

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ	1
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	4
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	5
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ.....	6
2.1 Η Γεωλογική Δομή της Κρήτης	6
2.2 Η Γεωλογική Δομή Του Νομού Χανίων.....	11
2.3 Γεωλογικές και Υδρογεωλογικές Συνθήκες της Μελετούμενης Περιοχής (Υδρολογική Λεκάνη Κερίτη).....	20
2.3.1 Γεωγραφική θέση.....	20
2.3.2 Γεωλογία της περιοχής	21
2.3.3 Υδρολογικές- Υδρογεωλογικές συνθήκες	21
2.3.4 Γενικές παρατηρήσεις- συμπεράσματα	28
3. ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΡΟΗΣ - ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΣΤΟ MODFLOW	29
3.1. Ο ρόλος της προσομοίωσης	29
3.2. Μαθηματική περιγραφή ομοιωμάτων επίλυσης	30
3.2.1. Γενίκευση του Νόμου των Darcy - Εξίσωση της υπόγειας ροής.....	30
3.2.2. Θεμελιώδης εξίσωση της ροής	35
3.3. Επίλυση μαθηματικού προτύπου.....	36
3.3.1. Αναλυτικές επιλύσεις.....	37
3.3.2. Αριθμητικές επιλύσεις	37
3.3.3. Το λογισμικό φύλλο του μοντέλου πεπερασμένων διαφορών.....	40
3.4. Εισαγωγή στη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών.....	41
3.4.1. Γενικά.....	41
3.4.2. Χαρακτηριστικά ομοιώματος Modflow	43
3.5. Παράμετροι στρωμάτων	44
3.6. Συνοριακές συνθήκες	45
3.6.1. Τύποι συνοριακών συνθηκών.....	45
3.6.2. Καθορισμός συνοριακών συνθηκών	46
3.7. Το προφίλ του μοντέλου.....	47
3.8.Ιδιαιτερότητες προσομοίωσης μεταβαλλόμενης κατάστασης ροής.....	47
3.8.1. Αρχικές συνθήκες	48

3.8.2. Συνοριακές συνθήκες	50
3.8.3. Διακριτοποίηση του χρόνου	51
3.9. Εκτέλεση μοντέλου και διαδικασία βαθμονόμησής του	54
3.9.1. Επιλογή κώδικα	54
3.9.2. Εισαγωγή στην διαδικασία εκτέλεσης	54
3.9.3. Κριτήρια σφάλματος.....	55
3.9.4. Διαδικασία βαθμονόμησης.....	57
3.9.5 Τεχνικές βαθμονόμησης	62
3.9.6 Αξιολόγηση βαθμονόμησης	64
3.9.7 Επίπεδα βαθμονόμησης και κατανομή του σφάλματος.....	66
3.10. Πρόβλεψη	69
3.11. Μοντελοποίηση σε κατακερματισμένους υδροφόρους σχηματισμούς.	70
3.11.1. Ισοδύναμο πορώδες μέσο.....	72
3.11.2. Διακριτοποιημένες ρωγματώσεις	73
3.11.3. Διπλό πορώδες.....	74
3.11.4. Καρστικά συστήματα.....	75
3.12. Μηχανές επίλυσης ModFlow	76
3.12.1. Πακέτο προαπαιτούμενης συζυγούς βαθμίδας	76
3.12.2. Πακέτο διαδικασίας σταθερής συνεπαγωγής	77
3.12.3. Πακέτο επιτυχούς εκτόνωσης	77
3.12.4. Μηχανή επίλυσης WHS.....	78
4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	79
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	81

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στόχος της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η δημιουργία ενός μοντέλου προσομοίωσης των υπόγειων ροών της λεκάνης του Κερίτη. Αρχικά περιγράφεται η περιοχή της έρευνας και στη συνέχεια παρουσιάζεται η γεωλογική, υδρογεωλογική, τεκτονική και σεισμοτεκτονική διερεύνηση της περιοχής του έργου, καθώς επίσης και η υδρολογία της λεκάνης του Κερίτη. Κατόπιν, γίνεται εκτενής αναφορά στη θεωρία που διέπει τη δημιουργία μοντέλων ροής, καθώς και στον τρόπο σχεδιασμού του μοντέλου, στον μοντελοποιητή MODFLOW. Για την καλύτερη κατανόηση όλων των παραπάνω, χρησιμοποιούνται πίνακες, σχήματα, τύποι και διαγράμματα. Τέλος, αναλύονται τα συμπεράσματα από την επίλυση του μοντέλου.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τον Επίκουρο καθηγητή κ. Παντελή Σουπιό για την σημαντική και ουσιαστική καθοδήγηση που μου παρείχε, καθώς και την επιστημονική του κατάρτιση σε τύπους και όρους που χρησιμοποιήθηκαν για την εκπόνηση της διπλωματικής μου. Επίσης για όλη τη διάρκεια των σπουδών μου στο Τμήμα Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος, όπου οι γνώσεις που αποκόμισα από την διδασκαλία του ήταν χρήσιμες.

Η παρούσα διπλωματική πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του ερευνητικού έργου ΑΡΧΙΜΗΔΗΣ ΙΙ με τίτλο «Πολυπαραμετρικό σύστημα ταυτοποίησης συγγένειας υδατικών πόρων σε καρστικές λεκάνες: Λεκάνη απορροής ποταμού Κερίτη (Natura 2000-Χανιά)» με επιστημονικό υπεύθυνο το Δρ. Γεώργιο Σταυρουλάκη.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι η παρουσίαση των απαραίτητων στοιχείων που λαμβάνουν χώρα κατά τη σύνθεση και κατασκευή ενός ημι-κατανεμημένου υδρολογικού μοντέλου, το οποίο θα περιγράφει ταυτοχρόνως υπόγεια και επιφανειακά νερά, με κύρια έμφαση στα υπόγεια. Το μοντέλο δύναται να εφαρμοστεί στην υδρολογική λεκάνη του Κερίτη ποταμού του Ν. Χανίων σε επόμενη/μελλοντική εργασία, προκειμένου να προσομοιώσει τις υδρολογικές διεργασίες και να δώσει στοιχεία για το υδατικό ισοζύγιο.

Στην προσομοίωση υδρολογικών συστημάτων, κυριαρχούν δύο κύρια είδη μοντέλων. Τα αδιαμέριστα και τα πλήρως κατανεμημένα. Τα πρώτα, καταφέρνουν συνήθως χονδροειδείς προσεγγίσεις της λειτουργίας ενός συστήματος και αποφεύγονται ολοένα και περισσότερο. Στην βιβλιογραφία αναφέρονται συνήθως περιπτώσεις κατασκευής και χρήσής τους ως προσταδίων για την κατασκευή άλλων συνθετότερων μοντέλων. Από πλευράς μαθηματικών δεν είναι ουδόλως απαιτητικά, διότι κάνουν χρήση απλών ισοζυγίων. Επιπλέον δεν απαιτούν πληθώρα δεδομένων και χρονοσειρών για την ρύθμισή τους. Τα δεύτερα είναι ιδιαίτερος διαδεδομένα στην προσομοίωση υπογείων υδροφορέων και τυγχάνουν της προτιμήσεως του επιστημονικού κοινού διεθνώς. Όσον αφορά το μαθηματικό τους μέρος, εφαρμόζουν μερικές διαφορικές εξισώσεις και χρησιμοποιούν αριθμητικές μεθόδους για την επίλυσή τους. Έχουν ανάγκη από λεπτομερείς πληροφορίες για το σύστημα που προσομοιώνουν και μεγάλου μήκους χρονοσειρές μετρήσεων, προκειμένου να ρυθμιστούν σωστά. Παρ' όλα αυτά, όταν ρυθμιστούν επαρκώς, είναι πολύ αποτελεσματικά και παρέχουν πληροφορία για κάθε σημείο του μελετώμενου χώρου.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ

2.1 Η Γεωλογική Δομή της Κρήτης

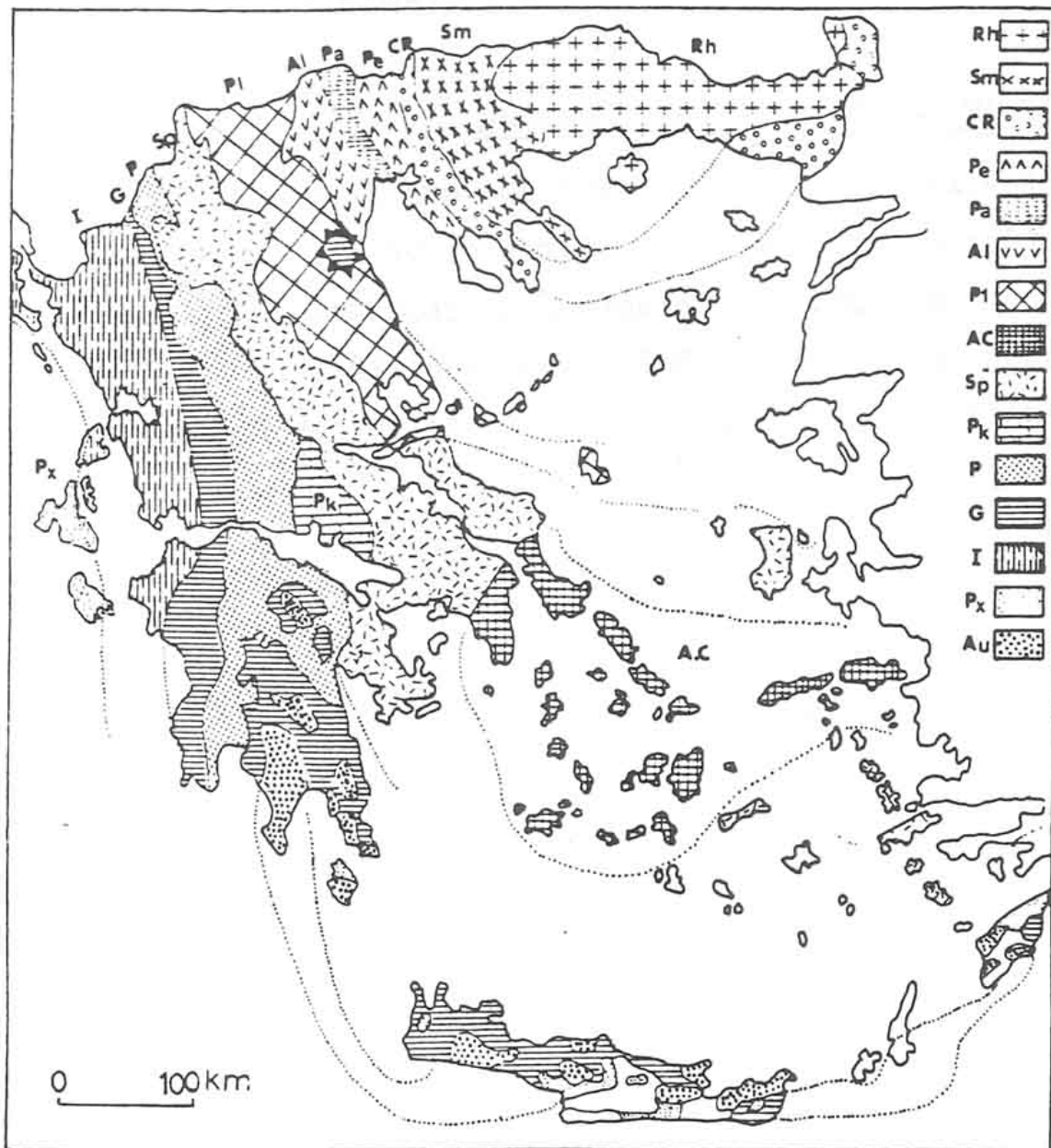
Η γεωλογική δομή της Κρήτης συνδέεται άμεσα με την συνολική γεωλογική δομή της Ελλάδας, η οποία χωρίζεται σε διάφορες γεωτεκτονικές ζώνες με γενική διεύθυνση στον ηπειρωτικό χώρο της ΒΔ - ΝΑ.

Κάθε ζώνη, χαρακτηρίζεται από ορισμένη και χαρτογραφίσιμη στρωματογραφική/λιθολογική διαδοχή των πετρωμάτων της όπως αυτά προέκυψαν από την επαλληλία των τεκτονικών γεγονότων που οδήγησαν στην δημιουργία του ορογενούς.

Οι κύριες γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων οροσειρών με διεύθυνση από ΒΑ προς ΝΔ είναι (σχήμα 1):

- Η μάζα της Ροδόπης εμφανίζεται στην Ανατολική Μακεδονία, Θράκη και στη Θάσο. Αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη και πυριγενή πετρώματα.
- Η Σερβομακεδονική μάζα εμφανίζεται δυτικά του Στρυμόνα από τα σύνορα μέχρι και την Χαλκιδική. Αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα.
- Η Περιοδοπική ζώνη εκτείνεται στη δυτική πλευρά της Σερβομακεδονικής μάζας με διεύθυνση ΒΔ -ΝΑ.
- Η ζώνη του Αξιού εμφανίζεται στην Κεντρική Μακεδονία, χαρακτηρίζεται από τις μεγάλες οφειολιθικές μάζες που απαντώνται σε αυτήν.
- Η Πελαγονική ζώνη εμφανίζεται σε όλη την Ελλάδα. Αποτελείται από κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, γνευσιωμένους γρανίτες και ανθρακικά καλύμματα.
- Η Αττικο-Κυκλαδική ζώνη εμφανίζεται κυρίως στα νησιά των Κυκλάδων και σε ένα τμήμα της Αττικής και της Νότιας Εύβοιας.
- Η Υποπελαγονική ζώνη ή ζώνη «Ανατολικής Ελλάδας» εμφανίζεται στη Δυτική πλευρά της Πελαγονικής ζώνης. Χαρακτηρίζεται από τις μεγάλες οφειολιθικές μάζες που απαντώνται σε αυτήν.
- Η ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας εμφανίζεται στην κεντρική Στερεά Ελλάδα, και αποτελείται από ασβεστόλιθους και δολομίτες.

- Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου ή ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης εμφανίζεται στην Ήπειρο, στην κεντρική Ελλάδα, στη δυτική και βορειανατολική
- Η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης
- Η Αδριατικοϊόνιος ζώνη
- Η ζώνη Παξών ή Προαπουλία



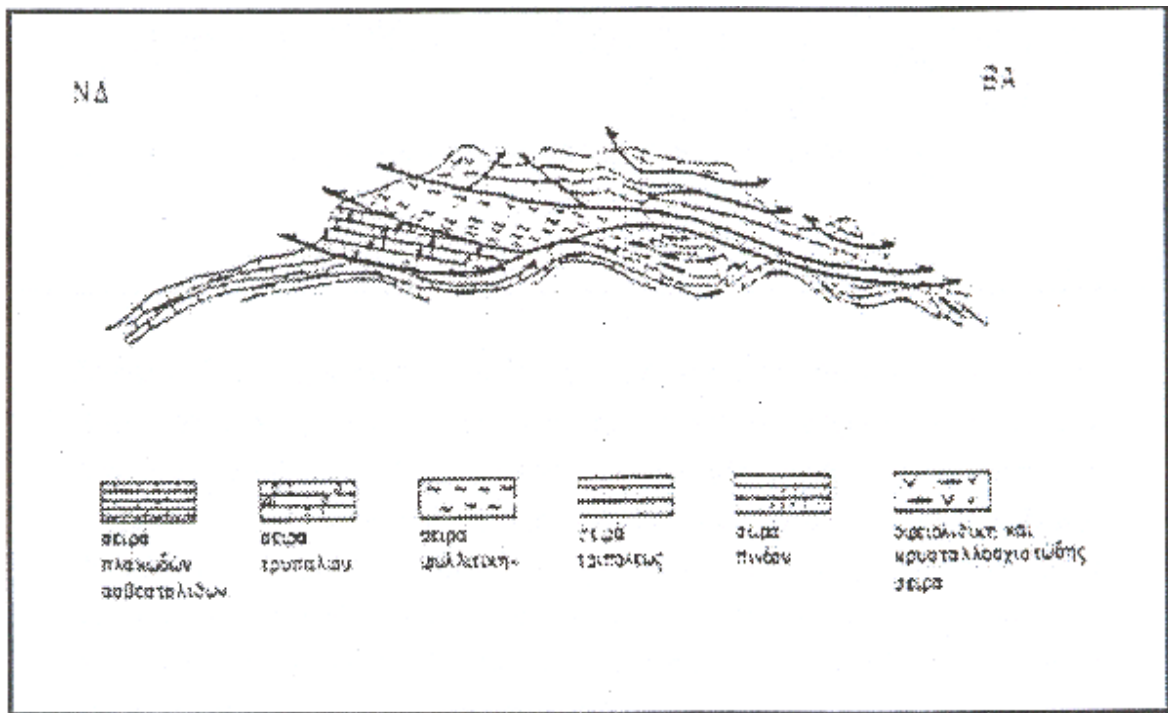
Σχήμα 2.1. Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. (Μουντράκης, 1985)

Από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας οι μάζες Ροδόπης και

Σερβομακεδονικής θεωρούνται ότι αποτελούν την "Ελληνική Ενδοχώρα", οι ζώνες Περιοδοπική, Παιονίας, Πάικου, Αλμωπίας, Πελαγονική, Αττικοκυκλαδική και Υποπελαγονική ονομάζονται "Εσωτερικές Ελληνίδες" και οι ζώνες Παρνασσού-Γκιώνας, Ωλονού-Πίνδου, Γαβρόβου-Τρίπολης, Αδριατικοϊόνιος και Παζών ονομάζονται "Εξωτερικές Ελληνίδες".

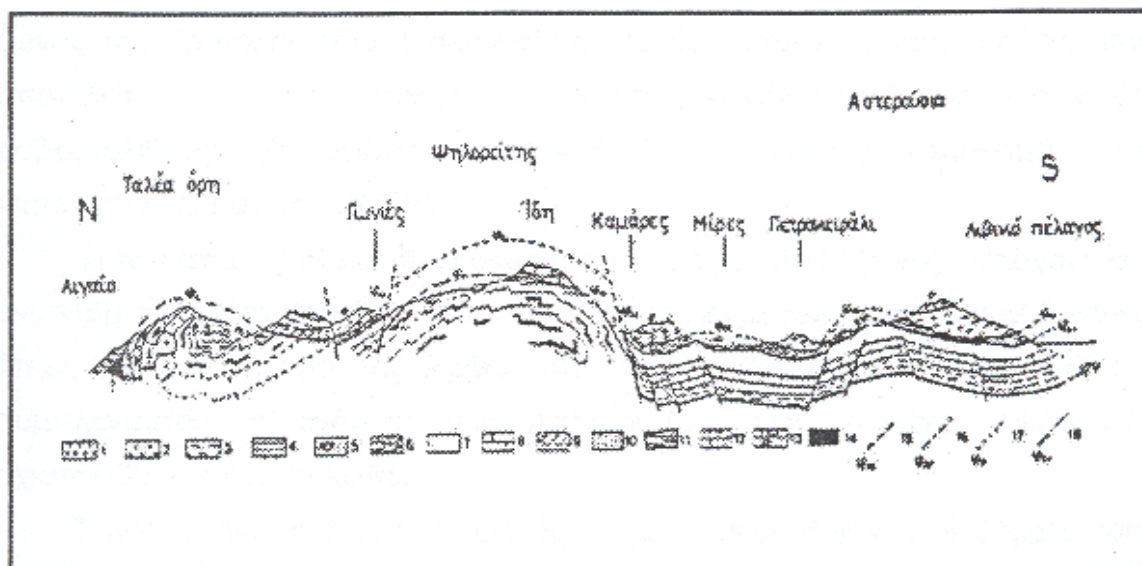
Εκτός από τις κύριες γεωτεκτονικές ζώνες αναφέρονται σαν ξεχωριστές ενότητες, η ενότητα «Ταλέα όρη-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι» που πιθανόν ανήκει στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη, και η ενότητα της Βοιωτίας που μάλλον ανήκει στην Υποπελαγονική ζώνη.

Η Κρήτη έχει μια πολύπλοκη γεωλογική δομή και έχουν διατυπωθεί διάφορες απόψεις σχετικά με τη δομή της, αυτό οφείλεται στην γεωτεκτονική θέση που κατέχει σε σχέση με τις δύο συγκλίνουσες λιθосφαιρικές πλάκες, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής. Χαρακτηριστικό στοιχείο της δομής της είναι τα αλληπάλληλα τεκτονικά καλύμματα των διαφόρων ζωνών (σχήμα 2), τα οποία αναπτύσσονται πάνω στην ενότητα Ταλέα όρη- των πλακωδών ασβεστόλιθων.



Σχήμα 2.2. Σχηματική απεικόνιση της γεωλογικής δομής της Κρήτης με τα αλληπάλληλα τεκτονικά καλύμματα. (Μουντράκης, 1985)

Το αυτόχθονο ή σχετικά αυτόχθονο σύστημα της Κρήτης αποτελεί η ακολουθία Ταλέα Όρη-Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι (σχήμα 3). Η ενότητα αυτή έχει ηλικία από το Πέρμιο μέχρι το Ηώκαινο και είναι ημιμεταμορφωμένη και πιθανώς ανήκει στην ζώνη της Αδριατικοϊονίου, αποτελείται κυρίως από κλαστικά ιζήματα χωρίς ηφαιστειακά πετρώματα στη βάση που εξελίσσονται σε τυπικούς «πλακώδεις ασβεστόλιθους» (μάρμαρα) που περιέχουν σε σημαντικό βαθμό κερατολιθικούς κονδύλους και πυριτικές ενστρώσεις. Εμφανίζονται επίσης μεγάλες μάζες άστρωτων (μετα)-ασβεστόλιθων, δολομιτών, ασβεστολιθικών κροκαλοπαγών και φυλλιτικών-χαλαζιακών πετρωμάτων. Αποκαλύπτεται σε πολλές περιοχές της Κρήτης υπό μορφή τεκτονικού παραθύρου.



Σχήμα 2.3. Σχηματική γεωλογική τομή εγκάρσια στην Κεντρική Κρήτη. Απεικονίζεται η δομή των βουνών Ταλέα όρη, Ίδη (Ψηλορείτης) και Αστερούσια. 1: Νεογενείς αποθέσεις, 2: Οφεόλιθοι, 3: μεταμορφωμένα πετρώματα των αστερουσιών, 4: πρώτος φλύσχος της Πίνδου (Κάτω Κρητιδικό), 5: ενότητα Άρβης, 6: τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου, 7: φλύσχος ζώνης Γαβρόβου - Τρίπολης, 8: ασβεστόλιθοι Γαβρόβου - Τρίπολης, 9: φυλλίτης, 10-14: σειρά των πλακωδών ασβεστόλιθων (Plattenkalk), 15-18: απωθήσεις των διαφόρων τεκτονικών καλυμμάτων. (Μουντράκης, 1985, σελ. 187).

Τεκτονικά απωθημένα στην ενότητα Ταλέα Όρη- Πλακωδών Ασβεστόλιθων βρίσκεται η ενότητα του Τρυτταλίου, που αποτελείται από μεταμορφωμένους δολομίτες, δολομιτικούς ασβεστόλιθους, λατυποπαγείς ασβεστόλιθους έως γραουβάκες, σκούρους

κυψελώδεις δολομίτες, άσπρα ζαχαρόκοκκα μάρμαρα και εμφανίσεις γύψου στη βάση. Η ηλικία τους καθορίστηκε με την βοήθεια απολιθωμάτων μεταξύ Άνω Τριαδικού-Κάτω Ιουρασικού.

Πάνω από την ενότητα του Τρυπαλίου βρίσκεται η ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, η οποία περιλαμβάνει φυλλίτες, χαλαζίτες, μετα-ψαμμίτες, μετα-κροκαλοπαγή, φακοειδείς ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, μετα-ανδεδίτες, μεταβασίτες. Η ηλικία της είναι μεταξύ Περμίου-Τριαδικού. Στην ενότητα αυτή συμπεριλαμβάνεται από τους περισσότερους ερευνητές και το ημιμεταμορφωμένο σύστημα των Ραβδούχων που αποτελεί και το υπόβαθρο της ανθρακικής ακολουθίας της ζώνης της Τρίπολης που ακολουθεί επίσης με τεκτονική επίσης επαφή και αποτελείται από στο υποκείμενο και τους μεγάλου πάχους νηριτικούς ασβεστόλιθους. Σε ανώτερη τεκτονική θέση βρίσκεται απωθημένο το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου.

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των εσωτερικών ζωνών, όπως είναι η ενότητα της Άρβης. Πάνω από την ενότητα του Τρυπαλίου βρίσκεται η ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, η οποία περιλαμβάνει φυλλίτες, χαλαζίτες, μετα-ψαμμίτες, μετα-κροκαλοπαγή, φακοειδείς ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, μετα-ανδεδίτες, μεταβασίτες. Η ηλικία της είναι μεταξύ Περμίου-Τριαδικού. Στην ενότητα αυτή συμπεριλαμβάνεται από τους περισσότερους ερευνητές και το ημιμεταμορφωμένο σύστημα των Ραβδούχων που αποτελεί και το υπόβαθρο της ανθρακικής ακολουθίας της ζώνης της Τρίπολης που ακολουθεί επίσης με τεκτονική επίσης επαφή και αποτελείται από στο υποκείμενο και τους μεγάλου πάχους νηριτικούς ασβεστόλιθους. Σε ανώτερη τεκτονική θέση βρίσκεται απωθημένο το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου.

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των εσωτερικών ζωνών, όπως είναι η ενότητα της Άρβης που περιλαμβάνει τμήματα οφιολιθικού συμπλέγματος, η ενότητα των Αστερουσίων που περιέχει γνεύσιους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες.

Τέλος, πάνω από τους αλπικούς σχηματισμούς βρίσκονται ιζήματα του Νεογενούς (κυρίως κλαστικά θαλάσσια ιζήματα) και Τεταρτογενούς (κυρίως ηπειρωτικής φάσης) τα οποία συνήθως έχουν κυμαινόμενο πάχος και εξάπλωση στις διάφορες περιοχές της Κρήτης.

2.2 Η Γεωλογική Δομή Του Νομού Χανίων

Οι στρωματογραφίες και τεκτονικές ενότητες που αποτελούν την γεωλογική δομή του νομού Χανίων (σχήμα 4 α,β,γ,δ,ε), αρχίζοντας από τις νεώτερες και καταλήγοντας στις παλαιότερες, είναι:

- Τεταρτογενείς αποθέσεις.

Αποτελούνται από χαλαρά αργιλοαμμώδη υλικά, πηλούς, ψαμμίτες, κροκάλες-λατύττες ποικίλης σύστασης, αναλόγως της προέλευσης τους, ασύνδετες έως συνεκτικά συνδεδεμένες, καθώς και από υλικά του αλλουβιακού μανδύα. Η εμφάνιση τους γίνεται κυρίως σε απολήξεις λεκανών ανοικτών προς τη θάλασσα, στις μείζονες κοίτες των ποταμών, σε μικρές εσωτερικές λεκάνες καθώς και σε μορφή πλευρικών κορημάτων και αναβαθμίδες χειμάρρων.

- Νεογενείς αποθέσεις.

Αποτελούνται από εναλλασσόμενα στρώματα κίτρινων-κιτρινόλευκων μάργων με κλαστικούς μαργαϊκούς ασβεστόλιθους, συχνά βιογενείς-υφαλογενείς, ομοιόμορφα στρωμένους, που το πάχος τους κυμαίνεται από μερικά εκατοστά έως ένα-δύο μέτρα. Επίσης, εντός των αποθέσεων αυτών συναντώνται και μαργαϊκοί ψαμμίτες, αμμούδες άργιλοι, λατύπες και κροκαλοπαγή. Τα κροκαλοπαγή-λατυποπαγή εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή Χοιροσπηλίου νοτιότερα της Αγιάς και στην περιοχή Τοπολίων. Χαρακτηριστικό τους γνώρισμα η έντονη συνεκτικότητα την οποία παρουσιάζουν, κυρίως ανθρακικής προέλευσης, με ανθρακικό συνδετικό υλικό. Οι λατύπες και κροκάλες που συνιστούν τις παραπάνω αποθέσεις, έχουν προέλθει από την διάβρωση και απόθεση των προϊόντων, τόσο του τεκτονικού καλύμματος της ζώνης Τρίπολης όσο σε μικρότερο βαθμό και των άλλων ενοτήτων που αποτελούν υπόβαθρο των νεογενών αποθέσεων.

Οι ενότητες που επίσης συμμετέχουν στην παραπάνω διεργασία είναι η Φυλλιτική-Χαλαζιτική, των Πλακωδών ασβεστόλιθων και της Πίνδου.

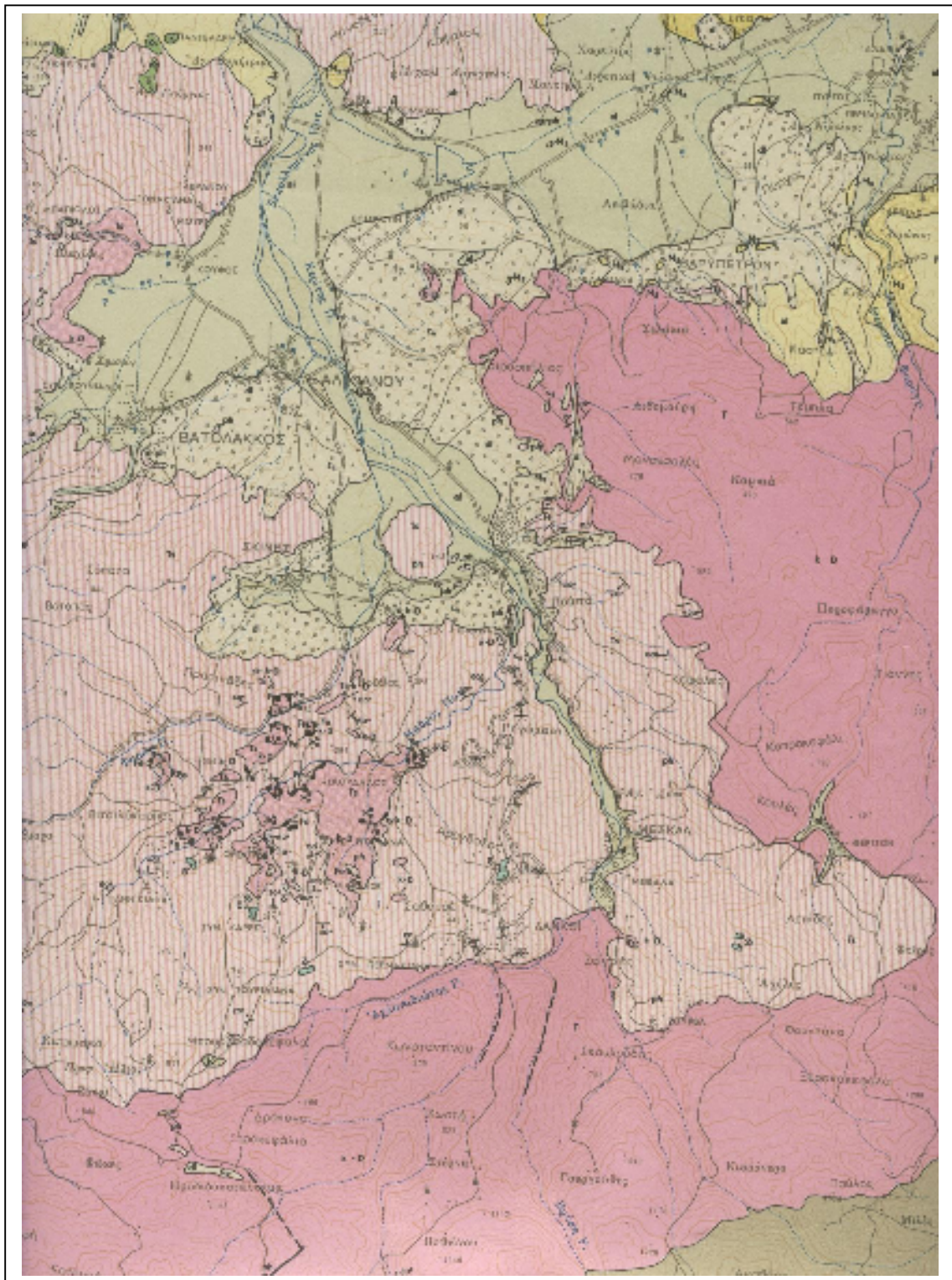
- Τεκτονικό κάλυμμα της ζώνης Πίνδου

Οι ανθρακικοί σχηματισμοί του τεκτονικού αυτού καλύμματος παρουσιάζονται με μικρή επιφανειακή ανάπτυξη στον νομό Χανίων. Εμφανίζονται στο βορειοδυτικό τμήμα του νομού και πιο συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή Καστέλου, καθώς και στην ευρύτερη περιοχή της Παλαιόχωρας. Αποτελούνται από πελαγικούς ασβεστόλιθους με

παρεμβολές κερατολίθων.

- Τεκτονικό κάλυμμα της ζώνης Τρίπολης

Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής καταλαμβάνουν σχετικά μεγάλη έκταση στον νομό Χανίων. Είναι συνηθισμένο φαινόμενο να είναι επωθημένοι αυτοί οι σχηματισμοί, είτε στην ενότητα Ταλέα Όρη-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι, είτε στην ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών. Αποτέλεσμα είναι να εμφανίζονται οι σχηματισμοί της ζώνης Τρίπολης στην βάση τους έντονα κατακερματισμένοι λόγω τεκτονισμού. Οι σχηματισμοί της ενότητας που βρίσκονται στα χαμηλότερα στρώματα συνίστανται από δολομίτες-δολομιτικούς ασβεστόλιθους παχυστρωματώδεις μέχρι άστρωτους, έντονα τεκτονισμένους και καρστικοποιημένους με σπηλαιώδη υφή. Το χρώμα τους κυμαίνεται από τεφρό έως τεφρόλευκο.



Σχήμα 2.4. α) Τάταρη Αθ., Χριστοδούλου Ε., 1969, Γεωλογικός Χάρτης
(φύλλο Αλικιανού), Ι.Γ.Μ.Ε Κλίμακα 1:50.000

ΥΠΟΜΝΗΜΑ

ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΗΣ

ΝΕΩΤΕΡΟΝ



Υγρόνοι αποθέσεις : Πυράκτιοι (δέρμοι, θίνες κ. ά.) ή κνίος χειμάρρων, καθώς και προσχώσεις.



Πλευρικά κορήματα και κώνοι κορημάτων.



*Ανοσθιμίδες χειμαρρώδους, ως επί το πλείστον, ένιοις άμμοσ και θαλασσίας προσλεύσεις, ίδις αί σχετικώς νεότεραι. Κυρίως έντος τών κοιλάδων και εις τας έξόδους τών φαράγγων. Αί παλιότεραι (c₁) μέχρι 30-40 μ., αί νεότεραι (c₂) μέχρι 4 μ. και αί νεώταται (c₃) 1-2 μ.

ΠΑΛΑΙΟΤΕΡΟΝ



Μάργαι, ψαμμίται, κροκαλοπαγή κ. ά., κτριίνου, έν γένει, χρώματος. Έπίκεινται διαβρωσιγενούς έπιφανείας τών νεοτερτογενών αποθέσεων, έν τών άποίων δέν διαχωρισθήσαν.

*Έρωδροί σχηματισμοί χειμαρρώδους προσλεύσεως (d₁-c₂) έν ψαμμιτικών μαργών, ηλλών, ψαμμιτών και κροκαλοπαγών, έκκεκται τών προηγούμενων αποθέσεων. Έχουν σηματικόν πάχος και έξικνούνται μέχρι τού θρους τών 350 και πλέον μέτρων. Έμφανίζονται, προσέτι, και εις τας παροχές τής πόλεως του Όμβλου, ένθα έκκλιθηνται τών κροσσισοποιημένων άσβεστολίθων δολομιτών, συνιστάστας τού στέγανόν έκβάθρον τών νεώτερων τεταρτογενών αποθέσεων, διαμορφωμένου οδτω, εις τήν έκτασίν τούτων, φρεατίου όρίζοντος.

ΝΕΟΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ

ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟΝ



Θαλάσσιοι σχηματισμοί. Κροκαλοπαγή, άσβεστοίκοι ψαμμίται, κτριίναι ψαμμιτικαί μάργαι και μαργαίκοι άσβεστολίθοι. Έγκλείουν, εις τινος θέσεις, κοιτάσματα γύφου (περιοχή Βουκολιδών). Έπίκεινται έπικλισιγενώς τών άφαιμένων λιμναίων σαρματιών σχηματισμών (λόφος Κάστωλος, ΒΑ χωρίον "Βαρβάτρο,,).

Έλασματοδόρυχια :

ΜΕΙΟΚΑΙΝΟΝ

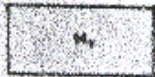


Σαρματίου: Ψόλμυροι-λιμναίοι σχηματισμοί. Έναλλασσόμενα στρώματα, άμμων, μαργών, άργιλων και κροκαλοπαγών, καθώς και σαρμαίκοι. Έγκλείουν κοιτάσματα λιγνιτών (περιοχή Βαρβαίτρον - Φουρνέ). Άποικισμάτα Ιχθύων, Όστρεοκόδη, έλάχιστα Τρηματοφόρα, άγόνια Χαροσέτων και έντρα φυτικά λείψανα.



Σαρματίου - Τορτόνιον : Οί προηγούμενοι και έπόμενοι σχηματισμοί μή διαχωριζόμενοι (περιοχή Βουκολιδών).

Τορτόνιον : Μάργαι κωναί, πρασινότεφραι, λευκοίτριναί, κτριινόχρωσι, όκόλενκαι και μαργαίκοι άσβεστολίθοι.



Τρηματοφόρα :

Σχήμα 2.4. γ)
Τάταρη Αθ.,
Χριστοδούλου
Ε., 1969,
Υπόμνημα
υπ' αριθμό 1,
Ι.Γ.Μ.Ε.,
Κλίμακα
1:50.000

Ύασβεστόλιθοι - Δολομίται (T k - ο, Μασσαροκαίκε), σκοτεινότεφοι έως μέλανες, ένίοτε λευκότεφοι, άστρωτοι έως παχυστρωματώδεις ή και καλώς έστρωμένοι.



Είς τινας θέσεις όμοιάζουν προς τούς πλακώδεις κρυσταλλικούς, άνευ όμως πυριτολίθων. Τα σκοτεινότερα μέλη της σειράς είναι βιτωμενώδη και παρουσιάζουν συχνά κυρλωδή όψη, ίδιε οι δολομίται, με δολομιτικών άλευρον έντός των κυρλωτών. Η ηλικία της σειράς τεμαίρεται έν παλαιοντολογικών εθερημάτων (Cynoceras κ.τ.λ.) εις θέσεις έκτός της χαρτογραφηθείσης περιοχής.

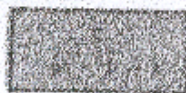
**ΣΥΣΤΗΜΑ ΠΛΑΚΩΔΩΝ ΚΡΥΣΤΑΛΛΙΚΩΝ ΑΙΒΕΙΤΟΛΙΘΩΝ
ΠΕΡΜΙΩΝ - ΛΙΘΑΝΘΡΑΚΟΦΟΡΩΝ**

Ύασβεστόλιθοι πλακώδεις κρυσταλλικοί (PC k), άνοικτότεφοι έως σκοτεινότεφοι, μετά λεπτιών φυλλιτικών παρεμβολών. Συνήθως είναι λεπτοπλακώδεις έως λεπτοστρωματώδεις μετά βολβών ή λεπτιών ένστρώσεων πυριτολίθων, καθιστάμενοι, ένίοτε, ίδιε προς τούς άνωτέρους αβτιών όριζοντας, παχυστρωματώδεις, άνευ πυριτολίθων. Προς τα άνω μετακλίπουν, εις τινας θέσεις, εις άσβεστικούς φυλλίτας. Περιέχουν, προσέτι, φόνη μη προσδιορίσιμα.



**ΣΥΣΤΗΜΑ ΥΠΟΚΕΙΜΕΝΩΝ ΤΩΝ ΠΛΑΚΩΔΩΝ ΑΙΒΕΙΤΟΛΙΘΩΝ
ΛΙΘΑΝΘΡΑΚΟΦΟΡΩΝ**

Φυλλίται, άσβεστικοί, χλωριτικοί, σερικιτικοί κ. ά., δια των όποιων οι πλακώδεις άσβεστόλιθοι μετακλίπουν εις τό έν λόγω σύστημα. Γαστερόποδο.



Δολομίται, σμπαγγίς ή κυρλωδεις, μετά ή άνευ βολβών πυριτολίθων. Είς τινας θέσεις (Μιτάτα Κίγκιλου) περιέχουν ούτοι μέλανες άβίτας, ήχηματογενούς προέλευσης, καθώς επίσης άπολιθώματα. Φόνη, Ύατροκώδη και Τριγμοσφόρα.

Ύασβεστόλιθοι, σμπαγγίς μετά κλαστικών όλικών ή λεπτοκλακώδεις μετά φυλλιτικών και μαργαλιτών παρεμβολών. Ένίοτε περιέχουν δολομιτικές ένστρώσεις ως και βολβούς πυριτολίθων. Καλασιτικοί φορμίται και όργιτικοί σκιατόλιθοι, παρεμφαλλόμενοι εις τα μεσση και κατώτερα μέλη του συστήματος. Λόγω κλαστικών μεταβάσεων ή στρωματογενετική διαδοχή των ως άνω σχηματισμών διαφέρει κατά περιοχή.

Σχήμα 2.4. ε)
Τάταρη Αθ.,
Χριστοδούλου
Ε., 1969,
Υπόμνημα
υπ' αριθμό 3,
Ι.Γ.Μ.Ε.,
Κλίμακα
1:50.000

Στους σχηματισμούς της ενότητας των υψηλότερων στρωμάτων εμφανίζονται ασβεστόλιθοι που το χρώμα τους κυμαίνεται από μαύρο έως τεφρόμαυρο. Το πάχος των σχηματισμών είναι μέσο και συνήθως παρουσιάζουν μικρολατυποπαγή υφή. Χαρακτηριστικό τους γνώρισμα είναι το έντονο ανάγλυφο και το φτωχό υδρογραφικό δίκτυο, που συμπίπτει με τεκτονικές ασυνέχειες. Εξίσου σημαντικό χαρακτηριστικό είναι το φαινόμενο καρστικής διάλυσης που εμφανίζεται με διάφορες μορφές, μεγέθη και σχήματα. Το πάχος της ζώνης φθάνει τις λίγες εκατοντάδες μέτρα και η ηλικία αυτής της σειράς κυμαίνεται από το Άνω Τριαδικό έως και το Άνω Κρητιδικό.

- Τεκτονικό κάλυμμα της ενότητας των Φυλλιτών-Χαλαζιτών.

Η ενότητα αυτή καταλαμβάνει σημαντική έκταση στο δυτικό τμήμα του νομού Χανίων. Οι σχηματισμοί που συναντώνται στο τεκτονικό κάλυμμα είναι κυρίως μαρμαρυγικοί-ανθρακικοί ασβεστόλιθοι, σερικιτικοί-χλωριτικοί φυλλίτες και χαλαζιακοί μεταψαμμίτες. Στα πετρώματα αυτά παρεμβάλλονται τόσο ποσότητες χαλαζία σημαντικού πάχους υπό μορφή φλεβών, καθώς και ενστρώσεις μαύρων κρυσταλλικών κατακερματισμένων ασβεστόλιθων μικρού πάχους. Χαρακτηριστικό γνώρισμα αυτής της σειράς είναι οι εμφανίσεις γύψου σε αρκετές περιοχές, όπως στη Σούγια, στην Παλαιόχωρα κ.α. Η ηλικία της ενότητας εκτείνεται μεταξύ Περμίου και Άνω Τριαδικού, ενώ το πάχος της μπορεί και να ξεπερνάει σε ορισμένες περιπτώσεις τα 1.500 μέτρα στην ευρύτερη περιοχή της δυτικής Κρήτης.

- Τεκτονικό κάλυμμα της ενότητας Τρυπαλίου

Οι σχηματισμοί της ενότητας αυτής βρίσκονται επωθημένοι στην ενότητα των Πλακωδών ασβεστόλιθων. Το κάλυμμα Τρυπαλίου αποτελεί το πρώτο τεκτονικό κάλυμμα της Κρήτης. Η μεγαλύτερη ανάπτυξη του γίνεται στην περιοχή του Ομαλού των Λευκών Ορέων. Τα πετρώματα που εμφανίζονται σ' αυτή την σειρά είναι μάρμαρα, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, δολομίτες και δολομιτικοί ασβεστόλιθοι. Έτσι πιο συγκεκριμένα, στην βάση του σχηματισμού εμφανίζεται τεκτονικό λατυποπαγές με σημαντικό πάχος μερικές φορές. Στα κατώτερα πετρώματα της ενότητας επικρατούν κυψελώδεις δολομίτες. Συνήθως, αυτό το κάλυμμα περιέχει λεπτές κερατολιθικές ενστρώσεις ή βολβούς κερατολίθων πράγμα που το καθιστά όμοιο τετρογραφικά με την ενότητα Ταλέα Όρη-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι. Το πάχος του καλύμματος φθάνει τα 400 μέτρα, ενώ η ηλικία του σχηματισμού κυμαίνεται μεταξύ Τριαδικού και Κάτω

Ιουρασικού.

▪ Η ενότητα Ταλέα Όρη-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι.

Οι σχηματισμοί που εμφανίζονται στην ενότητα συνήθως, είναι ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι. Σε ορισμένες περιπτώσεις οι σχηματισμοί έχουν υποστεί μεταμόρφωση και έχουν μετατραπεί σε μάρμαρα. Εμφανίζονται καλοστρωμένοι σε πάγκους, που το πάχος τους κυμαίνεται από μερικά εκατοστά έως και ένα μέτρο. Στα κατώτερα μέλη τους εμφανίζονται παχυστρωματώδεις, ενώ προς τα ανώτερα εξελίσσονται σε μεσοστρωματώδεις και στη συνέχεια σε λεπτοστρωματώδεις. Το χρώμα τους μπορεί να είναι από τεφρό έως και τεφρόμαυρο. Επίσης σημαντικό γεγονός αποτελεί η εμφάνιση πυριτικού υλικού είτε με την μορφή ενστρώσεων, είτε με την μορφή φακών. Η εμφάνιση του πυριτικού υλικού στα μεσαία μέλη του σχηματισμού είναι μεγάλη, σε αντιδιαστολή με τα υπόλοιπα μέλη όπου οι παρεμβολές αυτές περιορίζονται αισθητά. Η καρστικοποίηση του σχηματισμού είναι περιορισμένη και ανομοιόμορφη. Στο φαινόμενο αυτό συμβάλλουν οι πυριτικές παρεμβολές. Το πάχος της ενότητας φθάνει τα 1200 μέτρα και η ηλικία της προσδιορίζεται στο Μέσο Ιουρασικό-Ηώκαινο.

2.3 Γεωλογικές και Υδρογεωλογικές Συνθήκες της Μελετούμενης Περιοχής (Υδρολογική Λεκάνη Κερίτη)

2.3.1 Γεωγραφική θέση

Πρόκειται για μια από τις σημαντικότερες υδρολογικές λεκάνες του Νομού Χανίων. Βρίσκεται στο βόρειο κεντρικό τμήμα της επαρχίας Κυδωνιάς του Νομού Χανίων, με διεύθυνση τον άξονα Βορράς-Νότος και σε μέση απόσταση από την πόλη των Χανίων, 15 Km περίπου.

Εντός της περιοχής της λεκάνης περιλαμβάνονται τα χωριά Φουρνές, Σκινές, Σκορδαλού, Κεράνου, Αλικιανού, Βατόλακκος, Κουφός, Αγιά, Πατελάρι, Πλατανιάς και Γεράνι, ενώ στις παρυφές της, οι Λάκκοι, Ψαθογιάννος, Μανωλιόπουλο, Βαρούπετρο, Περιβόλια και Μεσκλά κ.ά.

2.3.2 Γεωλογία της περιοχής

Γεωλογικά η λεκάνη Κερίτη χαρακτηρίζεται από τρεις κύριους γεωλογικούς σχηματισμούς (Ριγλής 1996):

α) Ανθρακικά πετρώματα. Καταλαμβάνουν το ΝΑ τμήμα της, και επεκτείνονται πολύ νοτιότερα, και εκτός της εν λόγω υδρολογικής λεκάνης, έως τον κύριο ασβεστολιθικό όγκο των λευκών Ορέων.

β) Φυλλίτες-Χαλαζίτες. Συναντώνται στο ΝΑ-κεντρικό τμήμα της λεκάνης, επίσης εμφανίζονται σε μικρότερη έκταση και στο Βόρειο τμήμα της.

γ) Νεογενείς σχηματισμοί. Στη λεκάνη Κερίτη αναπτύσσονται τα κροκαλολατυποπαγή, νότια της Αγιάς, στην ευρύτερη περιοχή Χοιροσπηλίου. Είναι ανθρακικής προέλευσης με ανθρακικό συνδετικό υλικό, με γνώρισμα την ψηλή υδροπερατότητά τους. Επίσης, πρέπει να επισημανθεί, ότι η ύπαρξη νεογενών πετρωμάτων (μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, μάργες, γύψοι κ.ά.) στην περιοχή Βλυχάδες, είναι πιθανή. Θα πρέπει να τονιστεί ότι οι δυο ανωτέρω σχηματισμοί βρίσκονται σε τεκτονική επαφή, και οριοθετούν δύο ημιανεξάρτητα υδρογεωλογικά συστήματα.

δ) Τεταρτογενείς σχηματισμοί. Είναι οι νεότερες αποθέσεις, οι οποίες αποτελούνται από αδρομερή εν γένει υλικά, καθώς και αργίλους, άμμους κλπ, και καταλαμβάνουν ένα σημαντικό τμήμα της λεκάνης στην περιοχή Αγιάς, Αλικιανού, Βατόλακκου, Σκινέ, Κουφού, με σημαντικό πάχος και αξιόλογη υδροφορία. Οι σχηματισμοί αυτοί όσον αφορά το πάχος τους αλλά και την υδροφορία που παρουσιάζουν, δεν έχουν διερευνηθεί πλήρως.

2.3.3 Υδρολογικές- Υδρογεωλογικές συνθήκες

Στην υδρολογική λεκάνη Κερίτη, οι ανωτέρω περιγραφθέντες περιληπτικά γεωλογικοί σχηματισμοί, έχουν διαφορετική υδρολογική συμπεριφορά, που μαζί με την τεκτονική τους, δηλαδή τον τρόπο τοποθέτησης τους στον χώρο, καθορίζουν το υδρογεωλογικό καθεστώς στην περιοχή. Σημαντική είναι η παρουσία δύο βασικών υδρογεωλογικών συστημάτων και ενός δευτερεύοντος (ως προς τον τρόπο λειτουργίας τους και όχι ως προς την δυναμικότητα τους).

Τα συστήματα αυτά είναι:

1) Το υπόγειο υδρογεωλογικό σύστημα των περάτων ανθρακικών σχηματισμών, που βρίσκονται στην ανατολική πλευρά της λεκάνης Μυλωνιανά - Φουρνές - Μεσκλά, με κύρια τροφοδοσία από τους νοτιότερα ευρισκόμενους ασβεστολιθικούς σχηματισμούς, που επιτείνονται έως τον κύριο ορεινό ανθρακικό όγκο των Λευκών Ορέων. Στο βόρειο τμήμα του ο ανθρακικός αυτός σχηματισμός διακόπτεται τεκτονικά (Μυλωνιανά, Αγιά) με ρήγμα διεύθυνσης Α-Δ, που έχει σαν αποτέλεσμα την πλευρική επαφή με τον αδιαπέρατο φυλλιτικό σχηματισμό (που βρίσκεται βορειότερα), και τη δημιουργία των πηγών υπερπλήρωσης της Αγιάς σε υψόμετρο 40m περίπου (Πλάτανος -Κολύμπα - Καλαμιώνας). Τα υδρολογικά στοιχεία των πηγών αυτών βρίσκονται στον πίνακα (1). Εκτός του συνολικού όγκου νερού των ετησίων απορροών των πηγών Αγιάς (πίνακας 1), πρέπει να τονιστεί η ύπαρξη ενός μόνιμου αποθέματος στην λεκάνη τροφοδοσίας των πηγών, του οποίου δεν είναι γνωστό ούτε το μέγεθος, ούτε η ποσότητα ύδατος, ούτε τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του. Εκτιμάται όμως η ύπαρξη μεγαλύτερων ποσοτήτων ύδατος από αυτές που απορρέουν ετησίως από τις πηγές. Αναφέρεται, ότι στη λεκάνη τροφοδοσίας των πηγών λειτουργούν τρεις γεωτρήσεις, του ΟΑΔΥΚ, στα Μυλωνιανά με $2.700 \text{ m}^3/\text{h}$, και δύο στον Φούρνε με $260 \text{ m}^3/\text{h}$ (μερική αναρίθμηση των πηγών). Ποιοτικά το νερό των πηγών της Αγιάς είναι καλής ποιότητας, κατάλληλο για υδρευτική και αρδευτική χρήση, ενώ το νερό των πηγών του Καλαμιώνα παρουσιάζει αυξημένη αγωγιμότητα, λόγω της παρουσίας των Γύψων (μεγάλη συγκέντρωση σε θειικά). Επίσης, πιθανή είναι και η παρουσία υδρόθειου.

2) Ένα επιφανειακό υδρογεωλογικό σύστημα των φυλλιτών-χαλαζιτών στο νότιο τμήμα της λεκάνης, οι οποίοι σαν αδιαπέρατος σχηματισμός συγκεντρώνουν επιφανειακά τις βροχοπτώσεις που πέφτουν πάνω στους χείμαρρους Μαύρο ποταμό, Βαλσαμιώτη, Φαζάς, Αλικιανιώτης, και οι οποίοι συγκλίνουν στον Κερίτη, στο ύψος του Σκινέ - Αλικιανού. Στοιχεία για τις απορροές αυτών των παραποτάμων δεν υπάρχουν.

Στο ΝΑ τμήμα των φυλλιτών στο χωριό Μεσκλά και στην τεκτονική επαφή τους με τους ασβεστόλιθους, που επεκτείνονται νοτιότερα, σε υψόμετρο 210m, εμφανίζονται οι πηγές των Μεσκλών (Παναγιά-Κεφαλοβρύσια) με τροφοδοσία από τους ασβεστόλιθους και απορροή επιφανειακά επί των φυλλιτών του Κερίτη. Ποιοτικά το νερό των Μεσκλών είναι καλό (πίνακας 2).

Πίνακας 2.1. Στοιχεία πηγών Αγιάς (Ρίγλης, 1996, σελ.129)

ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΠΑΡΟΧΗ	ΜΕΣΗ ΠΑΡΟΧΗ ΕΞΑΜΗΝΟΥ ΜΑΙΟΣ-ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	ΜΕΣΗ ΠΑΡΟΧΗ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ
1970-1984	1970-1984	1970-1984
7.855 m ³ /h	7.772 m ³ /h	6.750 m ³ /h
ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΕΤΗΣΙΟΣ ΟΓΚΟΣ	ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΘΕΡΙΝΟΣ ΟΓΚΟΣ	ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΟΓΚΟΣ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ
69.000.000 m ³	33.500.00 m ³	4.860.000 m ³

Πίνακας 2.2. Στοιχεία πηγών Μεσκλών (Ρίγλης, 1996, σελ.130)

ΜΕΣΗ ΕΤΗΣΙΑ ΠΑΡΟΧΗ	ΜΕΣΗ ΠΑΡΟΧΗ ΕΞΑΜΗΝΟΥ ΜΑΙΟΣ-ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	ΜΕΣΗ ΠΑΡΟΧΗ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ
1970-1993	1970-1993	1970-1993
3.452 m ³ /h	1.875 m ³ /h	1.166 m ³ /h
ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΕΤΗΣΙΟΣ ΟΓΚΟΣ	ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΘΕΡΙΝΟΣ ΟΓΚΟΣ	ΣΥΝΟΛΙΚΟΣ ΟΓΚΟΣ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ
3.000.000 m ³	8.100.000 m ³	840.000 m ³

3) Στο δευτερεύον υδρογεωλογικό σύστημα των τεταρτογενών αποθέσεων, που

υπέρκειται των φυλλιτών στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης Κερίτη και στα χωριά Σκινές, Αλικιανός, Φουρνές, Βατόλακκος, Κουφός η τροφοδοσία του γίνεται από τον Κερίτη, από την απ' ευθείας επιφανειακή απορροή των φυλλιτών, που βρίσκονται νοτιότερα, και από υπόγειες πλευρικές μεταγίσεις των ανάντη ευρισκομένων ανθρακικών σχηματισμών.

Πρέπει να τονιστεί η ιδιαιτερότητα αυτής της λεκάνης των τεταρτογενών ως προς την ποιότητα του νερού, η οποία παρουσιάζεται διαφορετική στην περιοχή Σκινέ-Αλικιανού στο νότιο τμήμα της, από εκείνο του Κουφού, ΒΔ τμήμα, γεγονός που οδηγεί στην σκέψη της ύπαρξης δυο υπολεκανών στη περιοχή. Επίσης, γίνεται εκμετάλλευση της υδρογεωλογικής λεκάνης των τεταρτογενών με αξιόλογες γεωτρήσεις (πίνακας 3) μεγάλων παροχών με μικρές πτώσεις στάθμης, γεγονός που δεικνύει και την δυναμικότητα του υδροφορέα η οποία υπολογίζεται, σύμφωνα με τη μελέτη για την αξιοποίηση του υδατικού δυναμικού Δυτικής Κρήτης (ΟΑΔΥΚ), ότι η υδατοχωρικότητα της λεκάνης είναι της τάξεως των 22.000.000 m³ (έργο 372702).

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.3. (Ριγλής, 1996, σελ. 129)

ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΣ- ΥΔΡΟΛΗΨΙΕΣ	ΣΥΝΟΛΟ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ	ΠΑΡΟΧΗ
ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΗ	19	2.350 m ³ /h
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΣ	7	1000 m ³ /h
ΥΔΡΟΛΗΨΙΑ ΤΟΕΒ ΜΕΣΚΛΩΝ	2 ΠΗΓΕΣ	350 m ³ /h
ΥΔΡΟΛΗΨΙΑ ΤΟΕΒ ΦΟΥΡΝΕ	1 ΠΗΓΗ	350 m ³ /h
ΣΥΝΟΛΟ	29	4.050 m ³ /h

Τονίζεται ότι είναι δυνατή η αύξηση της ποσότητας νερού που εκμεταλλεύεται από την λεκάνη των τεταρτογενών.

Παρακάτω παρουσιάζεται ο υδρολιθολογικός χάρτης (σχήμα 5) της μελετούμενης περιοχής. Κοντά στην περιοχή της Αγιάς, η οποία και μας ενδιαφέρει, παρατηρούνται μειοκαινικές αποθέσεις μέτριας έως μικρής διαπερατότητας, κροκαλοπαγή και μαργαικοί

ασβεστόλιθοι. Αναπτύσσονται επιμέρους υπόγειες υδροφορίες μέσου έως μικρού δυναμικού. Νοτιοδυτικά και νοτιοανατολικά της περιοχής της Αγιάς έχουμε μικρά δείγματα πρακτικά αδιαπέρατων ή εκλεκτικής κυκλοφορίας σχηματισμών μικρής ή μεγάλης διαπερατότητας. Έχουμε εναλλαγές χαλαζιτών και μαρμάρων. Νοτιοανατολικά της περιοχής επίσης, παρατηρούνται σχηματισμοί υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας, ρωγμές, οπότε η κυκλοφορία του νερού εδώ γίνεται μέσω δευτερογενούς πορώδους. Επίσης έχουμε στην ίδια θέση την εμφάνιση γύψων όπου αναπτύσσεται υψηλού δυναμικού υπόγεια υδροφορία εξαιτίας της διάλυσης τους, “ψευδοκάρστ” με υψηλή περιεκτικότητα σε θειικά ιόντα.



Σχήμα 5. Υδρολιθολογικός χάρτης, Φύλλο Αλικιανού Κλίμακα: 1:

ΥΠΙΟΜΝΗΜΑ

ΚΑΡΣΤΙΚΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας (K1)

Η κλιφορία του κερύ γίνεται εδώ μέσω του δευτερογενούς κρηπίδα (αυγμάς, κορυτιά κ.λπ.). Ασβεστόλιθος, δολομίτης, κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι, μάρμαρα υψηλής έως μέτριας υδροπερατότητας. Κατατάσσονται εδώ οι έστιες κρυσταλλοκρυσταλλικά ιζηματογενή σχηματισμοί της ζώνης της Τρίτλης, τα ανθρακικά Τροπάλια και οι κρυσταλλικοί Τροπάλιοι ασβεστόλιθοι και δολομίτες της ίδιας ζώνης. Αναπτύσσονται εδώ ελάχιστο δυναμικό υπόγειο υδροφόριο και εκδηλώνεται μέση μεγάλων κορυτιών σπηλιών.

Μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας (K2)

Ασβεστόλιθος μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας. Κατατάσσονται εδώ οι οι ασβεστόλιθοι της ζώνης της Πύδου, οι κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι Ιερασοειής - Ηωκαιοειής ηλικίας της Ιονία ζώνης και οι μικρότεροι ασβεστολιθικοί εναετίες των «επιτηκτιών κλιμακίων». Η κλιφορία του κερύ στις σχηματισμούς αυτούς ελέγχεται από τις παραβαλλές κρυσταλλίτες, κρυσταλλίτες, αργιλικούς σχιστάλλινους. Αναπτύσσονται εδώ μέσω έως μικρού δυναμικού υπόγειο υδροφόριο. Κατά θέσεις οι σχηματισμοί αυτοί αποτελούν το υδρογεωλογικό υπόβαθρο των υψηλής υδροπερατότητας ιζηματογενών σχηματισμών, όταν έχουν μικρή υδροπερατότητα και η τοπική θέση τους το επιτρέπει.

Μικροκρυσταλλικοί ασβεστολιθικοί λατυποκρακαλασπαγή Τροπάλια, μέτριας έως υψηλής υδροπερατότητας (K3)
Παρουσιάζουν τόσο πρωτογενές όσο και δευτερογενές πορώδες. Αναπτύσσονται εδώ αξιόλογος υδροφόριο που εκδηλώνεται μέσω αξιόλογων σπηλιών.

ΠΟΡΦΑΙΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Κοκκώδεις πρωτογενετικές κυρίως αποθέσεις κοκκινόμενης υδροπερατότητας (III1)

Η κλιφορία του κερύ στις αποθέσεις αυτές γίνεται μέσω του πρωτογενούς πορώδους (πορώδες κύκλων). Κατατάσσονται εδώ οι αλλοβιοτικές αποθέσεις, οι ποτίμιες και θαλάσσιες ασβεστίτες, τα κρυσταλλοκρυσταλλικά πορώδεις, τα ελκυστικά κοκκώδη και οι λυσιίτες κοκκώδεις. Στις περιπτώσεις που οι σχηματισμοί των κλιμακίων κοκκώδεις, των κώνων κοκκώδεις και των ασβεστίτων κλιμακίων μικρή έστιαση και έχουν μικρό πύχος δεν έχουν υδρογεωλογική σημασία. Αναπτύσσονται ελάχιστα στην εγγύτητα αποθέσεις των ποτίμιων και κοκκώδεις αξιόλογος φωνίτες υδροφόριο. Κατά στη θάλασσα οι υδροφόριο αυτές έχουν υστερεί κατά θέσης, υποβάθμιση εξαιτίας υδατομυκίας.

Μικροκρυσταλλικοί και τριλοκρυσταλλικοί αποθέσεις μέτριας έως μικρής υδροπερατότητας (III2).

Η κλιφορία του κερύ γίνεται μέσω του πρωτογενούς πορώδους (πορώδες κύκλων). Κατατάσσονται εδώ τα κρυσταλλοκρυσταλλικά και οι μικροκρυσταλλικοί ασβεστολιθικοί των κοκκώδεις σχηματισμών. Καταλαμβάνουν τις παρυφές των αρχικών ασβεστολιθικών όγκων και μερικά φορές προφοδοποιείται πλευρικά από τους ασβεστολιθικούς όγκους ή περιβάλλονται από αυτούς. Αναπτύσσονται εδώ ελάχιστο δυναμικό υδροφόριο μέσω έως μικρού δυναμικού.

Κοκκώδεις μη πρωτογενετικές αποθέσεις μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (III3)

Κατατάσσονται εδώ οι κλιμακώδεις και μικροκρυσταλλικοί κόκκους, καθώς και οι αδιάφορες σχηματισμούς των κοκκώδεις. Τυπικό στην περίπτωση σχηματισμών των κοκκώδεις αναμένεται η αντίστροφη υδροφόριο μέσω οι παραβαλλές κρυσταλλοκρυσταλλικοί ή μικροκρυσταλλικοί ασβεστολιθικοί. Κατά θέσεις στις κοκκώδεις αποθέσεις αναπτύσσονται στεγνά και γύψου και παρουσιάζουν οξείδωση υδροφόριο έστιες καταβυθισμένη εξαιτίας των βαρέων ιόντων.

ΑΔΙΑΠΕΡΑΤΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ

Προστικτό υδωπερατοί σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (A1)

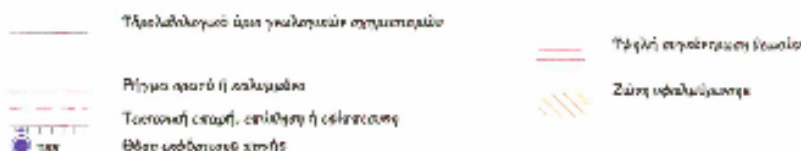
Περιλαμβάνονται εδώ οι σχηματισμοί του φλίσης των διαφόρων ζωνών. Κατά θέσεις αυτές των στρωμάτων του φλύση αναπτύσσονται τυπικά χαρακτηριστικά εναετίες μικρή έως μέσου δυναμικού.

Προστικτό υδωπερατοί ή εκλεκτικής κλιφορίας σχηματισμοί μικρής έως πολύ μικρής υδροπερατότητας (A2)

Κατατάσσονται εδώ τα μεταμορφωμένα και πρωτογενή στρώματα των διαφόρων ζωνών και κλιμακίων. Κατά θέσεις στους σχηματισμούς αυτούς, όπου εξαιτίας της έστισης κοκκώδεις τους όσο και εξαιτίας της παραβαλλές σύστασης τους (π.χ. εναετίες χαλαροί, κοκκώδεις) αναπτύσσονται εναετίες, τυπικά χαρακτηριστικά, υδροφόριο.

ΓΥΨΟΙ

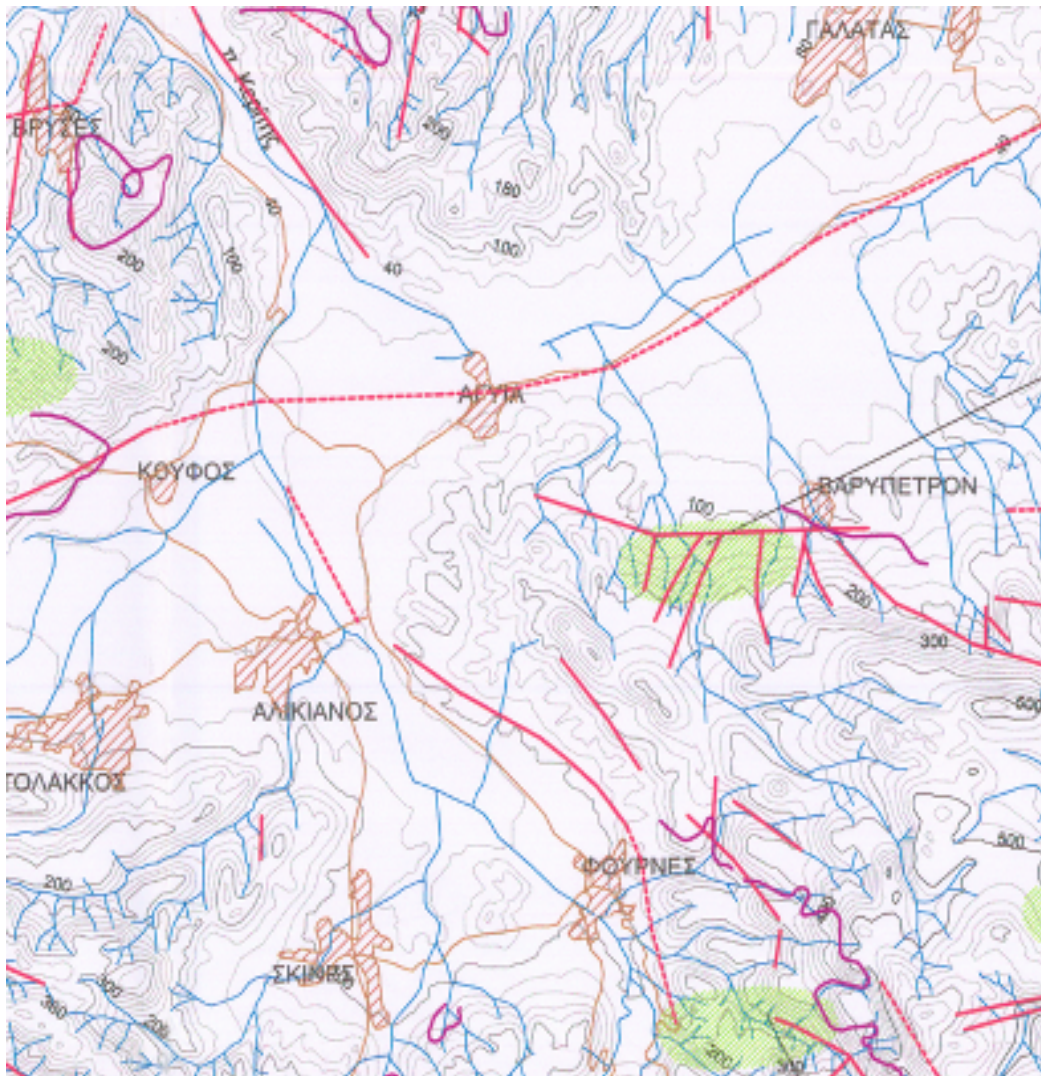
Στα σχηματισμοί των γύψου αναπτύσσονται ελάχιστο δυναμικό υπόγειο υδροφόριο εξαιτίας της διάλυσης τους "ψευδοκρυσ" με υψηλή περιεκτικότητα σε βαρέα ιόντα.



Παρατηρήσεις: Η κλιφορία των γεωλογικών όρων προέρχεται από τα εγχειρίδια και από έστιαση φύλλα Γεωλογικού Χαρτών του ΓΓΜΕ κλίμακας 1:50000 και γεωλογικές παρατηρήσεις που έγιναν στα πλαίσια της παρούσας μελέτης.

Περισσότερες πληροφορίες για την περιοχή που ερευνούμε, μπορούμε να

αποκομίσουμε από τον ακόλουθο τεκτονικό χάρτη (σχήμα 6). Εστιάζοντας στην περιοχή της Αγιάς, παρατηρούμε με κατεύθυνση βορειοανατολικά προς νοτιοδυτικά ένα μεγάλο ρήγμα, (απεικονίζεται στο χάρτη με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή), παράλληλα στην Εθνική οδό να περνά μέσα από την περιοχή της Αγιάς. Η ύπαρξη αυτού του ρήγματος δρα ως το μέσο της υπόγειας κυκλοφορίας του νερού με την προαναφερθείσα κατεύθυνση. Μελετώντας και τις γύρω περιοχές της Αγιάς, Βαρύπετρο, Φουρνές, Αλικιανός, παρατηρούμε την ύπαρξη μικρών ρηγμάτων τα οποία όμως δεν συνδέονται με το μεγάλο ρήγμα που περνά μέσα από την περιοχή της Αγιάς. Επίσης στον τεκτονικό χάρτη παρουσιάζονται οι ισοϋψείς όπου μπορούμε να υπολογίσουμε το υψόμετρο των σημείων που επιθυμούμε.



Σχήμα 6. Τεκτονικός χάρτης, Φύλλο Αλικιανού Κλίμακα:1:50.000

2.3.4 Γενικές παρατηρήσεις- συμπεράσματα

Μετά την επιγραμματική περιγραφή των υδρογεωλογικών συνθηκών στην περιοχή της λεκάνης του Κερίτη της επαρχίας Κυδωνίας και τις ήδη υπάρχουσες γεωλογικές-υδρογεωλογικές μελέτες προκύπτουν οι παρακάτω γενικές παρατηρήσεις - συμπεράσματα:

- Το όλο υδρογεωλογικό σύστημα είναι σύνθετο, και απαιτεί προσεκτικές επεμβάσεις σταδιακού χαρακτήρα, με άμεση και συνεχή παρακολούθηση κάθε σταδίου.
 - Από τις πηγές Αγιάς αξιοποιείται ουσιαστικά μόνο ο θερινός όγκος νερού, ο οποίος μπορεί να αυξηθεί, με περαιτέρω αναρίθμηση τους, επηρεάζοντας ακόμη περισσότερο τις πηγές, εφόσον βέβαια υπάρξει συναίνεση από τους ενδιαφερόμενους φορείς. Με τις σημερινές συνθήκες από το ευρύτερο σύστημα Κερίτη-Αγιάς-Μεσκλών εκμεταλλεύονται ετησίως 36.000.000 m³ νερού, τα οποία χρησιμοποιούν οι διάφοροι ΤΟΕΒ, ο Δήμος Χανίων και ο ΟΑΔΥΚ. Οι συνολικές ετησίως ποσότητες που απορρέουν από το παραπάνω σύστημα ανέρχονται, σύμφωνα με παλαιότερες μελέτες, μετρήσεις και εκτιμήσεις στα 120.000.000 m³, χωρίς να λαμβάνονται υπ'όψιν τα μόνιμα αποθέματα των ανθρακικών σχηματισμών της ευρύτερης περιοχής, τα οποία δεν είναι γνωστά.
 - Οι πηγές Μεσκλών, σε συνδυασμό με τις επιφανειακές απορροές της ευρύτερης υδρογεωλογικής λεκάνης του Κερίτη συμβάλλουν στην τροφοδοσία του εκτεταμένου υδροφορέα των τεταρτογενών. Στις πηγές αυτές δεν είναι δυνατή η αναρίθμηση. Τα 2/3 του συνολικού όγκου νερού απορρέουν τον χειμώνα με σημαντικές διακυμάνσεις μέσα στην ίδια περίοδο (πλημμυρικές περιοχές).
 - Οι τεταρτογενές αποθέσεις αποτελούν πλούσιο υδροφόρο ορίζοντα για την περιοχή, και υπάρχουν δυνατότητες περαιτέρω αξιοποίησή τους.
- Η δέσμευση επιφανειακών νερών γενικά μειώνει την τροφοδοσία των υπόγειων υδροφορέων.

3. ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ ΡΟΗΣ - ΣΧΕΛΙΑΣΜΟΣ ΣΤΟ MODFLOW

3.1. Ο ρόλος της προσομοίωσης

Τα τελευταία χρόνια χρησιμοποιούνται όλο και περισσότεροι μέθοδοι προσομοίωσης (simulation) και μοντελοποίησης (modelling), προκειμένου να επιτευχθούν προσεγγιστικές λύσεις σε πολλά επιστημονικά προβλήματα. Ως προσομοίωση καλείται η διαδικασία εκείνη κατά την οποία η εφαρμογή ενός προτύπου μοντέλου οδηγεί στην αναπαραγωγή της πραγματικότητας.

Με τις μεθόδους προσομοίωσης γίνεται προσπάθεια να περιγραφεί ένα φυσικό φαινόμενο με τη βοήθεια μαθηματικών μοντέλων, όσο γίνεται πιο ρεαλιστικά. Στην περίπτωση προσομοίωσης της ροής νερού στο υπέδαφος έχουν αναπτυχθεί προγράμματα σε Η/Υ που χρησιμοποιούν αριθμητικές μεθόδους για την επίτευξη προσεγγιστικών λύσεων της μερικής διαφορικής εξίσωσης της ροής.

Ως "πρότυπο" ή "μοντέλο" (model) καλείται η μορφοποιημένη έκφραση μιας θεωρίας ή συνήθους κατάστασης που μεταβάλλεται και επαναλαμβάνεται. Γενικά, μοντέλο είναι κάθε τέχνασμα με το οποίο είναι δυνατή η προσεγγιστική απεικόνιση των φυσικών συνθηκών. Υπάρχουν δυο ειδών μοντέλα :

- τα φυσικά μοντέλα, τα οποία αναπτύσσονται σε εργαστήρια και απεικονίζουν απευθείας τις φυσικές συνθήκες, και
- τα μαθηματικά μοντέλα, τα οποία προσομοιάζουν τις φυσικές συνθήκες έμμεσα, μέσω μαθηματικών εξισώσεων και συνοριακών συνθηκών.

Τα μαθηματικά πρότυπα επιλύονται, είτε αναλυτικά, είτε αριθμητικά. Ποιος από τους δύο τύπους μοντέλων θα χρησιμοποιηθεί έχει να κάνει με το είδος του προβλήματος που καλείται να αντιμετωπισθεί. Το σύνολο των εντολών που χρησιμοποιούνται για την επίλυση του μοντέλου ονομάζεται πρόγραμμα Η/Υ ή κώδικας.

Υπάρχουν υπερασπιστές και πολέμιοι της μοντελοποίησης. Οι πρώτοι υποστηρίζουν ότι ένα μοντέλο μπορεί να οδηγήσει στην ανίχνευση προβλημάτων σε περιοχές που υπάρχει έλλειψη στοιχείων πεδίων ή να προβλέψουν την εξέλιξη ενός συστήματος ροής μέσα στο χρόνο, εντός ελεγχόμενων περιθωρίων σφάλματος.

Οι δεύτεροι ισχυρίζονται ότι ένα μοντέλο μπορεί να δώσει αποτελέσματα ανεξέλεγκτου λάθους, καθώς για να λειτουργήσει πρέπει να εστιάσει σε μια μικρή περιοχή, απομονώνει τα συστήματα υπόγειας ροής και ποσοτικοποιεί παραμέτρους που

από τη φύση τους είναι ποιοτικές.

Όπως και να έχει πάντως, τα μοντέλα έχουν αρχίσει τα τελευταία χρόνια να καταλαμβάνουν εξέχουσα θέση στο χώρο της υδρογεωλογίας. Αυτό οφείλεται αφενός στη συνεχώς αυξανόμενη ανάγκη για ποσοτικοποιημένες μελλοντικές προβλέψεις, εξαιτίας της συνεχούς μείωσης των όγκων νερού στον πλανήτη, αφετέρου στην αλματώδη αύξηση της χρήσης των Η/Υ που εμπλέκεται ολοένα και περισσότερο σε όλα τα πεδία της επιστήμης.

Η πραγματοποίηση της μοντελοποίησης απαιτεί προηγούμενη μακροχρόνια, επίπονη και συχνά υψηλού κόστους εργασία υπαίθρου. Κανένα μοντέλο δεν λειτουργεί χωρίς την εισαγωγή πραγματικών στοιχείων πεδίου, των οποίων η πληθώρα καθορίζει σε σημαντικό βαθμό και την ακρίβεια του μοντέλου [1].

Ξεκινώντας την διαδικασία της μοντελοποίησης θα πρέπει [1] :

- να καθοριστούν εκ των προτέρων τα ερωτήματα στα οποία αναμένεται να απαντήσει το μοντέλο,
- να επιλεγεί ο τύπος του μαθηματικού μοντέλου που θα χρησιμοποιηθεί,
- να καθοριστεί ένα θεωρητικό μοντέλο της περιοχής ενδιαφέροντος, το οποίο θα χρησιμεύσει ως οδηγός,
- να καθοριστεί ο κώδικας που θα χρησιμοποιηθεί, και
- να ελεγχθεί εάν τα αποτελέσματα που εξάγονται από το μοντέλο επιβεβαιώνονται και από παρατηρήσεις.

3.2. Μαθηματική περιγραφή ομοιωμάτων επίλυσης

3.2.1. Γενίκευση του Νόμου τον Darcy - Εξίσωση της υπόγειας ροής

Έστω ένας σωλήνας μέρος του οποίου είναι πλήρες άμμου. Σ' αυτόν εισέρχεται ρευστό σταθερής πυκνότητας και ιξώδους (στην προκειμένη περίπτωση το ρευστό είναι νερό) υπό πίεση, έτσι ώστε ο σωλήνας να παραμένει πλήρης και η άμμος κορεσμένη. Αν i ο ρυθμός της ροής, h_1 και h_2 το υδραυλικό φορτίο που μετράται στα άκρα τον σωλήνα (από δεδομένο επίπεδο αναφοράς), A το εμβαδόν της διατομής τον σωλήνα, κάθετα στην κατεύθυνση της ροής και L το μήκος του τμήματος άμμου του σωλήνα, τότε ο ρυθμός ροής του ρευστού μέσα από το τμήμα άμμου τον σωλήνα δίνεται από τη σχέση:

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{h_2 - h_1}{L} \quad (3.1)$$

όπου, K υδραυλική αγωγιμότητα της άμμου.

Η σχέση 3.1 είναι γνωστή ως "Νόμος του Darcy" και περιγράφει τη ροή σε πορώδη μέσα. Ο Νόμος του Darcy μπορεί να γραφτεί και με τη μορφή:

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{dh}{dl} \quad (3.2)$$

Το φορτίο h συμβολίζει τη δυναμική ενέργεια μιας μονάδας βάρους νερού στο σημείο της μέτρησης. Σύμφωνα με τη σχέση Bernoulli ισχύει:

$$h = z + \frac{P}{\gamma} + \frac{V^2}{2 \cdot g} = \Phi \quad (3.3)$$

όπου, z υψόμετρο πάνω από τη στάθμη αναφοράς,

P υδροστατική πίεση,

γ πυκνότητα του νερού,

v ταχύτητα ροής του νερού,

g επιτάχυνση της βαρύτητας, και

Φ υδραυλικό φορτίο.

Ο όρος P/γ αντιπροσωπεύει το ύψος στο οποίο θα ανέβει το νερό σε ένα ελεύθερο πιεζόμετρο τοποθετημένο στο σημείο αυτό.

Μπορεί να γίνει εύκολα αντιληπτό ότι ο κινητικός όρος $v^2/(2 \cdot g)$ είναι δυνατό να απουσιάζει από την σχέση 3.3, εφόσον οι ταχύτητες μέσα σε πορώδη μέσα είναι αρκετά μικρές. Προκειμένου για τον υπολογισμό της ταχύτητας ροής θα πρέπει να μελετηθεί ο χρόνος που χρειάζεται το νερό για να κινηθεί από τη μία πλευρά της άμμου στην άλλη.

Η σχέση 3.2 μπορεί να απλοποιηθεί (για το νερό) στην παρακάτω :

$$\left| \frac{Q}{A} \right| = \left| k \cdot \frac{dh}{dl} \right| \quad (3.4)$$

όπου, k εσωτερική διαπερατότητα (intrinsic permeability) της άμμου.

Το πηλίκο Q/A αντιπροσωπεύει την ταχύτητα (v) με την οποία κινείται το νερό μέσα στο σωλήνα διατομής A . Η ταχύτητα v καλείται "ταχύτητα Darcy", όμως δεν είναι η πραγματική ταχύτητα ροής του νερού.

Η σχέση Darcy θεωρεί ενεργή όλη την διατομή A , κάτι που δεν ισχύει στην πραγματικότητα, καθώς είναι προφανές ότι παρεμβάλλεται η στερεή φάση και η ροή εκμεταλλεύεται μόνο τον χώρο που της παρέχεται από το ενεργό πορώδες. Θεωρώντας λοιπόν ενεργό πορώδες θ προκύπτει διαφορετική διατομή $A' = \theta \cdot A$. Ανάλογα λοιπόν θα ισχύει:

$$V_{\theta} = \frac{v}{\theta} \quad (3.5)$$

Η ταχύτητα v_{θ} καλείται "φαινόμενη πραγματική" ταχύτητα ροής ή "μέση συνιστώσα" της ταχύτητας ροής. Και πάλι δεν πρόκειται για την πραγματική ταχύτητα ροής του ρευστού, καθώς θεωρείται ότι το νερό ρέει πάνω σε ευθείες τροχιές, υπόθεση που δεν ισχύει στην πραγματικότητα, αφού τα μόρια του νερού ακολουθούν τεθλασμένες, αλλά και διαφορετικές, τροχιές. Η πραγματική ταχύτητα του νερού είναι μεγαλύτερη της "φαινόμενης πραγματικής" ταχύτητας.

Είναι προφανές ότι η ταχύτητα ροής είναι ένα εξαιρετικά πολυσύνθετο μέγεθος και γι' αυτό πρακτικά αδύνατο να υπολογιστεί. Είναι πάντως κοινά αποδεκτό, όταν αναφέρεται "ταχύτητα ροής" να εννοείται η ταχύτητα κατά Darcy [169].

Η παραπάνω μελέτη είναι ανάλογη με τη ροή υπό σταθερή κατάσταση (steady state flow) ενός "σωλήνα" (π.χ. ποταμού που καθορίζεται από τις όχθες του), γνωρίζοντας τη σχέση μεταξύ του χρόνου ροής, του όγκου του ρευστού και του ρυθμού ροής. Ο χρόνος της διαδρομής του ρευστού υπολογίζεται από το λόγο του όγκου αυτού που κινείται σε μία τομή του "σωλήνα" προς το ρυθμό ροής του.

Στα προβλήματα πεδίου η ταχύτητα Darcy και η μέση ταχύτητα ροής δεν έχουν σταθερή διεύθυνση, συνεπώς θεωρείται αναγκαία η τρισδιάστατη διανυσματική τους απεικόνιση. Η ταχύτητα Darcy δίνεται διανυσματικά από την εξίσωση:

$$\mathbf{q} = q_x \cdot \mathbf{i} + q_y \cdot \mathbf{j} + q_z \cdot \mathbf{k} \quad (3.6)$$

Οι q_x , q_y , q_z αποτελούν τις συνιστώσες της ταχύτητας Darcy, στις τρεις κύριες διευθύνσεις και στην περίπτωση σταθερού ιξώδους και πυκνότητας. Οι συνιστώσες

αυτές γίνονται:

$$q_x = -K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x}, q_y = -K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y}, \text{ και } q_z = -K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \quad (3.7)$$

Στην αντίθετη περίπτωση, μεταβλητού ιξώδους μ / και πυκνότητας, οι q_x , q_y , q_z διατυπώνονται σε σχέση με την εσωτερική διαπερατότητα k :

$$q_x = -\frac{k_x}{\mu} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}, q_y = -\frac{k_y}{\mu} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}, \text{ και } q_z = -\frac{k_z}{\mu} \cdot \left(\frac{\partial P}{\partial z} + \rho \cdot g \right) \quad (3.8)$$

όπου, P πίεση
 μ δυναμικό ιξώδες,
 ρ πυκνότητα τον ρευστού,
 k_x, k_y, k_z εσωτερικές διαπερατότητες στις αντίστοιχες διευθύνσεις,
 g μέτρο της επιτάχυνσης της βαρύτητας, και
 z κατακόρυφη συντεταγμένη με θετική την προς τα πάνω κατεύθυνση.

Η εσωτερική διαπερατότητα k (ή περατότητα ή υδροπερατότητα όταν αφορά νερό) είναι συνάρτηση μόνο του πορώδους μέσου, σε αντίθεση με την υδραυλική αγωγιμότητα K που επιπλέον συνδέει ιδιότητες του ρευστού :

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \quad (3.9)$$

Πρέπει τέλος να σημειωθεί ότι η υδραυλική αγωγιμότητα και η εσωτερική διαπερατότητα είναι στην πραγματικότητα ταυιστές δευτέρας τάξης. Αν οι κύριες συνιστώσες της υδραυλικής αγωγιμότητας ή της εσωτερικής διαπερατότητας δεν είναι παράλληλες με τους καρτεσιανούς άξονες, οι συνιστώσες της ταχύτητας σε κάθε κατεύθυνση είναι συνάρτηση του φορτίου (ή του διαφορικού της πίεσης) στις τρεις κατευθύνσεις και όχι μόνο στην κατεύθυνση της συνιστώσας της ταχύτητας. Συνεπώς

δίνονται από τις σχέσεις :

$$\begin{aligned}
 q_x &= -K_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} - K_{xy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} - K_{xz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \\
 q_y &= -K_{yx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} - K_{yy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} - K_{yz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \\
 q_z &= -K_{zx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} - K_{zy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} - K_{zz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z}
 \end{aligned}
 \tag{3.10}$$

όπου, K_{xx} , K_{yy} , K_{zz} , κύριες συνιστώσες του ταυστή υδραυλικής αγωγιμότητας, και K_{xy} , K_{xz} , K_{yx} , K_{yz} , K_{zx} , K_{zy} διατμητικοί όροι (cross terms) του ταυστή.

Οι σχέσεις 3.10 σπάνια χρησιμοποιούνται σε πρακτικές εφαρμογές, εφόσον συνήθως θεωρείται ότι οι κύριες συνιστώσες της υδραυλικής αγωγιμότητας μπορούν να συμπέσουν με τις κύριες κατευθύνσεις των αξόνων και επομένως οι διατμητικοί όροι της να μηδενιστούν.

Προκειμένου να υπολογιστεί το διάνυσμα της μέσης ταχύτητας ροής, αρκεί να διαιρεθεί η ταχύτητα Darcy με το (μονόμετρο) ενεργό πορώδες :

$$\left\{ \begin{aligned}
 & u_x = \frac{q_x}{\theta} \\
 v = \frac{q}{\theta} = \frac{q_x}{\theta} \cdot i + \frac{q_y}{\theta} \cdot j + \frac{q_z}{\theta} \cdot k & u_y = \frac{q_y}{\theta} \\
 & u_z = \frac{q_z}{\theta}
 \end{aligned} \right.
 \tag{3.11}$$

Οι συνιστώσες της ταχύτητας ροής στην σχέση 3.11 υπολογίζονται επιλύοντας πρώτα τη διαφορική εξίσωση της υπόγειας ροής για την ανεύρεση του φορτίου ή της πίεσης σαν συνάρτηση των χωρικών συντεταγμένων και του χρόνου. Στη συνέχεια, από τις σχέσεις 3.7 ή 3.8 υπολογίζονται οι συνιστώσες της ταχύτητας Darcy, μέσα στο χώρο και το χρόνο που ενδιαφέρει το πρόβλημα. Τέλος, μετατρέπονται οι συνιστώσες της ταχύτητας Darcy σε

αυτές της μέσης ταχύτητας ροής, χρησιμοποιώντας το ενεργό πορώδες.

Στην περίπτωση σταθερής πυκνότητας και ιξώδους του ρευστού (όπως στην εξεταζόμενη περίπτωση) η διαφορική εξίσωση της υπόγειας ροής είναι πιο βολικό να γραφτεί σε συνάρτηση με το φορτίο [4],[10]. Δηλαδή :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} - R^* \quad (3.12)$$

όπου, K_x, K_y, K_z συνιστώσες υδραυλικής αγωγιμότητας,

h υδραυλικό φορτίο,

S_s ειδική αποθηκευτικότητα (specific storage), δηλαδή ο όγκος του νερού που απελευθερώνεται από μια μονάδα όγκου του υδροφόρου ορίζοντα ανά μονάδα πτώσης του φορτίου, και

R^* ογκομετρικός ρυθμός με τον οποίο νερό προστίθεται ή αφαιρείται από το σύστημα ανά μονάδα όγκου του υδροφόρου ορίζοντα.

Ειδικότερη μορφή της παραπάνω εξίσωσης είναι η σχέση :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) = S \cdot \frac{\partial h}{\partial t} - R + L \quad (3.13)$$

όπου, T_x, T_y, T_z συνιστώσες μεταβιβαστικότητας,

S συντελεστής αποθηκευτικότητας,

R επανατροφοδότηση (πάντα θετικό), και

L διαρροή μέσω κορεσμένου στρώματος (για την περίπτωση ελεύθερου υδροφόρου ορίζοντα $L=0$).

Από την σχέση 3.13 λείπει η μεταβιβαστικότητα κατά τη διεύθυνση z γιατί θεωρείται ακαθόριστη, αφού η εξίσωση περιγράφει μόνο οριζόντια ροή. Επίσης, θεωρείται ότι ο υδροφόρος ορίζοντας χαρακτηρίζεται από τρεις ορθογώνιες κύριες διευθύνσεις υδραυλικής αγωγιμότητας, οι οποίες συμπίπτουν με το σύστημα συντεταγμένων [26].

3.2.2. Θεμελιώδης εξίσωση της ροής

Οι διαφορικές εξισώσεις που υπολογίστηκαν στα προηγούμενα ονομάζονται θεμελιώδεις εξισώσεις (governing equations) της ροής ρευστού σε υδροφόρο ορίζοντα.

Υπάρχει άπειρος αριθμός πιθανών λύσεων για κάθε τέτοια μερική διαφορική εξίσωση.

Για να χρησιμοποιηθεί μία θεμελιώδης εξίσωση για τη λύση ενός προβλήματος χρειάζονται πρόσθετες πληροφορίες με τη μορφή:

- 1) "αρχικές συνθήκες", οι οποίες καθορίζουν την αρχική κατάσταση μέσα στο σύστημα, και
- 2) "συνοριακές συνθήκες", οι οποίες ελέγχουν τον τρόπο με τον οποίο η υπό μελέτη δομή επικοινωνεί με περιοχές εκτός αυτής.

Οι θεμελιώδεις εξισώσεις σε συνδυασμό με τις αρχικές και τις συνοριακές συνθήκες διαμορφώνουν το μαθηματικό ομοίωμα του συστήματος. Η θεμελιώδης εξίσωση για την τρισδιάστατη υπόγεια ροή είναι η παρακάτω:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left(K_{ij} \cdot \frac{\partial h}{\partial x_j} \right) + R = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3.14)$$

όπου, K_{ij} τανυστής της υδραυλικής αγωγιμότητας,

h υδραυλικό φορτίο, και

S_s ειδική αποθηκευτικότητα του πορώδους μέσου.

Στη γενική περίπτωση, ο τανυστής της υδραυλικής αγωγιμότητας αποτελείται από εννέα στοιχεία. Παρόλα αυτά, οι άξονες συντεταγμένων μπορεί να θεωρηθεί ότι συμπίπτουν με τις κύριες συνιστώσες τον τανυστή υδραυλικής αγωγιμότητας (K_x , K_y , K_z), οι οποίες είναι γενικά κάθετες ή παράλληλες με τη στρωματογραφία.

Σ' αυτή την απλοποιημένη περίπτωση οι δευτερεύουσες συνιστώσες μηδενίζονται. Αυτή η θεώρηση συναντάται στα πιο συνηθισμένα ομοιώματα ροής και κυρίως σε ομοιώματα πεπερασμένων διαφορών, όπως το USGS ModFlow (Modular 3D Finite Difference Groundwater Flow Model) [20].

3.3. Επίλυση μαθηματικού προτύπου

Η διαδικασία μορφοποίησης και επίλυσης ενός μαθηματικού προτύπου (μοντέλου), μπορεί να διαχωριστεί σε δύο κατηγορίες, την αναλυτική και την αριθμητική, παρόλο που δεν είναι ασυνήθιστος ο συνδυασμός αυτών των δύο. Οι αναλυτικές μέθοδοι χρησιμοποιούν συμβατικές μαθηματικές λύσεις των θεμελιωδών διαφορικών εξισώσεων, ενώ

οι αριθμητικές μέθοδοι προσεγγίζουν τις διαφορικές εξισώσεις με σειρά αλγεβρικών εξισώσεων.

3.3.1. Αναλυτικές επιλύσεις

Οι αναλυτικές επιλύσεις είναι μαθηματικές εκφράσεις που ικανοποιούν επακριβώς τη θεμελιώδη εξίσωση και τις αρχικές και συνοριακές συνθήκες ενός συγκεκριμένου προβλήματος. Παρόλο που μπορούν να επιτευχθούν μόνο υπό περιοριστικές υποθέσεις, η απλότητά τους τις κάνει χρήσιμες σαν εργαλεία παρατήρησης (screening tools). Επίσης, είναι το κύριο μέσο για τη δοκιμή και τον έλεγχο σε αριθμητικούς κώδικες.

Γενικά όμως, οι αναλυτικές λύσεις επιτυγχάνονται μόνο κάτω από πολλές απλοποιητικές υποθέσεις, όπως ομοιόμορφο πεδίο ταχυτήτων και σταθερές παραμέτρους, απλό γεωμετρικό πεδίο ροής και μια απλουστευμένη μορφή κατανομής των εισροών και εκροών. Για τους λόγους αυτούς, οι αριθμητικές μέθοδοι, οι οποίες έχουν την ικανότητα προσέγγισης περισσότερο γενικών συνθηκών, χρησιμοποιούνται ευρύτερα σε εφαρμογές πεδίου.

3.3.2. Αριθμητικές επιλύσεις

Όπως προαναφέρθηκε, οι αναλυτικές μέθοδοι δεν έχουν ευρεία πρακτική εφαρμογή σε προβλήματα ροής. Αντίθετα, οι αριθμητικές μέθοδοι είναι πολύ πιο πολύπλευρες και εξαιτίας της ανάπτυξης των ηλεκτρονικών συστημάτων η επίλυση τους είναι πια σχετικά εύκολη και γρήγορη.

Στην μοντελοποίηση ροής υπόγειου νερού χρησιμοποιούνται οι ακόλουθες πέντε αριθμητικές μέθοδοι [1] :

- μέθοδος πεπερασμένων διαφορών (FD, Finite Differences Method).
- μέθοδος πεπερασμένων στοιχείων (FE, Finite Elements Method).
- μέθοδος ολοκλήρωσης πεπερασμένων διαφορών (IFD, Integrated Finite Differences Method).
- μέθοδος εξίσωσης συνοριακής ολοκλήρωσης (BIE, Boundary Integral Equation Method).
- μέθοδος αναλυτικών στοιχείων (AE, Analytic Elements Method).

Οι δύο πρώτες μέθοδοι είναι οι ευρύτερα διαδεδομένες στο χώρο της μοντελοποίησης της υπόγειας ροής. Οι δύο τελευταίες είναι σχετικά καινούργιες και γι' αυτό το λόγο δεν είναι ιδιαίτερα διαδεδομένες. Επίσης, η μέθοδος ολοκλήρωσης πεπερασμένων διαφορών (IFD) μοιάζει πολύ με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων.

Σε όλες τις μεθόδους ένας κώδικας αναλαμβάνει να επιλύσει μια ομάδα αλγεβρικών εξισώσεων, οι οποίες έχουν δημιουργηθεί από προσέγγιση των επιμέρους διαφορικών εξισώσεων (η βασική εξίσωση, οι συνοριακές και οι αρχικές συνθήκες) και οι οποίες σχηματίζουν ένα μαθηματικό μοντέλο.

Προσεγγιστικές τεχνικές, όπως αυτές των πεπερασμένων διαφορών και των πεπερασμένων στοιχείων, λειτουργούν πάνω στο μοντέλο και το μετασχηματίζουν σε μία φόρμα, η οποία μπορεί να επιλυθεί γρήγορα από Η/Υ. Η ομάδα των αλγεβρικών εξισώσεων που παράγονται με αυτό τον τρόπο μπορούν να εκφραστούν ως μία θεμελιώδης εξίσωση (matrix equation).

Η επιλογή μεταξύ της προσεγγιστικής μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών και των πεπερασμένων στοιχείων εξαρτάται από το πρόβλημα που πρόκειται να επιλυθεί, καθώς επίσης και από την προτίμηση του ίδιου του χρήστη. Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών είναι ευκολότερα κατανοητή. Γενικά, χρειάζεται να εισαχθούν λιγότερα στοιχεία, προκειμένου να κατασκευαστεί ο κάναβος των πεπερασμένων διαφορών.

Τα πεπερασμένα στοιχεία προσεγγίζουν καλύτερα ακανόνιστα συνοριακά σχήματα (boundaries) από τις καθορισμένες πεπερασμένες διαφορές. Παρόλα αυτά, οι ολοκληρωμένες πεπερασμένες διαφορές μπορούν να χειριστούν ακανόνιστα συνοριακά σχήματα εξίσου καλά. Είναι ευκολότερο να ρυθμιστεί το μέγεθος μεμονωμένων στοιχείων, όπως επίσης και οι θέσεις των συνοριακών σχημάτων με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων, κάνοντας ευκολότερο τον έλεγχο της επίδρασης των κομβικών αποστάσεων του πλέγματος (grid) στην επίλυση.

Τα πεπερασμένα στοιχεία είναι καλύτερα από τις πεπερασμένες διαφορές στο να χειριστούν εσωτερικά συνοριακά σχήματα, όπως ζώνες ρηγμάτωσης και να προσομοιάσουν σημειακές πηγές και δεξαμενές, μέτωπα αποστράγγισης και μεταβαλλόμενες πιεζομετρικές επιφάνειες.

Γενικά όμως, η επιλογή της μεθόδου βασίζεται αποκλειστικά στην προτίμηση του χρήστη. Ο Gray (1984) αναφέρει ότι "οι διαφωνίες μεταξύ των χρηστών για το ποια μέθοδος είναι καλύτερη συνίσταται απλώς στο ότι ο κάθε χρήστης έχει χρησιμοποιήσει περισσότερο κάποια από τις δύο μεθόδους". Μπορεί να ειπωθεί ότι "η κάθε μέθοδος έχει κάποια ιδιαίτερα

χαρακτηριστικά που την κάνουν πιο ελκυστική για συγκεκριμένες εφαρμογές".

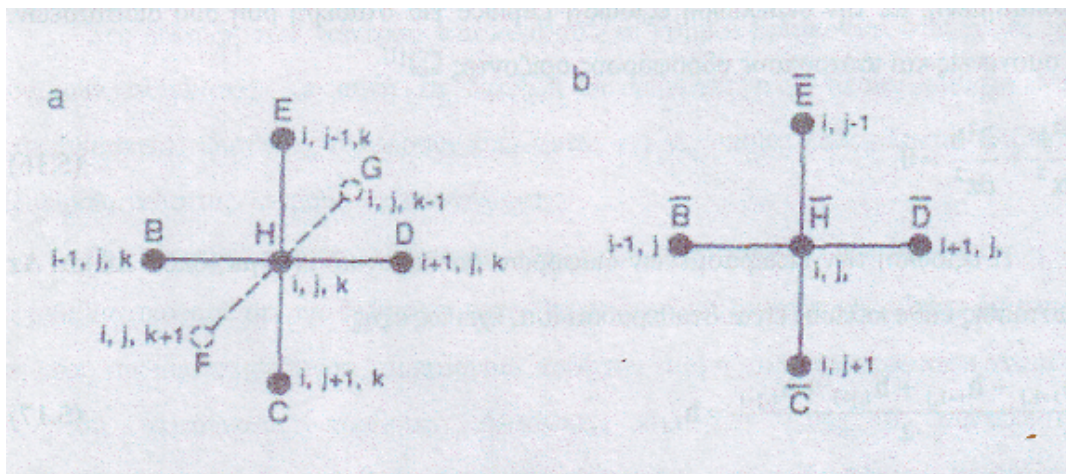
Σύμφωνα με τους Pinder και Gray (1976), καθώς και τους Wang και Anderson (1977), η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών αποτελεί ειδική περίπτωση της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων.

Πάντως υπάρχει θεμελιώδης διαφορά στη φιλοσοφία μεταξύ των δύο μεθόδων : Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών υπολογίζει μία τιμή για τον κόμβο, η οποία είναι επίσης και η μέση τιμή για τα κελιά που περιβάλλουν τον κόμβο. Καμία υπόθεση δεν γίνεται σχετικά με τη μεταβολή της τιμής από κόμβο σε κόμβο. Τα πεπερασμένα στοιχεία από την άλλη, υπολογίζουν με ακρίβεια την μεταβολή της κομβικής τιμής εντός του γειτονικού κελιού μέσω υπολογισμού της τιμής της συναρτήσεως δια παρεμβολής (interpolation function).

Τελικά, κανένας κώδικας πεπερασμένων στοιχείων δεν χαίρει αποδοχής αντίστοιχης με αυτής των κωδικών των πεπερασμένων διαφορών. Γι' αυτό το λόγο στα επόμενα παρουσιάζεται η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών, κώδικας της οποίας είναι και το χρησιμοποιούμενο πρόγραμμα ModFlow.

Χαρακτηριστικό παράδειγμα επίλυσης της μεθόδου αυτής δίνεται στο Σχήμα 3.1, όπου για το μικρό υπολογισμένο τμήμα της περιοχής τον, η γενική έκφραση της εξίσωσης των πεπερασμένων διαφορών είναι η παρακάτω:

$$B \cdot h_{i-1,j,k} + C \cdot h_{i,j+1,k} + D \cdot h_{i+1,j,k} + E \cdot h_{i,j-1,k} + F \cdot h_{i,j,k+1} + G \cdot h_{i,j,k-1} + H \cdot h_{i,j,k} = R \cdot H \cdot S_{i,j,k} \quad (3.15)$$



Σχήμα 3.1: Υπολογισμός κελιών πεπερασμένων διαφορών. a) Τρισδιάστατο κελί, b) Δισδιάστατο κελί [1].

Η εξίσωση της τιμής του κόμβου i, j, k ($h_{i,j,k}$) εμπλέκει την τιμή του ίδιου του κόμβου, καθώς επίσης και τις τιμές των έξι γειτονικών του. Κάθε τιμή πολλαπλασιάζεται με μία σταθερά (B, C, D, E, F, G και H) που είναι συνάρτηση της υδραυλικής αγωγιμότητας μεταξύ των κόμβων.

Η σταθερά **H** είναι επίσης συνάρτηση του όρου της αποθηκευτικότητας, ενώ ο όρος $\mathbf{R} \cdot \mathbf{H} \cdot \mathbf{S}_{i,j,k}$ περικλείει τις έννοιες τόσο της αποθηκευτικότητας, όσο και της επανατροφοδότησης.

Σημειώνεται ότι παρόμοια εξίσωση με αυτήν της σχέσης 3.17 χρησιμοποιείται και από το ModFlow.

3.3.3. Το λογισμικό φύλλο του μοντέλου πεπερασμένων διαφορών

Το σύνολο των αλγεβρικών εξισώσεων που προκύπτουν όταν επιχειρείται προσέγγιση ενός μοντέλου υπόγειας ροής με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών επιλύεται με συνδυασμό της μητρικής εξίσωσης και επαναληπτικών τεχνικών επίλυσης. Μια απλή επαναληπτική επίλυση αυτών των εξισώσεων μπορεί να επιτευχθεί με τη βοήθεια του λογισμικού φύλλου.

Στο λογισμικό φύλλο του μοντέλου κάθε εισαγωγή αποτελεί ένα κελί στον κάναβο των πεπερασμένων διαφορών. Η τεχνική αυτή μπορεί να παρουσιαστεί απλοποιημένη, με την θεμελιώδη εξίσωση Laplace για σταθερή ροή δύο διαστάσεων, για ομογενείς και ισότροπους υδροφόρους ορίζοντες [1].

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (3.16)$$

Η εξίσωση των πεπερασμένων διαφορών για κανονικό πλέγμα, όπου Δx και Δz (διαστάσεις κάθε κελιού) είναι σταθερά και ίσα, έχει ως εξής:

$$\frac{h_{i+1,j} + h_{i-1,j} + h_{i,j+1} + h_{i,j-1}}{4} = h_{i,j} \quad (3.17)$$

Δηλαδή, η τιμή σε κάθε κελί των πεπερασμένων διαφορών είναι η μέση τιμή των τιμών στα τέσσερα γειτονικά κελιά. Μια εξίσωση αυτού του τύπου εισάγεται στο λογισμικό φύλλο για κάθε κελί ξεχωριστά. Το λογισμικό φύλλο, προκειμένου να επιλύσει τις εξισώσεις επαναληπτικά, χρησιμοποιεί έναν συντελεστή επανάληψης. Καθορισμένες τιμές συνοριακών συνθηκών επιτυγχάνονται εισάγοντας τις συνοριακές τιμές στα κατάλληλα κελιά. Το μοντέλο θεωρεί συνοριακές συνθήκες "κέντρου του κόμβου" (mesh-centered) για τα συνοριακά σχήματα, τόσο της υψομετρικής διαφοράς ρευστού, όσο και της ροής.

3. 4. Εισαγωγή στη μέθοδο πεπερασμένων διαφορών

3.4.1. Γενικά

Η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών είναι η πιο διαδεδομένη μέθοδος προσέγγισης στην προσομοίωση υπόγειας ροής, κυρίως λόγω της απλότητας και της ευκολίας με την οποία μπορεί να εφαρμοστεί σε τρισδιάστατα προβλήματα.

Αντιπροσωπευτικό παράδειγμα κώδικα προσομοίωσης με την μέθοδο αυτή είναι το USGS ModFlow, το οποίο πρωτοπαρουσιάστηκε τη δεκαετία του '80 [20].

Σε κάθε προσομοίωση ροής πεπερασμένων διαφορών, το φορτίο υπολογίζεται σε καθορισμένα σημεία στο χώρο. Αυτά τα σημεία ονομάζονται κόμβοι του πλέγματος πεπερασμένων διαφορών. Τα ομοιώματα πεπερασμένων διαφορών συνήθως περιγράφονται, είτε ως προς το "κέντρο του κύβου" (block-centered), είτε ως προς το κέντρο του κόμβου" (mesh-centered), ανάλογα με τον τρόπο με τον οποίο οι υδραυλικές παράμετροι καθορίζονται, σε σχέση με τους κόμβους του πλέγματος.

Στη διάταξη του "κέντρου του κόμβου", οι κόμβοι βρίσκονται στις τομές των γραμμών πλέγματος. Σε αυτή τη διάταξη οι περιοχές στις οποίες καθορίζονται μεταβιβαστικές ιδιότητες, διαφέρουν από αυτές για τις οποίες καθορίζονται ιδιότητες αποθηκευτικότητας, εισροής και αποχώρησης.

Οι μεταβιβαστικές ιδιότητες, όπως η υδραυλική αγωγιμότητα ή η μεταβιβαστικότητα σε μια δεδομένη κατεύθυνση, καθορίζονται πάνω σ' ένα διάστημα ως προς την ίδια κατεύθυνση και παίρνουν αυτή την τιμή σ' όλη την

απόσταση ανάμεσα σε δύο γειτονικούς κόμβους. Αντίθετα, ιδιότητες όπως ο συντελεστής αποθηκευτικότητας ή ο ρυθμός επανατροφοδότησης, καθορίζονται σε περιοχές ή όγκους με κέντρα τους κόμβους, ακριβώς όπως συμβαίνει στην προσέγγιση του "κέντρου του κύβου".

Το ModFlow είναι ένας κώδικας πεπερασμένων διαφορών του "κέντρου του κύβου" (block-centered) και μπορεί να προσομοιάσει όλους τους τύπους υδροφορέων. Ο κώδικας αυτός παρουσιάζει ένα τρισδιάστατο σύστημα ως ακολουθία στρωμάτων πορώδους μέσου [1].

Στη διάταξη κατά την οποία οι κόμβοι βρίσκονται στο κέντρο των κύβων (στοιχείων), το πεδίο προσομοίωσης μπορεί να θεωρηθεί σαν πλέγμα στοιχείων ή κελιών, που περιβάλλουν κάθε κόμβο. Αυτά τα στοιχεία χωρίζονται μεταξύ τους με πλεγματικές γραμμές ανάμεσα σε γειτονικούς κόμβους. Οι υδραυλικές ιδιότητες καθορίζονται για κάθε στοιχείο και θεωρούνται ομοιογενείς μέσα σ' αυτό.

Το οριζόντιο πλέγμα (grid) δημιουργείται με το συνηθισμένο τρόπο καθορίζοντας τις διαστάσεις του πλέγματος κατά τις διευθύνσεις x και y . Όπως σε όλα τα πλέγματα των πεπερασμένων διαφορών, το οριζόντιο πλέγμα πρέπει να είναι το ίδιο για κάθε στρώμα.

Το μοντέλο δεν απαιτεί εισαγωγή κατά την κατακόρυφη διεύθυνση (z). Το Δz καθορίζεται έμμεσα. Ο χρήστης μπορεί να εισάγει τις μεταβιβαστικότητες (transmissivities) του στρώματος, οι οποίες είναι ίσες με την υδραυλική αγωγιμότητα (hydraulic conductivity) του στρώματος επί το πάχος του στρώματος (Δz). Εναλλακτικά, ο χρήστης μπορεί να εισάγει τιμές υδραυλικής αγωγιμότητας για κάθε στρώμα και τιμές που δίνουν το υψόμετρο της οροφής και του δαπέδου κάθε στρώματος. Το ModFlow στη συνέχεια υπολογίζει την μεταβιβαστικότητα του στρώματος, αφού πρώτα υπολογίσει το πάχος του στρώματος από τα υψόμετρα της οροφής και της βάσης του.

Η μεταβιβαστικότητα σε κάθε θέση i, j μέσα στο στρώμα πιθανόν να ποικίλει, κάτι που οφείλεται στις χωρικές μεταβολές του πάχους του υδροφορέα ή / και της υδραυλικής αγωγιμότητας. Αυτό πρακτικά σημαίνει ότι το Δz ποικίλει χωρικά εντός του στρώματος.

Η παραπάνω διαδικασία επιτρέπει μεγαλύτερη ευκαμψία στην εφαρμογή των υδροστρωματογραφικών ενοτήτων στο πλέγμα των πεπερασμένων διαφορών. Παρόλα αυτά, με τον τρόπο αυτόν διαστρέφονται τα στρώματα, εισάγοντας λάθος στην προσέγγιση των πεπερασμένων διαφορών. Σύμφωνα με τους McDonald και Harbaugh (1988) το συγκεκριμένο λάθος είναι γενικά μικρό [1].

3.4.2. Χαρακτηριστικά ομοιώματος Modflow

Τα γενικά χαρακτηριστικά του μοντελοποιητή ModFlow, για προσομοίωση υπόγειας ροής του νερού, είναι τα εξής:

1) Δημιουργία ομοιώματος

- Καθορισμός των μονάδων μέτρησης (μήκος, αγωγιμότητα, χρόνος, ρυθμός άντλησης, επανατροφοδότηση κ.λπ.).
- Επιλογή χάρτη βάσης (μορφής .DXF).
- Καθορισμός τον αρχικού τρισδιάστατου πλέγματος (μήκος, πλάτος και βήμα των βρόγχων, αριθμός, βάθος και πάχος των στρωμάτων).

(2) Εισαγωγή δεδομένων ροής

Αποτελούν τα στοιχεία που είναι απαραίτητα για τον προσδιορισμό του ομοιώματος. Για τα στοιχεία αυτά το πρόγραμμα δημιουργεί βάση δεδομένων, με την οποία είναι δυνατός ο καθορισμός των ιδιοτήτων τον ομοιώματος σε οποιονδήποτε βρόγχο του πλέγματος.

- Μεταβολή του τρισδιάστατου πλέγματος (πύκνωση, αραιώση).
- Εισαγωγή, μεταβολή και διαγραφή πηγαδιών (γεωτρήσεων) και των ιδιοτήτων τους.
- Υδραυλική αγωγιμότητα (υδροπερατότητα) και αποθηκευτικότητα.
- Εισαγωγή και μεταβολή συνοριακών συνθηκών ροής:
 - Σταθερό φορτίο.
 - Ποτάμια.
 - Απορροές.
 - Εξατμισοδιαπνοή.
 - Τοίχοι (οριζόντια εμπόδια ροής).
 - Επανατροφοδότηση.

(3) Εκτέλεση προσομοίωσης

Αρχικά επι λέγεται αν ο τύπος της προσομοίωσης της ροής είναι σταθερή ή μεταβαλλόμενη (steady state ή transient). Στην περίπτωση μεταβαλλόμενης ροής, καθορίζονται οι παράμετροι του χρονικού βήματος (περίοδος τάσης και χρονικό βήμα). Στη συνέχεια καθορίζονται οι εξής παράμετροι :

- Αρχικά φορτία (είτε σταθερό κατά στρώμα, είτε σαν αρχείο Surfer, ASCII, ή

προηγούμενη εκτέλεση τον ModFlow).

- Επανατροφοδότηση στο ανώτερο στρώμα.
- Τύποι των επί μέρους στρωμάτων τέσσερις τύποι είναι διαθέσιμοι ανάλογα με τη σταθερότητα ή μη της τιμής της αποθηκευτικότητας και της μεταβιβαστικότητας).
- Χρονικές περίοδοι κατά τις οποίες αποθηκεύονται τα αποτελέσματα και μορφή αυτών.

(4) Εξαγωγή αποτελεσμάτων

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης αναπαρίστανται γραφικά, ανάλογα με τη μορφή που ζητά ο χρήστης και κάθε εικόνα μπορεί να αποθηκευτεί με τη μορφή .DXF αρχείου. Οι δυνατές επιλογές του χρήστη είναι οι εξής:

- Ισοκαμπύλες:
 - Φορτίου.
 - Μεταβολής του φορτίου στα επιλεγμένα στρώματα.
 - Διαφορών τον αρχικού από το υπολογισμένο φορτίο.
 - Απωλειών ύδατος ανάμεσα σε γειτονικά στρώματα
 - Ανάγλυφου.
 - Στάθμης του υδροφορέα.
 - Καθαρής επανατροφοδότησης (=επανατροφοδότηση - εξατμισοδιαπνοή).
- Διανύσματα ταχυτήτων

Για όλες τις παραπάνω ισοκαμπύλες είναι δυνατός ο καθορισμός χρωμάτων και διαστημάτων τους, η παρακολούθηση των ακριβών τιμών τους σε κάθε κελί και σε κάθε χρονικό βήμα και η δημιουργία ASCII αρχείων με τις τιμές των παραμέτρων για κάθε κελί. Τέλος, δημιουργούνται τα εξής διαγράμματα, στα οποία επίσης αναγράφονται τα αντίστοιχα σφάλματα:

- Φορτίου - χρόνου σε πηγάδια παρατήρησης (μεταβαλλόμενη ροή).
- Παρατηρούμενες - υπολογισμένες τιμές του φορτίου σε πηγάδια παρατήρησης.
- Πτώσης στάθμης - χρόνου σε πηγάδια παρατήρησης.

3.5. Παράμετροι στρωμάτων

Τα στρώματα (Layers) μπορούν να σχεδιάζονται υπό πίεση (confined), ελεύθερα (unconfined) ή μετατρέψιμα (convertible), δηλαδή, είτε υπό πίεση, είτε ελεύθερα.

Εάν το στρώμα είναι υπό πίεση, ο χρήστης εισάγει τις σταθερές μεταβιβασιμότητας (T) και αποθηκευτικότητας (S) του στρώματος. Το κορυφαίο στρώμα του συστήματος τυπικά σχεδιάζεται να είναι ελεύθερο και ο χρήστης εισάγει την υδραυλική αγωγιμότητα (K), την ειδική παροχή (S_y) και τη βάση του στρώματος. Το ModFlow υπολογίζει τη μεταβιβασιμότητα του στρώματος πολλαπλασιάζοντας την υδραυλική αγωγιμότητα με το κορεσμένο πάχος του στρώματος.

Τα υδραυλικά φορτία στο στρώμα υπολογίζονται με τα αξιώματα του Dupuit. Μετά από κάθε επανάληψη (iteration) το κορεσμένο πάχος του στρώματος ανανεώνεται και νέες μεταβιβασιμότητες υπολογίζονται. Το πρόγραμμα επιτρέπει το ύψος της πιεζομετρικής επιφάνειας του νερού να απειρίζεται προς την οροφή στο ελεύθερο στρώμα. Έτσι, συμπεραίνεται ότι το πάχος του ελεύθερου στρώματος μπορεί να είναι άπειρο [1].

Εάν τα στρώματα σχεδιάστηκαν να είναι μετατρέψιμα, εισάγονται οι υδραυλικές αγωγιμότητες και τα υψόμετρα της οροφής και της βάσης του υδροφορέα και το ModFlow υπολογίζει τις μεταβιβασιμότητες του στρώματος. Μετά από κάθε επανάληψη ελέγχει για να καθορίσει εάν το φορτίο στο στρώμα είναι υψηλότερα ή χαμηλότερα από την οροφή του.

Εάν το φορτίο είναι υψηλότερα από την οροφή του στρώματος, συμπεραίνεται ότι το στρώμα είναι "υπό πίεση".

Αντίθετα, εάν το φορτίο βρίσκεται χαμηλότερα από την οροφή του στρώματος, το στρώμα θεωρείται "ελεύθερο".

3.6. Συνοριακές συνθήκες

3.6.1. Τύποι συνοριακών συνθηκών

Τα μαθηματικά μοντέλα αποτελούνται από μία κύρια (θεμελιώδης) εξίσωση, συνοριακές και αρχικές συνθήκες. Συνοριακή συνθήκη (boundary) είναι η μαθηματική σχέση που καθορίζει την εξαρτημένη μεταβλητή (φορτίο) ή την παράγωγό της (ροή) στα όρια της περιοχής του προβλήματος.

Η σωστή επιλογή των συνοριακών συνθηκών είναι ένα κρίσιμο βήμα στο σχεδιασμό του μοντέλου. Στις προσομοιώσεις σταθερής κατάστασης ροής (steady state flow) οι συνοριακές συνθήκες καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό το σχέδιο ροής.

Οι φυσικές συνοριακές συνθήκες (physical boundaries) των συστημάτων ροής του

υπόγειου νερού καθορίζονται από την φυσική παρουσία ενός αδιαπέρατου τμήματος βράχου ή ενός μεγάλου σώματος επιφανειακού νερού. Άλλες συνοριακές συνθήκες σχηματίζονται ως αποτέλεσμα των υδρολογικών συνθηκών.

Αυτές οι "μη ορατές" συνθήκες είναι υδραυλικές συνοριακές συνθήκες (hydraulic boundaries), οι οποίες συμπεριλαμβάνουν τον διαχωρισμό του υπόγειου νερού και στρωτές ροές. Για παράδειγμα, ο καθορισμός της περιοχής του υπόγειου νερού και η γραμμή ροής είναι υδραυλικές συνοριακές συνθήκες, ενώ ο ποταμός λογίζεται ως φυσική συνοριακή συνθήκη.

Τα υδρογεωλογικά συνοριακά σχήματα παρουσιάζονται από τους ακόλουθους τρεις τύπους συνοριακών συνθηκών [1]:

- 1) **Συνοριακές συνθήκες καθορισμένου φορτίου** (Dirichlet Conditions), για τις οποίες δίνεται το φορτίο.
- 2) **Συνοριακές συνθήκες καθορισμένης ροής** (Neumann Conditions), για τις οποίες δίνεται η παράγωγος του φορτίου (διακύμανση), κατά μήκος του συνοριακού σχήματος. Μια "συνοριακή συνθήκη μη ροής" (no flow condition) εισάγεται καθορίζοντας τη μεταβολή στο μηδέν.
- 3) **Εξαρτημένες από το φορτίο συνοριακές συνθήκες ροής** (Cauchy Conditions ή μικτές συνοριακές συνθήκες), για τις οποίες η διακύμανση κατά μήκος του συνοριακού σχήματος υπολογίζεται δίνοντας οριακή τιμή φορτίου.

Αυτός ο τύπος συνοριακής συνθήκης μερικές φορές καλείται μικτή, γιατί συσχετίζει τα συνοριακά φορτία με τις συνοριακές ροές. Υπάρχουν αρκετοί τύποι συνοριακών συνθηκών εξαρτημένων από το φορτίο.

3.6.2. Καθορισμός συνοριακών συνθηκών

Κατά την επιλογή των συνοριακών συνθηκών ο χρήστης πρέπει να είναι ιδιαίτερα προσεκτικός, ως προς το αν το μοντέλο που σχεδιάζεται έχει νόημα. Πρέπει να επιλέγονται, όπου είναι δυνατόν, τα φυσικά συνοριακά σχήματα, καθώς αποτελούν σταθερά χαρακτηριστικά του συστήματος ροής [1].

Το αδιαπέρατο στρώμα, τυπικά σχηματίζει το κατώτερο συνοριακό σχήμα του συστήματος που μοντελοποιείται. Η μεγάλη διαφορά μεταξύ των τιμών του μεγέθους της αγωγιμότητας μπορεί να είναι αρκετή για να καθορίσει τη θέση του αδιαπέρατου συνοριακού στρώματος. Η διαφορά αυτή, στις τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας, προκαλεί "διάθλαση"

στις γραμμές ροής, έτσι ώστε η ροή στο στρώμα μεγάλης αγωγιμότητας να είναι ουσιαστικά οριζόντια, ενώ στο στρώμα μικρής αγωγιμότητας κάθετη [49]. Το αδιαπέρατο στρώμα σχηματίζει ένα συνοριακό σχήμα μη ροής. Επίσης, συνοριακά σχήματα μη ροής είναι δυνατόν να εκφράζουν ζώνες ρηγμάτων και τη διεπιφάνεια μεταξύ "γλυκού" και "αλμυρού" νερού, σε παράκτιους υδροφορείς.

3.7. Το προφίλ του μοντέλου

Η εγκάρσια τομή στο μοντέλο είναι σημαντική, όταν η κατακόρυφη ροή είναι μεγάλη. Επίσης, το "προφίλ" του μοντέλου βοηθάει στην αξιολόγηση του θεωρητικού μοντέλου του συστήματος που σχεδιάζεται πριν το τρισδιάστατο μοντέλο ροής [1]. Το σημαντικότερο βήμα για τον προσανατολισμό του μοντέλου είναι αυτό να ευθυγραμμισθεί κατά μήκος της γραμμής ροής. Εάν το προφίλ δεν είναι προσανατολισμένο με αυτό τον τρόπο θα υπάρχουν σφάλματα στα αποτελέσματα, επειδή το μοντέλο δεν μπορεί να προσομοιώσει συνιστώσες ροής που βρίσκονται σε γωνία με την εγκάρσια τομή.

Η κύρια εξίσωση για την προσομοίωση του προφίλ, του μοντέλου είναι η εξής:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - R^* \quad (3.18)$$

Η παραπάνω εξίσωση, όπως διαπιστώνεται, είναι ίδια με την εξίσωση 3.12 εάν θεωρηθεί ότι $y=z$, $S_s=S$, $K=K$ και $R^*=R$, αφού $L=0$.

3.8. Ιδιαιτερότητες προσομοίωσης μεταβαλλόμενης κατάστασης ροής

Οι προσομοιώσεις μεταβαλλόμενης κατάστασης ροής (transient state flow) είναι αναγκαίες, προκειμένου να αναλυθούν προβλήματα που εξαρτώνται από το χρόνο. Οι προσομοιώσεις αυτές παράγουν ομάδα φορτίων για κάθε χρονικό βήμα, ενώ οι προσομοιώσεις σταθερής κατάστασης ροής (steady state flow) δημιουργούν μόνο μία ομάδα φορτίων.

Τα προβλήματα μεταβαλλόμενης κατάστασης ροής είναι πολυπλοκότερα, για διάφορους λόγους, πέρα από την διαχείριση των δεδομένων. Συγκεκριμένα, απαιτούν τα εξής [1]:

- Καθορισμό των χαρακτηριστικών της αποθηκευτικότητας του υδροφορέα. Επίσης, πρέπει να καθοριστούν οι αποθηκευτικότητες των υπό πίεση στρωμάτων, όταν η


απελευθέρωση νερού από το απόθεμα είναι αξιόλογη.

- Επιπρόσθετο καθορισμό των συνοριακών συνθηκών, δηλαδή, τις αρχικές συνθήκες που δίνουν την διασπορά του φορτίου στον υδροφορέα στην αρχή της προσομοίωσης.
- Διακριτοποίηση της χρονικής και της χωρικής διάστασης.

Μεγάλο πρόβλημα στην επίλυση των μοντέλων μεταβαλλόμενης κατάστασης ροής είναι και το γεγονός ότι οι υδρολογικές πιέσεις (π.χ. άντληση) μπορεί να επεκταθούν στα σχεδιασμένα υδραυλικά συνοριακά σχήματα του μοντέλου και να προκαλέσουν ασυμβιβαστότητα των συνοριακών συνθηκών.

3.8.1. Αρχικές συνθήκες

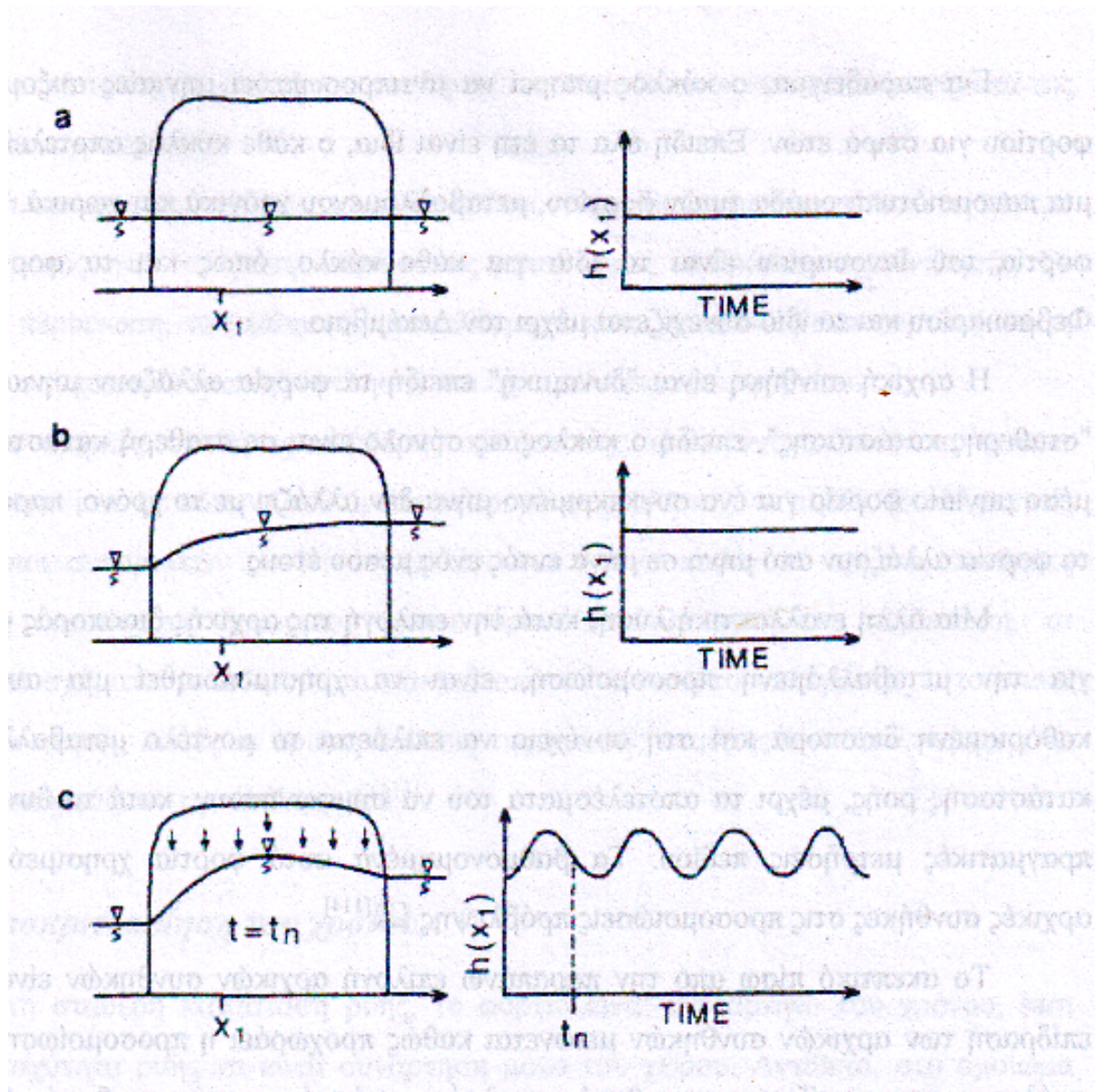
Οι αρχικές συνθήκες αναφέρονται στην διασπορά φορτίου παντού στο σύστημα στην αρχή της προσομοίωσης και γι' αυτό το λόγο είναι συνοριακές συνθήκες στον χρόνο. Είναι συνήθης τακτική να επιλέγεται ως αρχική συνθήκη μια λύση σταθερού φορτίου (σταθερή κατάσταση ροής) που προκύπτει από ένα βαθμονομημένο μοντέλο.

Δύο τύποι λύσεων σταθερής κατάστασης ροής μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως αρχικές συνθήκες  [1] :

- στατική σταθερή κατάσταση, και
- σταθερή κατάσταση δυναμικού μέσου όρου.

Στο Σχήμα 3.2 φαίνονται οι αρχικές συνθήκες για μονοδιάστατη ροή. Στα διαγράμματα αριστερά, παριστάνεται η χωρική διακύμανση του φορτίου, $h(x)$, και στα δεξιά η χρονική διακύμανση του φορτίου σε συγκεκριμένο σημείο.

Κάτω από συνθήκες "στατικής σταθερής κατάστασης ροής", το φορτίο είναι σταθερό σε όλη την υπό μελέτη περιοχή και δεν υπάρχει καθόλου ροή νερού στο σύστημα. Δηλαδή, το φορτίο $h(x)$ είναι σταθερό χρονικά και χωρικά.



Σχήμα 3.2 : Αρχικές συνθήκες για μονοδιάστατη ροή. α) Στατική σταθερή κατάσταση ροής. β) Σταθερή κατάσταση δυναμικού μέσου όρου. γ) Δυναμικές κυκλικές συνθήκες [1].

Η "σταθερή κατάσταση δυναμικού μέσου όρου" (Σχήμα 3.2b) είναι η αρχική συνθήκη που χρησιμοποιείται συχνότερα. Κάτω από συνθήκες δυναμικού μέσου όρου το υδραυλικό φορτίο ποικίλει χωρικά και η ροή προς το σύστημα (input) ισούται με τη ροή από το σύστημα (output). Δηλαδή, το $h(x)$ είναι σταθερό μόνο χρονικά.

Επιπρόσθετα, στους δυο τύπους αρχικής συνθήκης σταθερής κατάστασης που αναφέρθηκαν παραπάνω, υπάρχει η δυνατότητα χρήσης της μεταβατικής επίλυσης για να δημιουργηθούν οι "δυναμικές κυκλικές αρχικές συνθήκες" (dynamic cyclic initial conditions, Σχήμα 3.2c). Οι συνθήκες αυτές αποτελούνται από μία ομάδα υδραυλικών φορτίων που παριστάνουν κυκλικές αυξομειώσεις του επιπέδου του νερού.

Για παράδειγμα, ο κύκλος μπορεί να αντιπροσωπεύει μηνιαίες αυξομειώσεις φορτίου για σειρά ετών. Επειδή όλα τα έτη είναι ίδια, ο κάθε κύκλος αποτελείται από μια πανομοιότυπη ομάδα τιμών φορτίου, μεταβαλλόμενου χρονικά και χωρικά. Έτσι τα φορτία του Ιανουαρίου είναι ίδια για κάθε κύκλο, όπως και τα φορτία του Φεβρουαρίου και το ίδιο συνεχίζεται μέχρι τον Δεκέμβριο.

Η αρχική συνθήκη είναι "δυναμική" επειδή τα φορτία αλλάζουν μηνιαίως και "σταθερής κατάστασης", επειδή ο κύκλος ως σύνολο είναι σε σταθερή κατάσταση. Το μέσο μηνιαίο φορτίο για ένα συγκεκριμένο μήνα δεν αλλάζει με το χρόνο, παρόλο που τα φορτία αλλάζουν από μήνα σε μήνα εντός ενός μέσου έτους.

Μία άλλη εναλλακτική λύση, κατά την επιλογή της αρχικής διασποράς φορτίου για την μεταβαλλόμενη προσομοίωση, είναι να χρησιμοποιηθεί μια αυθαίρετα καθορισμένη διασπορά και στη συνέχεια να επιλύεται το μοντέλο μεταβαλλόμενης κατάστασης ροής, μέχρι τα αποτελέσματα του να συμφωνήσουν, κατά το δυνατό, με πραγματικές μετρήσεις πεδίου. Τα βαθμονομημένα αυτά φορτία χρησιμεύουν ως αρχικές συνθήκες στις προσομοιώσεις πρόβλεψης [28].

Το σκεπτικό πίσω από την παραπάνω επιλογή αρχικών συνθηκών είναι ότι η επίδραση των αρχικών συνθηκών μειώνεται καθώς προχωράει η προσομοίωση, οπότε σφάλματα που σχετίζονται με πιθανή εσφαλμένη επιλογή αρχικών συνθηκών θα είναι μικρά, εάν έχει παρέλθει επαρκής χρόνος προσομοίωσης [1].

3.8.2. Συνοριακές συνθήκες

Στις μεταβαλλόμενες προσομοιώσεις είναι σημαντικό να ρυθμιστεί ο τρόπος με τον οποίο

θα εκφράζονται τα αποτελέσματα στα συνοριακά σχήματα. Οι συνοριακές συνθήκες συχνά επιλέγονται για να επιτύχουν βαθμονόμηση σταθερής κατάστασης δυναμικού μέσου όρου, η οποία χρησιμοποιείται μετά ως αρχική συνθήκη για τη μεταβαλλόμενη προσομοίωση. Είναι αναγκαίο λοιπόν να ελεγχθεί αν οι δυνάμεις που εφαρμόζονται στο σύστημα κατά τη μεταβαλλόμενη προσομοίωση, θα μεταδοθούν στα συνοριακά σχήματα της μοντελοποιούμενης περιοχής [1].

Σε πολλές εφαρμογές μοντελοποίησης, είναι αδύνατο να σχεδιαστούν οι συνοριακές συνθήκες του μοντέλου σε φυσικά συνοριακά σχήματα του συστήματος. Σε αυτή την περίπτωση, οι υδραυλικές συνθήκες τοποθετούνται ως συνοριακά σχήματα της προβληματικής περιοχής.

Οι συνοριακές συνθήκες μη ροής πρέπει να σχεδιάζονται μακριά από το κέντρο του πλέγματος, για να προσομοιάσουν τις μεταβατικές επιδράσεις της άντλησης. Σε αυτή την περίπτωση, τα επιθυμητά αποτελέσματα είναι μεταβολές στο φορτίο (πτώση στάθμης) σαν αποτέλεσμα της άντλησης και όχι απόλυτες τιμές φορτίου.

Οι αρχικές συνθήκες σταθερής κατάστασης επιλέγονται, όπου τα φορτία καθορίζονται ίσα, σε κάποια αυθαίρετη αναφορά φορτίου, π.χ. το μηδέν. Εναλλακτικά, άλλοι τύποι συνοριακών συνθηκών επιλέγονται για να παράγουν αρχικές συνθήκες σταθερής κατάστασης δυναμικού μέσου όρου. Και σε αυτή την περίπτωση, τα συνοριακά σχήματα τοποθετούνται μακριά από το κέντρο του πλέγματος, στο οποίο υπάρχει άντληση. Αυτές οι προσομοιώσεις της πτώσης στάθμης είναι πολύτιμες μόνο όταν δεν επηρεάζουν την άντληση [1].

3.8.3. Διακριτοποίηση του χρόνου

Στη σταθερή κατάσταση ροής, το φορτίο είναι ανεξάρτητο του χρόνου, έτσι ώστε η ταχύτητα ροής να είναι συνάρτηση μόνο του χώρου. Αντίθετα, στο ομοίωμα μεταβαλλόμενης ροής ο ολικός χρόνος προσομοίωσης διαιρείται σε περιόδους τάσης και χρονικά βήματα.

Η επιλογή του χρονικού βήματος (Δt) και η δομή του πλέγματος είναι κρίσιμες παράμετροι στο σχεδιασμό του μοντέλου, επειδή οι τιμές των διαστημάτων και τον χρονικού βήματος επηρεάζουν σημαντικά τα αριθμητικά αποτελέσματα. Είναι επιθυμητό να χρησιμοποιούνται μικρά διαστήματα ανάμεσα στους κόμβους και μικρά χρονικά βήματα, έτσι ώστε η αριθμητική

προσομοίωση να προσεγγίζει καλύτερα την επιμέρους διαφορική εξίσωση [1].

Τα χρονικά βήματα μπορεί επίσης να επηρεάζονται από τις απαιτήσεις ενός συγκεκριμένου κώδικα. Για παράδειγμα, η εξίσωση μη κορεσμένης ροής υπόκειται σε αριθμητικές αστάθειες που μπορεί να οδηγήσουν το μοντέλο να μετρήσει τιμές μη ρεαλιστικών περιόδων μεταβολών τον υδραυλικού φορτίου.

Οι αριθμητικές περιοδικές μεταβολές μπορούν συνήθως να εμποδίσουν μειώνοντας το χρονικό βήμα. Οι κώδικες της υπόγειας ροής είναι λιγότερο επιρρεπείς στην αριθμητική αστάθεια. Ωστόσο είναι καλή πρακτική μοντελοποίησης να γίνουν μερικές προσπάθειες να "τρέξει" το μοντέλο χρησιμοποιώντας διαφορετικά Δt [1].

Όπως είναι επιθυμητό να χρησιμοποιείται μικρό διάστημα μεταξύ των κόμβων, είναι εξίσου επιθυμητό να χρησιμοποιείται και μικρό χρονικό βήμα. Παρόλα αυτά συνήθως δεν είναι πρακτικό να χρησιμοποιούνται εξαιρετικά μικρά χρονικά βήματα, καθώς τότε απαιτούνται μεγάλοι χρόνοι επίλυσης του μοντέλου.

Σωστός καθορισμός του αρχικού χρονικού βήματος επιτρέπει την αποσαφήνιση της μορφής της κύριας εξίσωσης. Αυτό το χρονικό βήμα μερικές φορές καλείται κρίσιμο βήμα (Δt_c). Για τη δισδιάστατη μορφή της κύριας εξίσωσης, χρησιμοποιώντας ένα κανονικό πλέγμα ($\Delta x = \Delta y = a$) και θεωρώντας έναν ομογενή και ισότροπο υδροφόρο σχηματισμό, ισχύει:

$$\Delta t_c = \frac{S \cdot a^2}{4 \cdot T} \quad (3.19)$$

Έτσι, το Δt_c είναι δυνατό να προσεγγιστεί από την σχέση 3.19 επιλέγοντας αντιπροσωπευτικό κελί με διάσταση στοιχείου a , και ιδιότητες στοιχείου S (αποθηκευτικότητα) και T (μεταβιβαστικότητα).

Τα χρονικά βήματα αυξάνονται τυπικά ως γεωμετρική πρόοδος, με αναλογία 1,2 έως και 1,5. Σύμφωνα με τον De Marsily (1986), η τετραγωνική ρίζα του 2 είναι συχνά μία καλή αρχική επιλογή.

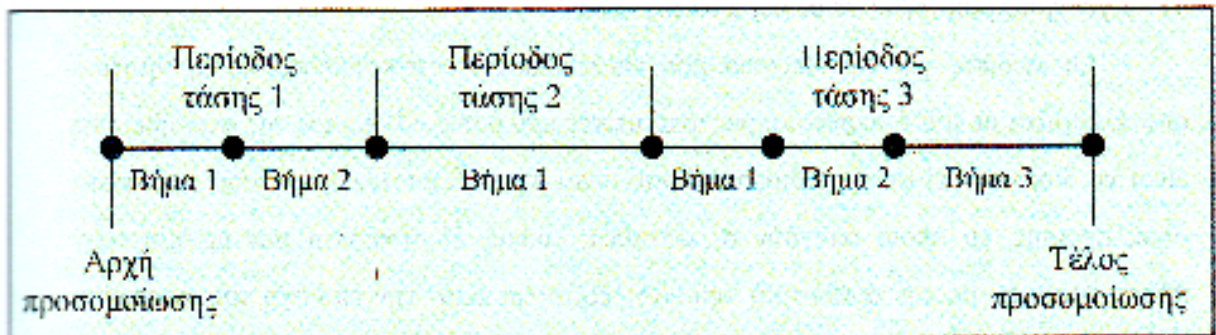
Το ModFlow, για να αυξάνεται το Δt ως γεωμετρική πρόοδος, χρησιμοποιεί έναν πολλαπλασιαστή (**TSMULT**). Ο κώδικας υπολογίζει το αρχικό χρονικό βήμα, **DELT(1)**, εφαρμόζοντας την ακόλουθη σχέση:

$$DELTA(1) = \frac{PERLEN \cdot (1 - TSMULT)}{1 - TSMULT \cdot NSTP} \quad (3.20)$$

όπου, PERLEN χρονικό εύρος της περιόδου τάσης, και
NSTP αριθμός χρονικών βημάτων αυτής.

Οι περισσότεροι κώδικες ροής επιτρέπουν στον χρήστη την επιλογή της διακριτοποίησης της περιόδου προσομοίωσης σε “μπλόκ χρόνου”, διαφόρων μηκών. Αυτά τα μικρότερα χρονικά μπλοκ είναι γνωστά στο ModFlow ως “περίοδοι τάσης” (stress periods). Περίοδος τάσης μπορεί γενικά να λεχθεί ότι είναι το χρονικό εκείνο διάστημα κατά τη διάρκεια του οποίου όλες οι εξωτερικές τάσεις (π.χ. ρυθμοί άντλησης) παραμένουν σταθερές.

Κάθε περίοδος τάσης διαιρείται με τη σειρά της σε ένα ή περισσότερα χρονικά βήματα (time steps), όπως αναλύθηκε προηγουμένως. Η διακριτοποίηση αυτή του χρόνου παριστάνεται γραφικά στο παρακάτω σχήμα 3.3 :




Σχήμα 3.3 : Διακριτοποίηση του χρόνου [26].

Η χρήση των περιόδων τάσης προσφέρει στον χρήστη την δυνατότητα της αλλαγής μερικών παραμέτρων ή τάσεων, ενώ η προσομοίωση βρίσκεται σε εξέλιξη[1]. Έτσι, στο ModFlow υπάρχει η δυνατότητα αλλαγής παραμέτρων, οι οποίες σχετίζονται με τις συνοριακές συνθήκες εξαρτημένου φορτίου στα υπολογιστικά "πακέτα" του ποταμού, της αποστράγγισης, της εξατμισοδιαπνοής και του γενικού συνοριακού φορτίου (GBH). Επίσης, είναι δυνατές αλλαγές και στους ρυθμούς επανατροφοδότησης (πακέτο επανατροφοδότησης) και στους ρυθμούς άντλησης (πακέτο γεωτρήσεων).

Ο πολλαπλασιαστής τον χρονικού βήματος (TSMULT) μπορεί να ανανεώνεται στην αρχή κάθε περιόδου τάσης και ένα νέο αρχικό Δt υπολογίζεται χρησιμοποιώντας την σχέση 3.19.

3.9. Εκτέλεση μοντέλου και διαδικασία βαθμονόμησής του

3.9.1. Επιλογή κώδικα

Κατά την επιλογή ενός κώδικα (προγράμματος) θα πρέπει να απαντηθούν τα ακόλουθα ερωτήματα  [1] :

- 1) Η ακρίβειά του έχει επαληθευτεί για μία ή περισσότερες αναλυτικές λύσεις;
- 2) Περιλαμβάνει υπολογισμούς για το ισοζύγιο νερού;
- 3) Έχει χρησιμοποιηθεί σε άλλες μελέτες πεδίου;

Οι κώδικες για την υπόγεια ροή επαληθεύονται συγκρίνοντας τα αριθμητικά αποτελέσματα με μία ή περισσότερες αναλυτικές επιλύσεις. Ο σκοπός της επαλήθευσης είναι να διαπιστωθεί αν η αριθμητική λύση είναι σχετικά απαλλαγμένη από σφάλματα ολοκλήρωσης, τα οποία οδηγούν σε ασταθείς λύσεις. Η σύγκριση των αριθμητικών αποτελεσμάτων με την αναλυτική επίλυση εξαρτάται από την επιλογή του κριτηρίου σφάλματος, της διακριτοποίησης του πλέγματος και του χρονικού βήματος.

Ο υπολογισμός του ισοζυγίου νερού πρέπει να είναι τμήμα κάθε άσκησης μοντέλου. Το ισοζύγιο νερού περιλαμβάνει υπολογισμό ροής, κατά μήκος των συνοριακών συνθηκών, από και προς τις πηγές και τις δεξαμενές, και από τον υδροφορέα. Επίσης, δίνει πληροφορίες για τους ρυθμούς αποφόρτισης σε επιφανειακά σημεία, καθώς και για τους ρυθμούς επαναφόρτισης κατά μήκος της πιεζομετρικής επιφάνειας (water table).

3.9.2. Εισαγωγή στην διαδικασία εκτέλεσης

Η πρώτη εκτέλεση του μοντέλου απαιτεί εισαγωγή των δεδομένων, επίλυση του μοντέλου και ερμηνεία των αποτελεσμάτων. Υπάρχει περίπτωση κάποια από τα δεδομένα που θα εισαχθούν να εμπεριέχουν λάθη. Γι' αυτό το λόγο, οι πρώτες επιλύσεις του μοντέλου έχουν σκοπό να εντοπίσουν και να απομονώσουν αυτά τα λάθη.

Επίσης, προκειμένου να επιτευχθεί ο στόχος, δηλαδή, να επιλυθεί το μοντέλο, πρέπει ο υπολογιστής που θα χρησιμοποιηθεί να είναι ανάλογων δυνατοτήτων. Αυτό σημαίνει ότι θα πρέπει να έχει επαρκή μόνιμη και προσωρινή μνήμη, καθώς επίσης και

ικανοποιητική ταχύτητα, έτσι ώστε το πρόγραμμα να μπορεί να "τρέξει" και να αποθηκεύσει μέσα σε εύγλωττο χρόνο τα δεδομένα και τα αποτελέσματα.

3.9.3. Κριτήρια σφάλματος

Τα προσομοιαζόμενα φορτία εμπεριέχουν σφάλματα που οφείλονται σε λάθη διακριτοποίησης ή ολοκλήρωσης. Τα λάθη που οφείλονται στην διακριτοποίηση, είτε του πλέγματος, είτε του χρόνου, αποτιμώνται ανεξάρτητα, κατά τα πρώτα στάδια της βαθμονόμησης.

Η επίδραση του μεγέθους του πλέγματος είναι δυνατό να καθοριστεί μεταβάλλοντας το μέγεθος του πλέγματος και επιλύοντας ("τρέχοντας") ξανά το πρόγραμμα.

Εξαιτίας της δυσκολίας αλλαγής του πλέγματος στα μοντέλα πεπερασμένων διαφορών, η διαδικασία αυτή γίνεται σπάνια.

Η επίδραση της διακριτοποίησης του χρόνου στα μεταβαλλόμενα μοντέλα εντοπίζεται με την χρησιμοποίηση μικρότερων χρονικών βημάτων και την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων. Συγκεκριμένες τεχνικές επίλυσης έχουν όριο στο μέγεθος του χρονικού βήματος, με σκοπό να διασφαλίσουν μία σταθερή λύση. Εάν αυτό το όριο ξεπεραστεί, δημιουργούνται αθροιστικά λάθη, τα οποία οδηγούν σε αριθμητική αστάθεια [1].

Η ομάδα των αλγεβρικών εξισώσεων που αντιπροσωπεύει την εξίσωση ροής μπορεί να επιλυθεί απευθείας (άμεσα), χρησιμοποιώντας θεμελιώδεις μεθόδους, πλαγίως (έμμεσα), χρησιμοποιώντας επανάληψη, ή ακόμα, με συνδυασμό άμεσων και έμμεσων μεθόδων.

Όταν στην επίλυση εμπλέκεται η επανάληψη, τότε δημιουργείται μία επιπρόσθετη πηγή λάθους, γνωστή ως "υπολειπόμενο λάθος επανάληψης" (iteration residual error). Σε αυτή την περίπτωση, ο χρήστης διαμορφώνει το κριτήριο σφάλματος (error criterion), ή την ανοχή σφάλματος (error tolerance), ώστε να επιτευχθεί σύγκλιση. Το υπολειπόμενο λάθος επανάληψης μειώνεται κατά την επανάληψη, έτσι ώστε η αλλαγή ανάμεσα στις επαναλήψεις επίσης να μειώνεται προοδευτικά.

Η επιλογή του κριτηρίου σφάλματος ελέγχει το μέγεθος του υπολειπόμενου λάθους επανάληψης (υπολειπόμενο σφάλμα) και επηρεάζει τον αριθμό των επαναλήψεων που σχηματίζονται για να προσεγγίσουν μια επίλυση εντός καθορισμένων ορίων. Η επανάληψη σταματάει όταν η αλλαγή στα φορτία μεταξύ των επαναλήψεων είναι μικρότερη από το κριτήριο σφάλματος που επιλέχθηκε από τον χρήστη.

Το υπολειπόμενο λάθος επανάληψης μπορεί να ελαχιστοποιηθεί επιλέγοντας

κατάλληλες τιμές για τα κριτήρια σφάλματος, τόσο για την επίλυση που αφορά τα φορτία, όσο και για την επίλυση του υδατικού ισοζυγίου [1].

α) Κριτήριο σφάλματος για τα φορτία

Η τιμή που επιλέγεται για το κριτήριο σφάλματος εξαρτάται από τη μέθοδο που χρησιμοποιείται για να υπολογισθεί η αλλαγή στην επίλυση μεταξύ των επαναλήψεων. Η αλλαγή στα φορτία, ανάμεσα σε επιτυχημένες επαναλήψεις, υπολογίζεται πάντα για κάθε κόμβο.

Μερικοί κώδικες επιλέγουν την μεγαλύτερη απόλυτη διαφορά στα φορτία, ως μέτρο του υπολειπόμενου λάθους και την συγκρίνουν με το επιλεγμένο από τον χρήστη κριτήριο λάθους. Αυτός ο τρόπος ελέγχου του σφάλματος χρησιμοποιείται και από το ModFlow. Ο εμπειρικός κανόνας που εφαρμόζεται είναι ο εξής: Το κριτήριο σφάλματος θα πρέπει να είναι μία ή δύο τάξεις μεγέθους μικρότερο από το επιθυμητό επίπεδο ακρίβειας στα αποτελέσματα των φορτίων. Στην ιδανική κατάσταση, το κριτήριο σφάλματος πρέπει να είναι μικρό για να διασφαλίζει ακριβή επίλυση.

Παρόλα αυτά, εάν το κριτήριο σφάλματος καθοριστεί πολύ μικρό, η ακρίβεια της αριθμητικής επίλυσης είναι δυνατόν να ξεπεραστεί. Τότε το μοντέλο θα προσεγγίσει μία τιμή του κριτηρίου, αλλά στην πραγματικότητα δεν θα την φτάσει ποτέ. Εάν το κριτήριο σφάλματος έχει καθοριστεί χαμηλότερο από την ακρίβεια της αριθμητικής επίλυσης, το υπολειπόμενο σφάλμα θα ταλαντεύεται γύρω από κάποια τιμή που είναι υψηλότερη από το κριτήριο σφάλματος. Η σύγκλιση επιτυγχάνεται αυξάνοντας το κριτήριο σφάλματος σε αυτή την τιμή.

β) Κριτήριο σφάλματος για το υδατικό ισοζύγιο

Ένας άλλος τρόπος ελέγχου της τιμής του υπολειπόμενου σφάλματος, κατά την επίλυση, είναι η σύγκριση των ολικών προσομοιαζόμενων εισροών και εκροών, όπως αυτές υπολογίζονται από το υδατικό ισοζύγιο. Στην προσομοίωση μεταβαλλόμενου φορτίου (μεταβαλλόμενης κατάστασης ροής), η αποθήκευση και η απελευθέρωση νερού, προς και από τον υδροφόρο σχηματισμό, αντίστοιχα, συμπεριλαμβάνεται στο υδατικό ισοζύγιο.

Σε μερικούς κώδικες, όπως και στο ModFlow, περιοχές ή όγκοι κελιών που σχετίζονται με καθορισμένα κομβικά φορτία είναι δυνατόν να μην θεωρούνται τμήματα της περιοχής τον προβλήματος, όσον αφορά τους υπολογισμούς του υδατικού ισοζυγίου. Έτσι, το ModFlow δεν επιτρέπει στο χρήστη να καθορίσει χωριστό κριτήριο

σφάλματος για το υδατικό ισοζύγιο.

Πάντως, σε ιδανικές συνθήκες, το σφάλμα στο υδατικό ισοζύγιο πρέπει να είναι μικρότερο από 0,1%. Ένα σφάλμα γύρω στο 1% θεωρείται γενικά αποδεκτό


 [17].

Επιπροσθέτως, για τον έλεγχο της ακρίβειας της επίλυσης, η χρησιμοποίηση του υδατικού ισοζυγίου είναι ένας τρόπος καθορισμού των σφαλμάτων κατά το σχεδιασμό του μοντέλου. Για παράδειγμα, σφάλματα κατά την εισαγωγή των δεδομένων μεταβιβασιμότητας, πιθανόν να αντανakλώνται σε ασυνήθιστα υψηλές ή χαμηλές διακυμάνσεις ροής στο μοντέλο. Επίσης, σφάλματα κατά την εισαγωγή των παραμέτρων αποθηκευτικότητας θα αντανakλώνται στο υδατικό ισοζύγιο ως ασυνήθιστα μεγάλοι ή μικροί όγκοι νερού που αποθηκεύονται ή απελευθερώνονται από τον υδροφόρο σχηματισμό.

Η αποτυχία του μοντέλου να ολοκληρώσει την επίλυση ή το ενδεχόμενο να παρουσιάσει μια επίλυση με μεγάλο σφάλμα υδατικού ισοζυγίου, παραπέμπει σε ανακρίβειες κατά την εισαγωγή των δεδομένων ή υποδηλώνει ότι το θεωρητικό μοντέλο του συστήματος είναι λάθος. Ένα μεγάλο σφάλμα στο υδατικό ισοζύγιο μπορεί επίσης να σημαίνει, είτε ότι η αριθμητική επίλυση είναι ανακριβής, εξαιτίας του ότι η τιμή του κριτηρίου σφάλματος είναι πολύ μεγάλη, είτε ότι η επίλυση αποτυγχάνει να συγκλίνει (converge) εντός τον μέγιστου αριθμού επαναλήψεων που καθορίστηκαν από τον χρήστη.


3.9.4. Διαδικασία βαθμονόμησης

Η βαθμονόμηση του μοντέλου ροής δηλώνει την ικανότητά του να παράγει τιμές που αντιπροσωπεύουν πραγματικές μετρήσεις (ύπαιθρου) φορτίου και ροών. Η διαδικασία ολοκληρώνεται αφού βρεθεί μια ομάδα παραμέτρων, συνοριακών συνθηκών και τάσεων που προσομοιάζουν φορτία και ροές, τα οποία ταιριάζουν με τιμές μετρημένες στην ύπαιθρο, εντός ενός προκαθορισμένου εύρους σφάλματος.

Καθορίζοντας αυτή την ομάδα τιμών ξεκινάει η επίλυση του "αντίστροφου προβλήματος" (inverse problem). Στο αντίστροφο πρόβλημα το ζητούμενο είναι ο καθορισμός τιμών των παραμέτρων και των υδρολογικών τάσεων από πληροφορίες σχετικές με τα φορτία. Αντίθετα, στο "απευθείας πρόβλημα" (forward problem) πρώτα καθορίζονται οι τιμές των παραμέτρων (υδραυλική αγωγιμότητα, ειδική αποθηκευτικότητα) και των υδρολογικών τάσεων (ρυθμός επανατροφοδότησης) και στη συνέχεια το μοντέλο υπολογίζει φορτία  [1].

Τα περισσότερα θεωρητικά προβλήματα αντιμετωπίζονται απευθείας, ενώ τα πραγματικά προβλήματα (υπαίθρου) απαιτούν την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος.


Η επιλοκή που παρουσιάζεται στα προβλήματα ροής του υπόγειου νερού έχει να κάνει με το ότι οι πληροφορίες σχετικά με τη διασπορά των φορτίων είναι πάντοτε ημιτελείς.

Η βαθμονόμηση του μοντέλου πραγματοποιείται, τόσο σε σταθερή, όσο και σε μεταβαλλόμενη κατάσταση ροής. Σε μερικές υδρογεωλογικές καταστάσεις πιθανόν να είναι ακατάλληλο να θεωρούνται σταθερές συνθήκες, όταν υπάρχουν μεγάλες εποχιακές διακυμάνσεις στις υδατικές στάθμες ή όταν δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα σταθερών συνθηκών. Σε αυτή την περίπτωση, το μοντέλο πρέπει να βαθμονομείται σε μεταβαλλόμενες συνθήκες  [1].

Σε μεταβαλλόμενες συνθήκες οι τιμές βαθμονόμησης πρέπει να λαμβάνονται, είτε από τα υδρογραφήματα των γεωτρήσεων, είτε από τις στάθμες νερού κατά την διάρκεια παραγωγής του υδροφορέα (στάθμες άντλησης). Ο συνηθέστερος τύπος βαθμονόμησης μοντέλου μεταβαλλόμενης ροής ξεκινάει την προσομοίωση από μία ήδη βαθμονομημένη επίλυση σταθερών συνθηκών

Για παράδειγμα, οι αρχικές συνθήκες (initial conditions) για την εν λόγω βαθμονόμηση (μεταβαλλόμενης ροής) είναι δυνατόν να αντιπροσωπεύουν τις σταθερές συνθήκες πριν την εκμετάλλευση του υδροφορέα. Το μοντέλο στη συνέχεια βαθμονομείται με βάση μία χρονική σειρά αλλαγών στις στάθμες νερού που προκαλούνται από την άντληση.

Εναλλακτικά, το μοντέλο είναι δυνατό να βαθμονομηθεί για ένα καθορισμένο χρονικό σημείο που αντιπροσωπεύει μετρήσεις (υπαίθρου) πιεζομετρικής επιφάνειας ή ομάδα υδρογραφημάτων. Οι αρχικές συνθήκες καθορίζονται αυθαίρετα και το μοντέλο επιλύεται μέχρι να επιτευχθούν οι στόχοι βαθμονόμησης. Θεωρείται ότι, οι τιμές των αρχικών συνθηκών δεν επηρεάζουν την επίλυση.

Η βαθμονόμηση του μοντέλου μεταβαλλόμενης κατάστασης ροής και ο έλεγχος επαλήθευσης είναι αναγκαίες ενέργειες για την βαθμονόμηση των τιμών της αποθηκευτικότητας που απαιτούνται για πρόβλεψη. Υπάρχουν δύο τρόποι για να βρεθούν οι παράμετροι βαθμονόμησης του μοντέλου, για την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος  [1].

- 1) Ο μη αυτόματος καθορισμός των παραμέτρων, με την μέθοδο "trial and error".
- 2) Ο αυτόματος καθορισμός των παραμέτρων.

Η βαθμονόμηση με την μέθοδο "trial and error" ήταν η πρώτη τεχνική που χρησιμοποιήθηκε και ακόμη προτιμάται από τους περισσότερους χρήστες.

Στα τέλη της δεκαετίας των '70 άρχισε να εφαρμόζεται ερευνητικά η χρήση των αυτόματων μεθόδων βαθμονόμησης. Οι προσπάθειες για να βρεθεί η καλύτερη μέθοδος για αυτόματη βαθμονόμηση δημιούργησαν σημαντικό όγκο συγγραμμάτων. Όμως, μόνο στις αρχές της δεκαετίας των '90 βρέθηκαν κώδικες που εισήγαγαν την αυτόματη βαθμονόμηση. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί ένα πλαίσιο, εντός του οποίου αναπτύσσεται το μοντέλο και αξιολογούνται τα αποτελέσματα βαθμονόμησης.

Πάντως, πριν την έναρξη της βαθμονόμησης του μοντέλου, είτε με τον ένα, είτε με τον άλλο τρόπο, είναι αναγκαία η συλλογή τιμών φορτίων και διακυμάνσεων στάθμης νερού ή άλλων δεδομένων βαθμονόμησης που καλούνται "πληροφορίες υπαίθρου". Επίσης, είναι αναγκαία η συλλογή και άλλων παραμέτρων που καλούνται αρχικές πληροφορίες 📖 [1].

Πληροφορίες υπαίθρου

Τις πληροφορίες υπαίθρου (ή τιμές βαθμονόμησης) τις αποτελούν μετρήσεις πεδίου) φορτίων και διακυμάνσεων ροής. Αυτές οι τιμές πάντα συμπεριλαμβάνουν ένα σφάλμα, το οποίο πρέπει να ποσοτικοποιηθεί.

Η τιμή βαθμονόμησης, μαζί με το σχετιζόμενο με αυτή σφάλμα, συνιστούν τον "στόχο βαθμονόμησης" (calibration target). Οι στόχοι βαθμονόμησης πρέπει να καθοριστούν πριν την βαθμονόμηση του μοντέλου.

1) Μετρήσεις φορτίων:

Οι τιμές φορτίων αποτελούν πάντα τμήμα των πληροφοριών υπαίθρου. Σε κάθε τιμή βαθμονόμησης πρέπει να εκτιμηθούν οι πηγές σφάλματος, ενώ είναι αναγκαίο να ποσοτικοποιηθεί το μέγεθος τον ολικού σφάλματος.

Οι μετρήσεις φορτίων μπορεί να αντανακλούν την παρουσία μεταβαλλόμενων επιδράσεων, οι οποίες δεν αντιπροσωπεύονται στο μοντέλο. Επίσης, οι τιμές φορτίων εμπεριέχουν σφάλματα, τα οποία σχετίζονται με την ακρίβεια της συσκευής μέτρησης της στάθμης τον νερού, τον ίδιο τον μετρητή και την ακρίβεια μέτρησης τον υψομέτρου τον σημείου έρευνας. Σε ιδανικές συνθήκες, το λάθος μέτρησης θα πρέπει να είναι της τάξης των λίγων εκατοντάδων ft. Παρόλα αυτά, η μελέτη μιας περιοχής μπορεί να περιέχει

μεγαλύτερα λάθη, εξαρτώμενα από την ακρίβεια διεξαγωγής της έρευνας.

Άλλη πηγή σφαλμάτων προκαλείται από επιδράσεις κλίμακας. Για παράδειγμα, τα φορτία μπορεί να μετριοούνται σε γεωτρήσεις με μεγάλο μήκος φίλτρων, αλλά το μοντέλο να απαιτεί σημειακές τιμές. Οι τιμές φορτίων που υπολογίζονται ως ο μέσος όρος μεγάλου μήκους φίλτρων μπορεί να είναι κατάλληλες για τη βαθμονόμηση ενός δισδιάστατου μοντέλου, αλλά συνήθως δεν είναι αντιπροσωπευτικές για ένα τρισδιάστατο μοντέλο.

Υπάρχουν όμως σφάλματα στα φορτία που προκαλούνται κι από ένα άλλο είδος επιδράσεων κλίμακας. Τα κελιά του πλέγματος αντιπροσωπεύουν μέσες τιμές των ιδιοτήτων του υδροφόρου ορίζοντα. Όμως, οι μετρήσεις φορτίων στην ύπαιθρο είναι δυνατόν να επηρεάζονται από μικρής κλίμακας ετερογένειες, οι οποίες δεν γίνονται αντιληπτές από το μοντέλο. Μία μη μοντελοποιημένη ετερογένεια προκαλεί σφάλμα στα φορτία που προκύπτουν κατά την προσομοίωση. Το μέγεθος αυτού του σφάλματος μπορεί να ποσοτικοποιηθεί, εάν είναι γνωστά το εύρος του λογαρίθμου της υδραυλικής αγωγιμότητας και η συσχέτιση μεταξύ της οριζόντιας και της κάθετης διαπερατότητας της περιοχής [13].

Σε ιδανικές συνθήκες, οι τιμές βαθμονόμησης θα έπρεπε να συμπίπτουν με τους κόμβους, αλλά στην πράξη αυτό συμβαίνει σπάνια. Έτσι, εισάγονται σφάλματα παρεμβολής (interpolation errors), τα οποία προκαλούνται από τον υπολογισμό τιμών φορτίων στους κόμβους. Αυτός ο τύπος σφάλματος μπορεί να φτάσει τα 10 ft ή και περισσότερο [1].

Για την εξομάλυνση αυτών των σφαλμάτων θα πρέπει τα σημεία, των οποίων οι τιμές χρησιμοποιήθηκαν για την βαθμονόμηση του μοντέλου, να παρουσιάζονται σε χάρτη σε σχέση με τους κόμβους.

Τα φορτία και οι διακυμάνσεις ροής θα πρέπει επίσης να μετριοούνται σε μεγάλο αριθμό θέσεων και να είναι κανονικά κατανεμημένα σε όλη την περιοχή.

2) Διακυμάνσεις ροής:

Οι μετρήσεις υπαίθρου ροής, όπως η βασική ροή, η ροή πηγών, η κατείδυση από ένα υδατόρεμα με απώλειες και η εξατμισοδιαπνοή από την πιεζομετρική επιφάνεια, μπορούν να επιλεγούν σαν τιμές βαθμονόμησης.

Οι υπολογισμοί της ροής σχετίζονται με σφάλματα, τα οποία συνήθως είναι μεγαλύτερα από αυτά που προέρχονται από τις μετρήσεις φορτίου. Παρόλα αυτά,

είναι επιθυμητό να καθορίζονται τιμές βαθμονόμησης της ροής επιπρόσθετα στις τιμές των φορτίων, ώστε να αυξάνεται η πιθανότητα επιτυχίας μίας και μόνο βαθμονόμησης [1].

Για παράδειγμα, όταν βαθμονομείται ένα μοντέλο, μία αύξηση στην υδραυλική αγωγιμότητα προκαλεί το ίδιο αποτέλεσμα στα φορτία με την μείωση της επανατροφοδότησης. Αυτό καθιστά δυνατή την βαθμονόμηση ενός μοντέλου ως προς τα φορτία, μεταβάλλοντας την υδραυλική αγωγιμότητα ή την επανατροφοδότηση. Έτσι, η βαθμονόμηση των ροών προσφέρει ανεξάρτητο έλεγχο στις τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι μερικοί ερευνητές χρησιμοποιούν και τις ταχύτητες ροής [38] ή τις παρατηρήσεις διασποράς ρύπων [15],[16],[18],[21] ως επιπρόσθετες πληροφορίες βαθμονόμησης του μοντέλου ροής.

Αρχικές (προκαταρκτικές) πληροφορίες

Επειδή οι τιμές των παραμέτρων του υδροφορέα και των υδρολογικών τάσεων = είναι ουσιαστικά γνωστές σε λίγους μόνο κόμβους, η βαθμονόμηση του μοντέλου είναι γενικά δύσκολη εργασία. Επιπροσθέτως, ακόμη και αυτές οι τιμές περιέχουν ποσοστά σφάλματος. Εάν οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται σε ένα μοντέλο δεν συμβαδίζουν με τις τιμές που μετριοούνται στην ύπαιθρο, το αποτέλεσμα θα είναι εσφαλμένη περιγραφή του συστήματος.

Οι συνοριακές συνθήκες είναι επίσης αβέβαιες, ειδικά στην περίπτωση που οι συνθήκες αυτές δεν ανταποκρίνονται στις φυσικές συνοριακές συνθήκες του υδροφορέα. Γενικά, η χρήση καθορισμένων συνοριακών συνθηκών φορτίων βοηθάει στη βαθμονόμηση του μοντέλου, αφού αυτός ο τύπος συνοριακών συνθηκών εφοδιάζει το μοντέλο με αριθμητικά βαθμονομημένα σημεία [1].

Οι αρχικές πληροφορίες για την υδραυλική αγωγιμότητα ή/ και την μεταβιβαστικότητα και την αποθηκευτικότητα, λαμβάνονται συνήθως από τις δοκιμαστικές αντλήσεις. Οι αντίστοιχες πληροφορίες για την αποφόρτιση του υδροφορέα, λαμβάνονται από μετρήσεις υπαίθρου ροών των πηγών ή της βασικής ροής. Απευθείας μετρήσεις επανατροφοδότησης δεν είναι συνήθως δυνατές, αλλά είναι δυνατόν να καθοριστεί ένα εύλογο εύρος τιμών.

Πρέπει επίσης να αποτιμάται, δηλαδή να ποσοτικοποιείται, η αβεβαιότητα που σχετίζεται με τον καθορισμό των τιμών των παραμέτρων του υδροφορέα, καθώς και των συνοριακών συνθηκών. Προκειμένου να ποσοτικοποιηθεί η

αβεβαιότητα που σχετίζεται με κάθε κομμάτι των προκαταρκτικών πληροφοριών, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η "σταθερά απόκλισης" (coefficient variation = standard deviation / expected value) [1].

3.9.5 Τεχνικές βαθμονόμησης

Ο καθορισμός των παραμέτρων είναι ουσιαστικά συνώνυμο της βαθμονόμησης του μοντέλου, η οποία αντιστοιχεί στην επίλυση του "αντίστροφου προβλήματος". Το kriging είναι μέθοδος καθορισμού της χωρικής κατανομής των παραμέτρων (ή των φορτίων), αλλά είναι γενικά αποδεκτό ότι η διαδικασία αυτή θα πρέπει να συνδυάζεται με την αντίστροφη επίλυση. Κι αυτό γιατί η αβεβαιότητα που σχετίζεται με τον καθορισμό της μεταβιαστικότητας μπορεί να μειωθεί σημαντικά, όταν οι πληροφορίες σχετικά με την κατανομή των φορτίων χρησιμοποιηθούν στον καθορισμό των μεταβιαστικότητας.

Με άλλα λόγια, είναι δυνατό να επιτευχθεί καλύτερος καθορισμός των παραμέτρων του υδροφορέα όταν οι πληροφορίες, τόσο του πεδίου, όσο και οι προκαταρκτικές, χρησιμοποιούνται στην ανάλυση.

Επιλύοντας το αντίστροφο πρόβλημα με την μέθοδο "trial and error", κατά την τελική επιλογή παραμέτρων δεν διατίθεται καμία πληροφορία για τον βαθμό αβεβαιότητας, ούτε καμία εγγύηση ότι επιλέχθηκε η στατιστικά καλύτερη επίλυση. Αντίθετα, χρησιμοποιώντας την αυτόματη μέθοδο επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος επιτυγχάνεται, τόσο ποσοτικοποίηση της παραμέτρου αβεβαιότητας, όσο και η στατιστικά καλύτερη επίλυση, με βάση τα δεδομένα εισαγωγής.

1) Βαθμονόμηση "trial and error":

Στην βαθμονόμηση αυτή (σε ελεύθερη απόδοση μπορεί να μεταφραστεί ως "συνεχείς επιλύσεις για τον εντοπισμό σφαλμάτων") καθορίζονται για κάθε κόμβο του πλέγματος οι αρχικές τιμές των παραμέτρων.

Κατά την διαδικασία της βαθμονόμησης, οι τιμές των παραμέτρων μεταβάλλονται από τις συνεχόμενες επιλύσεις του μοντέλου, με σκοπό τη σύγκλιση των υπολογιζόμενων τιμών φορτίων και ροών με τις τιμές των στόχων βαθμονόμησης [1].

Πριν την βαθμονόμηση, το εύρος της αβεβαιότητας για κάθε τιμή παραμέτρου πρέπει να ποσοτικοποιηθεί. Μερικές παράμετροι είναι δυνατό να έχουν μεγάλο βαθμό βεβαιότητας και γι' αυτό να μεταβάλλονται ελάχιστα ή και καθόλου κατά την διάρκεια της βαθμονόμησης. Τα αποτελέσματα από κάθε επίλυση του μοντέλου συγκρίνονται με τους

στόχους βαθμονόμησης, μεταβάλλονται όλες ή κάποιες επιλεγμένες παράμετροι ή / και συνοριακές συνθήκες και τελικά μια καινούργια βαθμονόμηση ξεκινάει.

Για να βαθμονομηθεί το μοντέλο χρειάζονται γενικά από δεκάδες έως εκατοντάδες "τρεξίματα" (επιλύσεις). Οι Maclay και Land (1988) κατέγραψαν 300 προσομοιώσεις μέχρι να επιτύχουν βαθμονόμηση.

Η "trial and error" βαθμονόμηση μπορεί να δώσει περισσότερες από μία αποδεκτές επιλύσεις, καθώς διαφορετικοί συνδυασμοί παραμέτρων οδηγούν ουσιαστικά σε ίδιες κατανομές φορτίων. Για παράδειγμα, ο Freyberg (1988) ανέφερε εννέα (9) διαφορετικές αποδεκτές βαθμονομήσεις, για μία ομάδα τιμών βαθμονόμησης.

Ένας μεγάλος αριθμός κανονικά κατανεμημένων στόχων βαθμονόμησης, από τους οποίους ο καθένας συμπεριλαμβάνει το ανάλογο σφάλμα, αυξάνουν την πιθανότητα να προκύψει μία μοναδική βαθμονόμηση. Αυτή η πιθανότητα αυξάνεται και όταν χρησιμοποιούνται μετρήσεις ροών ως στόχοι βαθμονόμησης [1].

Επειδή, η εν λόγω μέθοδος δεν ποσοτικοποιεί στατιστικά την αβεβαιότητα ή την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων, η διαδικασία βαθμονόμησης θα πρέπει να ακολουθείται από λεπτομερή "ανάλυση ευαισθησίας" (sensitivity analysis).

2) Αυτόματη βαθμονόμηση:

Η αυτόματη επίλυση του αντίστροφου προβλήματος απαιτεί τη χρήση εξαιρετικά ανεπτυγμένων κωδικών που χρησιμοποιούν, είτε άμεσες, είτε έμμεσες, προσεγγίσεις.

Στην άμεση επίλυση οι άγνωστες παράμετροι έχουν τη θέση των εξαρτημένων μεταβλητών στην βασική εξίσωση και τα φορτία αποτελούν τις ανεξάρτητες μεταβλητές. Αυτό σημαίνει ότι πρέπει να γίνει εισαγωγή τιμών φορτίων για όλους τους κόμβους. Τα φορτία όμως είναι γνωστά μόνο σε σημεία που υπάρχουν γεωτρήσεις παρατήρησης. "Έτσι, είναι αναγκαίος ο καθορισμός φορτίου σε όλη την έκταση τον πλέγματος, διαδικασία που επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας συνήθως τη μέθοδο kriging.

Η εν λόγω επίλυση ελαχιστοποιεί το κομβικό σφάλμα του ισοζυγίου μάζας που προκαλείται από τα παραπάνω φορτία και από τις τιμές των παραμέτρων. Όμως, οι άμεσες επιλύσεις είναι ασταθείς, ενώ δεν αναγνωρίζουν μετρήσεις σφαλμάτων [1].

Η έμμεση προσέγγιση είναι παρόμοια με τις βαθμονομήσεις "trial and error", με

το πρόβλημα να λύνεται επαναλαμβανόμενο. Παρόλα αυτά, ένας αντίστροφος κώδικας ελέγχει αυτόματα την επίλυση φορτίων και μεταβάλλει τις παραμέτρους με ένα συστηματικό τρόπο, με σκοπό να ελαχιστοποιήσει την αντικειμενική συνάρτηση.

Ένα παράδειγμα Θα μπορούσε να είναι η ελαχιστοποίηση του αθροίσματος των τετραγώνων των υπολοίπων, μέσω ελέγχου των διαφορών μεταξύ των προσομοιαζόμενων και των παρατηρούμενων πιεζομετρικών φορτίων. Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για να ελαχιστοποιήσουν τις αντικειμενικές συναρτήσεις συχνά βασίζονται στην κατανομή των Gauss-Newton ή στην "βαθμιαία έρευνα μεθόδων" (gradient search methods).

Αν και περισσότερο σταθερές από τις άμεσες επιλύσεις, οι έμμεσες είναι δυνατόν να παρουσιάσουν αστάθεια και να δώσουν μη λογικά αποτελέσματα. Η αστάθεια μπορεί να ελεγχθεί με κατάλληλο χωρισμό ζωνών που αφορά τις παραμέτρους του υδροφορέα [1].

Επίσης, η αστάθεια μπορεί να ελεγχθεί χρησιμοποιώντας τις προκαταρκτικές πληροφορίες για να ορισθούν όρια στις τιμές των παραμέτρων. Όταν οι προκαταρκτικές πληροφορίες χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό των τιμών των παραμέτρων, η προσομοίωση καλείται συνεχής. Στις ασυνεχείς προσομοιώσεις η αβεβαιότητα στις τιμές των παραμέτρων στα σημεία μέτρησης, ή κοντά σε αυτά, είναι ίδια με την αβεβαιότητα σε περιοχές όπου υπάρχει έλλειψη μετρήσεων [1].

Κώδικας παρέχει αυτόματη τρισδιάστατη επίλυση του αντίστροφου προβλήματος είναι και το ModFlow.

3.9.6 Αξιολόγηση βαθμονόμησης

Τα αποτελέσματα της βαθμονόμησης πρέπει να αξιολογούνται, τόσο ποσοτικά, όσο και ποιοτικά. Η απόφαση για το αν το μοντέλο ταιριάζει με την πραγματικότητα παραμένει σε μεγάλο βαθμό υποκειμενική. Παρόλα αυτά, υπάρχουν και λιγότερο υποκειμενικοί τρόποι αξιολόγησης της βαθμονόμησης.

Η σύγκριση μεταξύ των ισοπιεζομετρικών καμπυλών που προκύπτουν από τις πραγματικές μετρήσεις και από την προσομοίωση οδηγεί σε ένα οπτικό - ποιοτικό μέτρο του βαθμού ομοιότητάς τους και δίνει μια πρώτη ιδέα για τη χωρική κατανομή του σφάλματος. Η κατασκευή πίνακα με τα μετρούμενα φορτία, τα προσομοιαζόμενα

φορτία και τις αντίστοιχες διαφορές τους, είναι ένας συνήθης τρόπος καταγραφής των αποτελεσμάτων της βαθμονόμησης.

Ο μέσος όρος των παραπάνω διαφορών χρησιμοποιείται για να ποσοτικοποιηθεί το "μέσο σφάλμα" στην βαθμονόμηση. Η παράμετρος ελαχιστοποίησης αυτού του σφάλματος καλείται "κριτήριο βαθμονόμησης" (calibration criterion).

Υπάρχουν τρεις τρόποι για να εκφραστεί η μέση διαφορά μεταξύ των προσομοιαζόμενων και των μετρούμενων φορτίων [1] :

- 1) Το μέσο σφάλμα (Mean Error, ME) είναι η μέση διαφορά μεταξύ των μετρούμενων φορτίων (h_m) και των προσομοιαζόμενων φορτίων (h_s). Το μέσο σφάλμα εκφράζεται από την παρακάτω σχέση:

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_m - h_s)_i \quad (3.21)$$

όπου, n πλήθος τιμών βαθμονόμησης.

- 2) Το μέσο απόλυτο σφάλμα (Mean Absolute Error, MAE) είναι ο μέσος όρος των απόλυτων τιμών των διαφορών των μετρούμενων και προσομοιαζόμενων φορτίων. Δίνεται από την σχέση:

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |(h_m - h_s)_i| \quad (3.22)$$

- 3) Η τετραγωνική ρίζα του μέσου σφάλματος (Root Mean Squared Error, RMS) ή σταθερή απόκλιση (Standard Deviation) είναι ο μέσος όρος των τετραγώνων των διαφορών των μετρούμενων και προσομοιαζόμενων φορτίων. Το κριτήριο αυτό είναι όμοιο με την παράμετρο του σταθερού σφάλματος (Standard Error, SE) και εκφράζεται από την σχέση:

$$RMS = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (h_m - h_s)_i^2 \right]^{0,5} \quad (3.23)$$

Η επιλογή του κριτηρίου βαθμονόμησης είναι δυνατό να επηρεάσει τις τιμές των παραμέτρων που επιλέχθηκαν για το βαθμονομημένο μοντέλο. Το ME συμπεριλαμβάνει τόσο τις αρνητικές, όσο και τις θετικές διαφορές μεταξύ μετρούμενων και προσομοιαζόμενων φορτίων, οι οποίες είναι δυνατό να αλληλοεξουδετερώνονται. Έτσι ένα μικρό σφάλμα δεν υποδηλώνει απαραίτητα μία καλή βαθμονόμηση.

Το **RMS** συνήθως θεωρείται η καλύτερη μέτρηση του σφάλματος, εάν τα σφάλματα είναι κανονικά κατανομημένα. Έτσι θα πρέπει να ελέγχεται αν τα σφάλματα ακολουθούν ικανοποιητικά την κανονική κατανομή.

Είναι σημαντικό να υπογραμμισθεί ότι οι παραπάνω μετρήσεις σφάλματος μπορούν να αξιολογήσουν μόνο το μέσο σφάλμα του υπό βαθμονόμηση μοντέλου. Το μέγιστο αποδεκτό σφάλμα συχνά καθορίζεται κατά τη διάρκεια της βαθμονόμησης, αν και κανονικά θα έπρεπε να καθορίζεται πριν από αυτή [1].

Η μέγιστη αποδεκτή τιμή του κριτηρίου βαθμονόμησης εξαρτάται από το μέγεθος της μεταβολής των φορτίων σε όλη την υπό εξέταση περιοχή. Εάν η ποσοστιαία (%) αναλογία του **RMS** ως προς την ολική απώλεια φορτίου του συστήματος είναι μικρή, τότε τα σφάλματα αποτελούν ένα μικρό τμήμα της ολικής ανταπόκρισης του μοντέλου.

3.9.7 Επίπεδα βαθμονόμησης και κατανομή του σφάλματος

Προκειμένου να αξιολογηθούν τα αποτελέσματα της βαθμονόμησης πρέπει να είναι γνωστό πόσο καλά ταιριάζει το βαθμονομημένο μοντέλο με τον κάθε στόχο βαθμονόμησης. Το επίπεδο βαθμονόμησης είναι δυνατόν να ποσοτικοποιηθεί χρησιμοποιώντας σαν οδηγό τον παρακάτω **πίνακα 3.1**.

Πίνακας 3.1: Επίπεδα βαθμονόμησης

Επίπεδο 1	Οι υπολογιζόμενες τιμές βρίσκονται εντός των στόχων βαθμονόμησης (υψηλότερο επίπεδο βαθμονόμησης)
Επίπεδο 2	Οι υπολογιζόμενες τιμές βρίσκονται εντός του διπλάσιου συσχετιζόμενου σφάλματος των στόχων βαθμονόμησης.
Επίπεδο 3	Οι υπολογιζόμενες τιμές βρίσκονται εντός του τριπλάσιου συσχετιζόμενου σφάλματος των στόχων βαθμονόμησης.

Επίπεδο n	Οι υπολογιζόμενες τιμές βρίσκονται εντός του n-πλάσιου συσχετιζόμενου σφάλματος των στόχων βαθμονόμησης (χαμηλότερο επίπεδο βαθμονόμησης)
------------------	---

Από τον παραπάνω πίνακα είναι φανερό ότι, σε ιδανικές συνθήκες, ολόκληρο το μοντέλο θα έπρεπε να βαθμονομείται στο επίπεδο 1. Στην πραγματικότητα όμως, τα επίπεδα βαθμονόμησης ποικίλουν χωρικά. Τα επίπεδα 2, 3 και n καθορίζονται χρησιμοποιώντας αντίστοιχους πολλαπλασιαστές για το συσχετιζόμενο σφάλμα των στόχων βαθμονόμησης και χρησιμοποιούνται για να απεικονιστούν εκείνα τα τμήματα του πλέγματος, στα οποία δεν ισχύει το επίπεδο 1 της βαθμονόμησης.

Δεν υπάρχει καμία εγγύηση ότι το μοντέλο που βαθμονομείται στο επίπεδο 1 θα έχει σαν αποτέλεσμα ένα αξιόπιστο ερμηνευτικό ή προβλεπτικό μοντέλο. Οι διαδικασίες βαθμονόμησης “trial and error” δεν δίνουν μοναδικές λύσεις και γι’ αυτό το λόγο υπάρχει αβεβαιότητα στα αποτελέσματα του μοντέλου. Η αυτόματη βαθμονόμηση, επίσης παράγει ομάδα δυνατών λύσεων.

Ενώ το αντικείμενο της βαθμονόμησης είναι να υποδηλώσει ότι το βαθμονομημένο μοντέλο μπορεί να αναπαράγει μετρήσεις φορτίων και ροών, το θεμελιώδες αντικείμενο της μοντελοποίησης είναι να παράγει ένα μοντέλο, το οποίο να μπορεί να προσομοιάσει με ακρίβεια τις μελλοντικές συνθήκες, χωρίς να υπάρχουν δεδομένα γι’ αυτές. Δεδομένου ότι η βαθμονόμηση μπορεί να μην είναι μοναδική, δεν υπάρχει καμία εγγύηση ότι το μοντέλο πρόβλεψης που κατασκευάστηκε θα παράγει ασφαλή αποτελέσματα, όταν αυτό έχει να

αντιμετωπίσει συνθήκες διαφορετικές από αυτές της βαθμονόμησης. Λόγω αυτής της αβεβαιότητας, το βαθμονομημένο μοντέλο πρέπει να υπόκειται σε ανάλυση ευαισθησίας και, αν είναι δυνατόν, σε έλεγχο επαλήθευσης [1].

Ανάλυση ευαισθησίας και έλεγχος επαλήθευσης

Ο σκοπός της “ανάλυσης ευαισθησίας” (sensitivity analysis) είναι να ποσοτικοποιήσει την αβεβαιότητα στο βαθμονομημένο μοντέλο, η οποία υπεισέρχεται από τα σφάλματα κατά τον καθορισμό των παραμέτρων του υδροφορέα, των μεταβολών και των συνοριακών συνθηκών.

Η ανάλυση ευαισθησίας είναι ένα πολύ σημαντικό βήμα στις εφαρμογές μοντελοποίησης, καθώς δεν υπάρχει αβεβαιότητα μόνο για τιμές των παραμέτρων που

χρειάζονται στους υπολογισμούς, αλλά και στην γεωμετρία του ίδιου του συστήματος. “Οι αβεβαιότητες στη λιθολογία, στη στρωματογραφία και στη γεωλογική δομή εισάγουν ένα επίπεδο δυσκολίας στη γεωτεχνική και υδρογεωλογική ανάλυση, το οποίο είναι τελείως άγνωστο σε άλλο σύστημα κανόνων μηχανικής” [11].

Κατά τη διάρκεια της ανάλυσης ευαισθησίας, οι βαθμονομημένες τιμές για την υδραυλική αγωγιμότητα, την αποθηκευτικότητα, την επανατροφοδότηση και τις συνοριακές συνθήκες αλλάζουν συστηματικά, εντός ενός εύλογα καθορισμένου εύρους. Το μέγεθος των αλλαγών στα φορτία από τη βαθμονομημένη λύση είναι ένα μέτρο της ευαισθησίας της λύσης στη συγκεκριμένη παράμετρο.

Τα αποτελέσματα της ανάλυσης ευαισθησίας αναφέρονται ως οι επιδράσεις της αλλαγής παραμέτρου στη μέση μέτρηση σφάλματος που επιλέγεται ως κριτήριο βαθμονόμησης. Σε ιδανικές συνθήκες, εξετάζεται επίσης η επίδραση της χωρικής διασποράς του υπολειπόμενου φορτίου [1].

Η ανάλυση ευαισθησίας πραγματοποιείται αλλάζοντας μία τιμή παραμέτρου με το χρόνο. Οι επιδράσεις της αλλαγής δύο ή τριών παραμέτρων θα πρέπει να συνεξετάζονται, προκειμένου να καθορισθεί το μέγιστο εύρος δυνατών επιλύσεων.

Για παράδειγμα, η υδραυλική αγωγιμότητα και ο ρυθμός επανατροφοδότησης είναι δυνατόν να αλλάζουν μαζί, έτσι ώστε χαμηλές υδραυλικές αγωγιμότητες να χρησιμοποιούνται με υψηλούς ρυθμούς επανατροφοδότησης και αντίστροφα. Η ανάλυση ευαισθησίας δύναται επίσης να ελέγξει τις μεταβολές στις τιμές και άλλων παραμέτρων εκτός των φορτίων, όπως την ανισοτροπία.

Η επαλήθευση του μοντέλου βοηθάει στην απόκτηση μεγαλύτερης εμπιστοσύνης στη βαθμονόμηση. Σύμφωνα με τον Konikow (1978), ένα μοντέλο επαληθεύεται “εάν η ακρίβεια και η δυνατότητα πρόβλεψής του αποδεικνύεται, από ελέγχους ανεξάρτητους των δεδομένων βαθμονόμησης, ότι βρίσκονται εντός αποδεκτών ορίων σφάλματος”. Ένας τρόπος για να επαληθευτεί το μοντέλο είναι να χρησιμοποιηθούν οι παράμετροι που καθορίστηκαν κατά τη βαθμονόμηση για να γίνει μεταβαλλόμενη προσομοίωση (transient state), της οποίας τα αποτελέσματα να είναι δυνατόν να διασταυρωθούν με μετρήσεις πεδίου (υπαίθρου) [1].

Εάν το μοντέλο βαθμονομείται σε σταθερές συνθήκες (steady state), τότε η επαλήθευση γίνεται εισάγοντάς του ομάδα δεδομένων, ανεξάρτητων της βαθμονόμησης. Επιλύοντας το μοντέλο ξανά, διαφαίνεται η σύγκλιση μεταξύ μετρήσεων πεδίου και αποτελεσμάτων προσομοίωσης. Αν ο βαθμός σύγκλισης εκτός των αποδεκτών ορίων σφάλματος, τότε θα πρέπει το μοντέλο να επαναβαθμονομηθεί και να ακολουθήσει νέος

έλεγχος επαλήθευσης με τον ίδιο τρόπο. Η διαδικασία της επαλήθευσης θεωρείται ότι ολοκληρώνεται, όταν υπάρξει σύγκλιση μεταξύ των δεδομένων επαλήθευσης (μετρήσεις πεδίου) και των δεδομένων βαθμονόμησης (αποτελέσματα προσομοίωσης).

Δυστυχώς, είναι συχνά αδύνατο να επαληθευτεί ένα μοντέλο, επειδή στη διάθεση του χρήστη υπάρχει μόνο μία ομάδα δεδομένων, η οποία είναι απαραίτητη για τη βαθμονόμηση του. Ένα βαθμονομημένο αλλά όχι επαληθευμένο μοντέλο μπορεί να χρησιμοποιείται για προβλέψεις, εάν τα μοντέλα βαθμονόμησης και πρόβλεψης υπόκεινται σε ανάλυση ευαισθησίας και αξιολογούνται με προσοχή [1].

3.10. Πρόβλεψη

Σε μία προσομοίωση πρόβλεψης οι παράμετροι που καθορίζονται κατά την βαθμονόμηση και την επαλήθευση, χρησιμοποιούνται για να προβλεφθεί η αντίδραση του συστήματος σε μελλοντικά γεγονότα. Κάποια περιβαλλοντικά προβλήματα απαιτούν πρόβλεψη αυτής της αντίδρασης μέχρι και 10.000 έτη.

Ένα σημαντικό μέρος της μοντελοποίησης, με σκοπό την πρόβλεψη, είναι να καθοριστεί το χρονικό διάστημα για το οποίο το μοντέλο δίνει αξιόπιστες προβλέψεις. Ο βαθμός εμπιστοσύνης στις προσομοιώσεις πρόβλεψης εξαρτάται σημαντικά από τα αποτελέσματα βαθμονόμησης, ανάλυσης ευαισθησίας και ελέγχων επαλήθευσης. Ο χρήστης πρέπει να υπολογίζει τον χρονικό ορίζοντα για τον οποίο το μοντέλο έχει αξιολογηθεί, δηλαδή, υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα βαθμονόμησης [1].

Ο Faust προτείνει η προσομοίωση πρόβλεψης να μην εκτείνεται στο μέλλον περισσότερο από το διπλάσιο της περιόδου, για την οποία υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα βαθμονόμησης [7]. Όμως, αυτό μπορεί να μην είναι δυνατό, εάν οι περιστάσεις απαιτούν εκτενέστερες χρονικά προσομοιώσεις.

Δύο είναι τα μεγαλύτερα προβλήματα, τα οποία πρέπει να αντιμετωπίζονται όταν γίνονται προβλέψεις [1] :

- η αβεβαιότητα στο μοντέλο βαθμονόμησης, και
- η αβεβαιότητα σχετικά με μελλοντικές υδρολογικές μεταβολές(stresses)

Το καθένα από τα παραπάνω προβλήματα απαιτεί για την αντιμετώπισή του διαφορετικό τύπο ανάλυσης ευαισθησίας.

Ακόμα και όταν το μοντέλο επαληθεύεται (από τον έλεγχο επαλήθευσης), η προσομοίωση μπορεί να μην αντανακλά με ασφάλεια την συμπεριφορά του συστήματος, όταν το μοντέλο υφίσταται νέες μεταβολές.

Γι' αυτό θα πρέπει η ανάλυση ευαισθησίας να εφαρμόζεται τουλάχιστον μία φορά, με σκοπό τον έλεγχο της επίδρασης της αβεβαιότητας στις παραμέτρους βαθμονόμησης.

Επιπροσθέτως, πολλές προσομοιώσεις πρόβλεψης απαιτούν αυθαίρετο καθορισμό (guesses) της πιθανότητας και του μεγέθους φυσικών ή τεχνητών υδρολογικών συμβάντων, όπως η μελλοντική επανατροφοδότηση ή οι μελλοντικοί ρυθμοί άντλησης. Επειδή τέτοιες πληροφορίες είναι γνωστές μόνο με αβεβαιότητα, στην προσομοίωση υπεισέρχονται καινούργια σφάλματα. Τα σφάλματα αυτά εξηγούν, εν μέρει, γιατί οι επικριτές των εφαρμογών μοντελοποίησης ισχυρίζονται ότι τα μοντέλα δίνουν αναξιόπιστες προβλέψεις.

Σε μία ανάλυση ευαισθησίας για πρόβλεψη προσομοιάζονται αρκετές μεταβλητές για ένα συγκεκριμένο σενάριο. Για παράδειγμα, ελέγχεται η αντίδραση του συστήματος σε διαφορετικούς ρυθμούς άντλησης ή σε διαφορετικούς ρυθμούς επανατροφοδότησης. Τα αποτελέσματα φορτίων και πτώσης στάθμης για κάθε σενάριο πρέπει να καταγράφονται.

3.11. Μοντελοποίηση σε κατακερματισμένους υδροφόρους σχηματισμούς.

Τα μοντέλα που προαναφέρθηκαν είχαν ως σκοπό να προσομοιάσουν τη ροή σε πορώδη μέσα, τα οποία έχουν συνεχή και συνδεδεμένα κενά πόρων (ιδανική κατάσταση). Παρόλα αυτά, η ροή των υπόγειων νερών σε κατακερματισμένα πετρώματα (fractured media), ήταν πάντοτε και θα συνεχίσει να είναι αντικείμενο μεγάλου ενδιαφέροντος των Υδρογεωλόγων.

Κατακερματισμένα ανθρακικά πετρώματα, τέτοια όπως οι ασβεστόλιθοι και οι δολομίτες, συνηθέστατα φιλοξενούν αξιόλογους υδροφόρους ορίζοντες, οι οποίοι είναι αναγκαίο να μελετηθούν προκειμένου να καθοριστεί η παρούσα αλλά και η μελλοντική συμπεριφορά τους (πρόβλεψη). Ο καθορισμός του θεωρητικού μοντέλου ενός κατακερματισμένου συστήματος απαιτεί, είτε χονδροειδή απλοποίηση, είτε λεπτομερή περιγραφή, των ιδιοτήτων του υδροφορέα που ελέγχουν τη ροή.'

Ένας κατακερματισμένος σχηματισμός αποτελείται από στερεό βράχο με πρωτογενές πορώδες, ο οποίος κατακερματίζεται από μικρά και μεγάλα σπασίματα από ζώνες ρωγμάτωσης και διάτμησης, καθώς και από διάλυση των ανθρακικών συστατικών του εξαιτίας της κυκλοφορίας νερού (καρστικοποίηση). Οι διαδικασίες αυτές οδηγούν στη δημιουργία δευτερογενούς πορώδους, το οποίο αντανακλά σε επιπλέον δίκτυο (ασυνέχειες, καρστικοί αγωγοί) που συνήθως αποτελεί και το κύριο δίκτυο ροής του

νερού [1].

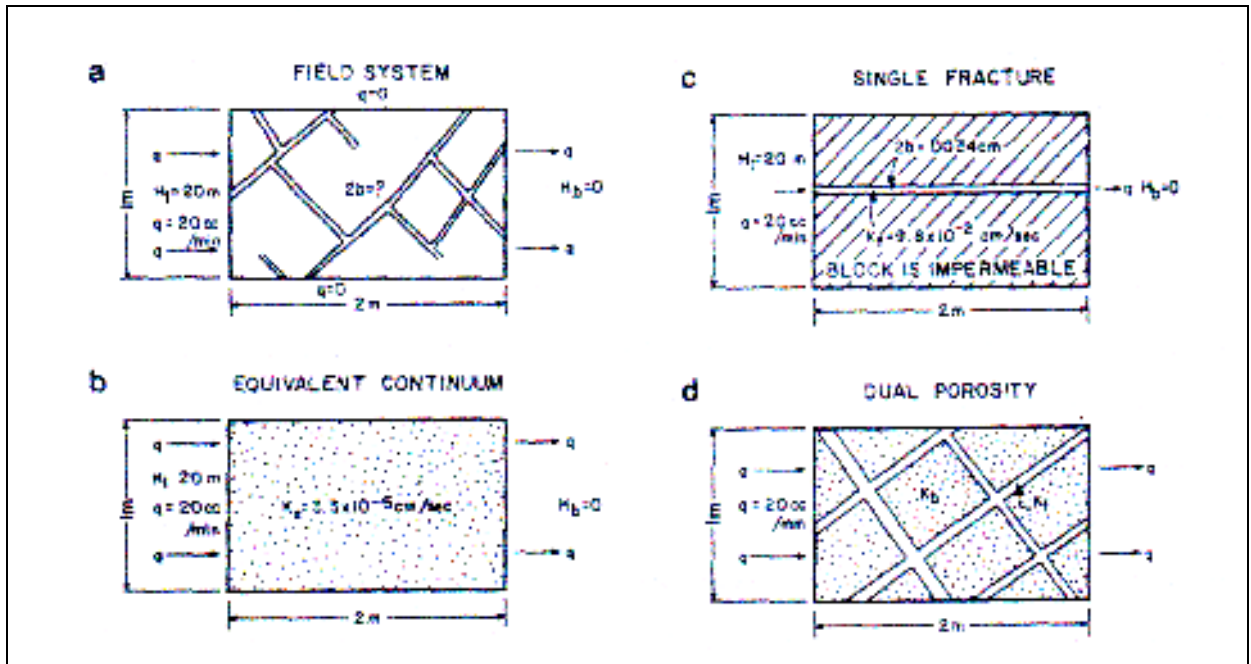
Τα πυριγενή και τα μεταμορφωσιγενή πετρώματα και οι αποθέσεις αργίλου τυπικά έχουν αρχικές περατότητες που ποικίλουν από 10^{-12} έως 10^{-16} cm^2 , ή υδραυλικές αγωγιμότητες από 10^{-8} έως 10^{-11} cm/sec [10]. Η δευτερογενής περατότητα μπορεί να αυξήσει την ενεργή υδραυλική αγωγιμότητα ενός συστήματος κατακερματισμένου βράχου μέχρι και πέντε (5) τάξεις μεγέθους, κάτι που εξαρτάται από τον τύπο του υλικού και το πλήθος, το εύρος και την εσωτερική σύνδεση των ρωγματώσεων [12].

Εξαιρετικά μεγάλη μεταβολή στις υδραυλικές ιδιότητες του βράχου μπορεί να σημειωθεί όταν το δίκτυο ρωγματώσεων μεγαλώνει εξαιτίας της διάλυσης (καρστικοποίηση ανθρακικών σχηματισμών). Στην περίπτωση της ανάπτυξης του καρστ είναι δυνατόν να δημιουργηθούν κανάλια ροής.

Με εξαίρεση την περίπτωση του καρστ, στα κατακερματισμένα μοντέλα ροής θεωρείται ότι ο Νόμος του Darcy εφαρμόζεται γιατί τόσο η διάνοιξη των ρωγματώσεων, όσο και οι ταχύτητες ροής είναι μικρές. Τα κατακερματισμένα συστήματα μοντελοποιούνται χρησιμοποιώντας ένα ή περισσότερα από τα ακόλουθα θεωρητικά μοντέλα [1] :

- ισοδύναμο πορώδες μέσο (Equivalent Porous Medium, EPM)
- διακριτοποιημένες ρωγματώσεις (Discrete Fractures, DF) και
- διπλό πορώδες (Dual Porosity, DP).

Τα θεωρητικά αυτά μοντέλα παρουσιάζονται γραφικά στο **Σχήμα (3.4)**. Στο σχήμα αυτό παριστάνονται τα τρία ανωτέρω θεωρητικά μοντέλα (b:EPM, c:DF και d:DP) με βάση ένα απλοποιημένο δίκτυο ρωγματώσεων, ανοίγματος $2b$, με ροή από αριστερά προς τα δεξιά (a: πραγματικός υδροφορέας).



Σχήμα 3.4: Θεωρητικά μοντέλα κατακερματισμένων πετρωμάτων [12].

3.11.1. Ισοδύναμο πορώδες μέσο

Το κατακερματισμένο πέτρωμα αντιπροσωπεύεται από ένα ισοδύναμο πορώδες μέσο (EPM), δηλαδή, από συνεχές πορώδες μέσο με ανάλογες υδραυλικές ιδιότητες (πορώδες και υδραυλική αγωγιμότητα).

Οι παράμετροι επιλέγονται έτσι ώστε το μοντέλο ροής στο EPM να είναι όμοιο με το μοντέλο ροής στο αρχικό πέτρωμα.

Η EPM προσέγγιση θεωρεί ότι το κατακερματισμένο υλικό είναι συνεχές. Γι' αυτό το λόγο, μπορεί να καθοριστεί ο αντιπροσωπευτικός στοιχειώδης όγκος του υλικού (Representative Elementary Volume, REV), ο οποίος χαρακτηρίζεται από ισοδύναμες υδραυλικές παραμέτρους.

Η προσομοίωση της ροής σε κατακερματισμένα συστήματα που χρησιμοποιούν αυτό το θεωρητικό μοντέλο απαιτεί τον υπολογισμό των ισοδύναμων τιμών για υδραυλική αγωγιμότητα, ειδική αποθηκευτικότητα και πορώδες. Οι τιμές για τις ισοδύναμες αυτές παραμέτρους καθορίζονται, είτε από δοκιμές στον υδροφορέα που βασίζονται στις μεταβολές του επιπέδου νερού, είτε από τα αντίστροφα μοντέλα, ή / και από μετρήσεις υπαίθρου του εύρους των ρωγμών, του μήκους και της εσωτερικής σύνδεσής τους και από μετρήσεις όγκων και περατοτήτων σε μη κατακερματισμένο πέτρωμα.

Όταν οι ισοδύναμες παράμετροι οριστούν, το EPM αναπαριστά το

κατακερματισμένο σύστημα και είναι δυνατό να εφαρμοστούν σε αυτό κώδικες πεπερασμένων διαφορών που χρησιμοποιούνται για συνεχή πορώδη μέσα. Η δυσκολία στην εφαρμογή της προσέγγισης EPM εστιάζεται στον καθορισμό του κατάλληλου μεγέθους του REV, το οποίο είναι αναγκαίο για τον ορισμό των ισοδύναμων υδραυλικών ιδιοτήτων [3].

Όταν οι ρωγματώσεις είναι λίγες και απομακρυσμένες μεταξύ τους και η υδραυλική αγωγιμότητα του μη κατακερματισμένου όγκου μικρή, η μέθοδος EPM πιθανόν να μην είναι η κατάλληλη, ακόμα και αν υπάρχει μεγάλο REV [12]. Ο Berkowitz ισχυρίζεται ότι, εάν ο καθορισμός των ισοδύναμων υδραυλικών ιδιοτήτων γίνεται από μετρήσεις πεδίου, συμπεριλαμβανομένων ιχνηθετήσεων, μπορεί να κατασκευαστεί ένα λογικό μοντέλο ροής που στηρίζεται σε αυτό το EPM θεωρητικό μοντέλο [2].

Άλλοι ερευνητές θεωρούν ότι η EPM μέθοδος γενικά δεν είναι αξιόπιστη. Οι ίδιοι ερευνητές πιστεύουν ότι η συγκεκριμένη προσέγγιση μπορεί να αντιπροσωπεύει επαρκώς τη συμπεριφορά ενός συστήματος ροής για μια μεγάλη περιοχή, αλλά αναπαράγει ανεπαρκώς τις τοπικές συνθήκες [3],[19].

3.11.2. Διακριτοποιημένες ρωγματώσεις

Το μοντέλο διακριτοποιημένης ρωγμάτωσης (DF) θεωρεί ότι το νερό κινείται μόνο μέσω του συστήματος ρωγμάτωσης. Η προσέγγιση DF εφαρμόζεται σε κατακερματισμένους σχηματισμούς με μικρή σχετικά πρωτογενή περατότητα, όπως τα κρυσταλλικά πετρώματα.

Η ροή μέσω μιας μεμονωμένης ρωγμής μπορεί θεωρητικά να απεικονισθεί ως ροή νερού μεταξύ δύο παράλληλων πλακών που έχουν σταθερή απόσταση καθ' όλο το μήκος της ρωγμής. Η απόσταση αυτή είναι ίση με αυτό που καλείται “άνοιγμα ρωγμής” (fracture aperture = 2b). Έτσι, ο ρυθμός ροής (Q_f) υπολογίζεται από τη σχέση:

$$Q_f = 2 \cdot b \cdot w \cdot K_f \cdot \frac{dh}{dl} \quad (3.24)$$

όπου, w πλάτος ρωγμής
 K_f υδραυλική αγωγιμότητα της ρωγμής
 h υδραυλικό φορτίο, και

l μήκος στο οποίο μετριέται η υδραυλική βαθμίδα.

Επίσης, η υδραυλική αγωγιμότητα μιας ρωγμής μπορεί να μετρηθεί από την παρακάτω σχέση:

$$K_f = \rho \cdot g \cdot \frac{(2 \cdot b)^2}{12 \cdot u} \quad (3.25)$$

όπου, ρ πυκνότητα του νερού,
 u ιξώδες του νερού, και
 g σταθερά επιτάχυνσης.

Συσχετίζοντας τις δύο παραπάνω εξισώσεις προκύπτει ότι, το Q_f είναι ανάλογο με τον κύβο του ανοίγματος ρωγμής. Η χρήση λοιπόν του μοντέλου απαιτεί περιγραφή του δικτύου ρωγμών, συμπεριλαμβανομένων του ανοίγματος ρωγμών και της γεωμετρίας. Τα δεδομένα αυτά είναι εξαιρετικά δύσκολο να συλλεχθούν και να αξιολογηθούν. Συγκεκριμένα, είναι δυνατό να βρεθούν από χαρτογραφήσεις που γίνονται για τις ανάγκες υπόγειων εκσκαφών, από δοκιμές διάτρησης κατά την εξόρυξη γεωτρήσεων και από ιχνηθετήσεις.

Επιπλέον προβλήματα, κατά τη χρήση της DF προσέγγισης, μπορεί να σημειωθούν όταν τα πλάτη των ρωγμών (w) είναι μικρότερα από 10 μm και όταν μέρη των κατακερματισμένων επιπέδων έχουν ή τείνουν να έχουν ανώμαλη (αδρή) επιφάνεια. Κάτω από αυτές τις συνθήκες, ο κυβικός νόμος της ροής μέσω ρωγμής που προαναφέρθηκε, πιθανόν να μην είναι αξιόπιστος [22],[25].

Επίσης, επειδή η πίεση αυξάνεται με το βάθος, ενώ παράλληλα ελαττώνεται η πίεση των πόρων, λόγω της αποστράγγισης, προκαλείται μείωση του ανοίγματος των ρωγμών. Έτσι, θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη ο σχετικός προσανατολισμός των ρωγματώσεων, σε σχέση με τη ροή του νερού.

3.11.3. Διπλό πορώδες

Εάν ο βράχος, μέσα στον οποίο αναπτύσσεται το δίκτυο των ρωγματώσεων, έχει σημαντική πρωτογενή περατότητα, τότε πιθανόν να μπορεί να χρησιμοποιηθεί το μοντέλο διπλού πορώδους (DP). Σε αυτό το θεωρητικό μοντέλο η ροή, μέσω των ρωγματώσεων, συνοδεύεται από ανταλλαγή νερού και διαλυμένου υλικού από και προς

το περιβάλλον πορώδες πέτρωμα.

Προφανώς το δίκτυο ρωγματώσεων, όπως και οι ιδιότητες του πορώδους μέσου, θα πρέπει να περιγράφονται πριν την μοντελοποίηση. Οι δοκιμές υπαίθρου στον υδροφόρο ορίζοντα (π.χ. δοκιμαστικές αντλήσεις) υποδηλώνουν εάν αυτός συμπεριφέρεται σαν σύστημα διπλού πορώδους.

Τα αποτελέσματα των δοκιμών αυτών είναι απαραίτητο να ερμηνευτούν, ώστε να καθοριστούν οι υδραυλικές αγωγιμότητες [24]. Η ανταλλαγή μεταξύ του δικτύου ρωγματώσεων και του πορώδους μέσου αντιπροσωπεύεται από έναν όρο, ο οποίος περιγράφεται ως “ρυθμός μεταφοράς μάζας” [6],[14].

3.11.4. Καρστικά συστήματα

Οι υδροφόροι σχηματισμοί που αποτελούνται από ασβεστόλιθους, δολομίτες, μάρμαρα, εβαπορίτες και άλλα διαλυτά πετρώματα, είτε συμπεριφέρονται σαν τυπικά κατακερματισμένα συστήματα ροής, όπως προαναφέρθηκε, είτε επηρεάζονται από τα κανάλια προνομιακής ροής (καρστικοί αγωγοί).

Στα διαλυτά πετρώματα τα ανοίγματα των ρωγμών και το πρωτογενές πορώδες μεγαλώνουν με το χρόνο, δημιουργώντας ένα σύστημα καναλιών υψηλότερης υδραυλικής αγωγιμότητας [8].

Γενικά, τα διαλυτά πετρώματα με υψηλό πρωτογενές πορώδες αναπτύσσουν ένα σύστημα ροής που βασίζεται στη διάχυση, με λίγα χαρακτηριστικά καρστ.

Από την άλλη, πετρώματα με χαμηλό πρωτογενές πορώδες αναπτύσσουν κανάλια προνομιακής ροής του νερού [8].

Η μοντελοποίηση στα καρστικά πετρώματα είναι πολύ περίπλοκη, εξαιτίας της δυσκολίας του χαρακτηρισμού των υδρογεωλογικών ιδιοτήτων του καρστ, καθώς και της γεωμετρίας των καναλιών. Μπορούν να χρησιμοποιηθούν τρεις προσεγγίσεις μοντελοποίησης, προκειμένου να προσομοιαστεί η υπόγεια ροή σε καρστ :

1. Η υπόγεια ροή σε πορώδη και κατακερματισμένα πετρώματα θεωρείται ότι ελέγχεται από το Νόμο του Darcy, έτσι ώστε ένα από τα τρία θεωρητικά μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν παραπάνω (EPM, DF, DP) να μπορεί να εφαρμοσθεί. Οι Thrailkill (1974 και 1989) και Yusun και Ji (1988) περιέγραψαν την εφαρμογή της DF προσέγγισης για την προσομοίωση ροής σε καρστικούς σχηματισμούς που έχουν κανάλια διαφόρων μεγεθών (pipes και conduits).

2. Για το ώριμο καρστ χρησιμοποιείται η προσέγγιση “black box” όπου δημιουργούνται συναρτήσεις με σκοπό να αναπαράγουν τις εισαγωγές και εξαγωγές στο μοντέλο, οι οποίες ονομάζονται επανατροφοδότηση (recharge) και ροή πηγής (spring flow). Τυπικά, η ροή της πηγής χρησιμοποιείται για να αναπαρασταθεί ολοκληρωμένα η αντίδραση του συστήματος του υπόγειου νερού στην επανατροφοδότηση. Αναλύσεις των υδρογραφημάτων εκφόρτισης, της επανατροφοδότησης, αλλά και της γεωχημείας, χρησιμοποιούνται για να δημιουργηθούν εξισώσεις που θα περιγράψουν την αποφόρτιση του συστήματος. Αυτές οι εξισώσεις είναι δυνατόν να περιλαμβάνουν σταθερές παραμέτρους του υδροφόρου ορίζοντα.

3. Μία τρίτη προσέγγιση χρησιμοποιεί τα στοιχεία του υδροφορέα προκειμένου να αναπτύξει τις παραμέτρους ενός ισοδύναμου πορώδους μέσου EPM [23].

Είναι φανερό ότι μπορεί να γίνει μοντελοποίηση ροής σε κατακερματισμένα πετρώματα, συμπεριλαμβανομένων και των καρστικών. Φυσικά χρειάζονται όσο το δυνατόν λεπτομερέστερες πληροφορίες, σχετικά με τη φύση του δικτύου ρωγμών και καναλιών.

Οι τεχνικές υπαίθρου που χρησιμοποιούνται για τη συλλογή αυτών των δεδομένων δεν έχουν ακόμα τελειοποιηθεί.

Επομένως, οι προβλέψεις που γίνονται από τέτοιου είδους μοντέλα θα συνεχίσουν να εμπεριέχουν μεγάλο βαθμό αβεβαιότητας και θα πρέπει να αξιολογούνται βάση των μετρήσεων υπαίθρου.

3.12. Μηχανές επίλυσης ModFlow

3.12.1. Πακέτο προαπαιτούμενης συζυγούς βαθμίδας

Το πακέτο αυτό (Preconditioned Conjugate Gradient package, PCG2) χρησιμοποιεί τη μέθοδο της συζυγούς βαθμίδας για να επιλύσει τις ταυτόχρονες εξισώσεις που δημιουργούνται από το μοντέλο. Μπορούν να προσομοιαστούν γραμμικές και μη γραμμικές συνθήκες ροής. Το PCG2 περιλαμβάνει δύο προαπαιτούμενες επιλογές [1] :

α) την τροποποιημένη μη ολοκληρωμένη προϋπόθεση Cholesky, η οποία

είναι αποδοτική σε βαθμωτούς (scalar) υπολογιστές, και

β) την πολυωνυμική προϋπόθεση, η οποία απαιτεί από τον H/Y λιγότερη

μνήμη και με συγκεκριμένες τροποποιήσεις είναι πιο αποδοτική στους ανυσματικούς


(vector) υπολογιστές.

Η σύγκλιση της επίλυσης καθορίζεται χρησιμοποιώντας, τόσο τις μεταβολές των υδραυλικών φορτίων, όσο και τα κριτήρια υπολοίπου (residual criteria). Μη γραμμικά προβλήματα επιλύονται χρησιμοποιώντας τις επαναλήψεις Picard.

Η μηχανή επίλυσης PCG2 λειτουργεί προσεγγίζοντας την επίλυση σε δύο επίπεδα, σε ένα χρονικό βήμα. Οι εξωτερικές επαναλήψεις χρησιμοποιούνται για να διαφοροποιηθεί η μητρική προαπαιτούμενη παράμετρος, κατά την προσέγγιση της επίλυσης. Μία εξωτερική επανάληψη συμβαίνει όταν οι υδρογεωλογικές παράμετροι του συστήματος ροής (π.χ. μεταβιβαστικότητα, πάχος κορεσμένου υδροφορέα) ενημερώνονται στην προαπαιτούμενη ομάδα θεμελιωδών εξισώσεων.

3.12.2. Πακέτο διαδικασίας σταθερής συνεπαγωγής

Η μέθοδος αυτή (Strongly Implicit Procedure package, SIP) χρησιμοποιείται για την επίλυση μεγάλου συστήματος ταυτόσημων γραμμικών εξισώσεων με επανάληψη. Το προσόν της μηχανής επίλυσης SIP είναι ότι είναι

πολύ σταθερή και γενικά καταλήγει σε σύγκλιση, συχνά όμως με πολύ αργό ρυθμό  [1].

Δεν είναι τόσο γρήγορη όσο η μέθοδος PCG, αλλά απαιτεί λιγότερη μνήμη για να υπολογίσει την τελική επίλυση. Επειδή κάθε επίλυση περιλαμβάνει μέχρι επτά άγνωστες τιμές φορτίου και η ομάδα των αγνώστων τιμών αλλάζει από την μία εξίσωση στην επόμενη, διαμέσου του πλέγματος (grid), οι εξισώσεις για όλο το πλέγμα πρέπει να επιλύονται ταυτόχρονα, για κάθε χρονικό βήμα.

3.12.3. Πακέτο επιτυχούς εκτόνωσης

Η εν λόγω μηχανή επίλυσης (Slice-successive Over-Relaxation package, SOR) χρησιμοποιείται για την επίλυση μεγάλων συστημάτων γραμμικών εξισώσεων με τους μέσους όρους των επαναλήψεων. Κατά την εφαρμογή της, το πλέγμα διαιρείται σε κάθετες “φέτες”, ομαδοποιώντας τις εξισώσεις των κόμβων σε διακριτές ομάδες, στις οποίες κάθε ομάδα αντιστοιχεί σε μία “φέτα” [1].

Σε κάθε επανάληψη, αυτές οι ομάδες εξισώσεων λειτουργούν διαδοχικά, δίνοντας αποτελέσματα σε νέα ομάδα καθορισμένων τιμών φορτίων για κάθε “φέτα”.

Καθώς γίνεται η επεξεργασία των εξισώσεων για κάθε “φέτα”, αυτές εκφράζονται πρώτα σε όρους της μεταβολής των υπολογιζόμενων φορτίων, μεταξύ των επιτυχημένων επαναλήψεων. Η ομάδα των εξισώσεων που αντιστοιχεί στην “φέτα” επιλύεται μέσω της Gaussian απαλοιφής, χρησιμοποιώντας τους όρους για μεταβαλλόμενες “φέτες” ως γνωστές ποσότητες.

Στη συνέχεια, η καθεμία από τις τιμές της μεταβολής του φορτίου που υπολογίζονται για τη “φέτα”, πολλαπλασιάζεται με έναν συντελεστή επιτάχυνσης, T , με τιμή γενικά μεταξύ 1 και 2. Τα αποτελέσματα θεωρούνται τελικές τιμές της μεταβολής του φορτίου στην επανάληψη για τη “φέτα”.

Η παραπάνω διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι οι “φέτες” και προς τις τρεις διευθύνσεις (x , y , z), να επεξεργαστούν και να ολοκληρωθούν οι επαναλήψεις στην περιοχή ενδιαφέροντος. Τελικά, η συνολική ακολουθία επαναλαμβάνεται μέχρι οι διαφορές μεταξύ των μεταβολών φορτίου, οι οποίες υπολογίστηκαν στις επιτυχείς επαναλήψεις, να είναι μικρότερες από το επιλεγμένο κριτήριο σε όλους τους κόμβους του πλέγματος.

3.12.4. Μηχανή επίλυσης WHS

Είναι η βασική μηχανή επίλυσης του ModFlow. Χρησιμοποιεί την ρουτίνα επιτάχυνσης της σταθερής συζυγούς βαθμίδας (Bi-Conjugate Gradient STABILized, BiCGSTAB), η οποία εφαρμόστηκε με την ατελή διάσπαση του Stone, για τις προαπαιτούμενες επιμέρους διαφορικές εξισώσεις της ροής του υπόγειου νερού.

Αυτή η μηχανή επίλυσης, όπως και όλες όσες χρησιμοποιούν την μέθοδο των επαναλήψεων, προσεγγίζει την επίλυση μιας μεγάλης ομάδας μερικών διαφορικών εξισώσεων επαναληπτικά, μέσω μιας προσεγγιστικής επίλυσης. Επειδή η μητρική εξίσωση για τη ροή του υπόγειου νερού είναι αρχικά “ανεπαρκούς συνθήκης”, είναι αναγκαία για αποτελεσματική επίλυση μια ενεργή προϋπόθεση για αυτές τις εξισώσεις.

Στην μηχανή επίλυσης WHS είναι διαθέσιμα δύο “επίπεδα” παραγοντισμού. Ενώ η σύγκλιση της επίλυσης απαιτεί λιγότερες επαναλήψεις με επίπεδο παραγοντισμού 1, η απαιτούμενη μνήμη για να “τρέξει” (run) η επίλυση αυξάνει με το επίπεδο παραγοντισμού. Επίσης, η εργασία ανά επανάληψη αυξάνει με το επίπεδο παραγοντισμού 1, τόσο ώστε ο συνολικός χρόνος επίλυσης να μην είναι λιγότερος από αυτόν που απαιτείται για το επίπεδο παραγοντισμού 0.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το μοντέλο που προτείνεται προς κατασκευή για να χρησιμοποιείται σαν εναλλακτική λύση, στις περιπτώσεις όπου τα διαθέσιμα στοιχεία για τον υδροφορέα και την χωρική και χρονική συμπεριφορά του δεν είναι τέτοια ώστε να επιτρέπουν εφαρμογή πλήρως κατανεμημένων μοντέλων. Το ημικατανεμημένο μοντέλο αυτό αξιοποιεί την γεωμετρία της λεκάνης και υδρογεωλογικά στοιχεία για να προσομοιώσει την αλληλεπίδραση του επιφανειακού και του καρστικού συστήματος, μέσα από μία σειρά παραδοχών ομοιογένειας, ισοτροπίας και συνεχούς υπόγεια και επιφανειακής ροής.

Το προτεινόμενο μοντέλο δεν περιορίζεται μόνο στην χρήση ισοζυγίου μάζας, όπως συνηθίζεται στα ομοειδή μοντέλα, παρά μελετά, με υποτυπώδη τρόπο, και την υπόγεια ροή, χρησιμοποιώντας τον νόμο του Darcy. Οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται για αυτόν τον σκοπό έχουν φυσικό νόημα, γεγονός που διευκολύνει την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων. Οι τιμές παραμέτρων που προκύπτουν δεν μπορούν να εφαρμοσθούν τοπικώς σε μία περιοχή της λεκάνης, διότι αποτελούν απλώς μέσα μεγέθη τιμών μιας ευρύτερης περιοχής. Όμως, μπορούν να δώσουν στον μελετητή πληροφόρηση για την γενικότερη συμπεριφορά της λεκάνης και τις διαφοροποιήσεις των ιδιοτήτων της σε κλίμακα λεκάνης ή υπολεκάνης απορροής.

Πλεονεκτήματα των μοντέλων αυτού του τύπου είναι:

- Η εύκολη εφαρμογή του σε κάθε υδρολογική λεκάνη, με αξιοποίηση της γεωμετρίας της.
- Η γρήγορη και φιλική λειτουργία του, τόσο κατά την ρύθμιση, όσο και κατά την χρήση του.
- Η δυνατότητα για εύκολη επέμβαση στους αλγορίθμους υπολογισμών, καθώς και για αναβάθμισή του. Έτσι, είναι δυνατόν να προστίθενται ή να αφαιρούνται παράμετροι (αναλόγως με την διαθεσιμότητα στοιχείων για την ρύθμιση), να γίνεται λεπτομερέστερη κατάτμηση της λεκάνης, να λαμβάνονται υπ' όψιν ή να αγνοούνται χρονοσειρές (π.χ. υδρομετρήσεις καρστικών πηγών), να εισάγονται νέες υπολογιστικές διαδικασίες.
- Μοντέλα Modflow βοηθούν στην αποτελεσματικότερη υδρολογική διαχείριση του συστήματος, διότι με τα συνηθισμένα στοιχεία επιφανειακής υδρολογίας (χρονοσειρές βροχοπτώσεως, παροχής κλπ), με την δυνατότητα υπολογισμών σε

πραγματικό χρόνο και χωρίς ανάγκη για λεπτομερή γνώση υδραυλικών και άλλων παραμέτρων του καρστικού υδροφορέα, περιγράφει με αδρές γραμμές την παρούσα συμπεριφορά και την μέλλουσα απόκριση του συστήματος (διαδικασία προγνώσεως).

- Δίνει μία γενική ιδέα για την σύνολη πιεζομετρική επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα της λεκάνης.

Η πραγματοποίηση των παραπάνω απαιτεί δύο βασικά στοιχεία: μεγάλη εμπειρία από πλευράς μελετητή και μεγάλες διαθέσιμες χρονοσειρές. Το πρώτο διότι η πείρα οδηγεί πάντα σε νέες ιδέες και οι ιδέες σε λύσεις. Το δεύτερο διότι σε κάθε παρέμβαση προστίθενται νέες παράμετροι και αυτές χρειάζονται όλο και περισσότερα δεδομένα εισόδου και ελέγχου.

Συμπερασματικά, το μοντέλο Modflow αποτελεί μία συνεισφορά στην απλουστευμένη προσομοίωση επιφανειακών και υπόγειων υδρολογικών συστημάτων, με ποιοτικά και ποσοτικά αποτελέσματα εφάμιλλα των συνθέτων κατανεμημένων αριθμητικών μοντέλων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [1].Anderson, M.P. - Woessner, W.W. (1992), "Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport", Academic Press, London.
- [2].Berkowitz, B. - Bear, J. - Braester, C. (1988), "Continuum Models for Contaminant Transport in Fractured Porous Formations", Water Resources Research Vol. 24, No 8, pp. 1225 - 1236.
- [3].Cacas, M.C. - Ledoux, E. - De Marsily, G. - Tillie, B. - Barbreau, A. - Durand, E. - Feuga, B. - Peaudecerf P. (1990α), "Modelling Fracture Flow with a Stochastic Discrete Fracture Network: Calibration and validation. 1.The Flow Model" Water Resources Research, Vol. 26, No 3, pp. 479 - 489.
- [4].Domenico, P.A. – Schwartz, H. (1990), "Physical and Chemical Hydrogeology", John Wiley & Sons, New York
- [5].Duffield, G.M. - Buss, D.R. - Stephenson, D.E. (1990), "Velocity Prediction: Errors Related to Flow Model Calibration Uncertainty" Calibration and Reliability in Groundwater Modelling, IAHS Publ.195, pp.397 – 406.
- [6].Dykhuisen, R.C. (1990), "A New Coupling Term for Dual-Porosity Models". Water Resources Research, Vol. 26, No 2, pp. 351 - 356.
- [7].Faust, C.R - Silka, L.R - Mercer, J.W. (1981), "Computer Modelling and Groundwater Protection", Ground Water, 19(4), pp. 362 - 365.
- [8].Ford, D. - Williams, P. (1989), "Karst Geomorphology and Hydrology", Unwin Hyman, London, 601 p.
- [9].Freeze, R.A. - Witherspoon, P.A (1967), "Theoretical Analysis of Regional Groundwater Flow: 2) Effect of Water Table Configuration and Subsurface Permeability Variation", Water Resources Research, No. 3, pp. 623 - 634.
- [10].Freeze, R.A. - Cherry, J.A. (1979), "Groundwater", A Division of Simon and Schuster Englewood Cliffs, Prentice Hall Inc., New Jersey.
- [11].Freeze, R.A. - Massmann, J. - Smith, L. - Sperling, T. - James, B. (1990), "Hydrogeological Decision Analysis: 1. A Framework", Ground Water, 28(5), pp.738-766.
- [12].Gale, J.E. (1982), "Assessing the Permeability Characteristics of Fractured Rock", Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 189, pp. 163-181.
- [13].Gelhar, L.W. (1986), "Stochastic Subsurface Hydrology from Theory to

- Applications", *Water Resources Research (Supplement)*,22(9),pp.135S-145S.
- [14].Huyakorn, P.S. - Pinder, G.F. (1983), "Computational Methods in Subsurface Flow", Academic Press, 473 p.
- [15].Kauffmann, C. - Kinzelbach, W. - Fried, J.J. (1990), "Simultaneous Calibration of Flow and Transport Models and Optimisation of Remediation Measures", *Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, IAHS Publ. 195, pp. 159-170.
- [16]. Keidser, A. - Rosbjerg, D. - Høgh Jensen, K. - Bitsch, K. (1990), "A joint Kriging and Zonation Approach to Inverse Groundwater Modelling". *Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, IAHS Publ. 195, pp. 171 - 184.
- [17].Konikow, L.F. -Bredehoeft, J.D. (1978), "Computer Model of Two-Dimensional Solute Transport and Dispersion in Ground Water", Book 7, Chapter C2, US Geological Survey Water Resources Investigations, USA, 90.
- [18].Krabbenhoft, D.P. - Anderson, M.P. - Bowser, C.J. (1990), "Estimating Groundwater Exchange with Lakes. 2. Calibration of a Three-Dimensional Solute Transport Model to a Stable Isotope Plume", *Water resources Research*. Vol . 26, No 10, pp. 2455 - 2462.
- [19].Long J.C. – Billaux, D.M. (1987), "From Field Data to Fracture Network Modelling: An Example Incorporating Spatial Structure", *Water Resources Research*, Vol. 23, No 7, pp. 1201 – 1216.
- [20].McDonald, M.G. – Harbaugh, A.W. (1988), "A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model", Book 6, US Geological Survey Techniques of Water Resources investigations, USA, 586 pp.
- [21].Medina, A. – Carrera, J. – Galarza, G. (1990), "Inverse Modelling of Coupled Flow and Solute Transport Problems", *Calibration and Reliability in Groundwater Modelling*, IAHS Publ. 195, pp.185 – 194.
- [22].National Research Council (1990), "Groundwater Models: Scientific and Regulatory Applications", National Academy Press, 303 p.
- [23]. Pulido Bosch, A. – Padilla, A. (1988), "Some Considerations about the Simulation of Karstic Aquifers", *Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection*, Proc. IAH 21st Congress, Geological Publ. House, Guilin, Beijing – China, pp. 583 – 588.
- [24].Streltsova Adams, T.D. (1978), "Well Hydraulics in Heterogeneous Aquifer Formations", *Advances in Hydroscience*, Vol.11, pp. 357-418.
- [25].Witherspoon, P.A. – Long, J.C.S. – Majer, E.L. – Myer, L.R. (1987), "A new Seismic-

- Hydraulic Approach to Modelling Flow in Fractured Rocks”, In: Solving Groundwater Problems with Models, National Water Well Association, Dublin, Ohio, pp. 793 – 826.
- [26]. Zheng, C. – Bennett, G.D. (1995), “Applied Contaminant Transport Modeling: Theory and Practice”, International Thomson Publishing Inc., NY, 439 pp.
- [27]. Σούλιος, Γ.Χ. (1986), “Γενική Υδρογεωλογία”, Τόμοι Α & Β, University Press, Θεσσαλονίκη.
- [28]. Watts, K.R. (1989), “Potential hydrologic effects of ground – water withdrawals from the Dakota aquifer, southwestern Kansas”, USGS, Water Supply paper 2304, p.47 .
- [29]. Visual MODFLOW Student Version User’s Guide, ©2000, Waterloo Hydrogeologic Inc.