόμβων. Ένας ακόμη παράγοντας είναι η μεταβλητότητα των ιδιοτήτων του υδροφορέα. Τυπικά τα στρώματα των μοντέλων αντιστοιχούν σε μια υδρογραφική μονάδα, παρόλα αυτά όμως εάν υπάρχουν σημαντικές κάθετες κλίσεις στο υδραυλικό ύψος τότε δύο ή και περισσότερα στρώματα μπορούν να αναπαρασταθούν από μια απλή υδρογραφική μονάδα. Γενικά οι αλλαγές στην οριζόντια κατεύθυνση πραγματοποιούνται σε μεγαλύτερη απόσταση απ' ό,τι στην κάθετη απόσταση. Τέλος ένας ακόμη παράγοντας που θα επηρεάσει στην επιλογή της απόστασης των κόμβων είναι και η έκταση της περιοχής. Ένα πλέγμα με μικρό αριθμό κόμβων είναι προτιμότερο, με απώτερο σκοπό την ελαχιστοποίηση του αριθμού των δεδομένων και των υπολογισμών για λόγους πρακτικότητας. Ακόμη είναι επιθυμητό να χρησιμοποιηθεί ένας μεγάλος αριθμός από κόμβους ούτως ώστε η αναπαράσταση του συστήματος να είναι όσο το δυνατόν πιο ακριβής. [Anderson και Woessner, 1992]

Πλέγματα Πεπερασμένων Διαφορών

Στα πλέγματα πεπερασμένων διαφορών οι κόμβοι ονομάζονται με τη χρήση i j και k δεικτών, , οι οποίοι αναφέρονται στη θέση τους σε μία γραμμή, στήλη και στρώμα του πλέγματος. Ένα πλέγμα δύο διαστάσεων δημιουργείται ξεκαθαρίζοντας τις τιμές των $\Delta x, \Delta y$ στον οριζόντιο άξονα. Σε ένα τρισδιάστατο μοντέλο η τιμή του Δz μπορεί επίσης να χρειάζεται.

Οι κόμβοι χωρίζονται έτσι ώστε τα διαστήματα $\Delta x, \Delta y$ και Δz να είναι σταθερά αλλά όχι και απαραίτητα ίσα μεταξύ τους. Τις περισσότερες φορές είναι απαραίτητο ένα ακανόνιστο πλέγμα με μικρές αποστάσεις των κόμβων σε περιοχές όπου συναντάται το κύριο πρόβλημα (π.χ. πηγάδια άντλησης) ή παρουσιάζονται άλλα σημαντικά υδρολογικά γνωρίσματα. Όταν στο εσωτερικό του πλέγματος χρησιμοποιηθούν μικρές αποστάσεις, μπορεί να είναι απαραίτητο να αυξηθούν οι αποστάσεις των κόμβων του πλέγματος και έτσι να διογκωθεί, και να βγει έξω από τα όρια. Γι' αυτό το λόγο ίσως χρειαστεί να αραιωθούν λίγο. Γενικά ο κανόνας που χρησιμοποιείται στα μοντέλα πεπερασμένων διαφορών είναι ότι το διάστημα ενός κόμβου δεν θα πρέπει να υπερβαίνει κατά 1.5 φορές την απόσταση του προηγούμενου κόμβου. Έτσι από το ανάπτυγμα του πλέγματος προκύπτει ένα όριο εξαιτίας του σφάλματος που υπεισέρχεται λόγω της δεύτερης παραγώγου που υπολογίζεται σε ακανόνιστα διαστήματα των κόμβων. Η διαφορά του σφάλματος μπορεί θεωρητικά να περιοριστεί με τη βοήθεια μίας σειράς Taylor. [Anderson και Woessner, 1992]

Πλέγματα Πεπερασμένων Στοιχείων

Ένα μειονέκτημα στα πλέγματα των πεπερασμένων στοιχείων είναι ότι η εισαγωγή των στοιχείων που απαιτούνται για την κατασκευή του πλέγματος είναι πιο επίπονη και δύσκολη.

Απαιτείται κάθε κόμβος αλλά και στοιχείο να είναι αριθμημένο και η συντεταγμένη θέση (x, y, z) κάθε κόμβου και ο αριθμός αυτού θα πρέπει να είναι συνδεδεμένος με κάθε στοιχείο που θα εισαχθεί στο μοντέλο. Η αρίθμηση των κόμβων γίνεται συστηματικά από κάτω προς τα πάνω ή από πάνω προς τα κάτω και από αριστερά προς τα δεξιά ανάλογα με το που είναι η μικρότερη διάσταση από το κύριο πρόβλημα. Η μέθοδος αυτή επεξεργάζεται ξεχωριστά κάθε στοιχείο και στη συνέχεια συναρμολογεί τις εξισώσεις κάθε στοιχείου σε έναν μαθηματικό πίνακα. Η αρίθμηση των κόμβων γίνεται με τέτοιο τρόπο, από τη μικρότερη διάσταση του πλέγματος, έτσι ώστε να ελαχιστοποιηθεί το εύρος του πίνακα των δεδομένων που εισάγονται στο μοντέλο (έτσι ελαχιστοποιείται και η απαιτούμενος χρόνος για την επίλυση του προβλήματος). Κατά το σχεδιασμό του πλέγματος των πεπερασμένων στοιχείων για ιστροπικά υλικά θα πρέπει η αναλογία της μικρότερης και της μεγαλύτερης διάστασης να είναι κοντά στη μονάδα. Με αυτόν τον τρόπο μειώνονται τα αριθμητικά σφάλματα με ακόμη καλύτερα αποτελέσματα με τη χρήση κανονικών τριγωνικών στοιχείων. Αναλογίες της τάξης του 5 θα πρέπει να αποφεύγονται ενώ είναι θετική η χρήση μιας περιοχής μετάβασης από τα μεγαλύτερα στα μικρότερα στοιχεία. Όταν αντιμετωπίζουμε ανιστροπικά υλικά το σχήμα των στοιχείων θα πρέπει να εξάγεται από την αντίστοιχη ιστροπική περιοχή και να σχεδιάζεται έτσι ώστε η αναλογία της μικρότερης και της μεγαλύτερης διάστασης να μην ξεπερνά το 5. Επειδή ο σχεδιασμός του πλέγματος με πεπερασμένα στοιχεία μπορεί να απαιτεί πολύ χρόνο, συνίσταται η χρήση κώδικα για τη δημιουργία του πλέγματος και την αρίθμηση των κόμβων – ειδικά σε σύνθετα προβλήματα.

Τα μοντέλα πεπερασμένων διαφορών υπολογίζουν το υδραυλικό ύψος σε κάθε κόμβο ξεχωριστά. Η τιμή αυτή του υδραυλικού ύψους είναι η μέση τιμή για κάθε κελί και σε ένα block-centered πλέγμα, οι ιδιότητες του υδροφορέα καθώς και οι υδραυλικές πιέσεις που δέχεται προσδιορίζονται γύρω από αυτόν τον κόμβο.

Αντίθετα σε ένα μοντέλο πεπερασμένων στοιχείων, οι ιδιότητες του υδροφορέα προσδιορίζονται είτε από ένα κόμβο, είτε από ένα στοιχείο είτε από μία περιοχή που επηρεάζεται γύρω από τον κόμβο. Όταν χρησιμοποιούνται γραμμικά τριγωνικά στοιχεία, τότε μπορεί να είναι πιο εύκολο να προσδιοριστούν οι ιδιότητες στους κόμβους λόγω του ότι θα υπάρχουν πάντα λιγότεροι κόμβοι απ' ό,τι στοιχεία σ' αυτό το είδος πλέγματος.

Είναι δύσκολο να προσδιοριστούν οι τιμές των παραμέτρων που θα εισαχθούν στο πλέγμα επειδή το μοντέλο απαιτεί δεδομένα για κάθε κόμβο, στοιχείο και κελί και γενικά τα στοιχεία του πεδίου είναι πενιχρά. Όταν δεν υπάρχουν αρκετά στοιχεία για κάθε κόμβο μπορεί να χρησιμοποιηθεί μαθηματική παρεμβολή για καλύτερο προσδιορισμό των τιμών ανά κόμβο ή στοιχείο. Μια χρησιμοποιούμενη μέθοδος γι' αυτό το σκοπό είναι η παρεμβολή 'kriging' η οποία είναι ένα είδος στατιστικής παρεμβολής, σύμφωνα με την οποία γίνεται επιλογή της καλύτερης γραμμικής αμερόληπτης εκτίμησης (best linear unbiased estimate - BLUE).

Η μεταβλητή προσδιορίζεται ως μία τυχαία συνάρτηση, της οποίας η χωρική συσχέτιση προκύπτει από αλλαγές της απόστασης. Η μέθοδος του 'kriging' διαφέρει από άλλες μεθόδους παρεμβολής διότι λαμβάνει υπόψη τη δομή της μεταβλητής χωρικά και παρέχει μία εκτίμηση του σφάλματος της παρεμβολής ως τυπική απόκλιση των τιμών. Η εκτίμηση του λάθους είναι απαραίτητη όταν οι τιμές των παραμέτρων χρησιμοποιούνται για τη βαθμονόμηση του μοντέλου.

Όποια μέθοδος και αν χρησιμοποιείται για την εισαγωγή τιμών των παραμέτρων στους κόμβους, είναι σημαντικό η κατανομές που δημιουργούνται να έχουν νόημα σε υδρολογικούς όρους και οι τιμές περιέχονται σε λογικά όρια για το σχετικό γεωλογικό σκηνικό.

Οπότε συγκεντρωτικά τα δεδομένα που απαιτούνται για να μοντελοποιηθεί η υπόγεια ροή μπορούν να χωριστούν σε δύο κατηγορίες. Η κατηγορία Α περιλαμβάνει τη γεωμετρία του συστήματος καθώς επίσης και το πάχος και την έκταση κάθε υδρογραφικής μονάδας. Η κατηγορία Β περιλαμβάνει υδρολογικά δεδομένα.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ Α: ΦΥΣΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

1. Γεωλογικοί χάρτες και τμήματα εκτάσεων που απεικονίζουν το μέγεθος και τα όρια του συστήματος.
 2. Τοπογραφικοί χάρτες που περιέχουν πληροφορίες και για επιφανειακά νερά.
 3. Χάρτες που περιέχουν πληροφορίες για το περίγραμμα των υδροφορέων καθώς και για τα αδιαπέραστα στρώματα.
 4. Χάρτες που περιγράφουν το πάχος των υδροφορέων και των αδιαπέραστων στρωμάτων.
 5. Χάρτες που παρουσιάζουν τα όρια και το πάχος των ποταμών και των λιμνών.
- Ενώ στην κατηγορία Β περιέχονται υδρολογικές πληροφορίες για το υδραυλικό ύψος και τη ροή, οι οποίες είναι απαραίτητες για τη θεμελίωση του μοντέλου, και για να καθοριστούν οι ιδιότητες και τα υδρολογικά χαρακτηριστικά του υδροφορέα.

ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ Β: ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

1. Στάθμη νερού και ποτενσιομετρικοί χάρτες για του υδροφορείς.
 2. Υδρογραφία των υπόγειων υδάτων και ο ρυθμός αποφόρτισης με τα επιφανειακά ύδατα.
 3. Χάρτες που περιγράφουν την υδραυλική αγωγιμότητα και τη μεταβιβασιμότητα.
 4. Χάρτες με πληροφορίες για την αποθηκευτική ικανότητα των υδροφορέων.
 5. Υδραυλικές αγωγιμότητες και συμπεριφορά του υδροφορέα με τα παρακείμενα ποτάμια και λίμνες.
 6. Χωρική και χρονική κατανομή του ρυθμού εξατμισοδιαπνοής, υπόγειας επαναφόρτισης, αλληλεπίδρασης επιφανειακών και υπόγειων υδάτων, υπόγειας άντλησης και φυσικής υπόγειας αποφόρτισης.
- Οι περισσότερες από αυτές τις πληροφορίες και οι διάφοροι συντελεστές προέρχονται από τη διεθνή βιβλιογραφία ή από μετρήσεις, τόσο από πειράματα που γίνονται σε εξειδικευμένα εργαστήρια όσο και σε μελέτες που γίνονται *in situ* στην εν λόγω περιοχή. [Anderson και Woessner, 1992]

2.8 ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Γενικά τα μαθηματικά μοντέλα συνίστανται από τις θεμελιώδεις εξισώσεις, τις αρχικές συνθήκες και τις οριακές συνθήκες. Οι οριακές συνθήκες είναι μαθηματικές εξισώσεις, οι οποίες καθορίζουν την εξαρτημένη μεταβλητή (υδραυλικό ύψος) ή την παράγωγο της εξαρτημένης μεταβλητής (flux) στα όρια της περιοχής που εξετάζεται. Η σωστή επιλογή των οριακών συνθηκών αποτελεί κρίσιμο βήμα για το σωστό σχεδιασμό. Σε προσομοιώσεις σταθερής ροής τα όρια επηρεάζουν πολύ τον τρόπο ροής. Σε αυτή την περίπτωση τα όρια πρέπει να επιλεγθούν προσεκτικά έτσι ώστε η προσομοίωση να είναι ρεαλιστική.

Τα φυσικά όρια στα συστήματα υπόγειας ροής σχηματίζονται με την φυσική παρουσία αδιαπέρατων στρωμάτων, ή μεγάλων επιφανειακών υδατικών σωμάτων. Άλλα όρια σχηματίζονται σαν αποτέλεσμα υδρολογικών συνθηκών. Αυτά τα αόρατα όρια είναι υδραυλικά όρια που περιέχουν υπόγεια χωρίσματα και στρωτές ροές. (streamlines).

Τα υδρογεωλογικά όρια αντιπροσωπεύονται από τους ακόλουθους τρεις τύπους μαθηματικών συνθηκών:

Πρώτο Είδος: Όρια συγκεκριμένου υδραυλικού ύψους, στα οποία το υδραυλικό ύψος είναι δεδομένο (*Specified head boundaries-Dirichlet conditions*).

Δεύτερο Είδος: Όρια συγκεκριμένης ροής, στα οποία η παράγωγος του υδραυλικού ύψους είναι δεδομένη. Όταν έχουμε οριακές συνθήκες μηδενικής ροής τότε η flux είναι μηδέν (*Specified flow boundaries-Neumann conditions*).

Τρίτο Είδος: Οριακές συνθήκες ροής εξαρτημένες από το υδραυλικό ύψος, στις οποίες υπολογίζεται η flux κατά μήκος των ορίων από μια δεδομένη τιμή του υδραυλικού ύψους.

Αυτός ο τύπος οριακών συνθηκών ονομάζεται και mixed διότι συσχετίζει τα οριακά υδραυλικά ύψη με τις οριακές συνθήκες ροής (*Head-dependent flow boundaries-Cauchy or mixed boundary conditions*).

Είναι προτιμότερο, όταν καθορίζονται τα όρια να λαμβάνονται υπόψη όλα τα γνωρίσματα όπως εισροές και εκροές έτσι ώστε η μορφή της ροής που θα προκύπτει από το μοντέλο να ταιριάζει με αυτή του πεδίου. Γενικά θα πρέπει να επιλέγονται φυσικά όρια, όπως αδιαπέραστοι βράχοι επειδή αποτελούν μέρη του όλου συστήματος. Ορισμένα παραδείγματα άλλων ορίων που θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν είναι:

- Αδιαπέραστοι βράχοι ως το κατώτερο όριο του συστήματος
- Σημεία όπου παρατηρείται διαφορά στην υδραυλική αγωγιμότητα πάνω από δύο τάξεις μεγέθους. Σ' αυτή την περίπτωση η υδραυλική αγωγιμότητα προκαλεί διάθλαση στις γραμμές της ροής και στα στρώματα με μεγάλη υδραυλική αγωγιμότητα η ροή ουσιαστικά θεωρείται οριζόντια, ενώ στα στρώματα με χαμηλότερη είναι κάθετη.
- Επιφανειακοί υδάτινοι αποδέκτες, οι οποίοι διεισδύουν ολικά σε υπόγειους υδροφορείς και αποτελούν όρια συγκεκριμένου υδραυλικού ύψους
- Αδιαπέραστα στρώματα καθώς επίσης και ελαττωματικές ζώνες και εισροές αλμυρού νερού σε παραθαλάσσιους υδροφορείς αποτελούν υδανικά όρια μηδενικής ροής.

Σε ένα σύστημα ροής συνήθως υπάρχουν καθορισμένες τιμές του υδραυλικού ύψους και της ροής αλλά πρόβλημα μπορεί να υπάρξει εάν χρησιμοποιηθούν μόνο οριακές συνθήκες ροής.

Αυτό οφείλεται στο ότι η θεμελιώδης εξίσωση γράφεται με τη μορφή παραγώγων ή διαφορικών του υδραυλικού ύψους και έτσι η λύση που θα προκύψει δεν θα είναι μοναδική αλλά θα υπάρχουν και άλλες.

Σε προβλήματα σταθερών συνθηκών (steady-states) απαιτείται τουλάχιστον ένας οριακός κόμβος με καθορισμένο υδραυλικό ύψος έτσι ώστε να αποτελέσει τη βάση και να αρχίσει να υπολογίζει τις τιμές και στους άλλους κόμβους.

Οι οριακές συνθήκες ροής σε συνδυασμό με τις αρχικές συνθήκες του προβλήματος μπορεί να αποτελέσουν τη

βάση για την επίλυση και άλλων σημαντικών προβλημάτων.

Εάν δεν είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν φυσικά όρια ούτε υπόγεια υδραυλικά χωρίσματα, τότε θα πρέπει να επιλεγούν άλλα όρια. Αυτά είναι συνήθως υδραυλικά όρια που προσδιορίζονται από πληροφορίες που προέρχονται από την διαμόρφωση της ροής του συστήματος. Πρέπει να επιδειχθεί όμως θεωρητικά και αριθμητικά ότι τα όρια αυτά δε θα προκαλέσουν η λύση που θα προκύψει να διαφέρει σημαντικά από τη απόκριση που έχουμε στο πεδίο.

Στην επιλογή ορίων που δε συμπίπτουν με τα φυσικά όρια, δύο επιλογές είναι διαθέσιμες:

1. Απομακρυσμένα όρια. Σε παροδικές προσομοιώσεις, τα όρια είναι δυνατόν να είναι τοποθετημένα αυθαίρετα και μακριά από το κέντρο του πλέγματος με αποτέλεσμα να μην επηρεάζεται από τις πιέσεις που δέχεται το σύστημα κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης και το υδραυλικό ύψος αλλά και η ροή γύρω από τα όρια να παραμένει αμετάβλητη. Έτσι για παράδειγμα σε μια δυναμική προσομοίωση, στην οποία τα όρια δεν επηρεάζονται είναι όταν γίνεται άντληση νερού μέσω πηγαδιών και υπάρχει περιορισμένος χρόνος είτε όταν υπάρχει εισροή νερού από παρακείμενη πηγή όπως ποτάμι.

Σ' αυτές τις περιπτώσεις το πλέγμα σχεδιάζεται με μικρές αποστάσεις των κόμβων στην περιοχή όπου εστιάζεται το πρόβλημα και με μεγαλύτερες αποστάσεις κοντά στα όρια.

2. Υδραυλικά όρια. Τα όρια αυτά που δεν συμπίπτουν με τα τοπικά μπορεί να χρησιμοποιηθούν για να επιλύσουν μικρότερα προβλήματα. Μπορεί να είναι συγκεκριμένου υδραυλικού ύψους, μηδενικής ροής ή συγκεκριμένης οριακής ροής. Χρησιμοποιούνται για ευκολία γιατί μιμούνται τον τύπο της ροής που λαμβάνει χώρα σε μεγαλύτερα προβλήματα και συχνά καλούνται και τεχνητά όρια.

Τα υδραυλικά όρια μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να παράγουν σταθερές συνθήκες ροής όταν απαιτείται να γίνει η βαθμονόμηση του μοντέλου. Παρ' όλα αυτά μπορεί να μην είναι αποδεκτά για δυναμικά προβλήματα ή συνθήκες σταθερής ροής και αυτό διότι το μοντέλο υποθέτει ότι οι συνθήκες στα όρια δεν αλλάζουν από τις αρχικές τους τιμές εκτός και αν αλλάξουν από τον χρήστη του μοντέλου. Κάτω από δυναμικές συνθήκες στο πεδίο, τα υδραυλικά ύψη κατά μήκος των υδραυλικών ορίων μπορεί να αλλάξουν χάρης των πιέσεων που δέχονται από το σύστημα. Επειδή το μοντέλο δεν επιτρέπει αυτή την αλλαγή, το αποτέλεσμα που θα προκύψει στο εσωτερικό του πλέγματος θα είναι λανθασμένο. Αν η επίδραση στα υδραυλικά ύψη κατά μήκος των υδραυλικών ορίων είναι σημαντική, είτε διευρύνονται τα όρια της υπό μελέτης περιοχής είτε επιλέγονται διαφορετικές τιμές στα υδραυλικά όρια. [Anderson και Woessner, 1992]

Προσομοίωση ορίων

Κατά την προσομοίωση των ορίων, σε πλέγματα πεπερασμένων στοιχείων και mesh-centered πλέγματα πεπερασμένων διαφορών, οι κόμβοι θα πρέπει πάντα να συμπίπτουν με τα όρια.

Στα block-centered πλέγματα πεπερασμένων διαφορών τα καθορισμένα υδραυλικά ύψη τοποθετούνται πάνω στους κόμβους και τα οι συνθήκες της ροής έξω από αυτούς. Οι τιμές για τα υδραυλικά ύψη και ροές στα όρια πρέπει να διευκρινίζονται από μετρήσεις πεδίου.

Καθορισμένο Υδραυλικό Ύψος:

Σε καθορισμένα όρια υδραυλικού ύψους, η προσομοίωση γίνεται θέτοντας το υδραυλικό ύψος στους σχετικούς κόμβους ίσο με γνωστές τιμές που έχουν μετρηθεί. Όταν το όριο είναι ένα ποτάμι, το υδραυλικό ύψος κατά μήκος αυτού θα ποικίλει χωρικά, ενώ όταν είναι μία λίμνη ή άλλο σώμα που περιέχει αποθέματα το όριο περιγράφεται από σταθερές συνθήκες. Σε δισδιάστατες προσομοιώσεις οι κόμβοι συγκεκριμένου υδραυλικού ύψους στα όρια, αντιπροσωπεύουν επιφανειακά υδατικά σώματα που διεισδύουν εξολοκλήρου στον υδροφορέα ή το κάθετο μέσο υδραυλικό ύψος στον υδροφορέα στα υδραυλικά όρια. Σε τρισδιάστατα μοντέλα οι κόμβοι συγκεκριμένου υδραυλικού ύψους μπορεί να αντιπροσωπεύουν τα επίπεδα της στάθμης του νερού ή επιφανειακά υδατικά σώματα.

Είναι σημαντικό να διευκρινισθεί ότι τα καθορισμένα όρια υδραυλικού ύψους αναπαριστούν ανεξάντλητες προμήθειες νερού. Το υπόγειο σύστημα είναι δυνατόν να αλληλεπιδρά με εισροές και εκροές με το όριο χωρίς να μεταβάλλεται το υδραυλικό ύψος.

Σε μερικές περιπτώσεις αυτή είναι μια προσομοίωση μη ρεαλιστική για το σύστημα. Φυσικά είναι δυνατόν να αλλάζει η τιμή του υδραυλικού ύψους στα όρια καθώς γίνεται η προσομοίωση, αρκεί η καινούργια τιμή να μπορεί να δικαιολογηθεί. [Anderson και Woessner, 1992]

Καθορισμένη ροή:

Οι συνθήκες καθορισμένης ροής χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν fluxes σε επιφανειακά υδατικά σώματα και υπόγειες πηγές. Επίσης χρησιμοποιούνται για να προσομοιώσουν υδραυλικά όρια σε τοπικά συστήματα ροής. Παρόλο που τις περισσότερες φορές είναι προτιμότερες οι συνθήκες καθορισμένου υδραυλικού ύψους, διότι είναι πιο εύκολες στον υπολογισμό αλλά και στη βαθμονόμηση, υπάρχουν περιπτώσεις όπου οι συνθήκες καθορισμένης ροής

αποδίδουν περισσότερο όπως σε συστήματα όπου η ροή παραμένει σταθερή κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης αλλά το υδραυλικό ύψος όχι.

Σε μοντέλα πεπερασμένων διαφορών τα όρια καθορισμένης ροής προσομοιώνονται με πηγάδια άντλησης ή εμπλουτισμού με συγκεκριμένο ρυθμό άντλησης. [Anderson και Woessner, 1992]

Όρια μηδενικής ροής:

Οι συνθήκες μηδενικής ροής λαμβάνουν χώρα όταν η flux κατά μήκος των ορίων είναι μηδέν. Τα όρια μηδενικής ροής μπορεί να αντιπροσωπεύουν αδιαπέραστους βράχους, αδιαπέραστες ελαττωματικές ζώνες, υπόγεια χωρίσματα. Ένα όριο μηδενικής ροής μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί για την προσομοίωση της επιφάνειας γλυκού – αλμυρού νερού σε παράκτιους υδροφορείς.

Σε αυτή την περίπτωση τα υπόγεια νερά του υδροφορέα εκφορτίζονται στη θάλασσα διαμέσου μίας ζώνης διασποράς όπως φαίνεται στο σχήμα. Για την αντιμετώπιση του προβλήματος απαιτείται ένα μοντέλο που να επιτρέπει την εισαγωγή των αλληλεπιδράσεων που προέρχονται από τη διάχυση και διασπορά του θαλασσινού νερού.

Οι συνηθισμένοι κώδικες μπορούν να προσομοιώσουν μια διεπιφάνεια αλμυρού – γλυκού νερού προσεγγιστικά σαν ένα όριο με συνθήκες μηδενικής ροής. Σε ένα block-centered μοντέλο πεπερασμένων διαφορών τα όρια μηδενικής ροής προσομοιώνονται με το μηδενισμό της μεταβιβασιμότητας ή της υδραυλικής αγωγιμότητας στα μη ενεργά κελιά έξω ακριβώς από τα όρια. Στα περισσότερα μοντέλα όμως θεωρείται μηδενική ροή στα όρια όμως χρήστης του μοντέλου μπορεί να παρέμβει και να αλλάξει αυτές τις συνθήκες. [Anderson και Woessner, 1992]

Ροή εξαρτώμενη από το υδραυλικό ύψος:

Η flux κατά μήκος των ορίων εξαρτάται από τη διαφορά της τιμής του υδραυλικού ύψους που έχουμε εισάγει στη μία πλευρά του ορίου, και της άλλης τιμής που υπολογίζει το μοντέλο στην άλλη πλευρά του ορίου.

Η συμπεριφορά των μοντέλων πεπερασμένων διαφορών και πεπερασμένων στοιχείων (για ροή εξαρτώμενη από το υδραυλικό ύψος) είναι ίδια με τη διαφορά ότι στα μοντέλα πεπερασμένων διαφορών υπολογίζεται η flux για κάθε κελί, ενώ στον πεπερασμένων στοιχείων υπολογίζεται για κάθε κόμβο.

Η διαρροή από ή προς ένα ποτάμι, λίμνη ή αποθηκευτικό σώμα μπορεί να προσομοιωθεί χρησιμοποιώντας συνθήκες ροής εξαρτώμενης από το υδραυλικό ύψος. Ο ρυθμός ροής ή διαρροής δίνεται από τον τύπο:

$$L = \frac{Q_L}{A} = K'_z/b'(h_{\text{source}} - h) \quad (2.8.1)$$

Όπου: Q_L : η ογκομετρική παροχή

A : η επιφάνεια του κελιού όπου λαμβάνει χώρα η διαρροή

h_{source} : το υδραυλικό ύψος στην πηγή (λίμνη ή ποτάμι)

h : η τιμή του υδραυλικού ύψους πολύ κοντά στην πηγή,

K'_z : η κάθετη υδραυλική αγωγιμότητα της κοινής επιφάνειας και b' το πάχος αυτής.

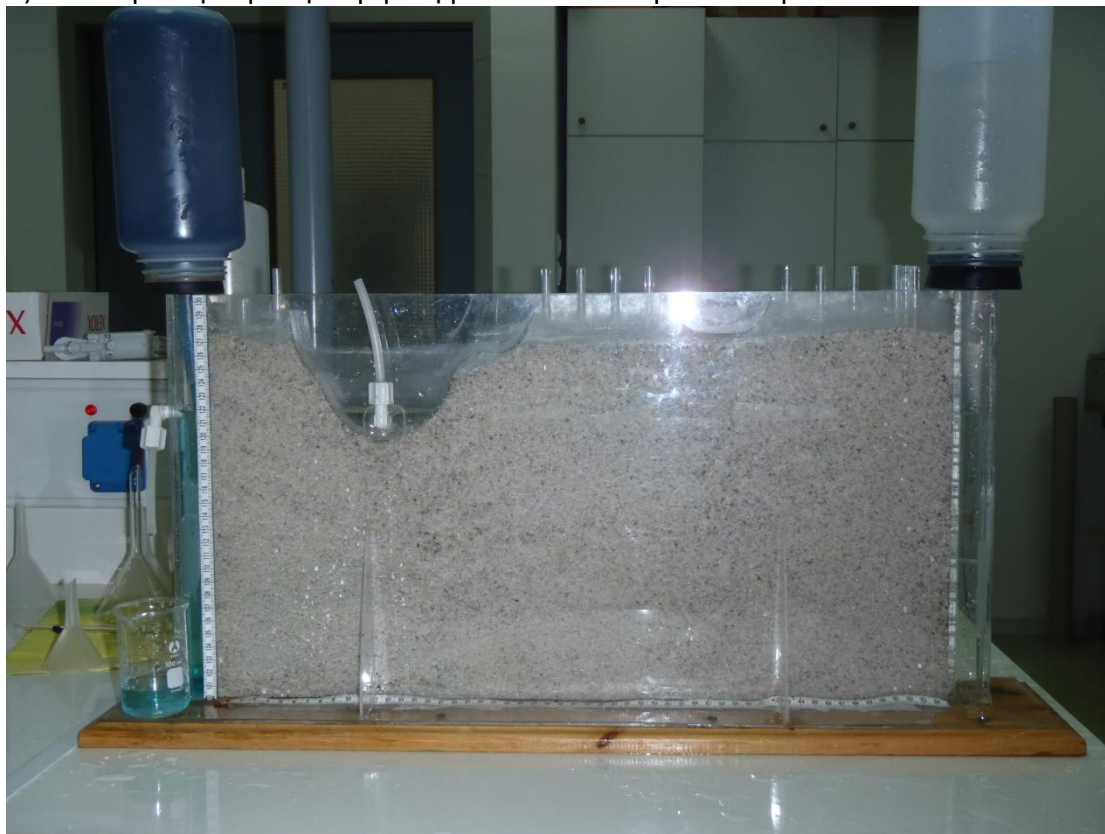
Η εξατμισοδιαπνοή κατά μήκος της επιφάνειας του νερού μπορεί να υπολογιστεί με παρόμοιο τρόπο, χρησιμοποιώντας συνθήκες ροής εξαρτώμενης από το υδραυλικό ύψος, όπου η flux θα εξαρτάται από το βάθος του νερού.

Όλες οι επιλογές που υπάρχουν για την προσομοίωση με οριακές συνθήκες μπορούν να χρησιμοποιηθούν και στο εσωτερικό του προβλήματος για να προσδιορίσουν πηγές ή σημεία συγκέντρωσης υπόγειου νερού ή ακόμη και για να προσδιορίσουν εσωτερικά όρια όπως λίμνες και ποτάμια που υπάρχουν στο εσωτερικό του πλέγματος. [Anderson και Woessner, 1992]

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

3.1 Περιγραφή πειραματικού μοντέλου

Στη εικόνα 3.1.1 βλέπουμε το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για το πειραματικό μέρος της εργασίας. Είναι μικρής κλίμακας και έχει διαστάσεις 54,5 cm μήκος, 30,3 cm ύψος, 2,5 cm πλάτος. Περιέχει κυρίως καθαρή άμμο με μικρές προσμείξεις από λεπτόκοκκο υλικό. Στις άκρες του μοντέλου αριστερά και δεξιά υπάρχουν δύο δεξαμενές όπου γίνεται η εισροή - εκροή νερού. Στη δεξιά δεξαμενή κατά τη διάρκεια του πειράματος υπάρχει συνεχή εισροή καθαρού (γλυκού) νερού. Στην αριστερή δεξαμενή κατά τη διάρκεια του πειράματος υπάρχει συνεχή εισροή αλατούχου διαλύματος (η φιάλη με το μπλε δείκτη). Επίσης, αριστερά γίνεται η εκροή. Κατ'αυτό τον τρόπο γίνεται προσπάθεια προσομοίωσης σε μικρή κλίμακα της εισροή θαλασσινού νερού σε ένα παράκτιο υδροφορέα. Πριν αρχίσει το πείραμα προσαρτάται διαφάνεια επί του μοντέλου για την χάραξη των καμπυλών κατά τη διάρκεια του πειράματος. Πραγματοποιήθηκαν τρεις επαναλήψεις του πειράματος, που παρουσίασαν μικρές αποκλίσεις μεταξύ τους. Επιλέχθηκε μία εξ'αυτών για την άμεση σύγκριση με τα αποτελέσματα του μοντέλου FEFLOW.



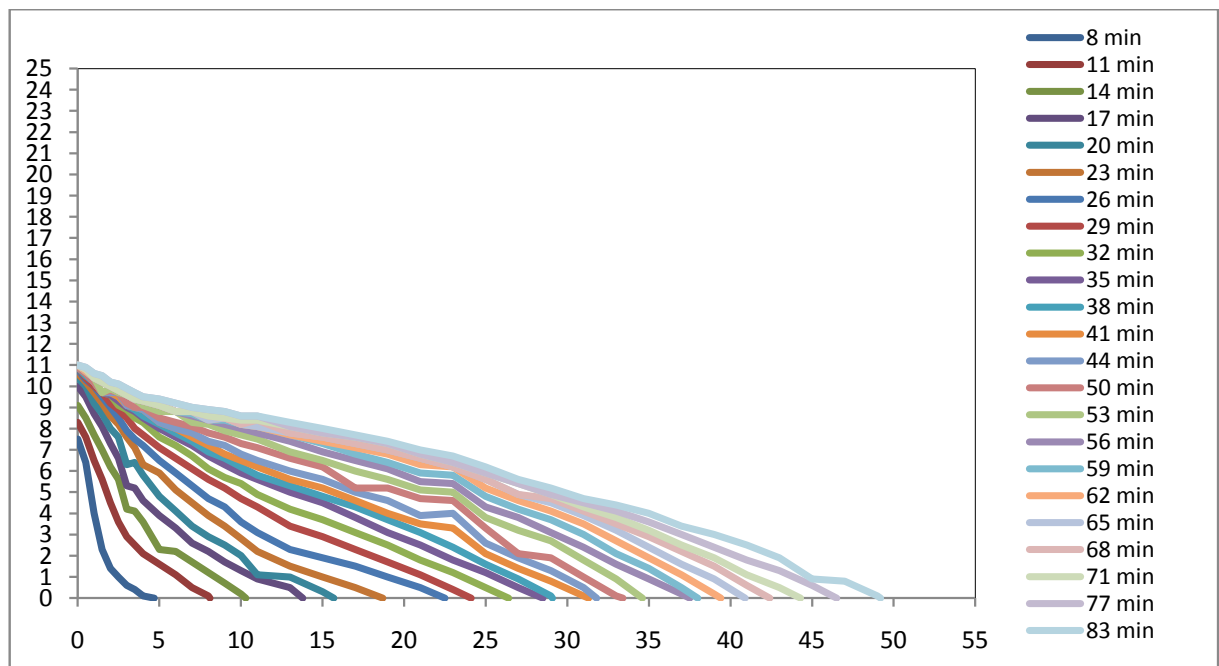
Εικόνα 3.1.1 Το μοντέλο μικρής κλίμακας που χρησιμοποιήθηκε για τα πειραματικό μέρος.

Κατά την διάρκεια του πειράματος δημιουργείται η χαρακτηριστική σφήνα διείσδυσης που είναι φανερή εξαιτίας του δείκτη (εικόνα 3.1.2, 3.1.3). Σε τακτά χρονικά διαστήματα (ανά 3 λεπτά μέχρι τα 83 λεπτά) σημειώνεται στη διαφάνεια η καμπύλη που δείχνει την έκταση της σφήνας μέχρι εκείνο το χρονικό διάστημα (η έκταση της σφήνας, δηλαδή μέχρι εκεί που είναι ορατός ο δείκτης που εμπεριέχεται

στο αλατούχο διάλυμα, θεωρείται ότι αντιστοιχεί σε συγκέντρωση 10% της αρχικής). Αργότερα οι καμπύλες αυτές -μεταφέρονται στον υπολογιστή για να είναι άμεσα συγκρίσιμες με τα αποτελέσματα του υπολογιστικού μοντέλου FEFLOW.



Εικόνα 3.1.2 Σφήνα υφαλμύρισης στο εργαστηριακό μοντέλο μετά από 83 λεπτά.



Εικόνα 3.1.3 Η σφήνα υφαλμύρισης σε τακτά χρονικά διαστήματα, σύμφωνα με το εργαστηριακό μοντέλο μικρής κλίμακας.

3.2 Μέτρηση Υδραυλικής Αγωγιμότητας στο πειραματικό μοντέλο

Αρχικά μετρήθηκαν οι διαστάσεις του μοντέλου για τον υπολογισμό αργότερα της επιφάνειάς του (συμβολίζεται ως A). Υπολογίστηκε ο ρυθμός εκροής (όγκος/χρόνος) από την εκροή του μοντέλου. Στη συνέχεια μετρήθηκαν τα υδραυλικά ύψη (d_L, d_h) στα πηγάδια παρατήρησης του μοντέλου (εικόνα 3.2.1, πίνακας 3.2.2). Συνδυάστηκαν τα πηγάδια ανά δύο λαμβάνοντας υπόψη το βάθος τους (πρέπει να έχουν περίπου το ίδιο βάθος). Με τη χρήση των εξισώσεων του Darcy υπολογίστηκε η υδραυλική αγωγιμότητα. Συγκεκριμένα υπολογίστηκε ξεχωριστά η υδραυλική αγωγιμότητα για κάθε ζεύγος πηγαιδιών και μετά υπολογίστηκε ο μέσος όρος τους. Κάποιες τιμές εξαιρέθηκαν επειδή ήταν πολύ ακραίες ή επειδή αναπαριστούσαν πολύ μικρό μέρος του μοντέλου (τα πηγάδια ήταν πολύ κοντά μεταξύ τους).



Εικόνα 3.2.1 Το εργαστηριακό μοντέλο και τα πηγάδια παρατήρησης

Πίνακας (3.2.2) Τα υδραυλικά ύψη και η απόσταση από την αρχή των αξόνων για κάθε πηγάδι παρατήρησης όπως φαίνονται στην εικόνα 3.2.1

Αριθμός πηγαιδιού	Υδραυλικό ύψος (cm)	Απόσταση από την αρχή των αξόνων (cm)
1	23,6	2,3
2	23,5	2,9
3	23,4	3,65
4	23,1	6,8
5	23	9,3
6	23	11,8
7	23	22,1
8	22,95	24,65
9	22,9	27,2
10	22,85	29,8
11	22,5	50,1
12	22,15	52,7

Αναλυτικότερα:

Υπολογισμός της πυκνότητας των διαλυμάτων:

Το δείγμα περιείχε 1L νερό, 70ml αλάτι και μικρή ποσότητα δείκτη. Έγιναν διαδοχικά τρεις ζυγίσεις. Στη πρώτη μετρήθηκε το βάρος της ογκομετρικής φιάλης. Στη δεύτερη μετρήθηκε το βάρος της φιάλης μαζί με το νερό και στη τρίτη το βάρος της φιάλης μαζί με το νερό και το αλάτι (και το δείκτη, που όμως θεωρείται αμελητέου βάρους). Από τις μετρήσεις αυτές υπολογίστηκε η πυκνότητα του καθαρού νερού και η πυκνότητα του διαλύματος με άλας.

Μάζα δοχείου = $m_{\delta} = 176,1 \text{ gr}$

Μάζα νερού+δοχείου = $m_w = 1177 \text{ gr}$

Μάζα νερού+δοχείου+άλατος+δείκτη = $m_s = 1276 \text{ gr}$

Οι πυκνότητες των παραπάνω διαλυμάτων ανά 1000 ml (όγκος του δοχείου, συμβολίζεται με v) είναι :

$$\rho_w = \frac{m}{v} = \frac{m_w - m_{\delta}}{v} = \frac{1177 - 176,1}{1000} = 1,001 \text{ gr/ml}$$

$$\rho_s = \frac{m}{v} = \frac{m_s - m_{\delta}}{v} = \frac{1276 - 176,1}{1000} = 1,10 \text{ gr/ml}$$

Υπολογισμός του ρυθμού εκροής:

Ο ρυθμός εκροής υπολογίστηκε μετρώντας στην εκροή πόσος χρόνος χρειάζεται για τη πλήρωση 0,8 ml.

$$Q = \frac{V}{t} = \frac{0,8 \text{ ml}}{75 \text{ min}} = \frac{0,8 \times 10^{-6} \text{ m}^3}{4500 \text{ sec}} = 1,7 \times 10^{-10} \text{ m}^3/\text{sec}$$

Υπολογισμός του ρυθμού ροής q ανά μονάδα επιφάνειας :

$$q = \frac{Q}{A}$$

Ο ρυθμός ροής υπολογίζεται ξεχωριστά για κάθε ζεύγος πηγαδιών γιατί κάθε ζεύγος αναφέρεται σε διαφορετική επιφάνεια. (βλ. πίνακα 3.2.1) Δηλαδή για τον υπολογισμό του ρυθμού ροής χρησιμοποιήθηκε η ίδια τιμή για τον ρυθμό εκροής, αλλά διαφορετική (ανά ζεύγος) επιφάνεια.

Υπολογισμός της επιφάνειας του μοντέλου:

$$A = xy$$

Η επιφάνεια υπολογίζεται ξεχωριστά για κάθε ζεύγος πηγαδιών και υπολογίζεται επίσης και η συνολική επιφάνεια. (βλ. πίνακα 3.2.1)

Υπολογισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας:

$$K = q \frac{dL}{dh}$$

Όπου:

q = ο ρυθμός ροής

dL = η απόσταση ανά ζεύγος πηγαδιών

dh = η διαφορά υδραυλικού ύψους ανά ζεύγος πηγαδιών

Παράδειγμα για το ζεύγος πηγαδιών 1-6 $dh = h_{\pi 1} - h_{\pi 6} = 23,6 - 23 = 0,6 \text{ cm}$

Και $dL = d_6 - d_1 = 11,80 - 2,30 = 9,50 \text{ cm}$

Οι τιμές των βασικών μεγεθών που υπολογίστηκαν και χρησιμοποιήθηκαν για τη μέτρηση της υδραυλικής αγωγιμότητας του μοντέλου παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.2.3. Η τιμή του dL αποτελεί επίσης την τιμή του οριζόντιου μήκους x , για τον υπολογισμό της επιφάνειας ανά ζεύγος πηγαδιών.

Πίνακας (3.2.3) Συγκεντρωτικός πίνακας με όλες τις τιμές και μεταβλητές που υπολογίστηκαν με τη χρήση του εργαστηριακού μοντέλου.

Ζεύγη Πηγαδιών	dh (cm)	dL,x (cm)	y (cm)	A (m ²)	q (m/sec)	dL/dh	K (m/sec)
[1, 6]	0,6	9,5	23,3	0,0221	0,0158 x10 ⁻⁶	15,83	0,250 x10 ⁻⁶
[1, 8]	0,65	22,35	23,3	0,0520	0,0067 x10 ⁻⁶	34,39	0,231 x10 ⁻⁶
[6, 8]	0,05	12,85	23	0,0295	0,0118 x10 ⁻⁶	257	3,043 x10 ⁻⁶
[2, 5]	0,5	6,4	23,25	0,0149	0,0235 x10 ⁻⁶	12,8	0,301 x10 ⁻⁶
[2, 9]	0,6	24,3	23,2	0,0564	0,0062 x10 ⁻⁶	40,5	0,251 x10 ⁻⁶
[2, 11]	1	47,2	23	0,1086	0,0032 x10 ⁻⁶	47,2	0,152 x10 ⁻⁶
[5, 9]	0,1	17,9	22,95	0,0411	0,0085 x10 ⁻⁶	179	1,525 x10 ⁻⁶
[5, 11]	0,5	40,8	22,75	0,0928	0,0038 x10 ⁻⁶	81,6	0,308 x10 ⁻⁶
[9, 11]	0,4	22,9	22,7	0,0520	0,0067 x10 ⁻⁶	57,25	0,385 x10 ⁻⁶
[3, 7]	0,4	18,45	23,2	0,0428	0,0082 x10 ⁻⁶	46,125	0,377 x10 ⁻⁶
[3, 10]	0,55	26,15	23,125	0,0605	0,0058 x10 ⁻⁶	47,54	0,275 x10 ⁻⁶
[3, 12]	1,25	49,05	22,775	0,1117	0,0031 x10 ⁻⁶	39,24	0,123 x10 ⁻⁶
[4, 7]	0,1	15,3	23,05	0,0353	0,0099 x10 ⁻⁶	153	1,518 x10 ⁻⁶
[4, 10]	0,25	23	22,975	0,0528	0,0066 x10 ⁻⁶	92	0,609 x10 ⁻⁶
[4, 12]	0,95	45,9	22,625	0,1038	0,0034 x10 ⁻⁶	48,32	0,163 x10 ⁻⁶
[7, 10]	0,15	7,7	22,925	0,0176	0,0198 x10 ⁻⁶	51,33	1,018 x10 ⁻⁶
[7, 12]	0,85	30,6	22,575	0,0691	0,0051 x10 ⁻⁶	36	0,182 x10 ⁻⁶
[10, 12]	0,7	22,9	22,5	0,0515	0,0068 x10 ⁻⁶	32,71	0,222 x10 ⁻⁶
[2, 8]	0,55	21,75	23,25	0,0506	0,0069 x10 ⁻⁶	39,54	0,274 x10 ⁻⁶
[5, 8]	0,05	15,35	23	0,0353	0,0099 x10 ⁻⁶	307	3,043 x10 ⁻⁶
[11, 8]	0,45	25,45	22,75	0,0579	0,0060 x10 ⁻⁶	56,55	0,342 x10 ⁻⁶
[2, 12]	1,35	49,8	22,825	0,1137	0,0031 x10 ⁻⁶	36,89	0,113 x10 ⁻⁶
[5, 12]	0,85	43,4	22,575	0,0980	0,0036 x10 ⁻⁶	51,06	0,182 x10 ⁻⁶
[9, 12]	0,75	25,5	22,525	0,0574	0,0061 x10 ⁻⁶	34	0,207 x10 ⁻⁶
				Μέσος Όρος	0,0079 x10⁻⁶		0,629 x10⁻⁶

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

4.1 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ FEFLOW

Στη παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα FEFLOW (Finite Element subsurface FLOW system) για την προσομοίωση του φαινομένου της υφαλμύρισης. Πρόκειται για ένα πρόγραμμα που προσομοιώνει την υπόγεια ροή, τη μεταφορά μάζας και θερμότητας. Το πρόγραμμα χρησιμοποιεί πεπερασμένα στοιχεία για να λύσει τις εξισώσεις υπόγειας ροής σε κορεσμένες και ακόρεστες συνθήκες, λαμβάνοντας υπόψη τις επιδράσεις της πυκνότητας των υγρών και της χημικής κινητικής.

Πιο συγκεκριμένα **τα κύρια χαρακτηριστικά του FEFLOW** είναι :

- Μοντελοποίηση 2D ή 3D
- Προσομοίωση, στάσιμη ή μη (stationary-transient)
- Υπολογισμός κορεσμένων, ποικίλως κορεσμένων ή ακόρεστων συνθηκών.
- Υπολογισμός μεταφοράς μάζας και θερμότητας
- Ολοκλήρωση των μηχανισμών υποβάθμισης και χημικών αντιδράσεων
- Προσρόφηση που χρησιμοποιεί τις ισόθερμους προσρόφησης από Henry, Freundlich ή Langmuir
- Εκτίμηση της μεταβλητής πυκνότητας των υγρών λόγω της θερμοκρασίας ή συγκέντρωση άλατος
- Πεπερασμένα στοιχεία ενός ή δύο διαστάσεων για ροή και μεταφορά σε κανάλια ή ρήγματα [Feflow- User's guide, 1979]

Το Feflow μπορεί να χρησιμοποιηθεί για διάφορα είδη προβλημάτων όπως:

- Για την διαχείριση και κατανομή υπόγειων νερών
- Μεταφορά ρυπαντών
- Μελέτες για απομάκρυνση νερού σε ορυχεία
- Υφαλμύριση
- Υπολογισμό της ηλικίας του υπογείου νερού
- Γεωθερμικές εφαρμογές (HDR, open-loop and closed-loop systems)
- Προσομοιώσεις σε μη κορεσμένες συνθήκες [Feflow- User's guide, 1979]

4.2 Θεμελιώδεις εξισώσεις στο πρόγραμμα FEFLOW :

Το μοντέλο FEFLOW χρησιμοποιεί ένα συνδυασμό της αρχής διατήρησης της μάζας, της εξίσωσης ροής και του νόμου του Darcy για τον υπολογισμό των υδραυλικών υψών. Συγκεκριμένα οι εξισώσεις που χρησιμοποιούνται είναι οι εξής:

Υπολογισμός υδραυλικού ύψους :

$$h = \frac{\rho_f}{\rho_o g} + x_l \quad (4.2.1)$$

Αρχή διατήρησης της μάζας :

$$\varepsilon R_d \frac{\partial C}{\partial t} + q_i^f \frac{\partial C}{\partial x_i} - \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) + (\varepsilon R\theta + Q_p)C = Q_c \quad (4.2.2)$$

Εξίσωση ροής :

$$S_o \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_i^f}{\partial x_i} = Q_p \quad (4.2.3)$$

Ταχύτητα Darcy :

$$q_i^f = -K_{ij} f_{\mu} \left(\frac{\partial h}{\partial x_j} + \frac{\rho^f - \rho_o^f}{\rho_o^f} e_j \right) \quad (4.2.4)$$

Η παράμετρος της υδραυλικής αγωγιμότητας υπολογίζεται από την παρακάτω εξίσωση:

$$K_{ij} = \frac{k_{ij} \rho_o^f g}{\mu_o^f} \quad (4.2.5)$$

Όπου h: το υδραυλικό ύψος, q_i^f : ταχύτητα Darcy του υγρού μέσου

C : συγκέντρωση του υγρού, ρ^f, ρ_o^f : η πυκνότητα του υγρού

ρ^s : πυκνότητα του στερεού, S_o : συντελεστής αποθηκευτικότητας

K_{ij} : υδραυλική αγωγιμότητα, e_j : μοναδιαίο διάνυσμα της βαρύτητας

f_{μ} : ιξώδες του υγρού, R_d : ο συντελεστής επιβράδυνσης

D_{ij} υδροδυναμική διασπορά, ε: το πορώδες [Feflow – Reference Manual, 1979]

4.3 Εισαγωγή οριακών συνθηκών για προβλήματα εξαρτημένα από την πυκνότητα.

Όταν εισάγονται οι οριακές συνθήκες σε ένα πρόβλημα υπόγειας ροής, η εισαγωγή συγκεκριμένου υδραυλικού ύψους σε μία οριακή περιοχή είναι συνήθης πρακτική. Όμως κατά την μοντελοποίηση προβλημάτων εξαρτημένων από την πυκνότητα, πρέπει να γίνει συγκεκριμένη διανομή υδραυλικών υψών. Ένα κλασικό παράδειγμα είναι η εισροή θαλασσινού νερού σε ένα παράκτιο υδροφορέα. Πράγματι και στη παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκε η έννοια του ισοδύναμου υδραυλικού ύψους και του λόγου διαφοράς πυκνότητας (density ratio). Έτσι έγινε κατανομή των υδραυλικών υψών στο όριο εισροής θαλασσινού νερού ανάλογα με το υψόμετρο του κόμβου. Οι αντίστοιχες εξισώσεις που κάνει χρήση το FEFLOW είναι :

$$h_f = \frac{\rho_s}{\rho_f} h - \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} z \quad (4.3.1)$$

$$\alpha = \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \quad (4.3.2)$$

Όπου : h_f = ισοδύναμο ύψος γλυκού νερού

h = υδραυλικό ύψος του γλυκού νερού

z = υψόμετρο κόμβου

ρ_s = πυκνότητα του αλατούχου διαλύματος

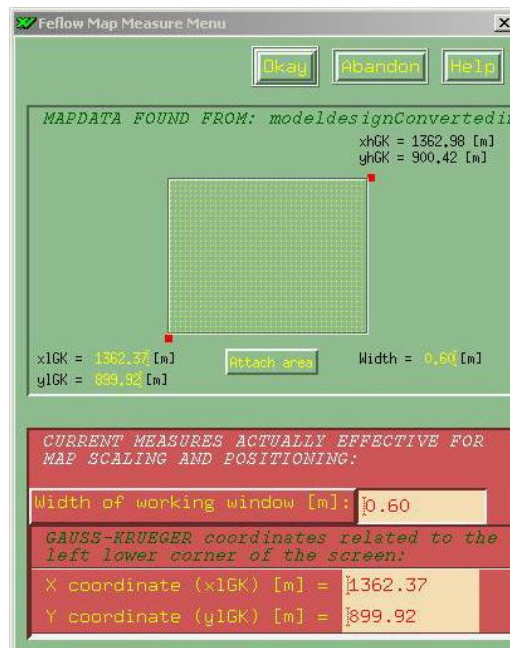
ρ_f = πυκνότητα του γλυκού νερού

α = λόγος διαφοράς πυκνότητας [Diersch, 1979]

Στο κεφάλαιο 4.4 όπου περιγράφεται η κατασκευή του μοντέλου στο FEFLOW γίνεται αναλυτική περιγραφή στο θέμα αυτό.

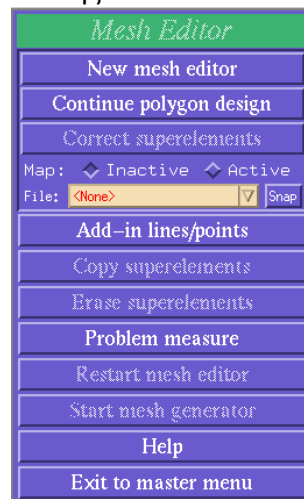
4.4 Η ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΣΤΟ FEFLOW

- Πρώτα κατασκευάστηκε ένα ορθογώνιο με διαστάσεις 55x25 cm (οι διαστάσεις του πειραματικού μοντέλου) στο AUTOCAD.
- Κατόπιν το ορθογώνιο εισήχθη στο FEFLOW έτσι ώστε να οριστεί η περιοχή μελέτης.



Εικόνα 4.4.1 Η εισαγωγή της περιοχής του μοντέλου στο Feflow μέσω της εντολής attach area

- Ακολουθεί η δημιουργία του πλέγματος μέσω του mesh editor.
- Με βάση το ορθογώνιο που έχει σχεδιαστεί στο AUTOCAD καθορίζονται τα όρια του μοντέλου. Ακολουθεί η δημιουργία του πλέγματος μέσω του mesh editor και ο 'εμπλουτισμός' του μέσω της εντολής mesh enrichment.



Εικόνα 4.4.2 Το παράθυρο δημιουργίας του πλέγματος

Στο σημείο αυτό έχει καθοριστεί η περιοχή μελέτης και έχει δημιουργηθεί το πλέγμα, που αποτελούν το σκελετό του μοντέλου. Είναι θεμιτό εδώ να γίνει αποθήκευση του μοντέλου (save) έτσι ώστε να μπορεί να γίνει επαναφορά οποιαδήποτε στιγμή. Ακόμη κατά τον εμπλουτισμό του πλέγματος χρειάζεται προσοχή έτσι ώστε να δημιουργηθούν αρκετά στοιχεία για μία ακριβής προσέγγιση του προβλήματος, χωρίς όμως να είναι πάρα πολλά με αποτέλεσμα να υπάρξει πρόβλημα κατά τη λειτουργία του προγράμματος (όσο περισσότερα στοιχεία, απαιτείται περισσότερη μνήμη και χρόνος για το τρέξιμο του προγράμματος).

- Κατόπιν καθορίζεται το είδος του προβλήματος- στη περίπτωση της εργασίας αυτής επιλέγεται η ροή και η μεταφορά μάζας (transient).
- Στη συνέχεια γίνεται ρύθμιση των χρονικών συνθηκών και του τρόπου καταγραφής των δεδομένων.
- Κατόπιν εισάγονται οι αρχικές τιμές, για τις διάφορες μεταβλητές του συστήματος και τα όρια (ξεχωριστά για τη μεταφορά μάζας και τη ροή).

Εισάγονται τα αρχικά υδραυλικά ύψη για τη ροή.

Τα υδραυλικά ύψη στα άκρα αντικαθίστανται από τα ισοδύναμα ύψη γλυκού νερού. Τα ύψη ορίζονται μέχρι το κόμβο που αντιστοιχεί σε αυτό το ύψος.

Για τη μετατροπή αυτή χρησιμοποιήθηκε η εξίσωση:

$$h_f = \frac{\rho_s}{\rho_f} h - \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} z$$

Όπου

$$h = 0,218 \text{ m}$$

$$\rho_s = 1,1 \text{ gr/ml}$$

$$\rho_f = 1,001 \text{ gr/ml}$$

Αντικαθιστώντας προκύπτει η εξίσωση :

$$h_f = 0,239 - 0,099z$$

Έτσι σε κάθε κόμβο του πλέγματος του μοντέλου στο αριστερό άκρο που γίνεται η εισροή θαλασσινού νερού ορίζεται το αντίστοιχο ισοδύναμο ύψος γλυκού νερού.

Στη περίπτωση της εργασίας αυτής, αριθμώντας από το χαμηλότερο κόμβο οι τιμές που υπολογίστηκαν σε μέτρα είναι :

hf1 (ύψος στο κόμβο 1) (m)	0,239
hf2	0,238
hf3	0,237
hf4	0,236
hf5	0,235
hf6	0,235
hf7	0,234
hf8	0,233
hf9	0,232
hf10	0,231
hf11	0,230
hf12	0,230
hf13	0,229
hf14	0,228
hf15	0,228
hf16	0,227
hf17	0,226
hf18	0,226
hf19	0,225
hf20	0,224

Στη συνέχεια εισάγονται οι παράμετροι της ροής.

Υδραυλική αγωγιμότητα (κατά x) $K_x = K_{\max} = 0,629 \times 10^{-6} \text{ m/s}$

Υδραυλική αγωγιμότητα (κατά y) $K_y = K_{\min} = 1/10 K_x = 0,629 \times 10^{-7} \text{ m/s}$

Λόγος διαφοράς πυκνότητας $\alpha = (\rho_s - \rho_w) / \rho_w = (1,1 - 1,001) / 1,1 = 0,0989$

Εισάγονται οι παράμετροι για τη μεταφορά μάζας.

Εισάγεται η αρχική συγκέντρωση μάζας άλατος που είναι μηδενική.

Εισάγονται τα όρια για την μεταφορά μάζας. Τίθεται πυκνότητα $C=1$ για την εισροή του αλατούχου διαλύματος και $C=0$ για την εισροή γλυκού νερού.

Εισάγονται οι παράμετροι της μεταφοράς μάζας.

Πορώδες $n = 0,4$

Διαμήκης Διασπορά Longitudinal Dispersivity = 0,0316 (αρχική τιμή)

Εγκάρσια Διασπορά Transverse Dispersivity = 0,0172

Η διαμήκης και εγκάρσια διασπορά υπολογίστηκαν με βάση τον εμπειρικό τύπο :

$$\alpha = (\log L)^{2,414}$$

Όπου L : το μήκος του μοντέλου στη κατεύθυνση x για τη διαμήκη διασπορά και στη y για την εγκάρσια διασπορά.

- Ορίζονται τα χρονικά βήματα.
- Ορίζεται που θα αποθηκευτούν τα αποτελέσματα για μετέπειτα επεξεργασία.
- 'Τρέχουμε' το πρόγραμμα

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 - ΣΕΝΑΡΙΑ

ΓΕΝΙΚΑ

Αφού έχει ολοκληρωθεί η δημιουργία του μοντέλου ακολουθεί η διαδικασία της βαθμονόμησης με την αλλαγή των τιμών των παραμέτρων και την παρατήρηση της συμπεριφοράς του μοντέλου. Η βαθμονόμηση του μοντέλου δεν ακολούθησε μία ευθύγραμμη διαδρομή. Πολλές δοκιμές έγιναν και πολλές φορές υπήρχε επιστροφή σε παλαιότερα σενάρια για σύγκριση. Ωστόσο για την ευκολότερη παρουσίαση των αποτελεσμάτων και την κατανόηση της επίδρασης κάθε παραμέτρου δημιουργήθηκαν αυτά τα σενάρια όπου αλλάζει κάθε φορά μία μόνο μεταβλητή σε σχέση με το προηγούμενο σενάριο, έτσι ώστε τα αποτελέσματα να είναι άμεσα συγκρίσιμα.

Οι μεταβλητές που χρησιμοποιήθηκαν κατά την βαθμονόμηση είναι :

K_x =Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση x

Anisotropy factor = Παράγοντας ανισοτροπίας

Density ratio = Λόγος διαφοράς πυκνότητας = α = 989

Porosity = Πορώδες = 0,4

Molecular diffusion = Μοριακή διάχυση

Longitudinal Dispersivity = Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά

Transverse Dispersivity = Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά

K_x είναι η υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση x. Η υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση y ορίζεται έμμεσα μέσω του παράγοντα ανισοτροπίας που ισούται με: Anisotropy factor = K_y/K_x

Ο λόγος διαφοράς πυκνότητας υπολογίζεται από την σχέση :

$$\alpha = \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} = \frac{1,1 - 1,001}{1,001} = 989$$

Χρησιμοποιώντας τις τιμές πυκνότητας που υπολογίστηκαν στο εργαστήριο. (ρ_s =πυκνότητα του αλατούχου διαλύματος ρ_w =πυκνότητα του γλυκού νερού)

Για το πορώδες επιλέχτηκε μια τυπική τιμή για το είδος του εδάφους που χρησιμοποιήθηκε. Το έδαφος αυτό είναι αμμώδες με μικρές προσμείξεις λεπτόκοκκου υλικού που αντιστοιχεί σε τιμή πορώδους 0,4.

Η τιμή της μοριακής διάχυσης είναι μια default τιμή για τα δεδομένα του πειράματος.

Για τον υπολογισμό των αρχικών συντελεστών διασποράς στη x και y κατεύθυνση χρησιμοποιήθηκε ο εμπειρικός τύπος :

$$\alpha_L = 0,83 \log x^{2,414}$$

$$\alpha_T = 0,83 \log y^{2,414}$$

Όπου x,y το πλάτος και το μήκος του μοντέλου και α_L , α_T συντελεστής διαμήκους και εγκάρσιας υδροδυναμικής διασποράς αντίστοιχα.

Για την σύγκριση των αποτελεσμάτων στο FEFLOW, επιλέχθηκαν τρεις καμπύλες, μία στην αρχή (11 min), μία στη μέση (44 min) και μία στο τέλος του χρονικού διαστήματος (83 min) για το οποίο 'έτρεξε' το μοντέλο.

Σενάριο 1^ο – Αρχικές τιμές

Στη πρώτη περίπτωση εξετάστηκε πως θα συμπεριφερθεί το μοντέλο με τις τιμές που υπολογίστηκαν με το εργαστηριακό μοντέλο. Στα περαιτέρω σενάρια γίνεται αλλαγή μία μόνο μεταβλητής σε σχέση με το προηγούμενο σενάριο έτσι ώστε τα αποτελέσματα να μπορούν να συγκριθούν μεταξύ τους διαδοχικά και επίσης να είναι φανερό η επίδραση κάθε παράγοντα μεμονωμένα για το φαινόμενο της υφαλμύρισης. Η συγκρίσιμη καμπύλη σε κάθε εικόνα (σε σχέση με το εργαστηριακό μοντέλο) είναι πάντα οι τελευταία (η πιο δεξιά), και είναι αυτή που αντιστοιχεί σε συγκέντρωση 0,1 (10% της αρχικής).

Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση $x = 0,00629 \times 10^{-6} \text{m/sec}$

Παράγοντας ανισοτροπίας = 0,1

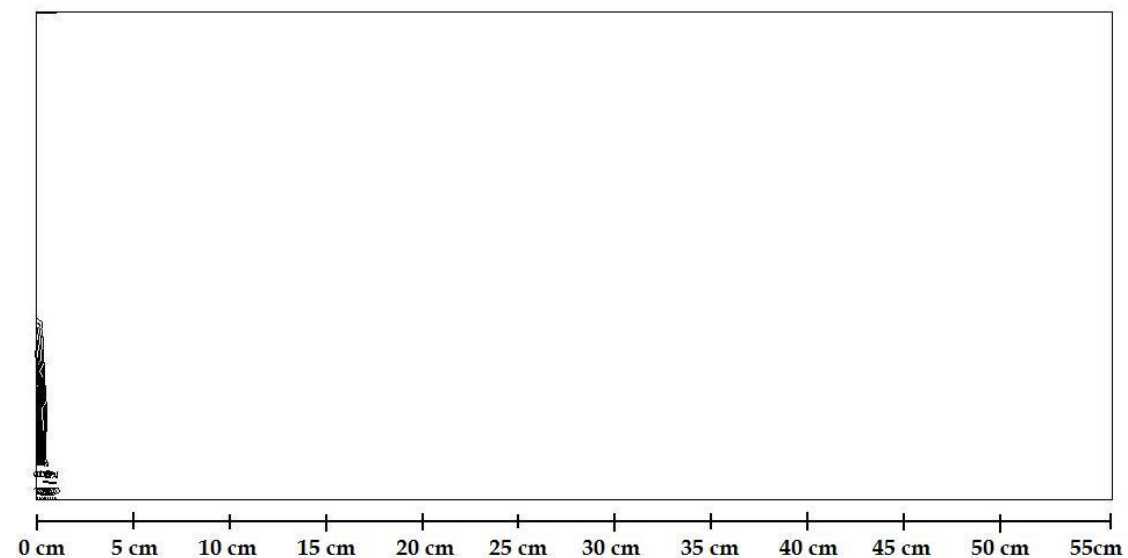
Λόγος διαφοράς πυκνότητας = 989

Πορώδες = 0,4

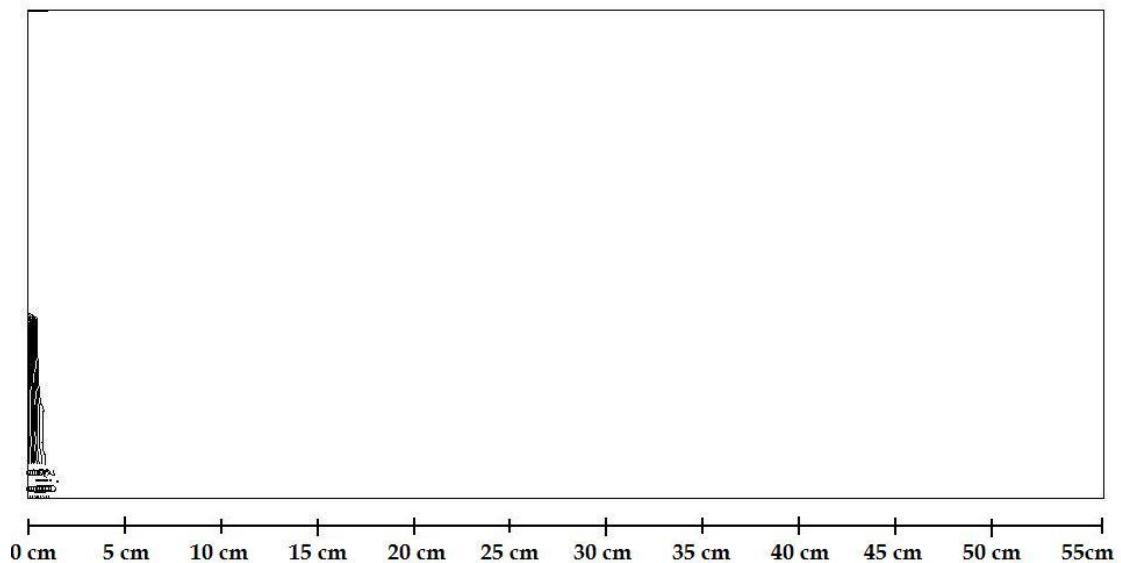
Μοριακή διάχυση = $1 \times 10^{-9} \text{m}^2/\text{sec}$

Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά = 0,0316

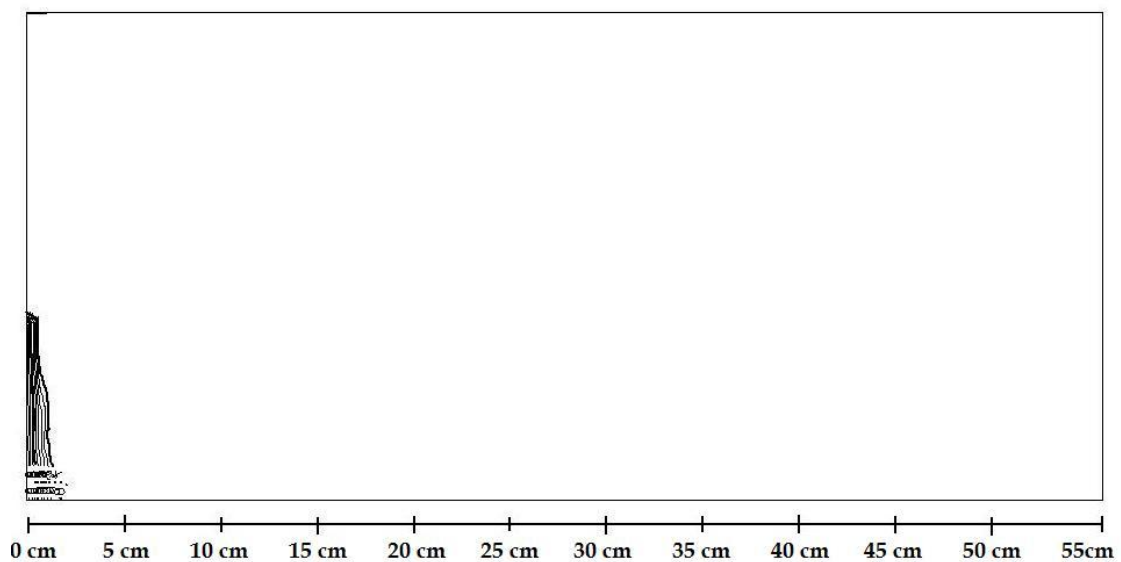
Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά = 0,0172



Εικόνα 5.1 Μορφή των καμπυλών στα 11 min



Εικόνα 5.2 Μορφή των καμπυλών στα 44 min



Εικόνα 5.3 Μορφή των καμπυλών στα 83 min

Πίνακας 5.4 Σύγκριση των αποτελεσμάτων με το εργαστηριακό μοντέλο :

Χρονικό διάστημα	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά x (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά x (cm)	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά y (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά y (cm)
11 min	8,1	0,9	8,3	9,23
44 min	31,8	1,31	10,9	9,46
83 min	49,2	1,81	11	9,68

Με τη χρήση των αρχικών τιμών είναι φανερό ότι η σφήνα έχει ελάχιστη έκταση. Υπάρχει μεγάλη απόκλιση τιμών σε σχέση με το πειραματικό μοντέλο, όπως φαίνεται στον παραπάνω πίνακα αλλά και από τη μορφή των καμπυλών.

Στη διεύθυνση x παρατηρούνται πολύ μικρότερα αποτελέσματα από τα αναμενόμενα, ενώ στη κατεύθυνση y οι τιμές που υπολογίστηκαν μέσω του FEFLOW έχουν προσεγγίσει ελαφρώς τις πειραματικές.

Σενάριο 2°

Για το δεύτερο σενάριο επιλέχτηκε η αύξηση της οριζόντιας υδραυλικής αγωγιμότητας η οποία αναμένεται να ευνοήσει την εξάπλωση του φαινομένου της υφαλμύρισης κυρίως στον άξονα x. Η οριζόντια υδραυλική αγωγιμότητα του μοντέλου αυξήθηκε κατά μία τάξη μεγέθους.

Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση x = $0,629 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$

Παράγοντας ανισοτροπίας = 0,1

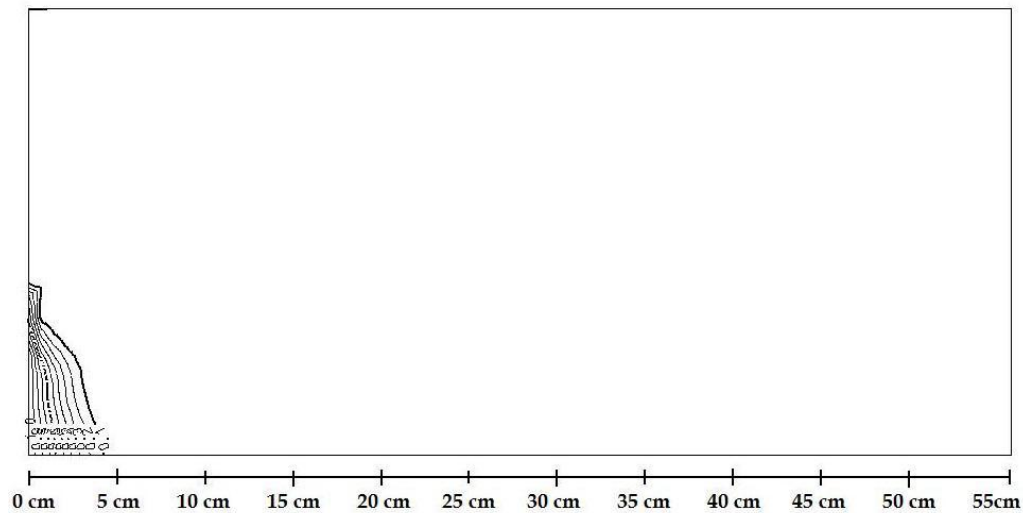
Λόγος διαφοράς πυκνότητας = 989

Πορώδες = 0,4

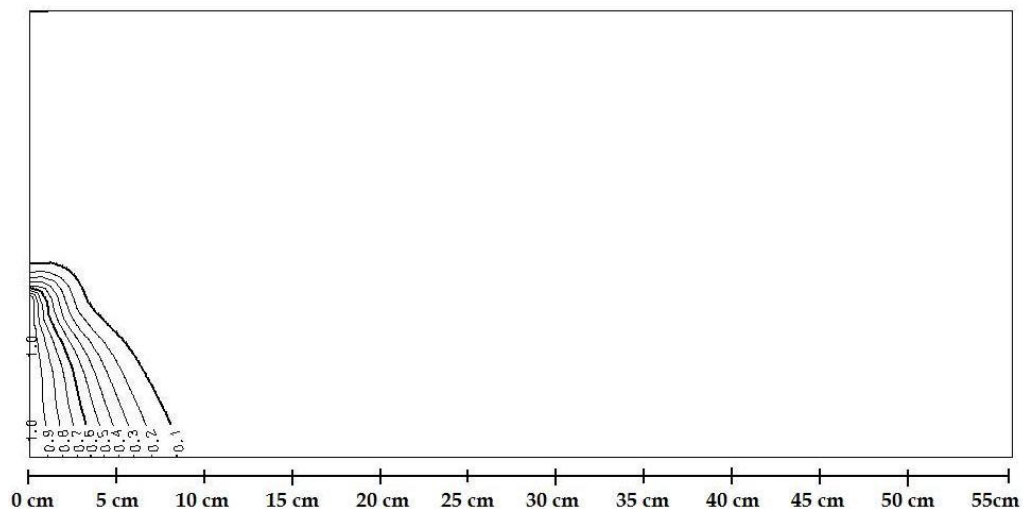
Μοριακή διάχυση = $1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{sec}$

Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά = 0,0316

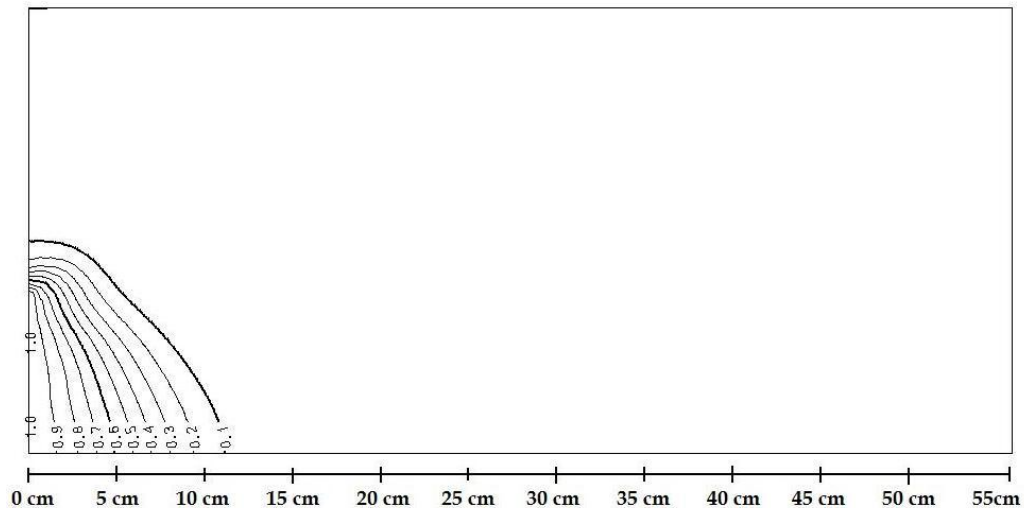
Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά = 0,0172



Εικόνα 5.5 Μορφή των καμπυλών στα 11 min



Εικόνα 5.6 Μορφή των καμπυλών στα 44 min



Εικόνα 5.7 Μορφή των καμπυλών στα 83 min

Βλέπουμε την επιρροή στην αύξηση της έκτασης της σφήνας με την αύξηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά x .

Πίνακας 5.8 Σύγκριση με τα αποτελέσματα από το εργαστηριακό μοντέλο:

Χρονικό διάστημα	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά x (cm)	Μοντέλο FEFLOW, έκταση κατά x (cm)	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά y (cm)	Μοντέλο FEFLOW, έκταση κατά y (cm)
11 min	8,1	4,3	8,3	9,68
44 min	31,8	8,37	10,9	10,81
83 min	49,2	11,09	11	11,94

Σε σχέση με το προηγούμενο σενάριο παρατηρείται μεγάλη αλλαγή (αύξηση) στην έκταση της σφήνας στη διεύθυνση x (4 με 7 φορές μεγαλύτερη). Στα αρχικά λεπτά υπάρχει μικρότερη αύξηση ενώ στα τελικά μεγαλύτερη.

Στη διεύθυνση y παρατηρείται επίσης μία μικρή αύξηση κυρίως στα τελευταία χρονικά διαστήματα.

Σενάριο 3^ο

Στο σενάριο αυτό γίνεται ξανά αλλαγή της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά x , (αύξησή της κατά μία τάξη μεγέθους σε σχέση με το προηγούμενο σενάριο). Αναμένεται περαιτέρω αύξηση της έκτασης της σφήνας υφαλμύρισης κατά x και y .

Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση $x = 6,29 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$

Παράγοντας ανισοτροπίας = 0,1

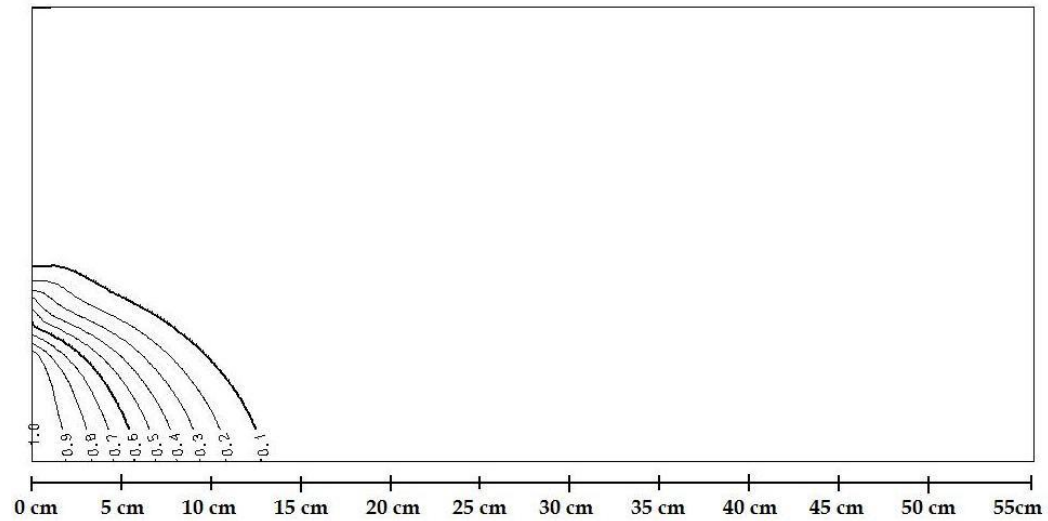
Λόγος διαφοράς πυκνότητας = $\alpha = 989$

Πορώδες = 0,4

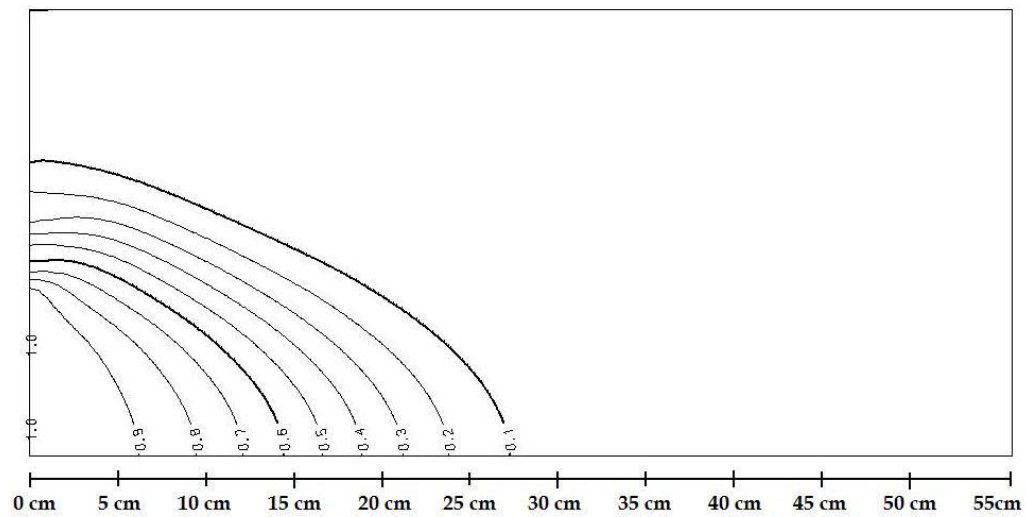
Μοριακή διάχυση = $1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{sec}$

Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά = 0,0316

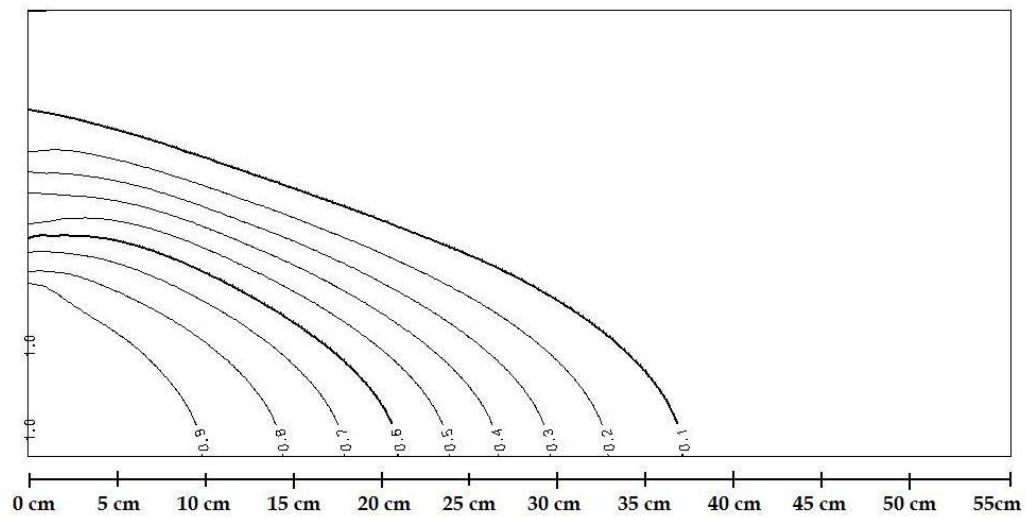
Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά = 0,0172



Εικόνα 5.9 Μορφή των καμπυλών στα 11 min



Εικόνα 5.10 Μορφή των καμπυλών στα 44 min



Εικόνα 5.11 Μορφή των καμπυλών στα 83 min

Πίνακας 5.12 Σύγκριση με τα αποτελέσματα από το εργαστηριακό μοντέλο:

Χρονικό διάστημα	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά x (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά x (cm)	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά y (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά y (cm)
11 min	8,1	12,67	8,3	10,58
44 min	31,8	26,93	10,9	16,44
83 min	49,2	36,65	11	19,37

Για να προσεγγιστούν καλύτερα οι τιμές που έχουν μετρηθεί στο εργαστήριο κατά x γίνεται περαιτέρω αύξηση του K_x , γεγονός που οδηγεί σε πολύ υψηλή κάθετη εξάπλωση. Οι τιμές που υπολογίζονται μέσω του FEFLOW για τη x κατεύθυνση αρχίζουν να προσεγγίζουν τις πειραματικές, όμως, η έκταση κατά y είναι πλέον πολύ υψηλότερη. Αυτό συμβαίνει διότι η αύξηση της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά x ευνοεί την εισροή του θαλασσινού νερού και στις δύο διευθύνσεις.

Σενάριο 4^ο

Τα αποτελέσματα στο σενάριο 3, υποδεικνύουν ότι πρέπει να βρεθεί ένας τρόπος ώστε να ελαττωθεί το ύψος της σφήνας. Στο σενάριο αυτό γίνεται αλλαγή του παράγοντα ανισοτροπίας (μείωσή του κατά μία τάξη μεγέθους).

Αναμένεται μείωση της κάθετης εξάπλωσης της σφήνας και μικρή μείωση της εξάπλωσης κατά x.

Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση x = $6,29 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$

Παράγοντας ανισοτροπίας = 0,01

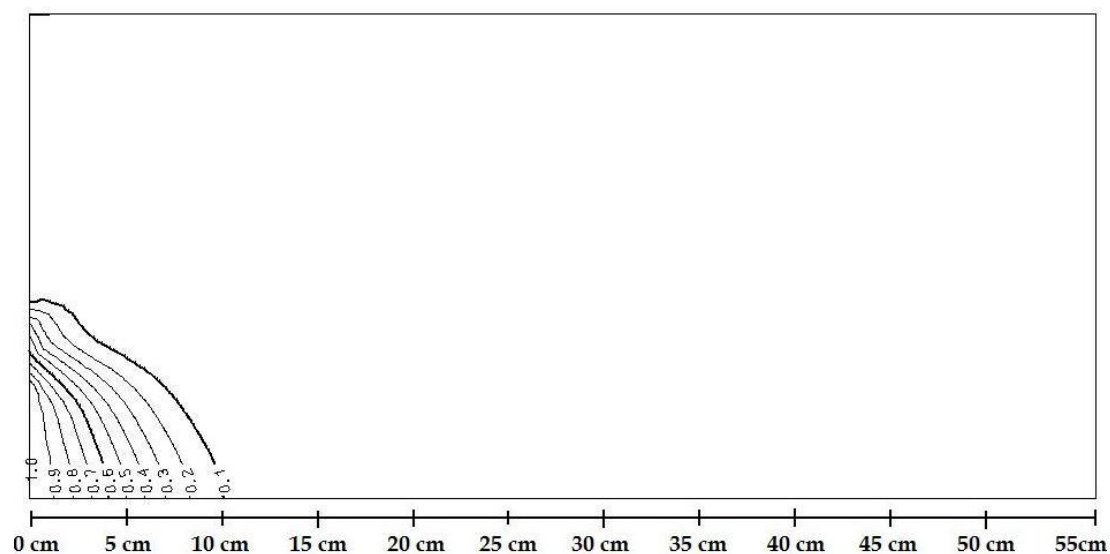
Λόγος διαφοράς πυκνότητας = 989

Πορώδες = 0,4

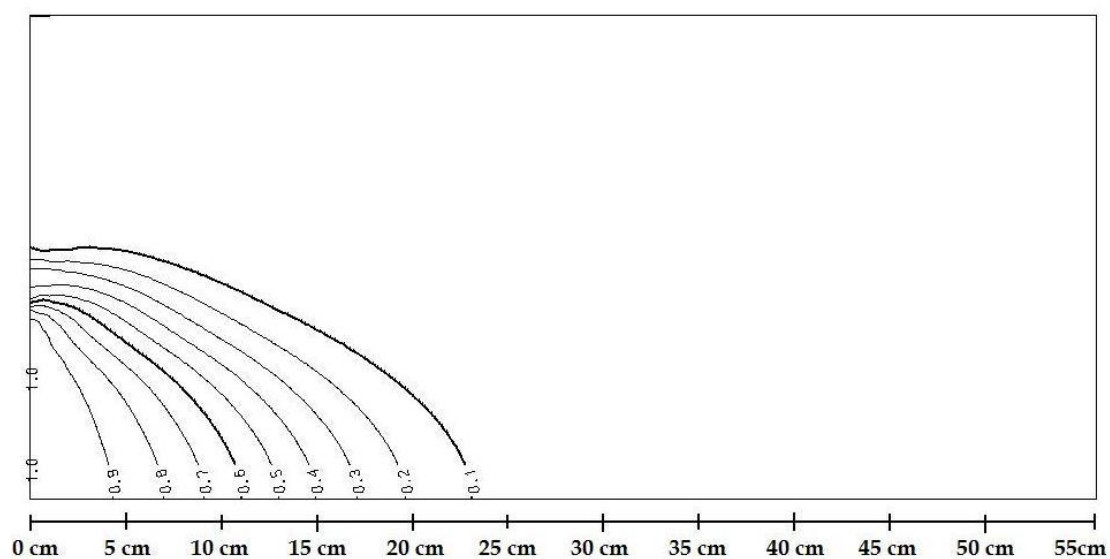
Μοριακή διάχυση = $1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{sec}$

Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά = 0,0316

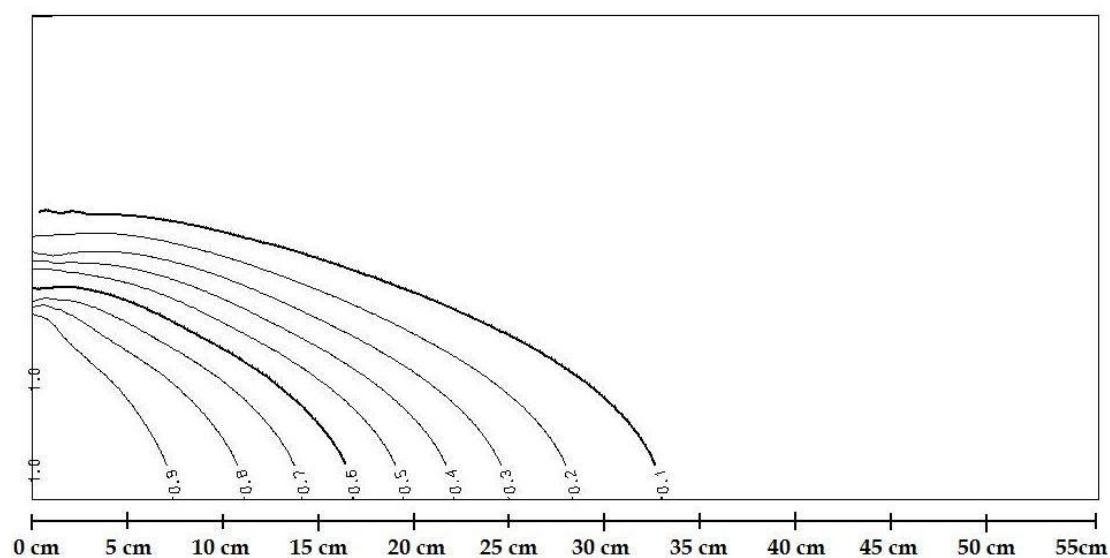
Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά = 0,0172



Εικόνα 5.13 Μορφή των καμπυλών στα 11 min



Εικόνα 5.14 Μορφή των καμπυλών στα 44 min



Εικόνα 5.15 Μορφή των καμπυλών στα 83 min

Πίνακας 5.16 Σύγκριση με τα αποτελέσματα από το εργαστηριακό μοντέλο:

Χρονικό διάστημα	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά x (cm)	Μοντέλο FEFLOW, έκταση κατά x (cm)	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά y (cm)	Μοντέλο FEFLOW, έκταση κατά y (cm)
11 min	8,1	9,56	8,3	10,13
44 min	31,8	22,86	10,9	12,84
83 min	49,2	32,59	11	14,64

Πράγματι, μειώνοντας τον παράγοντα ανισοτροπίας παρατηρείται μικρότερη εξάπλωση κατά y , προσεγγίζοντας περισσότερο τα εργαστηριακά αποτελέσματα. Γεγονός που είναι αναμενόμενο καθώς αλλάζει η αναλογία μεταξύ της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά x και της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά y (μείωση της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά y). Κατά x παρατηρείται μία μικρή μείωση που όμως μπορεί να προσεγγιστεί με περαιτέρω αλλαγές παραγόντων. Στο σενάριο 3 παρατηρήθηκε μεγάλη κάθετη εξάπλωση, έτσι η αλλαγή αυτή οδήγησε σε επιθυμητά αποτελέσματα.

Σενάριο 5°

Στο παρόν σενάριο γίνεται αλλαγή της εγκάρσιας υδροδυναμικής διασποράς (μείωσή της κατά δύο τάξεις μεγέθους). Η αλλαγή αυτή έχει ως στόχο την περαιτέρω μείωση της κάθετης εξάπλωσης.

Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση $x = 6,29 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$

Παράγοντας ανισοτροπίας = 0,01

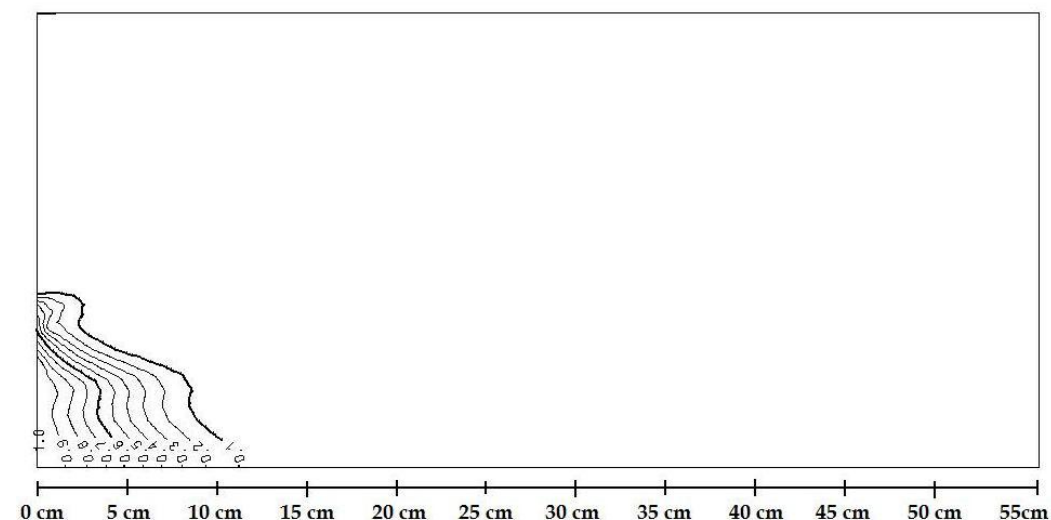
Λόγος διαφοράς πυκνότητας = $\alpha = 989$

Πορώδες = 0,4

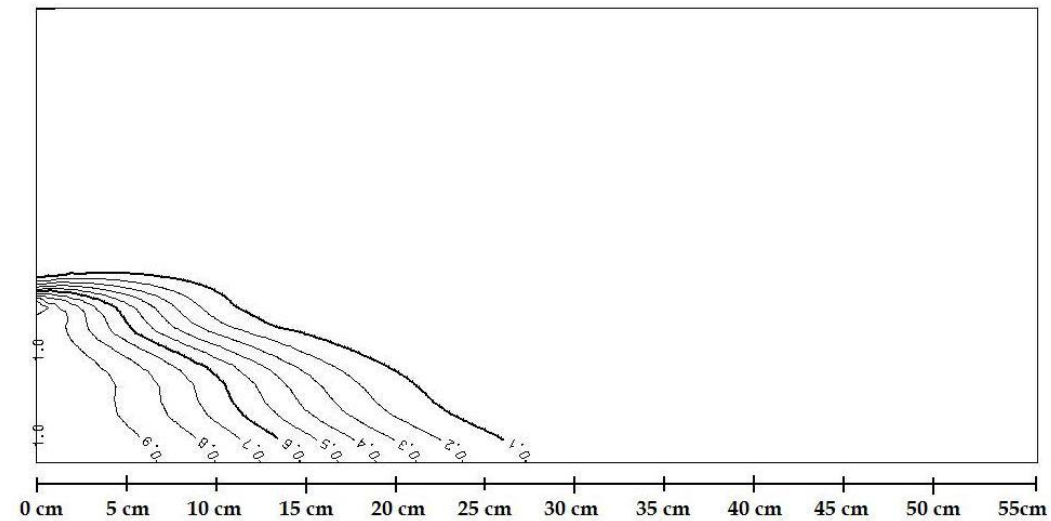
Μοριακή διάχυση = $1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{sec}$

Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά = 0,0316

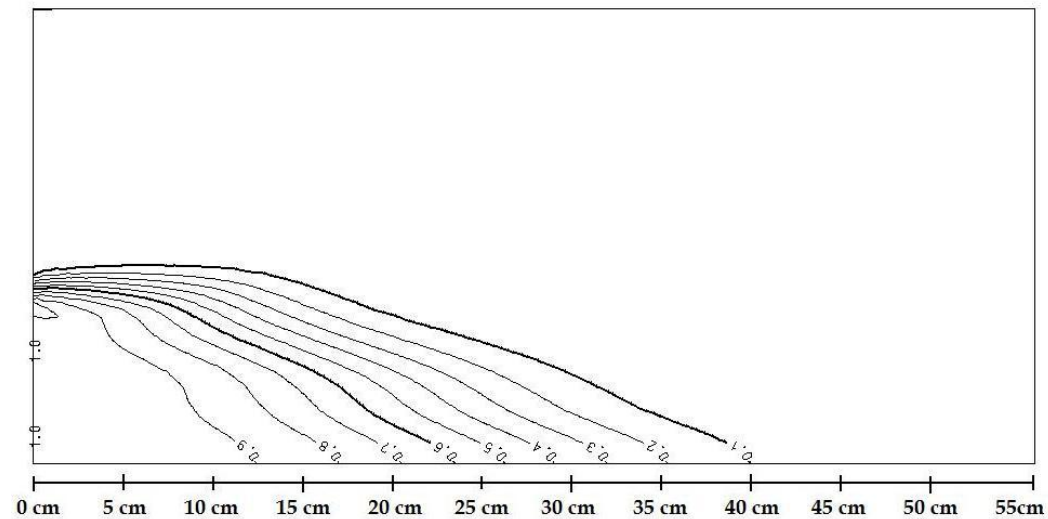
Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά = 0,000172



Εικόνα 5.17 Μορφή των καμπυλών στα 11 min



Εικόνα 5.18 Μορφή των καμπυλών στα 44 min



Εικόνα 5.19 Μορφή των καμπυλών στα 83 min

Πίνακας 5.20 Σύγκριση με τα αποτελέσματα από το εργαστηριακό μοντέλο:

Χρονικό διάστημα	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά x (cm)	Μοντέλο FEFLOW, έκταση κατά x (cm)	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά y (cm)	Μοντέλο FEFLOW, έκταση κατά y (cm)
11 min	8,1	11,09	8,3	9,46
44 min	31,8	26,93	10,9	10,13
83 min	49,2	39,61	11	10,36

Η μείωση της εγκάρσιας υδροδυναμικής διασποράς οδήγησε σε σημαντική ελάττωση της έκτασης της σφήνας υφαλμύρισης κατά y. Ακόμη καθώς μειώθηκε η διασπορά παρατηρήθηκε αύξηση στην εξάπλωση της σφήνας κατά x.

Σενάριο 6°

Στο σενάριο αυτό εξετάζεται η επίδραση της διαμήκους υδροδυναμικής διασποράς στο φαινόμενο της υφαλμύρισης

Γίνεται αλλαγή της τιμής της διαμήκους υδροδυναμικής διασποράς (μείωση της κατά μία τάξη μεγέθους).

Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση $x = 6,29 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$

Παράγοντας ανισοτροπίας = 0,01

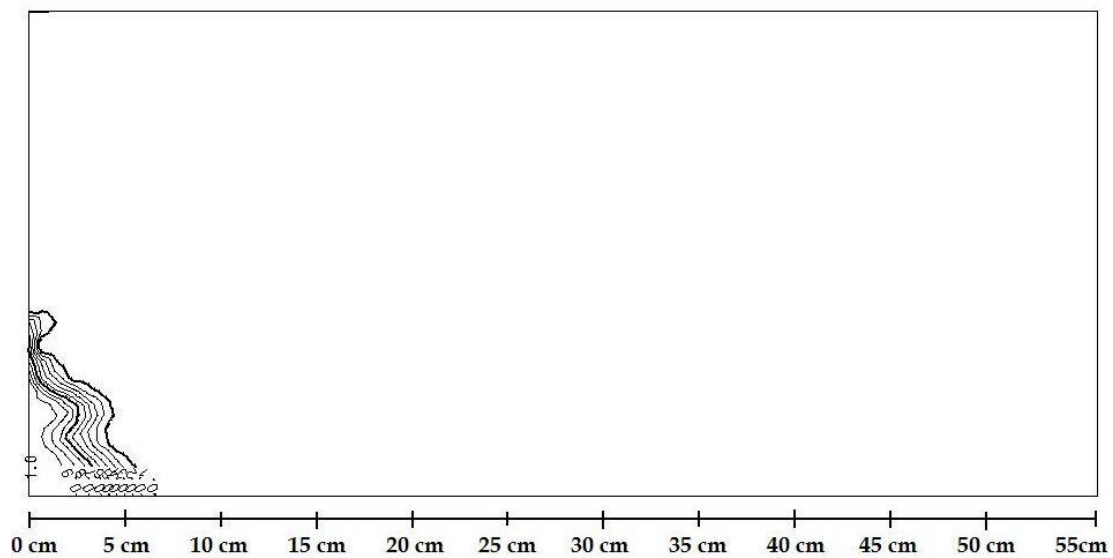
Λόγος διαφοράς πυκνότητας = 989

Πορώδες = 0,4

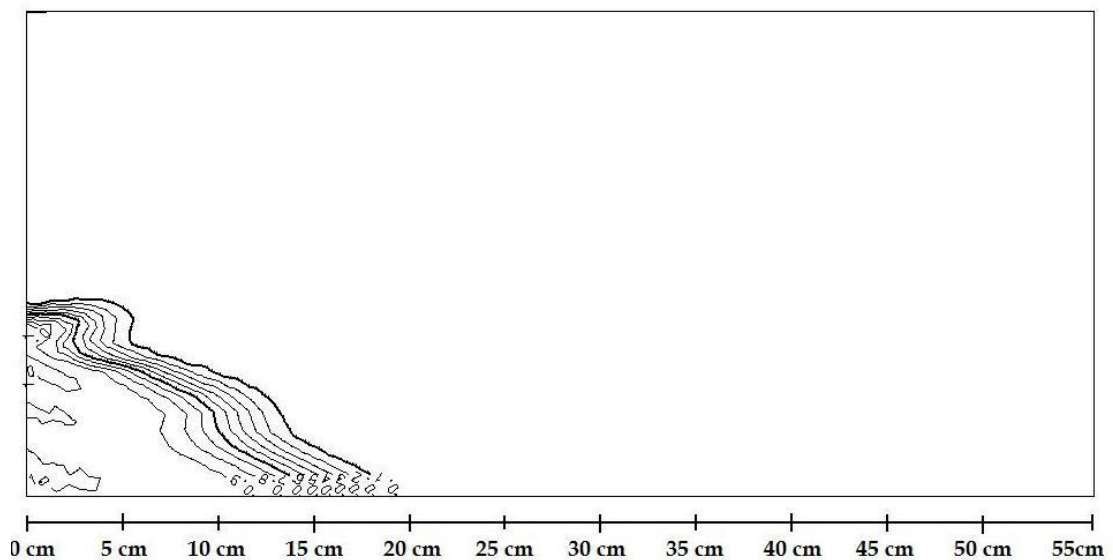
Μοριακή διάχυση = $1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{sec}$

Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά = 0,00316

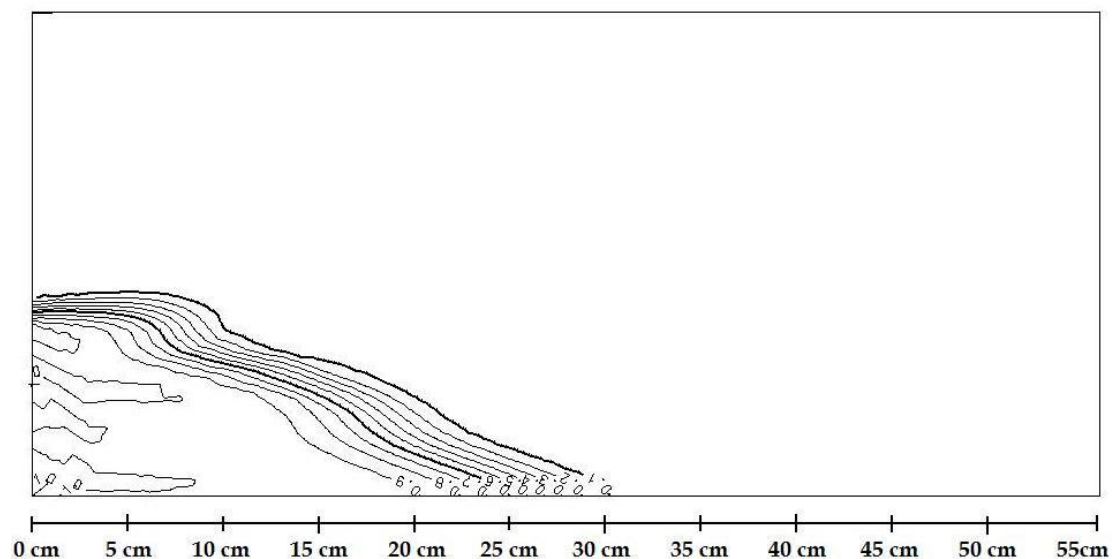
Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά = 0,000172



Εικόνα 5.21 Μορφή των καμπυλών στα 11 min



Εικόνα 5.22 Μορφή των καμπυλών στα 44 min



Εικόνα 5.23 Μορφή των καμπυλών στα 83 min

Πίνακας 5.24 Σύγκριση με τα αποτελέσματα από το εργαστηριακό μοντέλο:

Χρονικό διάστημα	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά x (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά x (cm)	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά y (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά y (cm)
11 min	8,1	6,56	8,3	9,46
44 min	31,8	19,01	10,9	9,90
83 min	49,2	29,87	11	10,36

Όπως φαίνεται από τα παραπάνω, η μείωση της διαμήκουσ υδροδυναμικής διασποράς οδηγεί σε πολύ μικρές τιμές στην εξάπλωση της σφήνας κατά x. Ακόμη οι μορφές των καμπυλών δεν είναι ικανοποιητικές γιατί δεν προσομοιώνουν τις αντίστοιχες πειραματικές. Σε σχέση πάντα με το προηγούμενο σενάριο, ούτε στη διεύθυνση y παρατηρούνται καλύτερα αποτελέσματα.

Σενάριο 7^ο

Στο σενάριο αυτό γίνεται περαιτέρω αλλαγή-αύξηση της υδραυλικής αγωγιμότητας. Η αλλαγή που έγινε στην τιμή της διαμήκουσ υδροδυναμικής διασποράς δεν διατηρήθηκε γιατί δεν οδήγησε σε επιθυμητά αποτελέσματα. Επομένως το σενάριο αυτό είναι άμεσα συγκρίσιμο με το σενάριο 5.

Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση x = $8,5 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$

Παράγοντας ανισοτροπίας = 0,01

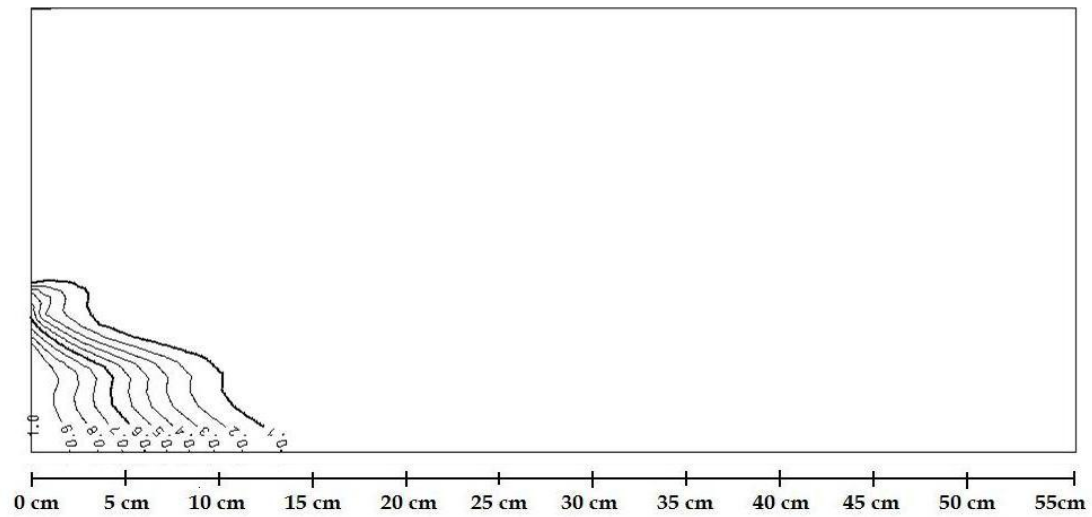
Λόγος διαφοράς πυκνότητας = 989

Πορώδες = 0,4

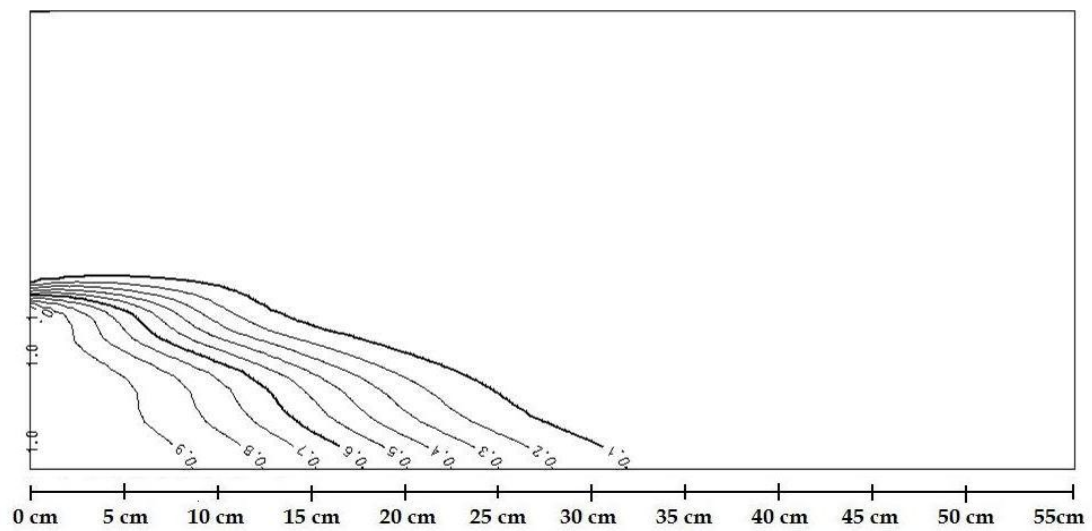
Μοριακή διάχυση = $1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{sec}$

Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά = 0,0316

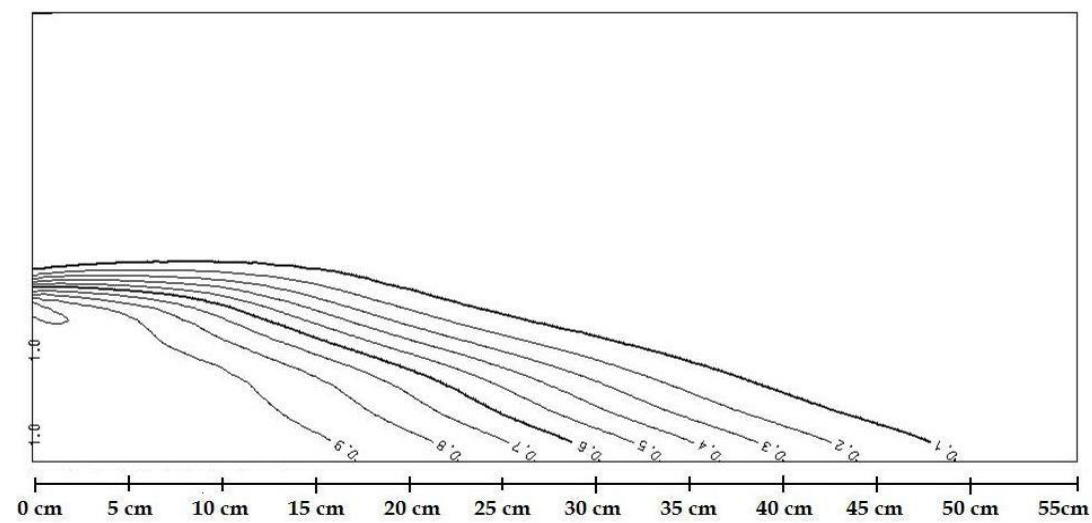
Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά = 0,000172



Εικόνα 5.25 Μορφή των καμπυλών στα 11 min



Εικόνα 5.26 Μορφή των καμπυλών στα 44 min



Εικόνα 5.27 Μορφή των καμπυλών στα 83 min

Πίνακας 5.28 Σύγκριση με τα αποτελέσματα από το εργαστηριακό μοντέλο:

Χρονικό διάστημα	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά x (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά x (cm)	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά y (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά y (cm)
11 min	8,1	13,35	8,3	9,68
44 min	31,8	31,46	10,9	10,13
83 min	49,2	48,66	11	10,81

Η περαιτέρω αύξηση της υδραυλικής αγωγιμότητας, οδηγεί σε πολύ κοντινά με το εργαστηριακό μοντέλο αποτελέσματα. Οι αρχικές τιμές δεν ταυτίζονται με τις εργαστηριακές όμως είναι δύσκολο να προσεγγιστούν μια και το μοντέλο δεν έχει φτάσει σε σταθερές συνθήκες.

Σενάριο 8^ο

Στο σενάριο 8 εξετάζεται η επίδραση της μοριακής διάχυσης στο παρόν πρόβλημα υφαλμύρισης (αύξηση της μοριακής διάχυσης κατά μία τάξη μεγέθους).

Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση x = $8,5 \times 10^{-6} \text{m/sec}$

Παράγοντας ανισοτροπίας = 0,01

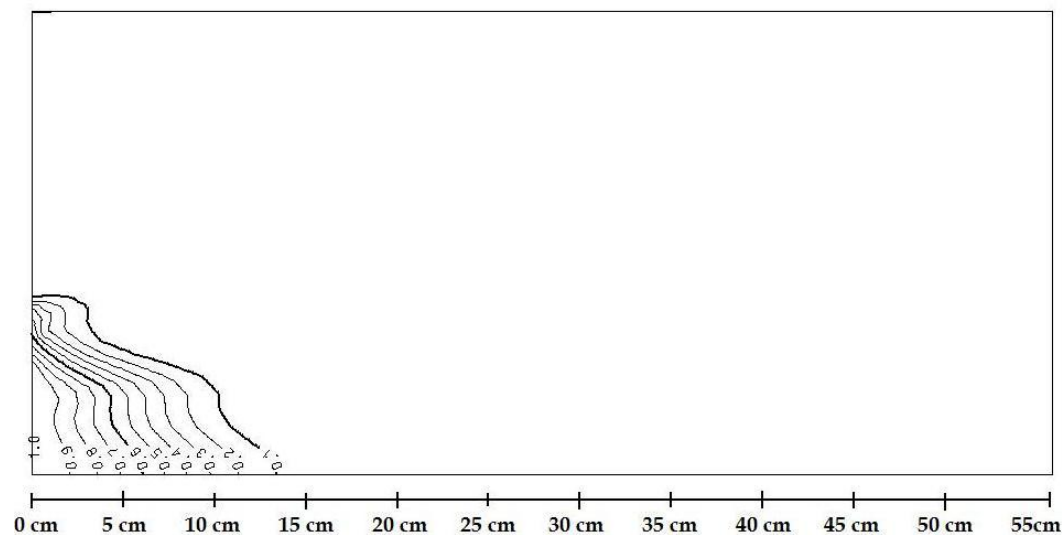
Λόγος διαφοράς πυκνότητας = 989

Πορώδες = 0,4

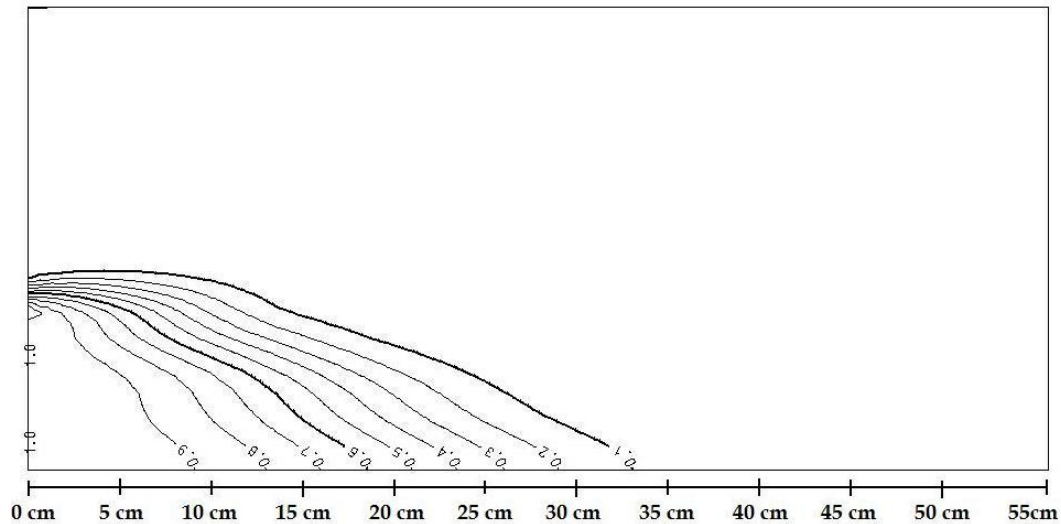
Μοριακή διάχυση = $10 \times 10^{-9} \text{m}^2/\text{sec}$

Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά = 0,0316

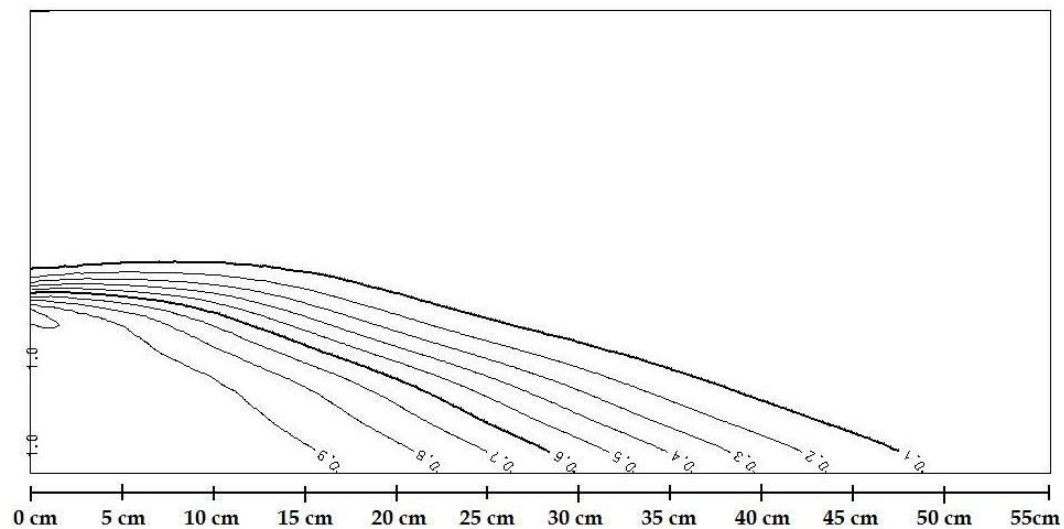
Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά = 0,000172



Εικόνα 5.29 Μορφή των καμπυλών στα 11 min



Εικόνα 5.30 Μορφή των καμπυλών στα 44 min



Εικόνα 5.31 Μορφή των καμπυλών στα 83 min

Πίνακας 5.32 Σύγκριση με τα αποτελέσματα από το εργαστηριακό μοντέλο:

Χρονικό διάστημα	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά x (cm)	Μοντέλο FEFLOW, έκταση κατά x (cm)	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά y (cm)	Μοντέλο FEFLOW, έκταση κατά y (cm)
11 min	8,1	13,35	8,3	9,68
44 min	31,8	32,59	10,9	10,36
83 min	49,2	48,21	11	11,03

Στο σενάριο αυτό εισάγεται για πρώτη φορά ο παράγοντας της μοριακής διάχυσης, που παίζει σημαντικό ρόλο στο φαινόμενο της υφαλμύρισης. Η μοριακή διάχυση καθυστερεί ελαφρώς την επέκταση της σφήνας κατά x έτσι ώστε στα 83 λεπτά να παρατηρείται μικρότερη εξάπλωση. Ωστόσο η κάθετη εξάπλωση αυξάνεται ελαφρώς. Οι τιμές από το μοντέλο FEFLOW έχουν προσεγγίσει ικανοποιητικά τις πειραματικές εκτός από τα πρώτα λεπτά όπου υπάρχει κάποια απόκλιση.

Σενάριο 9°

Στο παρόν σενάριο εξετάζεται τι συμβαίνει με περαιτέρω αλλαγή της μοριακής διάχυσης (αύξηση κατά μία τάξη μεγέθους σε σχέση με το προηγούμενο σενάριο).

Υδραυλική αγωγιμότητα στη κατεύθυνση $x = 8,5 \times 10^{-6} \text{ m/sec}$

Παράγοντας ανισοτροπίας = 0,01

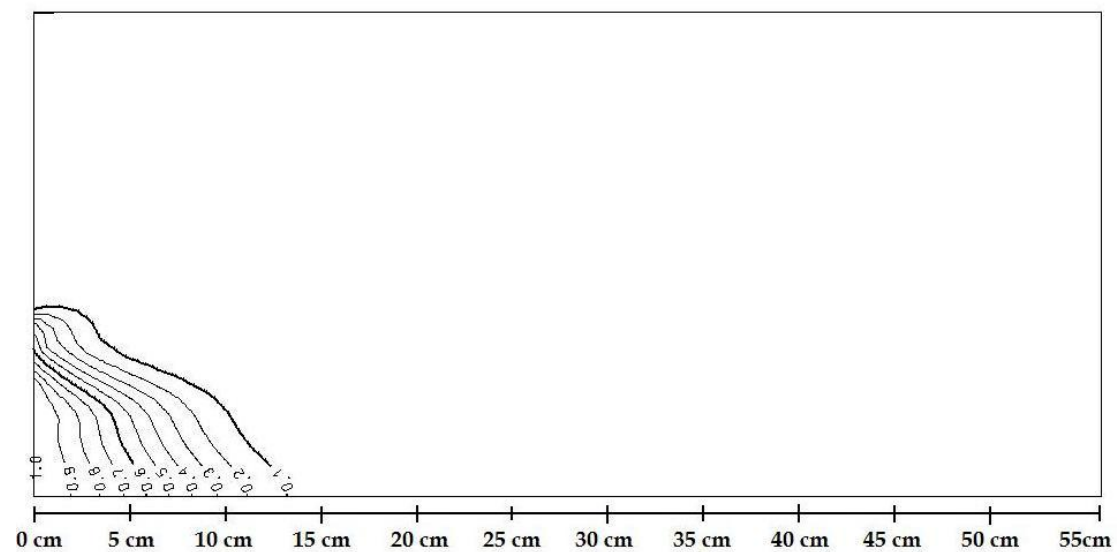
Λόγος διαφοράς πυκνότητας = 989

Πορώδες = 0,4

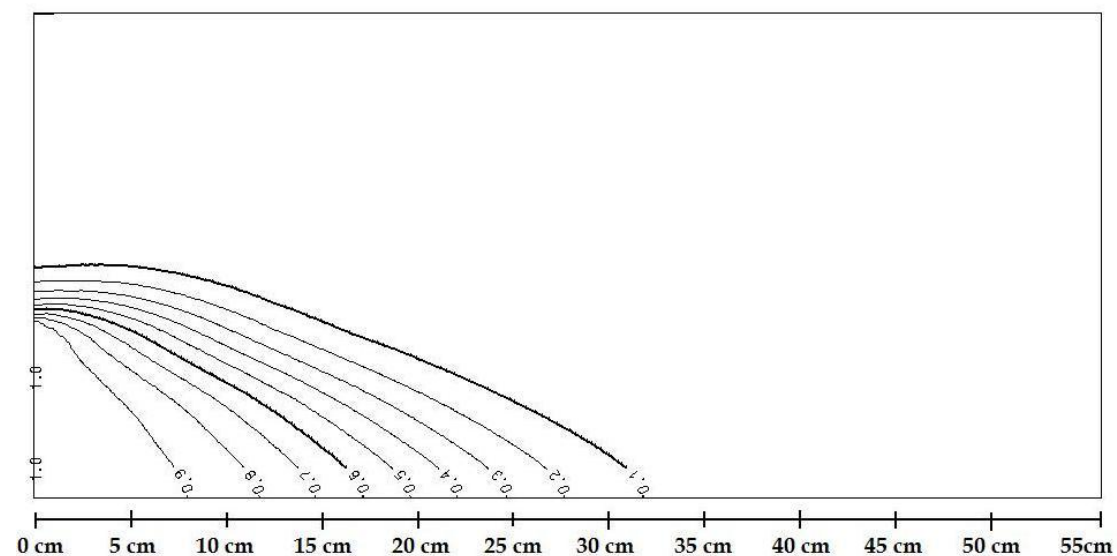
Μοριακή διάχυση = $100 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{sec}$

Διαμήκης υδροδυναμική διασπορά = 0,0316

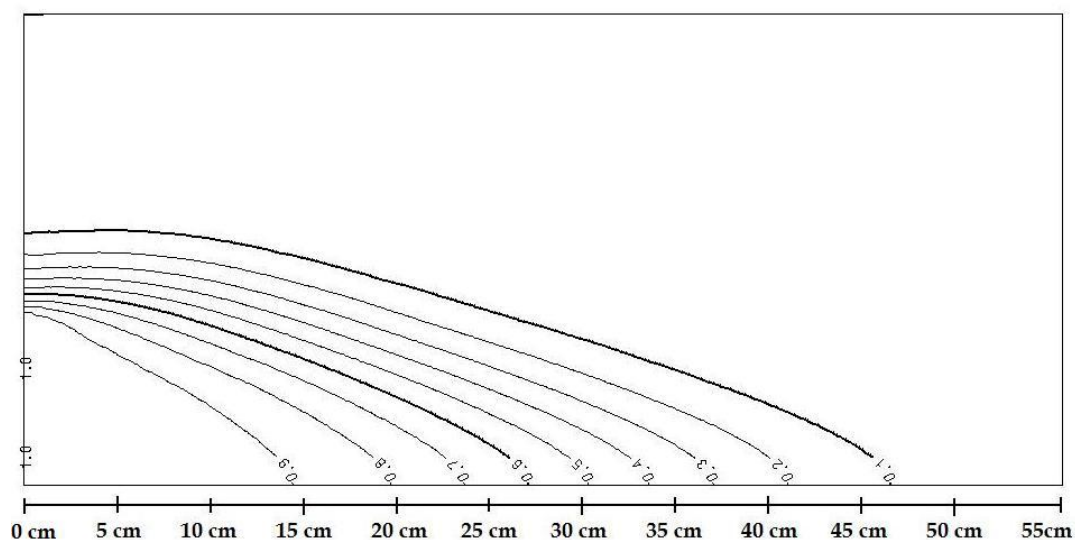
Εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά = 0,000172



Εικόνα 5.33 Μορφή των καμπυλών στα 11 min



Εικόνα 5.34 Μορφή των καμπυλών στα 44 min



Εικόνα 5.35 Μορφή των καμπυλών στα 83 min

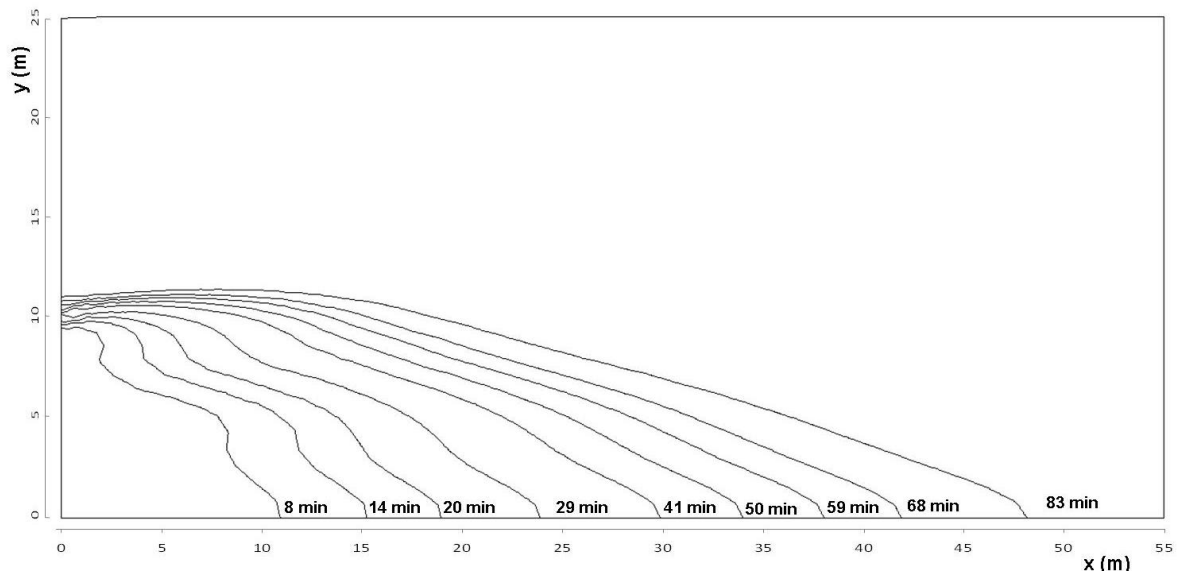
Πίνακας 5.36 Σύγκριση με τα αποτελέσματα από το εργαστηριακό μοντέλο:

Χρονικό διάστημα	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά x (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά x (cm)	Πειραματικό μοντέλο, έκταση κατά y (cm)	Μοντέλο FEFLOW , έκταση κατά y (cm)
11 min	8,1	13,13	8,3	9,68
44 min	31,8	31,46	10,9	11,94
83 min	49,2	46,17	11	13,51

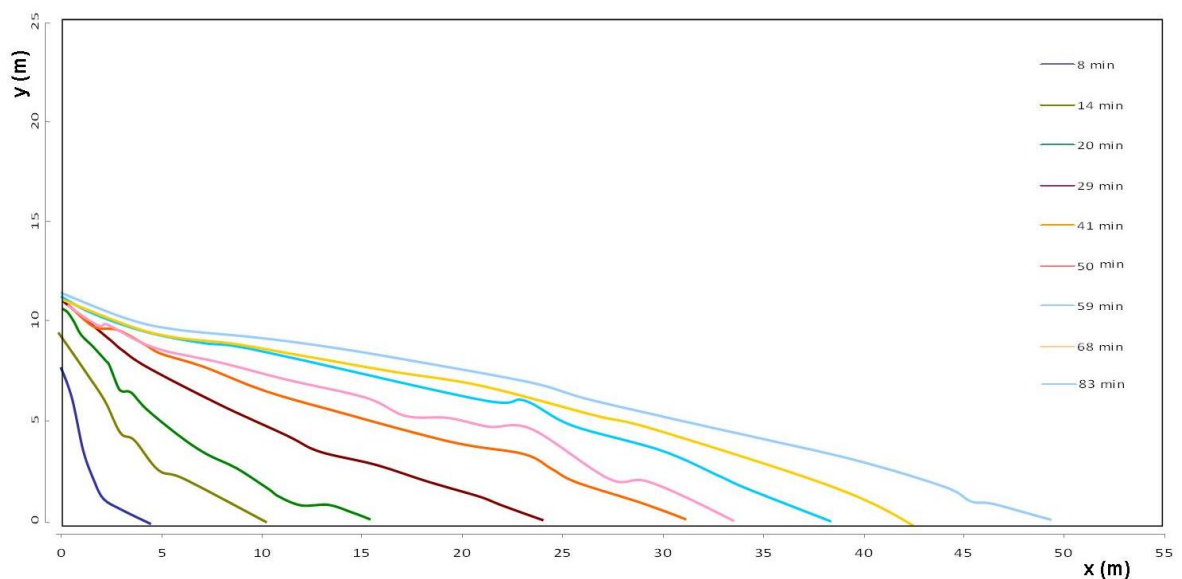
Η περαιτέρω αύξηση της τιμής της μοριακής διάχυσης οδηγεί σε σημαντική αύξηση της έκτασης της σφήνας στην κατεύθυνση y και μικρή μείωση της έκτασης της σφήνας κατά x κάτω από τα επιθυμητά όρια.

Με βάση τα παραπάνω, επιλέγεται το σενάριο 8, το οποίο παρουσιάζει τα πιο κοντινά αποτελέσματα σε σχέση με το εργαστηριακό μοντέλο.

Οι εικόνες 5.37 και 5.38 παρουσιάζουν τα αποτελέσματα του FEFLOW και του εργαστηριακού μοντέλου μικρής κλίμακας για κοινά χρονικά διαστήματα:



Εικόνα 5.37 Η σφήνα υφαλμύρισης για τακτά χρονικά διαστήματα σύμφωνα με το FEFLOW (σενάριο 8)



Εικόνα 5.38 Η σφήνα υφαλμύρισης για τακτά χρονικά διαστήματα σύμφωνα με το εργαστηριακό μοντέλο μικρής κλίμακας

Όπως φαίνεται στα παραπάνω διαγράμματα, ο πόδας της σφήνας που συνήθως ενδιαφέρει περισσότερο στα προβλήματα υφαλμύρισης έχει προσεγγιστεί ικανοποιητικά. Ωστόσο η κλίση των καμπυλών στα αρχικά τους στάδια δεν ήταν δυνατό να προσεγγιστεί.

Στο πίνακα 5.39 φαίνεται η μεταβολή των παραμέτρων μεταξύ των αρχικών τιμών που χρησιμοποιήθηκαν στο πρώτο σενάριο και των τελικών που προκύπτουν με τη διαδικασία της βαθμονόμησης στο όγδοο σενάριο. Οι αρχικές τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας και του λόγου διαφοράς πυκνότητας έχουν προέλθει από το εργαστηριακό μοντέλο μικρής κλίμακας.

Πίνακας 5.39 Η μεταβολή των παραμέτρων σε σχέση με τις αρχικές τιμές

	Αρχικές Τιμές	Τελικές Τιμές	Μεταβολή ως προς την αρχική τιμή ανά τάξεις μεγέθους
Υδραυλική Αγωγιμότητα κατά x (m/sec)	$0,00629 \times 10^{-6}$	$8,5 \times 10^{-6}$	3
Παράγοντας Ανισοτροπίας	0,1	0,01	1
Λόγος διαφοράς πυκνότητας	989	989	0
Πορώδες	0,4	0,4	0
Μοριακή Διάχυση (m^2/sec)	1×10^{-9}	10×10^{-9}	1
Διαμήκης Υδροδυναμική Διασπορά	0,0316	0,0316	0
Εγκάρσια Υδροδυναμική Διασπορά	0,0172	0,000172	2

Όπως φαίνεται στο πίνακα τη μεγαλύτερη μεταβολή παρουσιάζει ο παράγοντας της υδραυλικής αγωγιμότητας κατά x . Η διαμήκης υδροδυναμική διασπορά διατηρήθηκε σταθερή, ενώ υπήρξε σημαντική αύξηση εγκάρσια υδροδυναμική διασπορά. Μικρή σχετικά αύξηση παρουσιάστηκε στη τιμή της μοριακής διάχυσης, ενώ το πορώδες παραμένει σταθερό (κατ'επιλογή, καθώς επιλέχτηκε μία τιμή με βάση το είδος εδάφους). Ο παράγοντας ανισοτροπίας μειώθηκε αρκετά, ενώ ο λόγος διαφοράς πυκνότητας υπολογίστηκε μία φορά και παρέμεινε σταθερός για όλα τα διαφορετικά σενάρια.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στη παρούσα εργασία μελετήθηκε το φαινόμενο της υφαλμύρισης με τη χρήση δύο διαφορετικών ειδών μοντέλων, ενός εργαστηριακού και ενός αριθμητικού, με σκοπό τη βαθύτερη κατανόηση του φαινομένου και των παραμέτρων που το επηρεάζουν.

Το πρώτο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε ήταν ένα δισδιάστατο εργαστηριακό μοντέλο μικρής κλίμακας μέσω του οποίου πάρθηκαν συγκεκριμένες μετρήσεις για την πυκνότητα του διαλύματος την ογκομετρική ροή, την υδραυλική αγωγιμότητα του πορώδους μέσου και καταγράφηκε η εισχώρηση της σφήνας της υφαλμύρισης σε τακτά χρονικά διαστήματα.

Το δεύτερο μοντέλο δημιουργήθηκε με τη χρήση του μοντέλου προσομοίωσης της ροής υπογείων υδάτων και μεταφοράς ρύπων (FEFLOW) και βασίστηκε στα δεδομένα που παρατηρήθηκαν στο εργαστηριακό μοντέλο.

Οι αρχικές τιμές που χρησιμοποιήθηκαν για τη βαθμονόμηση του μοντέλου FEFLOW ήταν αυτές που υπολογίστηκαν με το μοντέλο μικρής κλίμακας. Όπου δεν υπήρχαν μετρήσεις από τον εργαστηριακό μοντέλο, χρησιμοποιήθηκαν εμπειρικοί τύποι (π.χ. για τον υπολογισμό της εγκάρσιας και διαμήκους διασποράς) και τιμές από την βιβλιογραφία (π.χ. η τιμή του πορώδους που βασίστηκε στο τύπο εδάφους που περιείχε το μοντέλο μικρής κλίμακας).

Ο στόχος του μοντέλου FEFLOW ήταν η προσέγγιση της έκτασης των καμπυλών της σφήνας της υφαλμύρισης κατά x και y , όπως αυτές υπολογίστηκαν από το μοντέλο μικρής κλίμακας. Το σενάριο 8 από τα αποτελέσματα του μοντέλου FEFLOW εμφάνισε τα πιο κοντινά αποτελέσματα σε σχέση με το μοντέλο μικρής κλίμακας και γι' αυτό χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματά του για σύγκριση.

Η υφαλμύριση είναι ένα σύνθετο φαινόμενο που εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, και ίσως γίνεται ακόμη πιο πολύπλοκο λόγω της εξάρτησης του από την πυκνότητα. Η δρώσα δύναμη είναι αυτή ακριβώς η διαφορά πυκνότητας, (η οποία μετρήθηκε στο εργαστήριο και παρέμεινε σταθερή κατά τη διαδικασία βαθμονόμησης του μοντέλου), εφιστώντας την προσοχή στις διεργασίες διάχυσης και διασποράς που αποκτούν μεγαλύτερη βαρύτητα. Οι δύο αυτοί παράγοντες διερευνήθηκαν με το FEFLOW κάνοντας χρήση των παραμέτρων της μοριακής διάχυσης, διαμήκους και εγκάρσιας διασποράς. Επίσης εξετάστηκε η επίδραση της παραμέτρου της υδραυλικής αγωγιμότητας στο φαινόμενο της υφαλμύρισης. Με τη δημιουργία διαφόρων σεναρίων όπου υπήρχε αλλαγή μόνο μίας από τις παραπάνω μεταβλητές πραγματοποιήθηκε ένα είδος ανάλυσης ευαισθησίας του μοντέλου, όπου γίνεται φανερό η επίδραση κάθε παραμέτρου μεμονωμένα.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα, η μοριακή διάχυση επηρεάζει σημαντικά το φαινόμενο της υφαλμύρισης. Η αύξηση του παράγοντα της μοριακής διάχυσης

παρατηρήθηκε ότι ευνοεί την κάθετη εξάπλωση, καθυστερώντας ελαφρά την εξάπλωση της σφήνας στη x διεύθυνση. Δεν πραγματοποιήθηκαν πολλές αλλαγές στη τιμή της μοριακής διάχυσης, ωστόσο η τελική τιμή βρίσκεται στα αποδεκτά όρια από τη βιβλιογραφία.

Η επίδραση της υδροδυναμικής διασποράς εκφράζεται στο FEFLOW μέσω των παραγόντων της διαμήκους και εγκάρσιας υδροδυναμικής διασποράς (συντελεστές υδροδυναμικής διασποράς κατά x και y αντίστοιχα). Η μείωση της τιμής της εγκάρσιας διασποράς οδηγεί σε μείωση της κάθετης εξάπλωσης και αύξηση της εξάπλωσης κατά x . Αντίστοιχα η μείωση της διαμήκους υδροδυναμικής διασποράς οδηγεί σε μείωση της οριζόντιας εξάπλωσης και αύξησή της κατά y . Οι τιμές των παραμέτρων της διαμήκους και εγκάρσιας διασποράς υπολογίστηκαν αρχικά με βάση εμπειρικό τύπο. Στη συνέχεια μετά από δοκιμαστικές αλλαγές η διαμήκης εγκάρσια διασπορά διατηρήθηκε σταθερή, ενώ μειώθηκε αρκετά η εγκάρσια διασπορά με σκοπό την προσέγγιση των αποτελεσμάτων του εργαστηριακού μοντέλου.

Η υδραυλική αγωγιμότητα, που εκφράζει το μέτρο της ευκολίας με την οποία περνάει ένα υγρό μέσω ενός πορώδους μέσου, σύμφωνα με τα αποτελέσματα του FEFLOW είναι ευθέως ανάλογη με την αύξηση της σφήνας της υφαλμύρισης και στις δύο διευθύνσεις. Η υδραυλική αγωγιμότητα αριθμητικά παρουσίασε τη μεγαλύτερη απόκλιση μεταξύ των δύο μοντέλων (εργαστηριακού – προσομοίωσης). Η υδραυλική αγωγιμότητα κατά y , λαμβάνει μέρος μέσω του παράγοντα της ανισοτροπίας στους υπολογισμούς του FEFLOW, και σύμφωνα με τα αποτελέσματα όταν μειώνεται η τιμή της, επηρεάζεται αρνητικά η έκταση της σφήνας κατά y , ενώ το αντίθετο συμβαίνει στη διεύθυνση x , όπως είναι αναμενόμενο, καθώς αλλάζει η σχετική αναλογία της υδραυλικής αγωγιμότητας στη x και y κατεύθυνση. Γενικά, η παράμετρος της υδραυλικής αγωγιμότητας είχε την μεγαλύτερη επίδραση στην εξάπλωση του φαινομένου της υφαλμύρισης και στις 2 διαστάσεις (x και y).

Μεγαλύτερη βαρύτητα δόθηκε στην προσέγγιση των εργαστηριακών αποτελεσμάτων όσον αφορά την έκταση της σφήνας στη x διεύθυνση λόγω του γεγονότος ότι στο πρόβλημα της υφαλμύρισης η έκταση κατά x , ή αλλιώς το σημείο στο οποίο φτάνει ο πόδας της σφήνας, παρέχει τα πιο σημαντικά συμπεράσματα, καθώς μέσω αυτού υπολογίζεται χωρικά η έκταση της υφαλμύρισης και συνεπώς το μέγεθος του προβλήματος.

Η διερεύνηση που έγινε με τη χρήση του μοντέλου FEFLOW αλλά και του μοντέλου μικρής κλίμακας, κάνει δυνατή την βαθύτερη κατανόηση του φαινομένου της υφαλμύρισης και των παραγόντων που το επηρεάζουν. Η γνώση αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε προβλήματα στο πεδίο, όπου οι μετρήσεις μπορεί να είναι δύσκολες, χρονοβόρες ή/και οικονομικά ασύμφωτες, καθιστώντας έτσι δυνατή την κατανόηση της τωρινής κατάστασης μίας περιοχής, αλλά και τη πρόβλεψη μελλοντικών καταστάσεων. Το μοντέλο FEFLOW, με τη δυνατότητα που παρέχει αλλαγής των διάφορων μεταβλητών και χρονικών πλαισίων είναι ένα χρήσιμο διαγνωστικό εργαλείο. Το εργαστηριακό μοντέλο μικρής κλίμακας μας επιτρέπει να οπτικοποιήσουμε και να κατανοήσουμε καλύτερα της διάφορες διεργασίες που συμβαίνουν σένα παράκτιο υδροφορέα, παρέχοντας μία πιο γενική εικόνα του προβλήματος.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΞΕΝΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- M. P. Anderson, W. W. Woessner, Applied Groundwater Modeling, Academic Press, 1992.
- J. W. Delleur, The handbook of groundwater engineering, Editor in-chief, 1999
- H. J. G. Diersch, WASY Software Feflow – Reference Manual, 1979
- H. J. G. Diersch, WASY Software Feflow - White Papers τόμος 1, 1979
- H. J. G. Diersch, WASY Software Feflow- User's guide, 1979
- C.W. Fetter, Applied Hydrogeology, Second Edition, Meril, 1988
- C.W. Fetter, Contaminant Hydrogeology, Second Edition, Prentice Hall, 1999
- S.W. Lohman, Definitions of selected groundwater terms – revisions and conceptual refinements, Geological Survey Water, 1972
- D. K. Todd, L. W. Mays, Groundwater Hydrology, Third Edition, Wiley, 2005

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Δ. Β. Κανελλόπουλος, Ανάλυση ευαισθησίας του μοντέλου PTC για τη ροή υπογείων υδάτων στη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2003
- Γ. Καρατζάς, Ροή Υπογείων Υδάτων και Μεταφορά Ρύπων, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2002
- Η. Μαριολάκος, Γεωοικολογική αντιμετώπιση της υφαλμύρισης των υπόγειων υδροφορέων, Ημερίδα 'Υφαλμύριση Υπογείων Υδάτων', 1998
- Κ. Στεφανόπουλος, Προσδιορισμός της ζώνης υφαλμύρισης στη περιοχή Χερσονήσου-Ηρακλείου Κρήτης, με χρήση προσομοίωσης και μετρήσεις πεδίου, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2004
- Γ. Τριχάκης, Προσομοίωση της υπόγειας ροής και προσδιορισμός της ζώνης υφαλμύρισης στην Βιομηχανική Περιοχή Β.Ι.Π.Ε. Ηρακλείου, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2004

ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΕΣ

- <http://www.ldeo.columbia.edu>
- <http://www.learner.org>
- <http://www.science.jrank.org>
- <http://water.usgs.gov>