

**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΑΣ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**ΚΑΤΑΝΕΜΗΜΕΝΟ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ
ΜΕ ΗΜΙ-ΑΚΑΝΟΝΙΣΤΗ ΤΡΙΓΩΝΟΠΟΙΗΣΗ ΕΔΑΦΟΥΣ
ΜΙΚΡΩΝ ΛΕΚΑΝΩΝ ΑΠΟΡΡΟΗΣ**



ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΑ Α. ΜΗΤΑ

ΑΘΗΝΑ 2013

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Φτάνοντας στην ολοκλήρωση της Διδακτορικής μου Διατριβής, θα ήθελα να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες σε όλους αυτούς που η βοήθεια και η συμπαράσταση τους ήταν καθοριστική για την πραγματοποίησή της.

Πρώτα απ' όλους θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα στο ΕΚΕΦΕ «Δημόκριτος», Διευθυντή Ερευνών Δρ. Νικόλαο Κατσαρό, για την συνεχή και ουσιαστική επίβλεψη και καθοδήγηση αυτής της ερευνητικής προσπάθειας.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω θερμά τα μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής, τον Καθηγητή Δημοσθένη Ασημακόπουλο (κύριο επιβλέποντα) και τον Καθηγητή Κωνσταντίνο Χέλμη για την εμπιστοσύνη που έδειξαν όλα αυτά τα χρόνια στο πρόσωπό μου. Οι πολύτιμες παρατηρήσεις και υποδείξεις τους συνέβαλαν καθοριστικά στην ολοκλήρωση της διατριβής μου.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Διευθυντή του Εργαστηρίου Περιβαλλοντικών Ερευνών του ΕΚΕΦΕ «Δημόκριτος» Δρ. Αθανάσιο Στούμπο, για τη φιλοξενία στο Εργαστήριο αλλά πάνω απ' όλα για την αμέριστη συμπαράσταση και την ουσιαστική του βοήθειά σε όλα τα στάδια της ερευνητικής μου προσπάθειας. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον πρώην Διευθυντή του Εργαστηρίου Περιβαλλοντικών Ερευνών του ΕΚΕΦΕ «Δημόκριτος» Καθηγητή Ιωάννη Μπάρτζη για την αρχική ανάθεση του θέματος και την πολύτιμη βοήθειά του.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της ερευνητικής ομάδας του Εργαστηρίου, καλούς μου φίλους και συνεργάτες Νίκο Γούναρη, Μάντη Βλαχογιάννη, Θανάση Σφέτσο, Πόπη Κόντε και Σπύρο Ανδρονόπουλο για την ουσιαστική και ανεκτίμητη βοήθειά τους. Ιδιαίτερες ευχαριστίες στη Μαίρη Κωνσταντάκου για την αμέριστη συμπαράστασή και βοήθεια σε όλες τις δύσκολες στιγμές.

Δεν θα ήθελα να παραλείψω να ευχαριστώ θερμά την προϊσταμένη μου στο Τμήμα Διεθνών Σχέσεων και Οργανισμών της Ε.Μ.Υ. Αδαμαντία Βικέτου για την ατελείωτη υπομονή και την κατανόηση που μου έδειξε, ιδιαίτερα τους τελευταίους μήνες της προσπάθειας μου.

Η παρούσα διδακτορική διατριβή υποστηρίχθηκε οικονομικά με την χορήγηση Υποτροφίας από το Εθνικό Κέντρο Έρευνας Φυσικών Επιστημών «Δημόκριτος».

Τέλος, ολοκληρώνοντας αυτή την προσπάθεια θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους τους ανθρώπους από το οικογενειακό και φιλικό μου περιβάλλον, οι οποίοι με την αμέριστη στήριξη και αγάπη τους με βοήθησαν να ολοκληρώσω την προσπάθειά μου αυτή. Ιδιαίτερα ευχαριστώ τους γονείς μου Λεωνίδα και Άννα για την αμέριστη ηθική συμπαράσταση, την κατανόηση και τις πολύτιμες συμβουλές τους.

ABSTRACT

Once the challenge in watershed hydrology was simply to predict water yield for reservoirs and perform flood mitigation analysis; nowadays it is to simulate a variety of distributed hydrological processes such as water flow (surface or subsurface), soil erosion and sedimentation, pollutant transport, drought and management of watershed or larger scale applications.

In response to this challenge, various physically based distributed mathematical models of diverse level of complexity have been developed over the last decades and their use has become a standard task in hydrological practice. Nevertheless, some of these models have yet to emerge as the preferred tool for operational purposes (prediction or analysis). One of the reasons is the fact that their accuracy depends primarily on the realistic representation of important parameters such as orography, soil characteristics, water flow pathways, rainfall, etc. within the real, small or large watershed, which is often very complex and poorly displayed. In this context, the accurate description of the real situation is essential and constitutes one of the important problems a modeler faces when developing a distributed hydrological model.

In this respect, the main objective of this thesis is the development of a new distributed hydrological model for accurately simulating the behavior of small complex watersheds by using semi-irregular triangular facets (Triangular semi-Irregular Network, semi-TIN). The model developed, DELTA/HYDRO (Discretization with ELeMents of Triangles Approach/HYDROlogy) copes successfully with disadvantages of other methods since it has the capability to accurately “carry” all the region-dependent parameters down to the computational unit level, which is very useful in the analysis of small watersheds. DELTA/HYDRO consists of a complex geometrical model for the accurate geometrical determination of surface water flow paths and a conjunctive hydrological model for infiltration-surface flow.

More specifically, the new method proposed is based on the assumption that in a given topography, overland flow is initiated from every non-horizontal triangle experiencing precipitation. From that point on, water flow develops towards the

steepest slope direction and may (a) flow through the common edge of two triangles, enter and cross an adjacent downstream triangle (or triangles) following a plane triangular or trapezoidal path, or (b) converge towards a common edge of two triangles. A succession of consecutive triangular or trapezoidal paths forms an overland cascade while a succession of consecutive triangles' edges, a channel. Exceptional feature of the model is the fact that the simulation possesses «physical» meaning while each created geometrical path can «transfer», besides water, every parameter that can be transported following the logic of gravity (i.e. pollutant or sediment). The above mentioned flow paths, accurately schematize the computational domain for solving the equations for the assessment of the hydrological model. The new model overcomes disadvantages of other TIN-based approaches since with the proposed method, overland and channel flow are handled in conjunction and not separately or exclusively along edges while the whole procedure is quick and fully automated. Additionally, another advantage of the model is its “open and easy to access” code, since a user can modify existing modules or add new, while at the same time can run in conjunction with other models (i.e. ARC/INFO, atmospheric).

Initially, based on the semi-irregular terrain triangulation of a watershed, the geometrical module of the model for the simulation of surface water flow paths was developed, consisting of a number of conjunctive sub-models for the delineation of the basin, the determination of overland and channel flow trajectories and finally of the complete river network. Then, the hydrological module was developed, consisting of two conjunctive models; the infiltration model and the surface (overland and channel) flow model.

The infiltration model, describes infiltration before and after surface ponding by employing the Green-Ampt approximation along with the Mein and Larson approximation in combination with the one-dimensional Richards equation. The model operates in conjunction with the one dimensional kinematic wave model for routing both overland and channel flow.

Coupling procedure initiates as soon as ponding time conditions are reached on a unit's surface. Nevertheless, there will be no overland flow unless depression storage conditions are fulfilled by rainfall excess (Horton mechanism). Surface and

subsurface flow components are interrelated by a common pressure head and the infiltration at the ground surface.

The model performance was evaluated through simulations carried out for the small USDA-ARS experimental Lucky Hills watersheds (LH 104, 4.4ha) in Arizona (USA) by using nine storm episodes of different characteristics covering the period July-September 1973-1977. The watersheds are subjected to high intensity rainfall from air-mass thunderstorms of limited spatial extent and their hydrologic response is dominated by Hortonian runoff.

The choice of both the watersheds and episodes was made in order to set the limits of accuracy for the new model regarding the undoubtedly difficult simulation of short-term storm episodes of variable intensity in small complex basins. In such cases, the role of small scale characteristics can become significant while at the same time, small errors in measurements can create larger errors in the model predictions.

Three different topography simulations of the watersheds were performed, using variable resolution semi-irregular terrain triangulation. Each time, the created river network, maintained its tree-based nature but with a different degree of accuracy. The best configuration was chosen and used during the hydrological simulations.

Model performance was evaluated by analyzing the simulated and measured hydrographs of the nine episodes along with the usage of statistical criteria. The results presented in this work show that the model performed very satisfactorily for the abovementioned case studies. Additionally, the model performed very well when attempting the simulation of an “extreme” episode beyond the limits of validation.

A model sensitivity analysis was also performed in order to examine the relative contribution of a variety of model input parameters (rainfall and calibration parameters) to the model’s overall predictive uncertainty. Results showed that the variation of rainfall has more effect on model’s results than the variation of other input parameters. Additionally, comparative tests were performed by using data from one or two rain gauges demonstrating the importance of the accurate representation of the spatial variability of rainfall even in the scale of Lucky Hills watersheds.

Furthermore, the model simulated satisfactorily flows at internal points of the watersheds indicating its nesting capabilities. The preliminary assessment of the infiltration model's subsurface flow component also shows clear evidence of its good performance.

In a further validation step, an un-calibrated (“blind”) simulation of a 24-hour complex rainfall-runoff episode was performed on another small watershed in Arkansas (USA) possessing different characteristics than those of Lucky Hills. In this case too, the developed model exhibits its capability to adequately represent the hydrological response of the watershed.

In conclusion, although further and more detailed validation is needed, the overall results are very promising. In this context, the methodology will be tested against episodes of various complexities for basins of similar and larger size, before the DELTA/HYDRO model could be considered as a useful and credible tool for the rainfall-runoff analysis of flash flood episodes. Furthermore, the model will be additionally complimented with a pollutant transport module to address the interactions of soluble chemicals between soil surface and overland/channel flow, in the context of a fully integrated model.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Αντικείμενο της παρούσας διδακτορικής διατριβής είναι η δημιουργία ενός νέου κατανεμημένου υδρολογικού μοντέλου για την ακριβή προσομοίωση της συμπεριφοράς μικρών λεκανών απορροής πολύπλοκης τοπογραφίας με ημι-ακανόνιστη τριγωνοποίηση εδάφους. Το μοντέλο DELTA/HYDRO που αναπτύχθηκε εξ ολοκλήρου στο πλαίσιο της διατριβής πλεονεκτεί έναντι άλλων μεθόδων αφού έχει τη δυνατότητα να αποτυπώσει με ακρίβεια την οποιαδήποτε παράμετρο στο επίπεδο της πιο μικρής υπολογιστικής μονάδας επιφάνειας, ιδιότητα πολύ χρήσιμη στην ανάλυση μικρών λεκανών απορροής. Το μοντέλο αποτελείται από δύο κλάδους: τον γεωμετρικό, για τον ακριβή γεωμετρικό καθορισμό των επιφανειακών διαδρομών νερού και τον υδρολογικό, ο οποίος περιλαμβάνει τα συζευγμένα μοντέλα εδαφικής διήθησης - επιφανειακής απορροής.

Με την προτεινόμενη μεθοδολογία που εφαρμόζεται για πρώτη φορά στην ανάπτυξη του γεωμετρικού μοντέλου, ο ακριβής γεωμετρικός προσδιορισμός των επιφανειακών διαδρομών νερού βασίζεται στην παραδοχή ότι σε μια δεδομένη τοπογραφία η οποία έχει προσομοιωθεί με χρήση ημι-ακανόνιστων τριγωνικών στοιχείων (Triangular semi-Irregular Network, semi-TIN), μία μεμονωμένη διαδρομή νερού μπορεί να ξεκινήσει από οποιοδήποτε κεκλιμένο τρίγωνο στο οποίο σημειώνεται βροχόπτωση. Μια αλληλουχία διαδοχικών διαβρεχόμενων τριγωνικών ή τραπεζοειδών επιφανειών οριοθετεί μια διαδρομή επίγειας ροής ενώ μια αντίστοιχη τριγωνικών ακμών ένα υδατόρευμα.

Το νέο μοντέλο, πλεονεκτεί έναντι άλλων TIN προσεγγίσεων αφού με την προτεινόμενη μέθοδο, η επίγεια ροή και η ροή σε υδατόρευμα μελετώνται σε πλήρη σύζευξη και όχι ξεχωριστά ή μόνο σε τριγωνικές ακμές. Η προσομοίωση που προκύπτει έχει φυσική σημασία ενώ κάθε γεωμετρική διαδρομή ροής μπορεί να «μεταφέρει» εκτός από νερό, κάθε άλλη παράμετρο που κινείται ακολουθώντας την λογική της βαρύτητας (π.χ. ρύπος ή ίζημα). Οι παραπάνω διαδρομές οριοθετούν τον υπολογιστικό χώρο στον οποίο ακολούθως μπορούν να επιλυθούν οι εξισώσεις για τη μελέτη του υδρολογικού ή άλλου προβλήματος. Επιπλέον, το μοντέλο είναι απλό και εύχρηστο ενώ ιδιαίτερο χαρακτηριστικό του αποτελεί ο «ανοιχτός και προσβάσιμος» κώδικάς του, ο οποίος δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να επέμβει για να τροποποιήσει τα υπάρχοντα μοντέλα ή να προσθέσει νέα.

Πιο αναλυτικά, στο πλαίσιο της διατριβής κατ' αρχήν σχεδιάστηκε και δημιουργήθηκε ο γεωμετρικός κλάδος του μοντέλου ο οποίος αποτελείται από μια σειρά συζευγμένων μοντέλων, αρχικά για την οριοθέτηση της λεκάνης απορροής, τον καθορισμό των διαδρομών επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα και στη συνέχεια αυτόν του συνολικού υδρογραφικού δικτύου. Όλες οι πληροφορίες που προκύπτουν αποθηκεύονται σε μόνιμες βάσεις δεδομένων και χρησιμοποιούνται κατά τον σχεδιασμό και την ανάπτυξη του υδρολογικού μοντέλου το οποίο αποτελείται από τα συζευγμένα μοντέλα (α) εδαφικής διήθησης και (β) επιφανειακής απορροής (επίγεια ροή και ροή σε υδατόρευμα).

Το μοντέλο διήθησης, περιγράφει την διήθηση σε συνθήκες επιφανειακής κατάκλυσης ή μη, χρησιμοποιώντας την προσέγγιση των Green και Ampt σε συνδυασμό με την τροποποίηση των Mein και Larson και την κατακόρυφη κίνηση του εδαφικού νερού με την εξίσωση Richards, με εξαρτημένη μεταβλητή το ύψος πίεσης και χρήση του μετασχηματισμού των Pan and Wierenga. Το μοντέλο είναι σε σύζευξη με αυτό της κίνησης του επιφανειακού νερού ως επίγεια ροή, η οποία περιγράφεται όπως και η ροή σε υδατόρευμα, με τη χρήση της μονοδιάστατης εξίσωσης της συνέχειας και της προσέγγισης κινηματικού κύματος.

Οι διαδικασίες σύζευξης των μοντέλων διήθησης και επιφανειακής απορροής ξεκινούν μόλις μια επιφανειακή μονάδα κορεσθεί, αλλά δεν υπάρχει επίγεια ροή πριν πληρωθούν με νερό όλες οι μικρο-κοιλότητες του εδάφους από το πλεόνασμα βροχόπτωσης (Χορτόνια ροή). Οι συνιστώσες της επιφανειακής ροής και της κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας συνδέονται μεταξύ τους μέσω του ύψους πίεσης του εδαφικού νερού και της επιφανειακής διήθησης.

Το μοντέλο που προέκυψε βαθμονομήθηκε και επαληθεύτηκε για τις μικρές αλλά πολύπλοκης τοπογραφίας λεκάνες απορροής Lucky Hills (LH 104, 4.4 εκτάρια) που βρίσκονται στην Arizona των Η.Π.Α, οι οποίες δέχονται τους καλοκαιρινούς μήνες μεγάλα ποσά βροχής από έντονες τοπικές αλλά μικρής διάρκειας θερμικές καταιγίδες. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκαν εννέα επεισόδια βροχόπτωσης-απορροής με διαφορετικά χαρακτηριστικά, που καλύπτουν την περίοδο Ιουλίου-Σεπτεμβρίου 1973-1977.

Η επιλογή των λεκανών και των επεισοδίων που αναλύθηκαν έγινε σε μια προσπάθεια να τεθούν τα όρια στα οποία μπορεί να κινηθεί η ακρίβεια του μοντέλου DELTA/HYDRO, στην αντικειμενικά δύσκολη προσομοίωση βραχύβιων επεισοδίων, μικρότερης ή μεγαλύτερης έντασης και διάρκειας σε μικρές λεκάνες απορροής όπου

αναδεικνύεται ο ρόλος των μικρής κλίμακας χαρακτηριστικών ενώ ακόμη και τα μικρά σφάλματα των μετρήσεων μπορούν να προκαλέσουν πολύ μεγαλύτερα σφάλματα στα αποτελέσματα ενός μοντέλου.

Αρχικά, το μοντέλο προσομοίωσε την τοπογραφία των λεκανών με τρία, διαφορετικής γεωμετρικής ανάλυσης πλέγματα τριγωνικών στοιχείων, διατηρώντας την δενδρική δομή του πραγματικού υδρογραφικού δικτύου και προσεγγίζοντας σε μικρότερο ή μεγαλύτερο βαθμό το πραγματικό. Η βέλτιστη από τις προσομοιώσεις αυτές χρησιμοποιήθηκε κατά την εφαρμογή του υδρολογικού κλάδου του μοντέλου.

Στη συνέχεια, η συνολική απόδοση του μοντέλου εκτιμήθηκε αρχικά με σύγκριση των χαρακτηριστικών των μετρημένων και των προσομοιωμένων υδρογραφημάτων (όγκος απορροής, μέγιστος ρυθμός απορροής και χρόνο επίτευξής του) για τα εννέα επεισόδια και στη συνέχεια ποσοτικά, χρησιμοποιώντας ευρέως αναγνωρισμένα στατιστικά κριτήρια. Η ανάλυση έγινε για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά δίνοντας ιδιαίτερη έμφαση στις ιδιαιτερότητες του καθενός. Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων έδειξαν ότι το μοντέλο δίνει την δυνατότητα αξιόπιστης αναπαράστασης των μετρημένων απορροών. Επιπλέον, το μοντέλο προσομοίωσε πολύ ικανοποιητικά ένα «ακραίο» επεισόδιο, εκτός των ορίων βαθμονόμησής του.

Η μελέτη της ευαισθησίας του μοντέλου DELTA/HYDRO που ακολούθησε, έδειξε ότι οι διακυμάνσεις της βροχόπτωσης προκαλούν μεγαλύτερου εύρους διακυμάνσεις στα χαρακτηριστικά της απορροής από αυτές άλλων παραμέτρων εισόδου όπως οι συντελεστές τραχύτητας, η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα και η αρχική εδαφική υγρασία. Επιπλέον, αναδείχθηκε η σημαντικότητα της χρήσης περισσότερων του ενός βροχομέτρων, ακόμα και σε τόσο μικρές λεκάνες απορροής ώστε να επιτυγχάνεται καλύτερη αναπαράσταση της χωρικής μεταβλητότητας του πεδίου.

Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι το μοντέλο μπορεί να προσομοιώσει ικανοποιητικά ροές σε εσωτερικά σημεία των λεκανών ενώ φάνηκε κατ' αρχάς ότι το μοντέλο διήθησης που χρησιμοποιείται ανακατανέμει σωστά στο εσωτερικό του εδάφους τα ποσά βροχής που δέχονται τα επιφανειακά στρώματα.

Τέλος, το μοντέλο χρησιμοποιήθηκε χωρίς προηγούμενη βαθμονόμηση (uncalibrated) στη μελέτη της υδρολογικής συμπεριφοράς μιας μικρής λεκάνης απορροής με διαφορετικά χαρακτηριστικά από αυτά των Lucky Hills, που βρίσκεται στο Arkansas των Η.Π.Α., προσομοιώνοντας πολύ ικανοποιητικά ένα 24ωρο πολύπλοκο επεισόδιο βροχόπτωσης-απορροής.

Συμπερασματικά, από τη συνολική μελέτη των αποτελεσμάτων διαπιστώθηκε ότι το μοντέλο DELTA/HYDRO παρέχει την δυνατότητα πολύ ικανοποιητικής προσομοίωσης της υδρολογικής συμπεριφοράς μικρών λεκανών απορροής. Παρόλα αυτά, περαιτέρω αξιολόγησή του είναι απαραίτητη με την μελέτη μεγαλύτερου αριθμού λεκανών απορροής παρόμοιου ή μεγαλύτερου μεγέθους και για επεισόδια βροχόπτωσης-απορροής διαφορετικών χαρακτηριστικών, με στόχο την πιστοποίηση της αξιοπιστίας του ως εργαλείου προγνωστικής ανάλυσης, ιδιαίτερα επεισοδίων ξαφνικής πλημμύρας (flash flood).

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Εισαγωγή.....	1
Κατηγορίες υδρολογικών μοντέλων.....	3
Επισκόπηση φυσικών κατανεμημένων υδρολογικών μοντέλων.....	7
Αντικείμενο μελέτης.....	13
Δομή εργασίας.....	16

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΘΕΩΡΙΑ

2.1 Εισαγωγή.....	18
2.2 Τοπογραφία-Γεωμετρία.....	18
2.2.1 Γενικά.....	18
2.2.2 Ψηφιακά Μοντέλα Εδάφους.....	19
2.2.2.1 Μοντέλα κανονικού πλέγματος.....	20
2.2.2.2 Μοντέλα περιγράμματος.....	21
2.2.2.3 Μοντέλα τριγωνικού ακανόνιστου πλέγματος.....	22
2.3 Διήθηση	24
2.3.1 Εισαγωγικά στοιχεία.....	24
2.3.2 Μοντέλα Διήθησης	25
2.3.2.1 Μοντέλα φυσικής προσέγγισης-Εξίσωση Richards	25
2.3.2.2 Μοντέλα εμπειρικών σχέσεων.....	30
2.3.2.3 Προσεγγιστικά μοντέλα.....	30
2.4 Επιφανειακή απορροή.....	35
2.4.1 Γενικά	35
2.4.2 Προέλευση επιφανειακής απορροής.....	35
2.4.3. Εξισώσεις επιφανειακής απορροής.....	37
2.4.3.1 Προσεγγιστικό μοντέλο κύματος διάχυσης.....	38
2.4.3.2 Προσεγγιστικό μοντέλο κινηματικού κύματος	40
2.4.3.3 Κριτήρια για την επιλογή του μοντέλου κινηματικού κύματος	40
2.4.4 Κατανεμημένα μοντέλα και προσέγγιση κινηματικού κύματος.....	42
2.4.4.1 Εισαγωγικά στοιχεία.....	42
2.4.4.2 Επίγεια Ροή.....	42

2.4.4.3 Ροή σε υδατόρευμα.....	43
2.4.5 Μέθοδος επίλυσης.....	43
2.4.5.1 Γενικά.....	43
2.4.5.2 Σχήμα Mac Cormack.....	45
2.4.5.3 Μέθοδος απαλοιφής ταλαντώσεων	47
2.4.5.4 Ευστάθεια μεθόδου.....	48

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

DELTA/HYDRO

3.1 Εισαγωγή	50
3.2 Περιγραφή Γεωμετρικού μοντέλου	51
3.2.1 Εισαγωγικά στοιχεία.....	51
3.2.2 Γεωμετρικός προσδιορισμός της τοπογραφίας - Μοντέλο DELTA_GAIA	52
3.2.3 Γεωμετρικός προσδιορισμός των διαδρομών κίνησης του επιφανειακού νερού – Μοντέλο DELTA_CAR (DELTA_Cascades And Reaches)	54
3.2.3.1 Παράδειγμα καθορισμού επίγειας ροής- Αναλυτική περιγραφή	56
3.2.3.2 Παράδειγμα καθορισμού ροής σε υδατόρευμα- Αναλυτική περιγραφή	61
3.2.4 Επεξεργασία των γεωμετρικών δεδομένων.....	62
3.2.4.1 Μεθοδολογία επεξεργασίας γεωμετρικών διαδρομών.....	62
3.2.4.2 Ανάλυση των γεωμετρικών δεδομένων-Αποθήκευση.....	64
3.2.5 Υδρογραφικό δίκτυο λεκάνης απορροής – Μοντέλο DELTA_NET (DELTA_NETWORK)	71
3.2.5.1 Γενικά	71
3.2.5.2 Μετασχηματισμός διαδρομής επίγειας ροής	72
3.2.5.3 Μεθοδολογία οριοθέτησης «υδρογραφικού δικτύου» - Παράδειγμα.....	74
3.2.5.4 Καθορισμός υδρογραφικού δικτύου για την επίλυση υδρολογικού προβλήματος - Παράδειγμα αποθήκευσης παραμέτρων	77
3.3 Περιγραφή μοντέλου εδαφικής διήθησης.....	80
3.3.1 Εισαγωγικά στοιχεία.....	80

3.3.2 Υπολογισμός χρόνου κατάκλυσης.....	80
3.3.2.1 Υπολογισμός παραμέτρων.....	81
3.3.2.2 Διακριτοποίηση εξίσωσης.....	82
3.3.3 Διήθηση πριν από τον κορεσμό της επιφάνειας του εδάφους- Διακριτοποίηση	83
3.3.4 Διήθηση μετά από τον κορεσμό της επιφάνειας του εδάφους- Διακριτοποίηση	83
3.3.4.1 Υπολογισμός παραμέτρων	84
3.3.5 Μεθοδολογία διαδικασίας υπολογισμών.....	85
3.3.6 Κίνηση της εδαφικής υγρασίας.....	88
3.3.6.1 Υπολογισμός παραμέτρων.....	88
3.3.6.2 Επίλυση εξισώσεων	89
3.3.6.2.1 Αρχικές συνθήκες	89
3.3.6.2.2 Οριακές Συνθήκες	90
3.3.6.3 Μεθοδολογία διαδικασίας υπολογισμών – Διακριτοποίηση....	91
3.3.6.3.1 Γενικά.....	91
3.3.6.3.2 Κριτήριο σύγκλισης επαναληπτικής μεθόδου επίλυσης.....	93
3.3.6.3.3 Διακριτοποίηση εξισώσεων – οριακών συνθηκών	94
3.4 Περιγραφή μοντέλου επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα	98
3.4.1 Εισαγωγικά στοιχεία.....	98
3.4.2 Επίγεια Ροή	98
3.4.3 Ροή σε υδατόρευμα	98
3.4.4 Υπολογισμός παραμέτρων.....	100
3.4.5 Μεθοδολογία διαδικασίας υπολογισμών.....	101
3.4.6 Μέθοδος επίλυσης - κριτήριο ευστάθειας.....	102
3.4.7 Επίγεια ροή	103
3.4.7.1 Γενικά	103
3.4.7.2 Αρχικές Συνθήκες	103
3.4.7.3 Οριακές Συνθήκες	104
3.4.7.4 Διακριτοποίηση – Επίλυση εξισώσεων Επίγειας Ροής	104
3.4.8 Ροή σε υδατόρευμα	106
3.4.8.1 Γενικά	106

3.4.8.2 Αρχικές συνθήκες	107
3.4.8.3 Οριακές Συνθήκες	108
3.4.8.4 Διακριτοποίηση - Ροή σε υδατόρευμα	109
3.5 Σύζευξη επιφανειακής ροής και κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας	111
3.5.1 Μεθοδολογία.....	111
3.5.2 Περιγραφή διαδικασίας	112

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 - ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ DELTA/HYDRO ΣΤΙΣ ΛΕΚΑΝΕΣ ΑΠΟΡΡΟΗΣ LUCKY HILLS

4.1 Εισαγωγή.....	114
4.2 Γενικά χαρακτηριστικά λεκανών απορροής.....	115
4.3 Εδαφικά και υδρολογικά δεδομένα των επιλεγμένων επεισοδίων βροχόπτωσης- απορροής	117
4.3.1 Εδαφικά δεδομένα.....	117
4.3.2 Υδρολογικά δεδομένα.....	119
4.3.2.1. Γενικά	119
4.3.2.2 Επιλογή επεισοδίων	119
4.3.2.3 Υπολογισμός έντασης βροχόπτωσης.....	120
4.3.2.4 Μετρήσεις απορροής.....	121
4.4 Γεωμετρική προσομοίωση λεκανών απορροής	128
4.4.1 Γενικά	128
4.4.2 Προσομοίωση 1 («χαμηλή» ανάλυση)	128
4.4.3 Προσομοίωση 2 («μέση» ανάλυση)	132
4.4.4 Προσομοίωση 3 («υψηλή» ανάλυση).....	134
4.4.5 Συμπεράσματα.....	137
4.5 Βαθμονόμηση	138
4.5.1 Εισαγωγικά στοιχεία	138
4.5.2 Εφαρμογή	140
4.5.3 Στατιστική εκτίμηση απόδοσης του μοντέλου.....	141
4.5.4 Ανάλυση βαθμονόμησης επεισοδίων.....	144
4.5.5 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων	152
4.5.6 Συμπεράσματα	154
4.6 Επαλήθευση	155
4.6.1 Εισαγωγικά στοιχεία.....	155

4.6.2	Ανάλυση επαλήθευσης των επεισοδίων	156
4.5.3	Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων	162
4.6.4	Συμπεράσματα	164
4.7	Ανάλυση ευαισθησίας του μοντέλου DELTA/HYDRO στις παραμέτρους εισόδου	164
4.7.1	Εισαγωγικά στοιχεία.....	164
4.7.2	Ευαισθησία του μοντέλου DELTA/HYDRO στα δεδομένα βροχόπτωσης	165
4.7.2.1	Εισαγωγικά στοιχεία.....	165
4.7.2.2	Ανάλυση δεδομένων βροχόπτωσης.....	166
4.7.2.3	Ανάλυση της ευαισθησίας του μοντέλου DELTA/HYDRO στα δεδομένα βροχόπτωσης	171
4.7.2.4	Συμπεράσματα	178
4.7.3	Ευαισθησία του μοντέλου DELTA/HYDRO στις παραμέτρους βαθμονόμησης	179
4.7.3.1	Εισαγωγικά στοιχεία.....	179
4.7.3.2	Ανάλυση ευαισθησίας του μοντέλου DELTA/HYDRO στις παραμέτρους βαθμονόμησης	179
4.7.3.3	Συμπεράσματα	188
4.7.4	Σύγκριση ευαισθησίας παραμέτρων εισόδου	188
4.8	Εσωτερική συνοχή του μοντέλου DELTA/HYDRO	189
4.8.1	Εισαγωγικά στοιχεία.....	189
4.8.2	Περιγραφή των υπολεκανών LH 102 και LH 106	190
4.8.2.1	Υπολεκάνη LH 102	190
4.8.2.2	Υπολεκάνη LH 106	191
4.8.3	Εφαρμογή	192
4.8.3.1	Ανάλυση εσωτερικής συνοχής κώδικα DELTA/HYDRO	192
4.8.3.2	Ανάλυση εσωτερικής συνοχής του μοντέλου DELTA/HYDRO για επιλεγμένα επεισόδια.....	193
4.8.3.3	Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων	198
4.8.4	Συμπεράσματα	201
4.9	Κατακόρυφη κίνηση της εδαφικής υγρασίας	202
4.9.1	Εισαγωγικά στοιχεία.....	202
4.9.2	Εφαρμογή.....	203

4.9.2.1 Το επεισόδιο της 28ης Ιουλίου 1974	204
4.9.2.2 Το επεισόδιο της 14ης Ιουλίου 1973	208
4.9.3 Συμπεράσματα	213
4.10 Επίδραση της μεταβολής της ανάλυσης του πλέγματος της γεωμετρικής προσομοίωσης της τοπογραφίας	214
4.10.1 Εισαγωγικά στοιχεία.....	214
4.10.2 Εφαρμογή	215
4.10.2.1 Προσομοίωση της τοπογραφίας των λεκανών LH 104 με χρήση «μέσης» και «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης	215
4.10.2.2 Ανάλυση της συμπεριφοράς των λεκανών Lucky Hills με χρήση της προσομοίωσης «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης	216
4.10.2.3 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων	223
4.10.3 Συμπεράσματα	224

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 - ΠΕΡΑΙΤΕΡΩ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

DELTA/HYDRO

5.1 Γενικά	225
5.2 Λεκάνες απορροής Lucky Hills: Το «ακραίο» επεισόδιο της 17ης Ιουλίου 1975	225
5.2.1 Εισαγωγικά στοιχεία.....	225
5.2.2 Ανάλυση του επεισοδίου.....	226
5.2.3 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων	228
5.2.4 Συμπεράσματα	229
5.3 Πειραματικές λεκάνες απορροής Moores Creek: Ένα 24ωρο επεισόδιο	230
5.3.1 Εισαγωγικά στοιχεία	230
5.3.2 Χαρακτηριστικά λεκανών απορροής.....	231
5.3.3. Εδαφικά και υδρολογικά δεδομένα.....	232
5.3.4 Γεωμετρική προσομοίωση λεκανών απορροής	233
5.3.5 Ανάλυση του επεισοδίου	236
5.3.6 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων	239
5.3.7 Συμπεράσματα	239

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

6.1 Συμπεράσματα	240
------------------------	-----

6.2 Μελλοντική έρευνα	246
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	248
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α	266
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β	274
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ	275
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ.....	280
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ε.....	286
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΩΝ.....	292

ΣΧΗΜΑΤΑ

Σχήμα 1.1. Ο υδρολογικός κύκλος (http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclegreek.html , Perlman, H., C. Makropoulos, and D. Koutsoyiannis, The water cycle, United States Geological Survey, 2005)	1
Σχήμα 3.1. ΑΒΓΔ: Τα όρια της εξεταζόμενης περιοχής, Α'Β'Γ'Δ': η κυψελίδα (i,j), Α'Β'Ο, Β'Γ'Ο, Γ'Δ'Ο, Δ'Α'Ο: η τριγωνοποίηση της κυψελίδας (i,j)	53
Σχήμα 3.2. Πιθανές μορφές επιφανειακής απορροής: εκροή από μία (από το τρίγωνο ΑΚΘ μέσω της ΘΚ στο ΘΚΕ), ή δύο πλευρές τριγώνου (από το τρίγωνο ΑΔΚ μέσω της ΑΚ στο τρίγωνο ΑΚΘ και μέσω της ΚΔ στο τρίγωνο ΚΔΕ) και συνέχεια της ροής σε καταβαθμό (στον ΘΕ). Τα βέλη δείχνουν την διεύθυνση της μέγιστης κλίσης	55
Σχήμα 3.3. Κάτοψη τμήματος μιας υποθετικής λεκάνης απορροής. Καθορισμός όλων των διαδρομών νερού που ξεκινούν από τα τρίγωνα ΟΜΠ και ΣΞΛ και η ακριβής οριοθέτηση των τμημάτων που συνεισφέρουν στην κάθε μια ξεχωριστά (διακεκομμένες γραμμές). Οι κύκλοι δηλώνουν ότι τα σημεία αυτά δημιουργήθηκαν με αντίστροφη πορεία (σημείο 13) ενώ τα βέλη δείχνουν την διεύθυνση της μέγιστης κλίσης	57
Σχήμα 3.4. Αρχική οριοθέτηση των τμημάτων επίγειας ροής μετά από διακλάδωση που τροφοδοτούν τους καταβαθμούς (5,11) και (17,12) και τελική οριοθέτησή τους (αριθμοί σε κύκλο). Το σημείο 13 προϋπάρχει (Σχ. 3.3)	58
Σχήμα 3.5 (α) Αρχική οριοθέτηση των τμημάτων διαδρομής επίγειας ροής που τροφοδοτούν τους καταβαθμούς (5,11) και (17,12) μετά από διακλάδωση. β) Τελική οριοθέτηση των τμημάτων αυτών	59
Σχήμα 3.6. Τελική οριοθέτηση όλων των ανεξάρτητων διαδρομών επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα που ξεκινούν από τα τρίγωνα ΛΞΣ και ΠΟΜ	61
Σχήμα 3.7. Σχηματοποίηση της ροής σε υδατόρευμα, η οποία ξεκινά από τον καταβαθμό ΙΒ και τροφοδοτήθηκε από δύο διαφορετικές διαδρομές επίγειας ροής που ξεκίνησαν από το τρίγωνο ΠΟΜ: από το «τραπεζοειδές» τμήμα (6,13,14,7) και το τριγωνικό (13,18,14)	62
Σχήμα 3.8. Διάγραμμα ροής που απεικονίζει την αλληλουχία των τριγώνων που σχηματοποιούν τις τέσσερις ξεχωριστές διαδρομές επίγειας ροής, τις διακλαδώσεις τους καθώς και την κατάληξή τους στα υδατορεύματα, όπως προκύπτουν από τον Πίνακα 3.1 ..	71
Σχήμα 3.9. Μετασηματισμός (α) μιας «καθαρής» και (β) μιας «εκφυλισμένης» μονάδας τραπεζοειδούς διαδρομής σε ορθογώνιες διαδρομές. Τα σημεία Μ και Ν είναι τα μέσα των πλευρών εισροής και εκροής αντίστοιχα. Τα βέλη δείχνουν την διεύθυνση ροής (μέγιστης κλίσης)	73

Σχήμα 3.10. «Δευτερεύοντα» ποτάμια με κοινούς καταβαθμούς (α) πριν και (β) μετά την «απόδοσή» τους στο μεγαλύτερο από αυτά	75
Σχήμα 3.11. Παράδειγμα ενός δικτύου απορροής μετά τη διαδικασία του ιεραρχικού καθορισμού του «πρωτεύοντος» (συνεχής γραμμή) και των «δευτερεύοντων» ποταμών (διακεκομμένες γραμμές). Στην παρένθεση φαίνεται η αρχική αρίθμηση των ποταμών πριν την έναρξη της διαδικασίας	76
Σχήμα 3.12. Το λογικό διάγραμμα που σχηματοποιεί την διαδικασία ιεράρχησης των διαδρομών επίγειας ροής σε ένα τυχαίο υδατόρευμα IR, το οποίο αποτελείται από n καταβαθμούς. Κάθε καταβαθμός γενικά δέχεται διαφορετικό αριθμό επίγειων διαδρομών ($\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_n$), οι οποίες με τη σειρά τους σχηματοποιούνται από διαφορετικό αριθμό επιφανειακών μονάδων ($\alpha, \beta, \gamma, \dots$)	79
Σχήμα 3.13. Το υπολογιστικό πλέγμα που χρησιμοποιείται για την μελέτη της κίνησης της εδαφικής υγρασίας	92
Σχήμα 3.14. Γενικό σχήμα διακριτοποίησης που χρησιμοποιείται στην προσομοίωση της εδαφικής υγρασίας	93
Σχήμα 3.15. Σχήμα διακριτοποίησης της οριακής συνθήκης για ακόρεστο ανώτερο εδαφικό στρώμα	95
Σχήμα 3.16 Σχήμα διακριτοποίησης της οριακής συνθήκης για κορεσμένο ανώτερο εδαφικό στρώμα	96
Σχήμα 3.17 Σχήμα διακριτοποίησης της οριακής συνθήκης για κατώτερο εδαφικό στρώμα	97
Σχήμα 3.18. Γενικό σχήμα ροής σε καταβαθμό υδατορεύματος, αρχικά τριγωνικής διατομής (ΑΒΓ) που μετατρέπεται σε τραπεζοειδή (ΑΒΒ'Α') αφού ληφθεί υπόψη η επιφανειακή παγίδευση dps , q_{lr} και q_{ll} οι πλευρικές εισροές από την δεξιά και την αριστερή διαδρομή επίγειας ροής αντίστοιχα.....	100
Σχήμα 3.19 Γενικό σχήμα διακριτοποίησης για επίγεια ροή και ροή σε υδατόρευμα. Οι παράμετροι που αναφέρονται στο σχήμα σχετίζονται με αυτές των §3.4.7.4 και §3.4.8.4 που ακολουθούν	102
Σχήμα 3.20 Παράδειγμα τμήματος υδατορεύματος IR που αποτελείται από $JR = n$ καταβαθμούς. Από τον κόμβο 4, στον καταβαθμό $JR = 4$ εισρέει υδατικό φορτίο $Q_{3,IR}$ (από τον προηγούμενο καταβαθμό $JR = 3$), από τα δύο δευτερεύοντα υδατορεύματα $Q_{2,4,IR}$ και $Q_{1,4,IR}$ ενώ κατά μήκος του, ισοκατανέμεται το υδατικό φορτίο από τις δύο διαδρομές επιφανειακής ροής q_{lr} και q_{ll} . $Q_{n,IR}$ είναι η εκροή από το υδατόρευμα IR από τον καταβαθμό n	108
Σχήμα 4.1. Οι λεκάνες απορροής Lucky Hills και το υδρογραφικό τους δίκτυο. RG 83 και RG 384 είναι οι δύο βροχομετρικοί σταθμοί ενώ σε κύκλο κάτω αριστερά, διακρίνεται ο μετρητικός σταθμός απορροής.....	116

Σχήμα 4.2. Υετογράμματα επιλεγμένων επεισοδίων. RG 384 και RG 83 οι βροχομετρικοί σταθμοί	122
Σχήμα 4.3. Υδρογραφήματα επιλεγμένων επεισοδίων	125
Σχήμα 4.4. Αρχική οριοθέτηση των λεκανών Lucky Hills με το ορθογώνιο παραλληλόγραμμο ΑΒΓΔ	129
Σχήμα 4.5. Τριγωνοποίηση των λεκανών Lucky Hills με προσομοίωση «χαμηλής» ανάλυσης	130
Σχήμα 4.6. Προσομοιωμένο υδρογραφικό δίκτυο με τριγωνοποίηση «χαμηλής» ανάλυσης. Διακρίνονται η θέση του μετρητικού σταθμού και η προσομοίωσή της από τον κόμβο 15	130
Σχήμα 4.7. Σύγκριση του προσομοιωμένου και του πραγματικού δικτύου απορροής με τριγωνοποίηση «χαμηλής» ανάλυσης	131
Σχήμα 4.8. Τριγωνοποίηση των λεκανών Lucky Hills με προσομοίωση «μέσης» ανάλυσης	133
Σχήμα 4.9. Προσομοιωμένο υδρογραφικό δίκτυο με τριγωνοποίηση «μέσης» ανάλυσης. Διακρίνονται η θέση του μετρητικού σταθμού και η προσομοίωσή της από τον κόμβο 19	133
Σχήμα 4.10. Σύγκριση του προσομοιωμένου και του πραγματικού δικτύου απορροής με τριγωνοποίηση «μέσης» ανάλυσης	134
Σχήμα 4.11. Τριγωνοποίηση των λεκανών Lucky Hills με προσομοίωση «υψηλής» ανάλυσης	135
Σχήμα 4.12. Προσομοιωμένο υδρογραφικό δίκτυο με τριγωνοποίηση «υψηλής» ανάλυσης. Διακρίνονται η θέση του μετρητικού σταθμού και η προσομοίωσή της από τον κόμβο 102	135
Σχήμα 4.13. Σύγκριση του προσομοιωμένου και του πραγματικού δικτύου απορροής με τριγωνοποίηση «υψηλής» ανάλυσης	136
Σχήμα 4.14. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 14 ^{ης} Ιουλίου 1973	145
Σχήμα 4.15. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 6 ^{ης} Σεπτεμβρίου 1976	146
Σχήμα 4.16. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 19 ^{ης} Ιουλίου 1974	146
Σχήμα 4.17. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 27 ^{ης} Ιουλίου 1973	146
Σχήμα 4.18. Επεισόδιο της 14 ^{ης} Ιουλίου 1973: Μετρημένο υδρογράφημα και προσομοιωμένα με αρχική υγρασία <i>θini</i> και 1.19 <i>θini</i>	147

Σχήμα 4.19. Προσομοιωμένα υδρογραφήματα των επεισοδίων της 6 ^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 και της 19 ^{ης} Ιουλίου 1974 με χρονικό βήμα 5, 10 και 30 δευτ/τα, για επίγεια ροή και ροή σε υδατόρευμα.	150
Σχήμα 4.20. Συσχέτιση του μετρημένου και προσομοιωμένου (α) όγκου απορροής (β) μεγίστου απορροής και (γ) χρόνου μεγίστου απορροής για τα επεισόδια βαθμονόμησης	153
Σχήμα 4.21. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 7 ^{ης} Σεπτεμβρίου 1975	158
Σχήμα 4.22. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 28 ^{ης} Ιουλίου 1974	158
Σχήμα 4.23. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 1 ^{ης} Αυγούστου 1974	159
Σχήμα 4.24. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 12 ^{ης} Ιουλίου 1975	159
Σχήμα 4.25. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 26 ^{ης} Σεπτεμβρίου 1977	159
Σχήμα 4.26. Συσχέτιση του μετρημένου και προσομοιωμένου (α) όγκου απορροής(β) μεγίστου απορροής και (γ) χρόνου μεγίστου απορροής για τα επεισόδια επαλήθευσης	163
Σχήμα 4.27. Χρονική διακύμανση της διαφοράς βροχόπτωσης των δύο βροχομετρικών σταθμών RG 83 και RG 384 για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά	168
Σχήμα 4.28. Προσομοιωμένα υδρογραφήματα για το κάθε επεισόδιο με χρήση δεδομένων από κάθε βροχομετρικό σταθμό ξεχωριστά (RG 83 και RG 384). Παρουσιάζονται για σύγκριση τα αντίστοιχα μετρημένα υδρογραφήματα καθώς και αυτά από τις προσομοιώσεις με τη συνδυαστική χρήση και των δύο βροχομετρικών σταθμών	172
Σχήμα 4.29. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις για κάθε επεισόδιο ανά βροχόμετρο σε σχέση με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης με συνδυαστική χρήση και των δύο βροχομετρικών σταθμών	176
Σχήμα 4.30. Επεισόδιο της 1 ^{ης} Αυγούστου 1974: Προσομοιωμένα υδρογραφήματα χωρίς και με διακύμανση +/-10% των παραμέτρων βαθμονόμησης	180
Σχήμα 4.31. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών απορροής για όλα τα επεισόδια για διακύμανση +/-10% του συντελεστή τραχύτητας n_{ch} σε υδατόρευμα	183
Σχήμα 4.32. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών απορροής για όλα τα επεισόδια για διακύμανση +/-10% του συντελεστή τραχύτητας n_{ov} για επίγεια ροή	184

Σχήμα 4.33. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών απορροής για όλα τα επεισόδια για διακύμανση +/-10% της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας K_s	185
Σχήμα 4.34. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών απορροής για όλα τα επεισόδια για διακύμανση +/-10% της αρχικής εδαφικής υγρασίας θ_{ini}	186
Σχήμα 4.35. Λεκάνες απορροής Lucky Hills, όπου τα γκρι τρίγωνα οριοθετούν τις προσομοιωμένες από το μοντέλο DELTA/HYDRO υπολεκάνες LH 102 και LH 106. Με τους αριθμούς σε κύκλο δίνονται τα υδατορεύματα ενώ σε ορθογώνιο πλαίσιο, οι καταβαθμοί. Οι μετρητικοί σταθμοί παριστάνονται με τα μαύρα τρίγωνα στην έξοδο κάθε υπολεκάνης και η προσομοιωμένη θέση τους δίνεται από τους «κυκλωμένους» κόμβους	190
Σχήμα 4.36. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 6 ^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 για τις υπολεκάνες (α) LH 102 και (β) LH 106	194
Σχήμα 4.37. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 19 ^{ης} Ιουλίου 1974 για τις υπολεκάνες (α) LH 102 και (β) LH 106	195
Σχήμα 4.38. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 26 ^{ης} Σεπτεμβρίου 1977 για τις υπολεκάνες (α) LH 102 και (β) LH 106	196
Σχήμα 4.39. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 7 ^{ης} Σεπτεμβρίου 1975 για τις υπολεκάνες (α) LH 102 και (β) LH 106	197
Σχήμα 4.40. Συσχέτιση για όλα τα επεισόδια του μετρημένου και προσομοιωμένου (α) όγκου απορροής (β) μεγίστου απορροής και (γ) χρόνου μεγίστου απορροής για την υπολεκάνη LH 102	199
Σχήμα 4.41. Συσχέτιση για όλα τα επεισόδια του μετρημένου και προσομοιωμένου (α) όγκου απορροής (β) μεγίστου απορροής και (γ) χρόνου μεγίστου απορροής για την υπολεκάνη LH 106	200
Σχήμα 4.42. Θέση των επιφανειακών μονάδων που χρησιμοποιούνται στη μελέτη της κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας. Δίνεται ο αριθμός του τριγώνου στο οποίο ανήκουν	204
Σχήμα 4.43. Στιγμιότυπα της κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας για το επεισόδιο της 28 ^{ης} Ιουλίου 1974	206
Σχήμα 4.44. Επεισόδιο 28 ^{ης} Ιουλίου 1974. Βροχόπτωση σε κάθε επιφανειακή μονάδα	207
Σχήμα 4.45. Στιγμιότυπα της κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας για το επεισόδιο της 14 ^{ης} Ιουλίου 1973	209
Σχήμα 4.46. Ενδεικτικά στιγμιότυπα ανά 1 λεπτό της κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας για το επεισόδιο της 14 ^{ης} Ιουλίου 1973, για το χρονικό διάστημα 20-24min	210

Σχήμα 4.47. Επεισόδιο 14 ^{ης} Ιουλίου 1973. Βροχόπτωση σε κάθε επιφανειακή μονάδα	211
Σχήμα 4.48. Προσομοιωμένα υδρογραφήματα για το κάθε επεισόδιο με χρήση δεδομένων «χαμηλής» και «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης. Παρουσιάζονται για σύγκριση και τα αντίστοιχα μετρημένα υδρογραφήματα	218
Σχήμα 4.49. Διακύμανση ανά επεισόδιο των τιμών των μετρήσεων και των προσομοιώσεων με «χαμηλή» και «μέση» ανάλυση	221
Σχήμα 5.1. Υδρογράφημα του επεισοδίου της 17 ^{ης} Ιουλίου 1975	226
Σχήμα 5.2. Υετόγραμμα του επεισοδίου της 17 ^{ης} Ιουλίου 1975	226
Σχήμα 5.3. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 17 ^{ης} Ιουλίου 1975.....	227
Σχήμα 5.4. Υδρογράφημα του επεισοδίου της 24 ^{ης} -25 ^{ης} Οκτωβρίου 1991	230
Σχήμα 5.5. Υετόγραμμα του επεισοδίου της 24 ^{ης} -25 ^{ης} Οκτωβρίου 1991.....	231
Σχήμα.5.6. Η υπολεκάνη της περιοχής Moores Creek και το υδρογραφικό της δίκτυο	232
Σχήμα 5.7. Τριγωνοποίηση των λεκανών με προσομοίωση «πολλαπλής» ανάλυσης	234
Σχήμα 5.8. Σύγκριση του προσομοιωμένου και του πραγματικού δικτύου απορροής με τριγωνοποίηση «πολλαπλής» ανάλυσης	235
Σχήμα 5.8. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 24 ^{ης} -25 ^{ης} Οκτωβρίου 1991	236
Σχήμα ΠΓ.1. Αρχή καθορισμού των σημείων εισόδου-εξόδου υποθετικής διαδρομής νερού σε μία τριγωνική επιφάνεια	275
Σχήμα ΠΔ.1. Βήμα 0: Αρχικά το μοντέλο έχει αποδώσει στο μεγαλύτερο (πρωτεύον) υδατόρευμα τον μεγαλύτερο αριθμό, Νο 10 ενώ τα υπόλοιπα αποκτούν τυχαία αρίθμηση. Στη συνέχεια, ξεκινά η επεξεργασία, από τον πρώτο καταβαθμό του Νο 10 με κίνηση κατάντη.	280
Σχήμα ΠΔ.2. Βήμα 1: Το πρώτο δευτερεύον υδατόρευμα είναι το Νο 3. Το μοντέλο το εξετάζει ανάντη και βρίσκει ότι αποτελείται από ένα μόνο καταβαθμό οπότε αλλάζει την αρίθμηση του, ώστε το Νο 3 να γίνει Νο 1 και το πρώην Νο 1 να γίνει Νο3.	281
Σχήμα ΠΔ.3. Βήμα 2: Κινούμενο κατάντη, το μοντέλο ανιχνεύει στον ίδιο κόμβο δύο υδατορεύματα, το Νο 8 και το Νο 2. Τυχαία, αποφασίζει να προχωρήσει πρώτα στην επεξεργασία του Νο 8. Μετονομάζει το Νο8 σε Νο 2 και το πρώην Νο 2 σε Νο 8.	281

Σχήμα ΠΔ.4. Βήμα 3: Το μοντέλο αναλύει το Νο 2 κινούμενο ανάντη, οπότε βρίσκει το υδατόρευμα Νο 7. Μετονομάζει το Νο2 σε Νο 7 και το πρώην Νο 7 σε Νο 2.	282
Σχήμα ΠΔ.5. Βήμα 4: Συνεχίζοντας την επεξεργασία ανάντη το μοντέλο βρίσκει το υδατόρευμα Νο 4, δευτερεύον υδατόρευμα Νο 2. Μετονομάζει το Νο 4 σε Νο 2 και το πρώην Νο 2 σε Νο 4.	282
Σχήμα ΠΔ.6. Βήμα 5: Το μοντέλο μετονομάζει το δευτερεύον υδατόρευμα Νο 4 σε Νο 3 και το πρώην Νο 3 σε N.....	283
Σχήμα ΠΔ.7. Βήμα 6: Το μοντέλο συνεχίζει κατάντη την επεξεργασία του υδατορεύματος Νο 7 και κινούμενο ανάντη του πρώτου κόμβου που συναντά ανιχνεύει το δευτερεύον υδατόρευμα Νο 4 και στη συνέχεια το δευτερεύον υδατόρευμα σε αυτό, Νο 6. Αφού το Νο 6 δεν έχει δευτερεύοντα υδατορεύματα, μετονομάζεται σε Νο 4 και το πρώην Νο 4 σε Νο 6.	283
Σχήμα ΠΔ.8. Βήμα 7α: Το μοντέλο μετονομάζει το δευτερεύον υδατόρευμα Νο 6 σε Νο 5 και το πρώην Νο 5 σε Νο 6. Βήμα 7β: Συνεχίζοντας την επεξεργασία του υδατορεύματος Νο 7 κατάντη, το μοντέλο βρίσκει ότι το δευτερεύον υδατόρευμά του Νο 6 είναι σωστά αριθμημένο και σταματά την επεξεργασία του υπο-συστήματος του υδατορεύματος Νο 7.	284
Σχήμα ΠΔ.9. Βήμα 8α: Το μοντέλο ξεκινά την επεξεργασία του υπο-συστήματος που σχετίζεται με το υδατόρευμα Νο 8 (βλ. Βήμα 2). Ανιχνεύει ένα μοναδικό υδατόρευμα, το Νο 9. Μετονομάζει το Νο 8 σε Νο 9 και το πρώην Νο 9 σε Νο 8. Βήμα 8β: Το μοντέλο επαληθεύει ότι όλα τα δευτερεύοντα υδατορεύματα έχουν υποστεί την κατάλληλη επεξεργασία.	284
Σχήμα ΠΔ.10. Το μοντέλο μετονομάζει το πρωτεύον υδατόρευμα από Νο10 σε Νο 1, το Νο 1 σε Νο 2 , το Νο 3 σε Νο 4,το Νο 9 σε Νο 10. Η διαδικασία αυτή τερματίζει τον ιεραρχικό καθορισμό του υδρογραφικού δικτύου. Σε παρένθεση η αρίθμηση κατά την έναρξη της διαδικασίας.....	285

ΠΙΝΑΚΕΣ

Πίνακας 3.1 (α) Πρωτογενή γεωμετρικά δεδομένα όλων των διαδρομών επίγειας ροής που ξεκινούν από το τρίγωνο ntr 11 (β) Γεωμετρικά δεδομένα μετά τον αρχικό καθορισμό όλων των διακλαδώσεων και την πλήρη επεξεργασία της 1 ^{ης} διαδρομής (γκρι σκίαση).....	65
Πίνακας 3.2 Πρωτογενή γεωμετρικά δεδομένα διαδρομών ροής σε υδατόρευμα.....	66
Πίνακας 4.1. Επιλεγμένα επεισόδια βροχόπτωσης-απορροής. Τα επεισόδια χαρακτηρίζονται ανάλογα με το μέγεθος του όγκου απορροής και τη χρήση τους. Δίνεται η μετρημένη αθροιστική βροχόπτωση από τα δύο βροχόμετρα	117
Πίνακας 4.2 Εδαφικά δεδομένα. Παράμετροι από τη βιβλιογραφία	117
Πίνακας 4.3. Συντελεστές τραχύτητας επιφανειακής ροής	118
Πίνακας 4.4 Κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα στις υπολεκάνες LH 106 - LH 102 και στην λεκάνη LH 104	118
Πίνακας 4.5 Αρχική εδαφική υγρασία για κάθε επεισόδιο	119
Πίνακας 4.6. Χαρακτηριστικά ανάλυσης ορθογώνιων κυψελίδων για τις προσομοιώσεις 1 , 2 και 3	129
Πίνακας 4.7. Χαρακτηριστικά των υδρολογικών δικτύων που προέκυψαν από τις προσομοιώσεις 1, 2,3.....	131
Πίνακας 4.8. Σει παραμέτρων βαθμονόμησης για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά.....	141
Πίνακας 4.9. Τελικό σετ παραμέτρων βαθμονόμησης.....	141
Πίνακας 4.10 Αποτελέσματα προσομοίωσης των επεισοδίων βαθμονόμησης	144
Πίνακας 4.11. Στατιστικά αποτελέσματα των επεισοδίων βαθμονόμησης	154
Πίνακας 4.12 Αποτελέσματα των επεισοδίων επαλήθευσης	156
Πίνακας 4.13 Στατιστικά αποτελέσματα των επεισοδίων επαλήθευσης	164
Πίνακας 4.14. Αποτελέσματα προσομοίωσης (α) για την υπολεκάνη LH 102 και (β) για την υπολεκάνη LH 106.....	192
Πίνακας 4.15. Στατιστικά αποτελέσματα για τις υπολεκάνες LH 102, LH 106 και τη λεκάνη LH 104	201
Πίνακας 4.16. Στοιχεία επιφανειακών μονάδων	203
Πίνακας 4.17. Χαρακτηριστικά της προσομοίωσης «χαμηλής» και «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης των λεκανών LH 104.....	216
Πίνακας 4.18. Αποτελέσματα προσομοίωσης «χαμηλής» και «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης των λεκανών Lucky Hills.....	217
Πίνακας 4.19 Στατιστικά αποτελέσματα της προσομοίωσης «χαμηλής» και «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης των λεκανών LH 104 για όλα τα επεισόδια	223

Πίνακας 5.1 Αποτελέσματα προσομοίωσης του «ακραίου» επεισοδίου της 17 ^{ης} Ιουλίου 1975 και για τα δύο μέγιστα του υδρογραφήματος	227
Πίνακας 5.2 Στατιστικά αποτελέσματα του «ακραίου» επεισοδίου της 17 ^{ης} Ιουλίου 1975.....	229
Πίνακας 5.3 Χαρακτηριστικά ανάλυσης ορθογώνιων κυψελίδων για τις προσομοιώσεις	234
Πίνακας 5.4 Χαρακτηριστικά του υδρολογικού δικτύου που προέκυψε από την προσομοίωση	235
Πίνακας 5.5. Αποτελέσματα προσομοίωσης του επεισοδίου της 24 ^{ης} -25 ^{ης} Οκτωβρίου 1991	236
Πίνακας 5.6. Μέρη υετογράμματος του επεισοδίου της 24 ^{ης} - 25 ^{ης} Οκτωβρίου 1991	238
Πίνακας 5.7. Στατιστικά αποτελέσματα του επεισοδίου της 24 ^{ης} - 25 ^{ης} Οκτωβρίου 1991	239
Πίνακας ΠΓ.1. Το αρχείο TRIBUTARY_01_11	278
Πίνακας ΠΕ.1. Τρι-διαγώνιος πίνακας για την επίλυση της εξίσωσης εδαφικής υγρασίας	286

Κεφάλαιο 1.

Εισαγωγή

Το νερό είναι η κύρια πηγή κάθε ανθρώπινης δραστηριότητας, είναι η ίδια η ζωή. Όλοι οι αρχαίοι πολιτισμοί είναι γνωστό ότι άνθισαν σε περιοχές που διέθεταν επαρκή αποθέματα νερού και πιθανώς κάποιος από αυτούς κατέρρευσε επειδή τα αποθέματα απλά ελαττώθηκαν. Το νερό είναι ένας πεπερασμένος διαθέσιμος πόρος αναγκαίος για την γεωργία, τη βιομηχανία και πληθώρα ανθρώπινων δραστηριοτήτων. Η παρουσία και η κίνησή του στην επιφάνεια της γης, πάνω αλλά και κάτω από αυτή, περιγράφεται από τον υδρολογικό κύκλο.

Ο υδρολογικός κύκλος (Σχ. 1.1) είναι μια συνεχής διεργασία κατά την οποία το νερό εξατμίζεται από τους ωκεανούς, κινείται προς τη στεριά υπό την επίδραση των ανέμων και φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους ως κατακρήμνισμα (χιόνι, χαλάζι και συχνότερα βροχή).



Σχήμα 1.1. Ο υδρολογικός κύκλος (<http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclegreek.html>, Perlman, H., C. Makropoulos, and D. Koutsoyiannis, The water cycle, United States Geological Survey, 2005)

Τα κατακρημνίσματα μόλις φτάσουν στο έδαφος μπορούν να ακολουθήσουν διαφορετικές διαδρομές. Μέρος τους θα παραμείνει στην επιφάνεια των φυτών (κατακράτηση) και είναι δυνατόν να επιστρέψει στην ατμόσφαιρα μέσω της εξατμισοδιαπνοής. Άλλο μέρος τους θα αρχίσει να ρέει επιφανειακά τροφοδοτώντας ποτάμια (υδατορεύματα), καταλήγοντας τελικά και πάλι στη θάλασσα (επιφανειακή απορροή). Ένα άλλο μέρος της διηθείται στο έδαφος αυξάνοντας την υγρασία των υπεδάφινων στρωμάτων, τμήμα του οποίου μπορεί να επιστρέψει στην επιφάνεια (πηγές) ενώ αν κινηθεί βαθύτερα μέσω της υπόγειας ροής, τροφοδοτεί τους υπόγειους ταμιευτήρες νερού. Όλες αυτές οι ποσότητες νερού κινούνται ακολουθώντας το νόμο της βαρύτητας και σε διαφορετικές χρονικές κλίμακες επιστρέφουν στη θάλασσα ολοκληρώνοντας τον υδρολογικό κύκλο.

Όπως αναφέρουν οι Singh and Woolhiser (2002), ο Penman το 1961, όρισε την επιστήμη της υδρολογίας ως αυτή που προσπαθεί να απαντήσει στο ερώτημα «τι συμβαίνει με τη βροχή;». Αν και το ερώτημα φαίνεται απλοϊκό, η εμπειρία έχει δείξει ότι ουσιαστικά η ποσοτικοποίηση των διεργασιών του υδρολογικού κύκλου είναι πολύπλοκη και εμπεριέχει μεγάλο βαθμό αβεβαιότητας.

Ο όρος «υδρολογία λεκανών απορροής» έχει χρησιμοποιηθεί για την περιγραφή του κλάδου της υδρολογίας που ασχολείται, σε κλίμακα λεκάνης απορροής, με την ολοκληρωμένη μελέτη των διεργασιών οι οποίες καθορίζουν την υδρολογική αντίδρασή της στη βροχόπτωση και είναι διαφορετικές ανάλογα με τα τοπογραφικά και κλιματολογικά χαρακτηριστικά της. Η μελέτη και η κατανόηση των φυσικών νόμων που τις επηρεάζουν αποτελούν το κύριο πεδίο έρευνας της υδρολογίας.

Σε ένα επεισόδιο βροχόπτωσης σε λεκάνη απορροής, το ενδιαφέρον των υδρολόγων εστιάζεται στο ρυθμό απορροής της, ο οποίος μαζί με τον όγκο, το μέγιστο ρυθμό της και το χρόνο επίτευξής του αποτελούν τα σημαντικότερα χαρακτηριστικά ενός υδρογραφήματος. Επιπλέον, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν όχι μόνο οι μετρήσεις βροχόπτωσης-απορροής αλλά και οι παράγοντες που ουσιαστικά «μετασχηματίζουν» το υετόγραμμα σε υδρογράφημα όπως μεταξύ άλλων, η χωρική και χρονική κατανομή της βροχόπτωσης, η τοπογραφία, η μορφολογία του δικτύου απορροής, τα εδαφικά χαρακτηριστικά, η εξατμισοδιαπνοή, η βλάστηση.

Παλαιότερα τη μεγαλύτερη πρόκληση στην υδρολογία αποτέλεσε ο υπολογισμός της ποσότητας νερού σε ένα ταμιευτήρα ή η ανάλυση επεισοδίων πλημμύρας. Στις μέρες μας οι απαιτήσεις έχουν αυξηθεί με αποτέλεσμα οι μελέτες να σχετίζονται όχι μόνο με την επιφανειακή και την υπόγεια κίνηση του νερού, αλλά την ποιότητά του, την μεταφορά με αυτό χημικών ή βιολογικών ρύπων και ιζημάτων, θέματα άρδευσης, εδαφικής διάβρωσης, κ.α.

Στο πλαίσιο αυτό, σημαντικό κομμάτι των ερευνών επικεντρώθηκε στην εξήγηση των υδρολογικών διεργασιών, επεκτείνοντας της θεωρίας και τις παρατηρήσεις, με στόχο την ανάπτυξη σχετικών μοντέλων. Τα υδρολογικά μοντέλα ορίζονται ως αυτά που προσομοιώνουν τις φυσικές διεργασίες που είναι υπεύθυνες για την ροή του νερού σε μια λεκάνη απορροής. Τα μοντέλα αυτά αναπτύχθηκαν για δύο κυρίως λόγους: (α) για να βελτιώσουν την κατανόηση των φυσικών συστημάτων και (β) ως προγνωστικά εργαλεία.

Τα υδρολογικά μοντέλα ανάλογα με την μαθηματική τους δομή, την χωρική και χρονική τους διακριτότητα αλλά και την τεχνική επίλυσής τους χωρίζονται σε διάφορες κατηγορίες ενώ σύμφωνα με τον Refsgaard (2007) οι τρεις γενικότερες είναι: (α) τα «μαύρου» κουτιού (“black” box) (β) τα εννοιολογικά αδιαμέριστα (conceptual lumped) και (γ) τα φυσικά κατανεμημένα (physically based distributed). Στην επόμενη ενότητα παρουσιάζονται τα γενικά χαρακτηριστικά των μοντέλων αυτών.

Κατηγορίες υδρολογικών μοντέλων

(α) Μοντέλα «μαύρου» κουτιού (Εμπειρικά)

Η δομή των μοντέλων αυτών, η μεθοδολογία των οποίων άρχισε να αναπτύσσεται την δεκαετία του '70, προσαρμόζεται στα δεδομένα εισόδου (βροχόπτωση) και εξόδου (απορροή) του υδρολογικού συστήματος ενώ οι εξισώσεις τους δεν μπορούν να αναπαραστήσουν ενδιάμεσες φυσικές διεργασίες. Ο πρώτος τύπος αυτών των μοντέλων βασιζόταν στην ανάλυση χρονοσειρών και η επιτυχία τους σχετιζόταν με την δυνατότητα περιγραφής πολύπλοκων συστημάτων διαφορετικής κλίμακας με κατανάλωση πολύ μικρού υπολογιστικού χρόνου. Στην κατηγορία αυτή περιλαμβάνονται επίσης οι προσεγγίσεις του μοναδιαίου υδρογραφήματος και οι αναλύσεις παλινδρόμησης αλλά και προγνωστικά μοντέλα

πραγματικού χρόνου (Wood and O' Connell, 1985). Σήμερα, ως ένας νεώτερος τύπος τέτοιων μοντέλων αναφέρεται αυτός των τεχνητών νευρωνικών δικτύων (Artificial Neural Networks) που είναι σε θέση να αποτυπώσουν μη γραμμικούς μετασχηματισμούς των δεδομένων εισόδου-εξόδου (Zealand et al., 1999). Στη συνέχεια δεν θα γίνει περαιτέρω αναφορά στα μοντέλα αυτά.

(β) Εννοιολογικά αδιαμέριστα μοντέλα

Τα μοντέλα αυτά αγνοούν την τοπογραφία μιας περιοχής οπότε ουσιαστικά δύο λεκάνες διαφορετικού σχήματος και κλίσης αλλά ίσου εμβαδού, θεωρούνται ίδιες. Επιπλέον, η βροχόπτωση ισοκατανέμεται σε ολόκληρη τη λεκάνη με αποτέλεσμα μια ισχυρή καταιγίδα που συμβαίνει στο ψηλότερο σημείο της να παράγει σύμφωνα με το μοντέλο τα ίδια αποτελέσματα με αυτήν που συμβαίνει στο κατώτατο σημείο της, κοντά στην έξοδό της ενώ κατανεμημένα στοιχεία όπως π.χ. ιδιότητες του εδάφους, αγνοούνται. Είναι λοιπόν φανερό ότι τέτοια μοντέλα δεν έχουν φυσική υπόσταση και ουσιαστικά μελετούν την υδρολογική συμπεριφορά της εξόδου της λεκάνης ενώ δεν παρέχουν καμία πληροφορία για το εσωτερικό της. Στα σημαντικότερα ανήκουν τα HEC-1, HSPF, NWS-River Forecasting System και HBV (Singh, 1995). Στη συνέχεια δεν θα γίνει περαιτέρω αναφορά στα μοντέλα αυτά.

(γ) Φυσικά κατανεμημένα μοντέλα

Τα φυσικά κατανεμημένα μοντέλα βροχόπτωσης-απορροής χωρίζουν τις λεκάνες απορροής σε μικρότερα τμήματα, με σκοπό να περιγράψουν την χωρική μεταβλητότητα των διαφόρων διεργασιών, των αρχικών δεδομένων, των οριακών συνθηκών αλλά και των ιδιαίτερων χαρακτηριστικών της λεκάνης που σχετίζονται με τις διεργασίες δημιουργίας επίγειας απορροής και ροής σε υδατορεύματα (Singh, 1995). Τα μοντέλα αυτά είναι εννοιολογικά «σωστότερα» από τα προηγούμενα, όχι μόνο επειδή δίνουν την δυνατότητα να ενσωματώνονται μεγάλες ποσότητες δεδομένων και κατανεμημένα χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής, αλλά επειδή επιπλέον έχουν την δυνατότητα επεξεργασίας της δυναμικής της ροής στο εσωτερικό της λεκάνης, παρέχοντας χωρικά κατανεμημένα υδρογραφήματα σε ολόκληρη την έκτασή της καθώς και λεπτομερείς εικόνες της χωρικής κατανομής της ροής. Έτσι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την πρόγνωση ξαφνικής πλημμύρας (flash flood)

αλλά και σε πιο εξειδικευμένες περιπτώσεις όπως η μελέτη των επιπτώσεων που μπορεί να επιφέρει η κλιματική αλλαγή στα χαρακτηριστικά μιας λεκάνης απορροής ή να συνδυαστούν με μοντέλα μεταφοράς-διάχυσης ρύπων ή φερτών υλικών. Στα μειονεκτήματα τέτοιων μοντέλων συγκαταλέγονται, η ανάλωση σημαντικού υπολογιστικού χρόνου και ισχύος, η ανάγκη συλλογής και ενσωμάτωσης μεγάλου αριθμού απαραίτητων δεδομένων, ο υπολογισμός των διαφόρων παραμέτρων αλλά και η ίδια η εφαρμογή τους.

Στο πλαίσιο αυτό, αναπτύχθηκε μεγάλος αριθμός μοντέλων με διαφορετικού τύπου προσομοίωση της τοπογραφίας και ποικίλου βαθμού πολυπλοκότητας βασισμένων για μεν την επιφανειακή ροή, σε πλήρεις ή απλοποιημένες εξισώσεις για τη διατήρησης μάζας και ορμής για δε την υπόγεια, στην εξίσωση Richards, όπως και σε συζευγμένες μορφές τους. Τα περισσότερο προηγμένα από αυτά, χρησιμοποιούν τις πλήρεις ή πιο απλοποιημένες μορφές των εξισώσεων St Venant για την επιφανειακή ροή σχηματοποιώντας τις παραμέτρους της υπόγειας ροής μέσω εξισώσεων φυσικής βάσης και διαφορετικού βαθμού πολυπλοκότητας (μεταξύ άλλων παλαιότερα, Strelkoff and Katopodes, 1977; Akan and Yen 1981; Zhang and Cundy 1989; και νεότερα, Tayfur et al., 1993; Sakkas et al., 1994; Galbiati and Savi 1995; Garrote and Bras 1995; Singh and Bhallamudi, 1998; VanderKwaak, 1999; Gandolfi and Savi 2000; Panday and Huyakorn 2004; Gunduz and Aral, 2005; Nickovic et al., 2010). Οι πιο απλοποιημένες προσεγγίσεις των εξισώσεων St Venant περιλαμβάνουν την χρήση εξισώσεων κινηματικού κύματος (μεταξύ άλλων, Smith and Woolhiser, 1971; Smith and Hebbert, 1983; Woolhiser et al., 1990; Calver and Wood 1995; Grayson et al., 1992; Liu et al., 2004; Ivanov et al., 2004; Kollet and Maxwell, 2006) ή αυτών του κύματος διάχυσης (μεταξύ άλλων, Abbott et al., 1986; Govindaraju and Kavvas 1991; Julien et al., 1995; Morita and Yen 2002; Jain and Singh 2005; Camporese et al., 2010). Στην επόμενη ενότητα γίνεται μια επισκόπηση των σημαντικότερων φυσικών κατανεμημένων υδρολογικών μοντέλων.

Ο πρώτος ίσως προσδιορισμός σχετικά με τα χαρακτηριστικά ενός φυσικού κατανεμημένου υδρολογικού μοντέλου δόθηκε από τους Freeze και Harlan (1969) οποίοι συνέταξαν τις προδιαγραφές για ένα τρι-διάστατο μοντέλο και από τότε πλήθος Ερευνητών, χρησιμοποιώντας απλοποιημένες ή πολύπλοκες εξισώσεις, ασχολήθηκε με ένα μεγάλο αριθμό υδρολογικών προβλημάτων. Το τρι-διάστατο

μοντέλο απλοποιήθηκε σε δι-διάστατο ή μονοδιάστατο και οι μη γραμμικές μερικές διαφορικές εξισώσεις επιλύθηκαν αριθμητικά.

Αν και ένας αριθμός εργασιών έχει ασχοληθεί λεπτομερώς με επιμέρους συνιστώσες των κατανεμημένων μοντέλων όπως η ακόρεστη ροή, η επιφανειακή απορροή, η υπόγεια ροή, κ.α., μόλις τα τελευταία χρόνια παρουσιάστηκαν ολοκληρωμένα κατανεμημένα μοντέλα συζευγμένης επιφανειακής-υπόγειας ροής για υποθετικές λεκάνες αλλά και λεκάνες απορροής φυσικής κλίμακας (VanderKwaak, 1999; Panday and Huyakorn 2004; Gunduz and Aral, 2005; Kollet and Maxwell, 2006).

Όπως είναι προφανές, για να μπορούν τα κατανεμημένα μοντέλα να λάβουν υπόψη τους την χωρική κατανομή όλων των παραμέτρων που χαρακτηρίζουν τόσο τη λεκάνη όσο και τις διάφορες υδρολογικές διεργασίες που συμβαίνουν σε αυτή είναι απαραίτητη η ακριβής προσομοίωση της τοπογραφίας της και ο καθορισμός διαδρομών του νερού.

Στο πλαίσιο αυτό, τα υδρολογικά μοντέλα για την προσομοίωση της τοπογραφίας χρησιμοποιούν διάφορα Ψηφιακά Μοντέλα Εδάφους (ΨΜΕ, Digital Elevation Models). Τα περισσότερα από αυτά χρησιμοποιούν την προσομοίωση της τοπογραφίας με χρήση ορθογώνιων παραλληλογράμμων (μοντέλα κανονικού πλέγματος), εμφανίζουν ανακολουθίες σε σχέση με την πραγματική επιφάνεια του εδάφους ενώ δεν παριστάνουν τις απότομες υψομετρικές διαφορές. Η προσέγγιση αυτή δέχεται συνεχώς βελτιώσεις (πιο πρόσφατη, Orlandini and Moretti, 2009) και είναι η περισσότερο διαδεδομένη, κυρίως για λόγους υπολογιστικής ευκολίας (Palacios-Velez and Cuevas-Renaud, 1992) ενώ παρέχεται ως στάνταρ σε πολλά πακέτα GIS.

Μια δεύτερη προσέγγιση προσομοίωσης της τοπογραφίας, χωρίζει τη λεκάνη απορροής σε αλληλοσυνδεόμενες τετράπλευρες κυψελίδες με καμπύλες πλευρές (μοντέλα περιγράμματος). Η δημιουργία τους βασίζεται στον τρόπο που ρέει το νερό στην επιφάνεια του εδάφους και οριοθετούνται από δύο καμπύλα τμήματα περιγράμματος (contour line segments) και δύο ρευματογραμμές (streamlines) οι οποίες είναι διαδρομές μέγιστης ανάντη κλίσης (Moore et al., 1991). Η μέθοδος αυτή δεν πλεονεκτεί υπολογιστικά και γενικά είχε περιορισμένη χρήση (Grayson et al., 1992; Vertessy et al., 1993; Menduni and Riboni, 2000).

Η τρίτη προσέγγιση προσομοίωσης της τοπογραφίας με την χρήση ακανόνιστου τριγωνικού πλέγματος (Triangular Irregular Network-TIN-μοντέλα) φαίνεται να αποτελεί την πιο εξελιγμένη μορφή στην προσομοίωση της υδρολογικής συμπεριφοράς μιας λεκάνης απορροής λόγω (α) της δυνατότητας προσομοίωσης της περιοχής με διαφορετικού μεγέθους και σχήματος τριγώνων που εξασφαλίζουν μεγάλη ακρίβεια και υπολογιστική οικονομία και (β) της δυνατότητας απεικόνισης γραμμικών χαρακτηριστικών μιας τοπογραφίας, τα οποία διατηρούν την ταυτότητά τους και μετά την τριγωνοποίηση.

Μέχρι τα τέλη της δεκαετίας του '90 είχαν περιορισμένη χρήση (Gandoy-Bernasconi and Palacios-Velez, 1990; Jones et al., 1990; Goodrich et al., 1991, Palacios-Velez and Cuevas-Renaud, 1992; Nelson et al., 1994; Palacios-Velez et al., 1998), λόγω της πολυπλοκότητας των χρησιμοποιούμενων δεδομένων και των αλγορίθμων τριγωνοποίησης. Οι περισσότεροι αλγόριθμοι καθόριζαν τις διαδρομές ροής κατά μήκος και μεταξύ των τριγώνων. Με τον τρόπο αυτό, σχηματοποιούσαν πλήρως κάθε διαδρομή προς την κατεύθυνση της μέγιστης κλίσης χωρίς τους περιορισμούς των προσομοιώσεων κανονικού πλέγματος. Όμως το μειονέκτημα που παρουσίασαν ήταν ότι η διόδευση της ροής γινόταν ξεχωριστά κατά μήκος και μεταξύ των τριγώνων, εμφανίζοντας δυσκολία στην ερμηνεία εδαφικών και υδρολογικών παραμέτρων. Σχετικά πρόσφατα, αρχικά οι Tucker et al., (2001) και στη συνέχεια οι Ivanov et al., (2004) και Vivoni et al., (2004), σηματοδότησαν την «ολική επαναφορά» στον ερευνητικό αυτό τομέα, προτείνοντας και εφαρμόζοντας μέθοδο με την οποία η διόδευση της επίγειας ροής και της ροής σε υδατόρευμα περιορίζεται μόνο κατά μήκος τριγωνικών ακμών ακολουθώντας την μεγαλύτερη κλίση. Στο Κεφάλαιο 2 γίνεται εκτενής αναφορά στα μοντέλα προσομοίωσης της τοπογραφίας.

Επισκόπηση φυσικών καταναμημένων υδρολογικών μοντέλων

Γενικά, από τη στιγμή που θα πέσει μια ποσότητα νερού στην επιφάνεια του εδάφους, μια σειρά φυσικών διεργασιών παίζει σημαντικό ρόλο στον καθορισμό της θέσης της μετά την παρέλευση κάποιου χρόνου. Μέχρι σήμερα, έχει γίνει με αρκετή επιτυχία η προσομοίωση σημειακών επιμέρους διεργασιών όπως π.χ. αυτών της διήθησης και της εξατμισοδιαπνοής με χρήση εξισώσεων που βασίζονται σε φυσικούς νόμους. Η χωρική ολοκλήρωση τους στη κλίμακα μιας λεκάνης απορροής με στόχο την συνολική προσομοίωση της υδρολογικής της συμπεριφοράς γίνεται με

τη χρήση φυσικών κατανεμημένων μοντέλων, χρησιμοποιώντας αναλυτική προσέγγιση της τοπογραφίας της περιοχής, μεγαλύτερο αριθμό παραμέτρων και όσο το δυνατό ακριβέστερη αναπαράσταση των αρχικών και οριακών συνθηκών.

Μάλιστα, η ταχέως αυξανόμενη υπολογιστική ισχύς και η ανάπτυξη γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών (GIS) δίνουν την δυνατότητα να δημιουργηθούν βάσεις δεδομένων για κάθε λεκάνη απορροής με πληθώρα πληροφοριών, που σε συνδυασμό με την ανάγκη για όλο και περισσότερο κατανεμημένες προγνώσεις, αποτελούν σημαντικό στοιχείο της συνεχούς ανάπτυξης τέτοιων μοντέλων. Τα μοντέλα αυτά χρησιμοποιούν μετρήσεις πεδίου ή προϊόντα τηλεπισκόπησης, οι οποίες μπορούν να περιγράψουν τις παραμέτρους που σχετίζονται με τα τοπογραφικά (κλίσεις και μορφολογία του εδάφους, δίκτυο απορροής) και τα φυσικά χαρακτηριστικά μιας λεκάνης απορροής (τύπος εδάφους, εδαφοκάλυψη, χρήσεις γης) καθώς και την χωρική και χρονική κατανομή της βροχόπτωσης. Οι παραπάνω παράμετροι με την προσθήκη των ορογραφικών δεδομένων είναι οι ελάχιστες δυνατές που είναι απαραίτητες ως δεδομένα εισόδου για την αριθμητική επίλυση των εξισώσεων που σχετίζονται με τις βασικές διεργασίες στην μελέτη της υδρολογικής συμπεριφοράς μιας λεκάνης απορροής δηλαδή, τη διήθηση, την επίγεια ροή και τη ροή σε υδατορεύματα.

Στο πλαίσιο αυτό, έχει αναπτυχτεί μεγάλος αριθμός φυσικών κατανεμημένων υδρολογικών μοντέλων διαφορετικής πολυπλοκότητας και χαρακτηριστικών για τα περισσότερα από τα οποία έχει γίνει εκτενής αναφορά από τους Singh and Woolhiser (2002), Furman (2009) και Borah (2011). Στη επόμενη ενότητα παρουσιάζονται με χρονολογική σειρά, μερικά από τα σημαντικότερα.

Μερικά από τα σημαντικότερα φυσικά κατανεμημένα υδρολογικά μοντέλα

Οι Smith and Woolhiser (1971), ήταν ίσως οι πρώτοι που προχώρησαν σε σύζευξη επιφανειακής-υπόγειας ροής, λύνοντας την εξίσωση κινηματικού κύματος σε συνδυασμό με την μονοδιάστατη εξίσωση Richards. Όσο δεν υπήρχαν συνθήκες κατάκλυσης στην επιφάνεια, η βροχή ήταν η οριακή συνθήκη για το μοντέλο υπόγειας ροής, ενώ μετά την κατάκλυση, ως οριακή συνθήκη χρησιμοποιήθηκε η μηδενική τιμή του ύψους πίεσης. Με την παραδοχή αυτή, δεν ήταν απαραίτητο να λυθούν οι εξισώσεις ταυτόχρονα ή να χρησιμοποιηθεί επαναληπτική μέθοδος.

Αργότερα, οι Abbott et al. (1986), περιέγραψαν την μαθηματική και υπολογιστική δομή του εξελιγμένου φυσικού καταναμημένου μοντέλου SHE (European Hydrological System), το οποίο περιλαμβάνει έναν αριθμό από φυσικές διεργασίες που αποτελούν συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου, όπως το λιώσιμο του χιονιού, η παρεμπόδιση, η εξατμισοδιαπνοή, η επίγεια ροή και η διόδευση σε υδατορεύματα, η ακόρεστη και κορεσμένη υπόγεια ροή. Κατασκεύασαν μάλιστα το μοντέλο τους με ρυθμιζόμενο σχήμα ώστε να είναι δυνατή η εύκολη ενημέρωση και ο εκσυγχρονισμός των διαφόρων συνιστωσών του αλλά και η προσθήκη νέων. Οι δισδιάστατες εξισώσεις του κύματος διάχυσης που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή της βαθμιαία μεταβαλλόμενης επιφανειακής απορροής επιλύονται με την χρήση ενός ρητού σχήματος πεπερασμένων διαφορών. Η μέθοδος διόδευσης της ροής στα υδατορεύματα είναι παρόμοια με αυτήν της επιφανειακής απορροής, αν και χρησιμοποιούνται μονοδιάστατες εξισώσεις ροής με χρήση ενός πεπλεγμένου σχήματος πεπερασμένων διαφορών. Αντίστοιχο σχήμα χρησιμοποιείται και για την επίλυση της μονοδιάστατης εξίσωσης Richards για ακόρεστη υπόγεια ροή με παράμετρο το ύψος πίεσης.

Οι Woolhiser et al. (1990), παρουσίασαν το μοντέλο KINEROS, ένα μεμονωμένου επεισοδίου (event-based) καταναμημένο μοντέλο, το οποίο εφαρμόζεται σε μικρές αγροτικές αλλά και αστικές λεκάνες απορροής. Μια λεκάνη περιγράφεται από διαδοχικές επίπεδες επιφάνειες και αγωγούς και χρησιμοποιεί μονοδιάστατες κινηματικές εξισώσεις, για να περιγράψει τη ροή σε ορθογώνιες επιφάνειες και τραπεζοειδή κανάλια, κυκλικούς αγωγούς και μικρές λίμνες κατακράτησης νερού. Οι μερικές διαφορικές εξισώσεις που περιγράφουν τις διαδικασίες παρεμπόδισης, διήθησης, επιφανειακής απορροής, διάβρωσης και μεταφοράς ιζήματος, επιλύονται με αριθμητικές μεθόδους ενώ είναι δυνατό να ληφθεί υπόψη και η χωρική διακύμανση των παραμέτρων που επηρεάζουν τις διαδικασίες αυτές. Το μοντέλο μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να καθορίσει την επίδραση διαφόρων αστικών ή αγροτικών χαρακτηριστικών (π.χ. αστικές κατασκευές, μικρούς ταμιευτήρες νερού, κανάλια διόδευσης πλημμύρας), στην υδρολογική μελέτη τους.

Οι Grayson et al. (1995), περιέγραψαν ένα απλό, μεμονωμένου επεισοδίου, καταναμημένο μοντέλο επιφανειακής απορροής (THALES), το οποίο επαληθεύτηκε στο εργαστήριο και στη συνέχεια δοκιμάστηκε σε μικρές λεκάνες απορροής. Το

μοντέλο, χρησιμοποιεί για την ανάλυση της τοπογραφίας μοντέλο περιγράμματος (TAPES-C), ενώ για την απορροή λαμβάνει υπόψη και τους δύο μηχανισμούς δημιουργίας της. Η επιφανειακή ροή προσεγγίζεται με την χρήση της μονοδιάστατης κινηματικής εξίσωσης ενώ στην ακόρεστη εδαφική ζώνη, η ροή θεωρείται κατακόρυφη. Ακόμη, η πλευρική κορεσμένη υπόγεια ροή προσεγγίζεται επίσης κινηματικά και είναι δυνατόν, σε κατάλληλες συνθήκες, να τροφοδοτήσει την επιφανειακή ροή.

Οι Julien et al. (1995), περιέγραψαν ένα φυσικό μοντέλο επιφανειακής απορροής (CASC2D), συμβατό με δεδομένα βροχόπτωσης σε ψηφιακή μορφή (raster) από μετεωρολογικό ραντάρ. Πρόκειται για ένα μοντέλο που λαμβάνει υπόψη του διάφορες συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου, όπως την διαρκώς μεταβαλλόμενη εδαφική υγρασία, την διήθηση, την παρεμπόδιση, την επιφανειακή απορροή και τη διόδευση στα υδατορεύματα καθώς και την μεταφορά ιζημάτων. Αρχικά, το μοντέλο δημιουργήθηκε για την πρόγνωση πλημμυρών, ως μεμονωμένου επεισοδίου, ενώ στη συνέχεια εξελίχθηκε σε συνεχούς χρόνου (continuous). Το νερό διοδεύεται ως επιφανειακή απορροή με την χρήση μιας δισδιάστατης εξίσωσης διάχυσης για την επίγεια ροή, με την ιδιαιτερότητα ότι το νερό κινείται διαδοχικά, αρχικά κατά την x και στη συνέχεια κατά την y διάσταση, ενώ η ροή στα υδατορεύματα είναι μονοδιάστατη. Για την περιγραφή της διήθησης χρησιμοποιείται η εξίσωση Green-Ampt, ενώ η εδαφική στήλη θεωρείται απείρου βάθους, υπόθεση που δεν ισχύει βέβαια όταν ο υδροφόρος ορίζοντας είναι σε μικρά βάθη και μπορεί να παίξει σημαντικό ρόλο στο ισοζύγιο ροών. Η γενικότερη σχεδίαση του μοντέλου του δίνει τη δυνατότητα να δεχτεί ψηφιακά δεδομένα GIS, η ρύθμισή του όμως απαιτεί δεδομένα πολλών ετών με χρήση ενός ολοκληρωμένου πακέτου μετεωρολογικών παραμέτρων, συμπεριλαμβανομένης και της συνιστώσας της εξατμισοδιαπνοής.

Την ίδια περίοδο, οι Garrote and Bras (1995), παρουσίασαν το κατανεμημένο μοντέλο βροχόπτωσης-απορροής RIBS (Realtime Integrated Basin Simulator), το οποίο αναπτύχθηκε με σκοπό να συστηματοποιήσει την παραμετροποίηση των διεργασιών δημιουργίας απορροής, βασιζόμενο σε φυσικούς νόμους περισσότερο από άλλα εννοιολογικά μοντέλα, ενώ σχεδιάστηκε ως μεμονωμένου επεισοδίου, για την πρόγνωση σε πραγματικό χρόνο των πλημμυρών σε μεσαίες και μεγάλες λεκάνες απορροής. Σημειώνεται ότι στον κορεσμό της επιφάνειας του εδάφους λαμβάνονταν

υπόψη και οι δύο μηχανισμοί (Horton και Dunne), σε συνδυασμό με κινηματικό μοντέλο διήθησης.

Το μοντέλο InHM (Integrated Hydrology Model) που ανέπτυξε ο VanderKwaak (1999), αποτελεί το πρώτο παράδειγμα μοντέλου φυσικής βάσης που δημιουργήθηκε στο πνεύμα των Freeze and Harlan (1969). Το μοντέλο σχεδιάστηκε για τον ποσοτικό υπολογισμό επιφανειακής και υπόγειας ροής σε πλήρη σύζευξη, με χρήση τρισδιάστατης μεταβαλλόμενης κορεσμένης ροής (εξίσωση Richards) και της δισδιάστατης - με προσέγγιση κύματος διάχυσης - επίγειας ροής και ροής σε υδατορεύματα. Οι παραπάνω εξισώσεις συμπληρώνονται από τις αντίστοιχες μεταφοράς διαλυμένης ουσίας σε πορώδες ή μακροπορώδες μέσο. Η αλληλεπίδραση μεταξύ επιφανειακών και υπόγειων συστημάτων γίνεται μέσω ενός δευτερεύοντος εδαφικού στρώματος, με πάχος ανάλογο των υδραυλικών ιδιοτήτων του πραγματικού υπόγειου συστήματος. Τόσο η ροή του νερού όσο και η αντίστοιχη της διαλυμένης ουσίας, θεωρείται ότι μεταβάλλονται γραμμικά με την βαθμίδα του ύψους πίεσης κατά μήκος του στρώματος αυτού, θεωρώντας ότι συμπεριφέρεται ως ένα μονοδιάστατο, μεταβαλλόμενου κορεσμού εδαφικό στρώμα που υπακούει στο νόμο του Darcy, με αγωγιμότητα που καθορίζεται κάθε φορά από την υγρασία του.

Λίγα χρόνια μετά, οι Ivanov et. al., (2004a,b), χρησιμοποιώντας ως βάση το μοντέλο RIBS (Garote and Bras, 1995) αλλά και την ανάλυση της τοπογραφίας με χρήση τριγωνικού πλέγματος σε συνδυασμό με πολλά στοιχεία του μοντέλου CHILD, δημιούργησαν το εξελιγμένο μοντέλο tRIBS (triangulated Irregular Network, “tIN based” RIBS). Το μοντέλο αυτό κληρονόμησε την λειτουργικότητα του προκατόχου του δίνοντας επιπλέον την δυνατότητα συνεχούς μοντελοποίησης της υδρολογικής συμπεριφοράς μιας λεκάνης απορροής, με παραμετροποίηση διεργασιών όπως η παρεμπόδιση, η εξατμισοδιαπνοή, το ενεργειακό ισοζύγιο στην επιφάνεια του εδάφους (ακτινοβολία, αισθητή και λανθάνουσα θερμότητα κ.λ.π.), δυναμικά χαρακτηριστικά της κορεσμένης και ακόρεστης ζώνης αλλά και της επιφανειακής διόδευσης του εδαφικού νερού. Σημαντική εξέλιξη του μοντέλου απετέλεσε η προσομοίωση της τοπογραφίας με χρήση τριγωνικών επιφανειών (αντί των ορθογώνιων του RIBS), με την οποία πλέον διατηρούνται τα κρίσιμα χαρακτηριστικά της επιφάνειας του εδάφους, τα οποία λαμβάνονται υπόψη στο πλαίσιο της κατανόησης της δυναμικής των διεργασιών μιας λεκάνης απορροής.

Την ίδια περίοδο, οι Panday and Huyakorn (2004) δημιούργησαν ένα χωρικά καταναμημένο μοντέλο (MODHMS) για την πλήρως συζευγμένη προσομοίωση της επιφανειακής και υπόγειας ροής. Το μοντέλο είναι σχεδιασμένο με τέτοιο τρόπο ώστε να μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε ένα ευρύ φάσμα εφαρμογών, σε διαφορετικές μάλιστα κλίμακες μεγέθους. Οι εδαφικές ανωμαλίες οι οποίες μπορούν να επηρεάσουν τις διάφορες συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου μέσω της επιφανειακής παγίδευσης, της πυκνής βλάστησης, διαφόρων αστικών ή αγροτικών χαρακτηριστικών καθώς και διαφόρων υδραυλικών κατασκευών (π.χ. φράγματα, γέφυρες κ.α.), λαμβάνονται υπόψη με τη χρήση κατάλληλων όρων στις σχετικές εξισώσεις. Η εξατμισοδιαπνοή τόσο από την επιφάνεια του εδάφους όσο και μέσα σε αυτό, μοντελοποιείται με τη χρήση παραμέτρων που αφορούν στην εδαφοκάλυψη και την κλιματολογία, ώστε να λαμβάνονται υπόψη στον καθορισμό ενός ολοκληρωμένου υδατικού ισοζυγίου. Το μοντέλο χρησιμοποιεί τρισδιάστατες εξισώσεις για την κορεσμένη και ακόρεστη υπόγεια ροή, με την ροή από την επιφάνεια προς το υπέδαφος να υπολογίζεται ως γραμμική συνάρτηση της διαφοράς του ύψους πίεσης και συνδυάζεται με την δισδιάστατη εξίσωση διάχυσης για την επίγεια ροή και την μονοδιάστατη για την ροή στα υδατορεύματα.

Σχεδόν ταυτόχρονα, οι Gunduz and Aral (2005) πρότειναν μια νέα μέθοδο με σκοπό την επίλυση της πλήρως συζευγμένης επιφανειακής και υπόγειας ροής. Η μέθοδος βασίστηκε στην ιδέα της ταυτόχρονης επίλυσης των σχετικών εξισώσεων με χρήση ενός κοινού (μοναδικού) πίνακα και όχι δύο διαφορετικών πινάκων για κάθε διεργασία ξεχωριστά, η οποία έπρεπε να συνοδεύεται από επαναληπτική μέθοδο ώστε να επιτυγχάνεται σύγκλιση. Το μοντέλο χρησιμοποιεί την δυναμική μορφή των μονοδιάστατων εξισώσεων St Venant για τα υδατορεύματα σε σύζευξη με ένα μέσο δισδιάστατο, κατακόρυφο μοντέλο υπόγειας ροής. Η σύνδεση μεταξύ των μοντέλων γίνεται με χρήση, του εξαρτώμενου από το ύψος πίεσης όρου πλευρικής εισροής/εκροής, ο οποίος υπάρχει στις εξισώσεις που περιγράφουν και τις δύο διεργασίες.

Σχεδόν την ίδια περίοδο, οι Kollet and Maxwell (2006), παρουσίασαν ένα υδρολογικό μοντέλο που συνδυάζει ένα νέο δισδιάστατο κινηματικής προσέγγισης προσομοιωτή της επίγεια ροής με ένα ήδη υπάρχοντα παράλληλο κώδικα (ParFlow) μεταβαλλόμενης τρισδιάστατης υπόγειας ροής, με τον πρώτο να παίρνει τον ρόλο της οριακής συνθήκης για τις εξισώσεις του δεύτερου. Με την προσέγγιση αυτή, η

σύζευξη επιφανειακής και υπόγειας ροής δεν βασίζεται στην έννοια της αγωγιμότητας που προϋποθέτει διακριτή ζώνη αλληλεπίδρασης μεταξύ επιφάνειας και υπεδάφους για την ανταλλαγή ροής, αλλά τώρα χρησιμοποιούνται οι εξισώσεις της επιφανειακής ροής ως αρχικές συνθήκες για την υπόγεια ροή, λαμβάνοντας υπόψη την ελεύθερη επιφάνεια του νερού σε συνθήκες κατάκλυσης στην επιφάνεια του εδάφους.

Αντικείμενο μελέτης

Με την αναδρομή που έγινε στις προηγούμενες ενότητες γίνεται φανερό ότι τα κατανεμημένα υδρολογικά μοντέλα αναπτύχθηκαν για δύο λόγους: για να βελτιώσουν την κατανόηση των φυσικών συστημάτων και για να λειτουργήσουν ως προγνωστικά εργαλεία. Κανένα όμως μοντέλο δεν μπορεί να αναπαραστήσει με απόλυτη πιστότητα τις φυσικές διεργασίες. Κι αυτό γιατί είναι αδύνατο να μετρηθούν και να προσομοιωθούν ξεχωριστά οι αλληλεπιδράσεις μεταξύ αέρα, εδάφους και νερού είτε για πρακτικούς είτε για οικονομικούς λόγους. Έτσι, κάθε προτεινόμενο μοντέλο αποτελεί ουσιαστικά μία προσπάθεια απλοποίησης της πραγματικότητας και για το λόγο αυτό πρέπει να παραμένει αρκετά απλό ώστε να είναι εύχρηστο και κατανοητό αλλά ταυτόχρονα να είναι και αρκετά πολύπλοκο ώστε να είναι αντιπροσωπευτικό του συστήματος που εξετάζεται.

Απαντώντας σε αυτή την πρόκληση, αναπτύχθηκε τις τελευταίες δεκαετίες μια σειρά από φυσικά κατανεμημένα μοντέλα διαφορετικού βαθμού πολυπλοκότητας τα οποία χρησιμοποιήθηκαν σε πληθώρα υδρολογικών εφαρμογών, τα σημαντικότερα από τα οποία περιγράφηκαν στην προηγούμενη ενότητα. Η ακρίβειά τους βασίστηκε μεταξύ άλλων στη ρεαλιστική απεικόνιση σημαντικών παραμέτρων όπως η ορογραφία, τα εδαφικά χαρακτηριστικά, οι διαδρομές νερού, η βροχόπτωση κ.α., οι οποίες σε μια πραγματική, μικρή ή μεγάλη λεκάνη απορροής είναι δύσκολη και συχνά ανεπαρκής. Στο πλαίσιο αυτό, η ακριβής περιγραφή της πραγματικής κατάστασης είναι απαραίτητη και αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα κατά την ανάπτυξη ενός κατανεμημένου υδρολογικού μοντέλου. Το πρόβλημα είναι μεγαλύτερο στις μικρές λεκάνες απορροής, όπου ο ρόλος των μικρής κλίμακας χαρακτηριστικών γίνεται ιδιαίτερα σημαντικός, με τα μικρά σφάλματα των μετρήσεων (τοπογραφικά, εδαφικά, υδρολογικά) να προκαλούν πολύ μεγαλύτερα σφάλματα στα αποτελέσματα ενός μοντέλου.

Στο πλαίσιο αυτό, η παρούσα διδακτορική διατριβή έχει ως αντικείμενο τον σχεδιασμό και την ανάπτυξη ενός νέου καταναμημένου υδρολογικού μοντέλου όπου η συμπεριφορά μικρών λεκανών απορροής πολύπλοκης τοπογραφίας προσομοιώνεται με ακρίβεια χρησιμοποιώντας ημι-ακανόνιστη τριγωνοποίηση εδάφους (semi-TIN). Το πρωτότυπο μοντέλο που ονομάστηκε DELTA/HYDRO (Discretization with ELements of Triangles Approach/HYDROlogy) αντιμετωπίζει με επιτυχία μειονεκτήματα άλλων μεθόδων αφού έχει τη δυνατότητα να αποτυπώσει με ακρίβεια την οποιαδήποτε παράμετρο στο επίπεδο της πιο μικρής υπολογιστικής μονάδας επιφάνειας, ιδιότητα πολύ χρήσιμη στην ανάλυση μικρών λεκανών απορροής. Το μοντέλο αποτελείται από ένα σύνθετο γεωμετρικό μοντέλο για τον ακριβή γεωμετρικό καθορισμό των επιφανειακών διαδρομών νερού και ένα συζευγμένο υδρολογικό μοντέλο εδαφικής διήθησης - επιφανειακής απορροής.

Πιο συγκεκριμένα, η προτεινόμενη μεθοδολογία που εφαρμόζεται για πρώτη φορά στην ανάπτυξη του γεωμετρικού μοντέλου, βασίζεται στην παραδοχή ότι σε μια δεδομένη τοπογραφία, μία μεμονωμένη διαδρομή νερού ξεκινά από οποιοδήποτε κεκλιμένο τρίγωνο στο οποίο σημειώνεται βροχόπτωση. Στη συνέχεια σχηματοποιούνται όλες οι δυνατές ανεξάρτητες διαδρομές ροής, όπου μια αλληλουχία διαδοχικών διαβρεχόμενων τριγωνικών ή τραπεζοειδών επιφανειών οριοθετεί μια διαδρομή επίγειας ροής ενώ μια αντίστοιχη ακμών τριγώνων ένα υδατόρευμα. Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό του νέου μοντέλου είναι ότι προσδίδει πραγματικές διαστάσεις σε κάθε διαδρομή ροής, οι οποίες αποκτούν φυσική σημασία και μπορούν να «μεταφέρουν» εκτός από νερό και οποιαδήποτε παράμετρο που κινείται ακολουθώντας την λογική της βαρύτητας (π.χ. ρύπος ή ίζημα). Οι παραπάνω διαδρομές οριοθετούν με ακρίβεια τον υπολογιστικό χώρο στον οποίο ακολούθως μπορούν να λυθούν οι εξισώσεις για τη μελέτη άλλου προβλήματος όπως π.χ. του υδρολογικού που αναπτύχθηκε στο πλαίσιο της διατριβής. Το νέο μοντέλο, πλεονεκτεί έναντι άλλων TIN προσεγγίσεων που αναφέρθηκαν νωρίτερα αφού με την προτεινόμενη μεθοδολογία η επίγεια ροή και η ροή σε υδατόρευμα μελετώνται σε πλήρη σύζευξη και όχι ξεχωριστά ή μόνο σε τριγωνικές ακμές ενώ η όλη διαδικασία είναι γρήγορη και πλήρως αυτοματοποιημένη. Επιπλέον, το μοντέλο είναι απλό και εύχρηστο ενώ πλεονέκτημά του αποτελεί ο «ανοιχτός και προσβάσιμος» κώδικάς του, ο οποίος δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να επέμβει για να τροποποιήσει τα υπάρχοντα μοντέλα ή να προσθέσει νέα (π.χ. τριγωνοποίηση Delaunay, μεταφορά

ρυπαντών, υπόγεια ροή κ.ά.) ενώ μπορεί να συνδεθεί με ARC/INFO εφαρμογές ή άλλα μοντέλα (π.χ. ατμοσφαιρικά).

Στη συνέχεια αναπτύχθηκε ο υδρολογικός κλάδος του μοντέλου DELTA/HYDRO που στην παρούσα έκδοση του μοντέλου αποτελείται από τα συζευγμένα μοντέλα εδαφικής διήθησης - επιφανειακής απορροής. Πιο συγκεκριμένα, η επιφανειακή απορροή περιγράφεται με τη χρήση της μονοδιάστατης εξίσωσης της συνέχειας και της προσέγγισης κινηματικού κύματος ενώ η εδαφική διήθηση με την εξίσωση Richards (Rawls et al., 1993). Η σύζευξη των δύο διεργασιών γίνεται μέσω του ύψους πίεσης του εδαφικού νερού και της επιφανειακής διήθησης, για την οποία χρησιμοποιείται η προσέγγιση των Green και Ampt (Rawls et al., 1993) σε συνδυασμό με την τροποποίηση των Mein και Larson (Mein and Larson, 1973). Στα αποτελέσματα του μοντέλου περιλαμβάνονται, όγκοι και μέγιστα απορροής, υδρογραφήματα όχι μόνο στην έξοδο αλλά και σε εσωτερικά σημεία μιας λεκάνης απορροής ενώ είναι δυνατό να αποτυπωθεί σε οποιοδήποτε θέση της ένας αριθμός παραμέτρων, όπως π.χ. η επιφανειακή διήθηση, το προφίλ της εδαφικής υγρασίας, ή το βάθος επιφανειακής ροής.

Έλεγχος της ακρίβειας του μοντέλου DELTA/HYDRO έγινε με την εφαρμογή του σε μικρές λεκάνες απορροής στην Arizona των Η.Π.Α, οι οποίες δέχονται τους καλοκαιρινούς μήνες μεγάλα ποσά βροχής από έντονες τοπικές αλλά μικρής διάρκειας θερμικές καταιγίδες. Η επιλογή των λεκανών και των επεισοδίων που αναλύθηκαν έγινε σε μια προσπάθεια να τεθούν τα όρια που μπορεί να κινηθεί η ακρίβεια του μοντέλου στην αντικειμενικά δύσκολη προσομοίωση βραχύβιων επεισοδίων μικρότερης ή μεγαλύτερης έντασης και διάρκειας σε μικρές λεκάνες απορροής.

Περαιτέρω ανάλυση της συμπεριφοράς του μοντέλου έγινε με σκοπό να ελεγχθεί η αξιοπιστία της προτεινόμενης μεθοδολογίας. Για το σκοπό αυτό έγινε συγκριτική μελέτη της ευαισθησίας του σε διαφορετικές παραμέτρους εισόδου (βροχόπτωση, παράμετροι βαθμονόμησης). Επιπλέον αξιολογήθηκαν, η προγνωστική ικανότητά του σε εσωτερικά σημεία των λεκανών απορροής καθώς και η επίδραση της γεωμετρικής ανάλυσης της τοπογραφίας στα συνολικά αποτελέσματα των προσομοιώσεων. Τέλος, εξετάστηκαν η ακρίβεια και η προγνωστική αβεβαιότητα του μοντέλου με την εφαρμογή του σε μεμονωμένο επεισόδιο εκτός των ορίων

βαθμονόμησης αλλά και σε διαφορετική λεκάνη απορροής και για επεισόδιο με διαφορετικά χαρακτηριστικά από αυτά των λεκανών Lucky Hills.

Δομή εργασίας

Στο Κεφάλαιο 2 αρχικά περιγράφονται τα χαρακτηριστικά των μοντέλων προσομοίωσης της τοπογραφίας. Στη συνέχεια, γίνεται μια ανασκόπηση των μοντέλων διήθησης με έμφαση στα προσεγγιστικά μοντέλα καθώς και στις τροποποιήσεις αυτών. Τέλος, περιγράφονται οι βασικές εξισώσεις που χρησιμοποιούνται στην προσομοίωση της επίγειας ροής και της ροής σε υδατόρευμα και ιδιαίτερα η προσέγγιση του κινηματικού κύματος η οποία χρησιμοποιείται ευρέως στα κατανεμημένα υδρολογικά μοντέλα ενώ παράλληλα δίνονται οι αριθμητικές μέθοδοι επίλυσής τους.

Στο Κεφάλαιο 3 παρουσιάζεται αναλυτικά η μεθοδολογία των τριών μοντέλων που δημιουργήθηκαν στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής και συνθέτουν το κατανεμημένο μοντέλο DELTA/HYDRO. Αρχικά παρουσιάζεται η νέα μεθοδολογία καθορισμού των διαδρομών επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα με την χρήση ημι-ακανόνιστων τριγωνικών στοιχείων η οποία συνοδεύεται από παράδειγμα εφαρμογής σε τμήμα υποθετικής λεκάνης απορροής. Στη συνέχεια αναλύεται η μεθοδολογία επεξεργασίας των γεωμετρικών δεδομένων για τον πλήρη καθορισμό κάθε διαδρομής και περιγράφεται η διαδικασία αποθήκευσής τους. Ακολούθως, αναπτύσσεται η μεθοδολογία καθορισμού του υδρογραφικού δικτύου μιας λεκάνης απορροής όπου αρχικά αναλύεται ο μετασχηματισμός των διαδρομών επίγειας ροής και στη συνέχεια η αρχή του ιεραρχικού καθορισμού των υδατορευμάτων του. Το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση της διήθησης και της κίνησης της εδαφικής υγρασίας σε κορεσμένο και ακόρεστο έδαφος περιγράφεται στη συνέχεια με την ανάλυση των εξισώσεων που χρησιμοποιήθηκαν, την περιγραφή της μεθοδολογίας διακριτοποίησής τους και των αρχικών και οριακών συνθηκών τους. Τέλος περιγράφεται το μοντέλο επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα, όπου αναλύονται οι σχετικές εξισώσεις, περιγράφεται η μεθοδολογία διακριτοποίησής τους και οι αρχικές και οριακές συνθήκες που χρησιμοποιήθηκαν. Το κεφάλαιο συμπληρώνεται με την περιγραφή της μεθοδολογίας σύζευξης επιφανειακής και κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας.

Στο Κεφάλαιο 4 γίνεται η αναλυτική παρουσίαση της εφαρμογής του μοντέλου DELTA/HYDRO στις λεκάνες απορροής Lucky Hills, στην Arizona των Η.Π.Α. Αρχικά δίνονται τα γενικά χαρακτηριστικά των λεκανών καθώς και αυτά των επεισοδίων που αναλύονται στην παρούσα μελέτη. Στη συνέχεια, παρουσιάζονται τρεις, διαφορετικής γεωμετρικής ανάλυσης, προσομοιώσεις των λεκανών και του υδρογραφικού τους δικτύου με χρήση του γεωμετρικού κλάδου του μοντέλου, αναλύονται τα αποτελέσματα εφαρμογής τους και επιλέγεται η βέλτιστη η οποία και χρησιμοποιείται εφεξής. Η βαθμονόμηση του μοντέλου που ακολουθεί βασίζεται σε τέσσερα ανεξάρτητα επεισόδια βροχόπτωσης-απορροής και η επαλήθευση σε πέντε, ενώ αναλύεται κάθε επεισόδιο ξεχωριστά και εφαρμόζονται πολλαπλά στατιστικά κριτήρια. Στη συνέχεια γίνεται συγκριτική μελέτη της ευαισθησίας του μοντέλου στη διακύμανση της βροχόπτωσης με χρήση ενός μόνο βροχόμετρου και στις διακυμάνσεις των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν στη διαδικασία βαθμονόμησης ενώ η εσωτερική συνοχή του μελετάται με την ανάλυση των υδρογραφημάτων για δύο εσωτερικές υπολεκάνες. Το μοντέλο κίνησης της εδαφικής υγρασίας επαληθεύεται για διάφορα στιγμιότυπα επιλεγμένων επεισοδίων ενώ τέλος γίνεται μελέτη της επίδρασης της επιλογής του μεγέθους ανάλυσης πλέγματος της γεωμετρικής προσομοίωσης των λεκανών στα αποτελέσματα του μοντέλου.

Στο Κεφάλαιο 5 γίνεται περαιτέρω μελέτη της των δυνατοτήτων του μοντέλου με τη ανάλυση αρχικά ενός «ακραίου» επεισοδίου βροχόπτωσης-απορροής στις λεκάνες απορροής Lucky Hills και στη συνέχεια ενός πολύπλοκου επεισοδίου 24ωρης διάρκειας, σε μια μικρή λεκάνη απορροής με διαφορετικά χαρακτηριστικά από τις προηγούμενες, στο Arkansas των Η.Π.Α.

Στο Κεφάλαιο 6 δίνονται συνοπτικά τα συμπεράσματα και οι παρατηρήσεις που προέκυψαν κατά την εκπόνηση της παρούσας διατριβής. Επιπλέον, γίνεται αναφορά στην δυνατότητα περαιτέρω εμβάθυνσης και μελλοντικής έρευνας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2.

Θεωρία

2.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται τα χαρακτηριστικά των ψηφιακών μοντέλων προσομοίωσης της τοπογραφίας και σκιαγραφούνται τα πλεονεκτήματα/μειονεκτήματα του κάθε ενός, με ιδιαίτερη έμφαση σε αυτά που χρησιμοποιούν τριγωνικό ακανόνιστο πλέγμα. Στη συνέχεια, γίνεται αναφορά στις υπάρχουσες μεθοδολογίες για την ποσοτική προσέγγιση της διήθησης με έμφαση στα προσεγγιστικά μοντέλα καθώς και στις τροποποιήσεις αυτών. Επιπλέον, αναλύονται οι ιδιαιτερότητες που παρουσιάζουν τα μοντέλα κίνησης του νερού στο έδαφος με χρήση των διαφορετικών μορφών της εξίσωσης Richards. Στο τελευταίο μέρος του κεφαλαίου περιγράφονται οι βασικές εξισώσεις που χρησιμοποιούνται στην προσομοίωση της μονοδιάστατης επίγειας ροής και της ροής σε υδατόρευμα ενώ ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στην προσέγγιση κινηματικού κύματος και τις αριθμητικές μεθόδους επίλυσής της.

2.2 Τοπογραφία-Γεωμετρία

2.2.1 Γενικά

Σε μια λεκάνη απορροής, η ρεαλιστική απεικόνιση παραμέτρων όπως η ορογραφία, τα χαρακτηριστικά του εδάφους και της βροχόπτωσης έχουν ιδιαίτερη σημασία αφού καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό την ακρίβεια των χρησιμοποιούμενων μοντέλων. Τα φυσικά κατανεμημένα μοντέλα λαμβάνουν υπόψη τους τη χωρική κατανομή των παραπάνω παραμέτρων πετυχαίνοντας να ενσωματώσουν τα χαρακτηριστικά τόσο της λεκάνης όσο και των διαφόρων υδρολογικών διεργασιών. Μία ακριβής λοιπόν προσομοίωση της τοπογραφίας της λεκάνης είναι απαραίτητη, αλλά πρέπει να γίνεται με ιδιαίτερη προσοχή αφού, όπως αναφέρει ο Goodrich (1990), ο βαθμός πολυπλοκότητας της γεωμετρικής της απεικόνισης πρέπει να είναι ανάλογος του μεγέθους των διαθέσιμων δεδομένων.

2.2.2 Ψηφιακά Μοντέλα Εδάφους

Ο ακριβής καθορισμός των διαδρομών του επιφανειακού νερού είναι ένα από τα σημαντικότερα προβλήματα κατά την ανάπτυξη ενός κατανεμημένου υδρολογικού μοντέλου και όπως είναι προφανές, οι περιοχές σύγκλισης ή η απόκλισης της τοπογραφίας επιδρούν καθοριστικά στα χαρακτηριστικά της ροής επηρεάζοντας τις υδρολογικές και υδραυλικές παραμέτρους της (Grayson et al., 1995). Χωρίς την ακριβή προσομοίωση των χαρακτηριστικών της τοπογραφίας, η ακριβής πρόγνωση της υδρολογικής απόκρισης μιας λεκάνης απορροής είναι αδύνατη. Η τοπογραφία μιας περιοχής μπορεί να περιγραφεί με χρήση H/Y χρησιμοποιώντας διάφορα Ψηφιακά Μοντέλα Εδάφους (ΨΜΕ) (Digital Elevation Models, DEMs), δηλ. μαθηματικά μοντέλα που αποτελούνται από σειτ αριθμών που αναπαριστούν τις ιδιότητες του εδάφους (υψόμετρα) και κανόνες (αλγορίθμων) που ερμηνεύουν την σημασία των αριθμών αυτών (Gandoy-Bernasconi and Palacios_Velez, 1990). Η επιλογή της πηγής των δεδομένων και οι τεχνικές της δειγματοληψίας υψομετρικών δεδομένων είναι καθοριστικοί παράγοντες της ποιότητας του ΨΜΕ που θα δημιουργηθεί. Τα δεδομένα αυτά αποτελούνται από παρατηρήσεις υψομέτρων και όταν είναι δυνατό, από συμπληρωματικές πληροφορίες που αφορούν χωρικά φαινόμενα τα οποία επηρεάζουν σημαντικά τη μορφή της φυσικής γήινης επιφάνειας (π.χ. στοιχεία επιφανειακών ασυνεχειών όπως γκρεμοί, ρήγματα κ.λ.π.). Τα δεδομένα είναι δυνατόν να προέρχονται από:

- επίγειες μετρήσεις
- φωτογραμμετρική απόδοση (χειροκίνητη, ημι-αυτόματη ή αυτόματη)
- ψηφιοποίηση χαρτογραφικών προϊόντων
- ραντάρ, υψομετρία με λείζερ ή ηχοβολιστικά (sonar)
- υπολογιστική προσομοίωση (π.χ. κλασματική γεωμετρία)

Όπως αναφέρουν οι Moore et al., (1991) υπάρχουν τρία είδη ΨΜΕ που έχουν χρησιμοποιηθεί από διάφορα υδρολογικά μοντέλα. Πρόκειται για:

- α) μοντέλα κανονικού πλέγματος (regular-grid models),
- β) μοντέλα που βασίζονται στο περίγραμμα (contour-based models),
- γ) μοντέλα τριγωνικού ακανόνιστου πλέγματος (triangular-irregular network models, TINs).

Στη συνέχεια δίνεται αναλυτική περιγραφή των χαρακτηριστικών του καθενός.

2.2.2.1 Μοντέλα κανονικού πλέγματος

Τα πιο διαδεδομένα ΨΜΕ είναι αυτά του κανονικού πλέγματος τα οποία βασίζονται στη χρήση πλέγματος τετράγωνου ή ορθογώνιου παραλληλόγραμμου. Τα μοντέλα αυτά αναπαριστούν την επιφάνεια του εδάφους με παρεμβολή υψομετρικών στοιχείων. Κατά συνέπεια η επιφάνεια που προκύπτει δεν αναπαριστά απαραίτητα την πραγματική αφού η χρήση παραλληλόγραμμων επιφανειών στην προσομοίωση της τοπογραφίας είναι φανερό ότι οδηγεί σε ανακολουθίες σε σχέση με την πραγματική επιφάνεια του εδάφους ενώ επιπλέον αυτές δεν μπορούν να παραστήσουν απότομες υψομετρικές διαφορές. Ακόμη, η πληροφορία με ψηφιδωτή μορφή (raster) κατανέμεται ομοιόμορφα στο χώρο ενώ τα πραγματικά τοπογραφικά χαρακτηριστικά και συνεπώς η ποσότητα της πληροφορίας που είναι απαραίτητη για την σωστή μοντελοποίηση είναι μη ομοιόμορφα κατανεμημένα. Έτσι, πληροφορίες μπορεί να πλεονάζουν για λείες ή επίπεδες περιοχές ενώ αντίθετα να είναι ελλιπείς για πολυπλοκότερες τοπογραφίες (Menduni and Riboni, 2000; Wise, 2007). Τέλος, το δίκτυο ροής που δημιουργείται είναι υποχρεωμένο να ακολουθεί μία από τις οκτώ (8) προκαθορισμένες διευθύνσεις (ανά 45^0), εξ' αιτίας της απλοϊκής δομής του πλέγματος του ΨΜΕ. Έτσι όπως αναφέρουν οι (Orlandini and Moretti, 2009), ενώ κατά την έναρξη της μοντελοποίησης τα τμήματα της λεκάνης απορροής ξεκινούν ως διδιάστατες κυψελίδες, στην πορεία αντιμετωπίζονται ως σημειακές πηγές (ουσιαστικά χωρίς διαστάσεις) και τελικά «απεικονίζονται» κατάντη με μια γραμμή (μία διάσταση). Τα πλεονεκτήματά τους όμως είναι σημαντικότερα από τα μειονεκτήματά τους και αυτός είναι ο λόγος που κατά καιρούς έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι βελτίωσής τους (οι πιο πρόσφατες, Tarboton, 1997; Orlandini et al., 2003; Seibert and McGlynn, 2007; Orlandini and Moretti, 2009). Είναι λοιπόν τα περισσότερο διαδεδομένα μοντέλα, κυρίως για λόγους υπολογιστικής ευκολίας (Palacios-Velez and Cuevas-Renaud, 1992) και παρέχονται ως στάνταρ σε πολλά πακέτα GIS ενώ μπορούν να μεταφερθούν εύκολα σε διαφορετικά συστήματα λογισμικών, αφού ουσιαστικά πρόκειται για μία ακολουθία αριθμών (Wise, 2007). Έτσι, έχουν χρησιμοποιηθεί από μεγάλο αριθμό υδρολογικών μοντέλων (μεταξύ άλλων, παλαιότερα από τους Abbott et al., 1986; Morel-Seytoux and Al Hassoun,

1989; Wesley and Keu, 1990; Loague, 1992; Wigmosta et al., 1994; Garrote and Bras, 1995; Smith et al., 1995; Todini, 1996 και πρόσφατα από τους Du et al., 2009; Nickovic et al., 2010; Roux et al., 2011; Sulis et al., 2011; Zeweldi et al., 2011)

2.2.2.2 Μοντέλα περιγράμματος

Η δεύτερη προσέγγιση προσομοίωσης της τοπογραφίας φαίνεται να είναι περισσότερο «σωστή» αφού η ροή του νερού αναπαριστάται πιο ρεαλιστικά (Grayson et al., 1992) και η λεκάνη απορροής χωρίζεται σε μία σειρά αλληλοσυνδεόμενων τετράπλευρων κυψελίδων με καμπύλες πλευρές. Η δημιουργία τους βασίζεται στον τρόπο που ρέει το νερό στην επιφάνεια του εδάφους (Moore et al., 1991) και συγκεκριμένα οριοθετούνται από δύο καμπύλα τμήματα περιγράμματος (contour line segments) και δύο ρευματογραμμές (streamlines) οι οποίες ουσιαστικά είναι διαδρομές μέγιστης ανάντη κλίσης. Ο τρόπος που γίνεται ο διαχωρισμός αυτός ακολουθεί τα χαρακτηριστικά της περιοχής όπου πρακτικά το υψόμετρο και η μέγιστη κλίση σχηματοποιούν τις φυσικές διεργασίες που παρουσιάζουν υδρολογικό ενδιαφέρον. Το μοντέλο της λεκάνης απορροής έχει την δομή δέντρου και χρησιμοποιεί ένα απλό σχετικά αλγόριθμο για τον καθορισμό της σειράς με την οποία θα γίνουν οι υπολογισμοί στις κυψελίδες. Γενικά η μέθοδος αυτή δεν πλεονεκτεί υπολογιστικά (Moore et al., 1991) αφού απαιτεί ένα σημαντικά μεγαλύτερο αριθμό δεδομένων αν και ο αλγόριθμος που χρησιμοποιείται είναι πολύ απλούστερος από αυτό των υπόλοιπων ΨΜΕ (Grayson et al., 1992; Palacios-Velez et al., 1998). Επιπλέον, η προσομοίωση ενός υδατορεύματος με τη χρήση μιας ακολουθίας ακανόνιστων τετραπλεύρων είναι ασύμβατη από φυσικής άποψης (Grayson et al., 1992) ενώ ο αλγόριθμος για τη δημιουργία πιο ρεαλιστικών μονοδιάστατων υδατορευμάτων μπορεί να δημιουργήσει διαδρομές που να αποκλίνουν από τη διεύθυνση της μέγιστης κλίσης (Moore and Grayson, 1991), αφού όπως σημειώνουν οι Menduni and Riboni (2000), η μέγιστη κλίση καθορίζεται ανάντη δηλαδή από το χαμηλότερο προς το ψηλότερο σημείο. Οι ίδιοι σημειώνουν ότι σύμφωνα με παλαιότερες μελέτες, αλγόριθμοι που προτάθηκαν για τον υπολογισμό της μέγιστης κλίσης με φορά κατάντη δεν βρήκαν ευρεία αποδοχή αφού χρειάζονται την δια χειρός προσθήκη στοιχείων ως αρχικές συνθήκες. Η προσέγγιση αυτή είχε περιορισμένη χρήση (Grayson et al., 1992; Vertessy et al., 1993; Menduni and Riboni, 2000), ενώ πρόσφατα οι Moretti and Orlandini (2009), πρότειναν μία νέα αυτοματοποιημένη

μέθοδο για την ανάλυση πολύπλοκων τοπογραφιών με την δημιουργία δικτύων απορροής συγκρίσιμων με τα πραγματικά.

2.2.2.3 Μοντέλα τριγωνικού ακανόνιστου πλέγματος

Τέλος, τα μοντέλα με την χρήση ακανόνιστου τριγωνικού πλέγματος (TIN-μοντέλα) φαίνεται να αποτελούν την πιο εξελιγμένη μορφή στην προσομοίωση της υδρολογικής συμπεριφοράς μιας λεκάνης απορροής. Πολλοί παράγοντες συνηγορούν στη χρήση ακανόνιστων τριγωνικών στοιχείων για την αναπαράσταση της τοπογραφίας μιας λεκάνης απορροής. Το κύριο πλεονέκτημά τους είναι η μεταβλητή ανάλυση που προσφέρει η χρήση τους, λόγω της δυνατότητας προσομοίωσης της περιοχής με διαφορετικού μεγέθους και σχήματος τριγώνων (Kumler, 1994) σε αντίθεση με την απλοϊκή ανάλυση των πλεγμάτων ψηφιδωτών δεδομένων (raster). Έτσι, περιοχές με μεγάλη εδαφική μεταβλητότητα μοντελοποιούνται με μεγαλύτερη ακρίβεια από αυτές με μικρότερη ενώ η πολλαπλή ανάλυση μεταφράζεται σε υπολογιστική οικονομία αφού ο αριθμός των κόμβων σε περιοχές μικρής μεταβλητότητας ελαττώνεται (Goodrich et al., 1991). Αν και η δομή των δεδομένων των TIN μοντέλων μπορεί να είναι πολύπλοκη (Tucker et al., 2001) η ελάττωση των κόμβων που επιτυγχάνεται έχει σαν αποτέλεσμα σημαντική οικονομία στον υπολογιστικό χρόνο καθιστώντας τα μοντέλα αυτά επιχειρησιακά και σε πολύ μεγάλες λεκάνες απορροής (Ivanov et al., 2003a,b). Επιπλέον, πλεονέκτημα των μοντέλων αυτών είναι ότι επιτρέπουν στα γραμμικά χαρακτηριστικά μιας τοπογραφίας να διατηρήσουν την ταυτότητά τους και μετά την τριγωνοποίηση. Έτσι δίνεται η δυνατότητα πολύ καλής απεικόνισης πραγματικών χαρακτηριστικών μιας τοπογραφίας όπως γραμμών ασυνέχειας (π.χ. όρια λιμνών, ακτογραμμών, χαραδρών κλπ), δικτύων απορροής (υδρογραφικών) ή ορίων μεταξύ ετερογενών περιοχών χωρίς τα «τεχνητά» ψηφιδωτά δεδομένα που γενικά εμφανίζονται στις μεθόδους πλέγματος. Κατά συνέπεια, για ένα κατανομημένο υδρολογικό μοντέλο, τα TIN μοντέλα επιτρέπουν αναπαράσταση με την μέγιστη δυνατή ακρίβεια τόσο του υδρολογικού δικτύου όσο και των ορίων της λεκάνης απορροής (Vivoni et al., 2004). Τα περισσότερα από τα μοντέλα αυτά χρησιμοποιούν τριγωνοποίηση Delaunay, διοδεύουν την ροή κατά μήκος και μεταξύ τριγωνικών επιφανειών χρησιμοποιώντας μοναδικά καθορισμένο προσανατολισμό και σύνδεση μεταξύ τους αλλά όπως αναφέρουν οι Ivanov et al., (2004), η προσέγγιση αυτή εκτός από πολύπλοκη,

εμφανίζει δυσκολίες στην ερμηνεία των παραμέτρων της επιφάνειας του εδάφους αλλά και των υδρολογικών χαρακτηριστικών. Γενικά, τα μοντέλα αυτά δεν είχαν ευρεία χρήση παρά τα σαφή πλεονεκτήματά τους, κυρίως εξαιτίας της πολυπλοκότητας της δόμησης και ερμηνείας των δεδομένων (εδαφικά χαρακτηριστικά και υδρολογικές παράμετροι) αλλά και της μη ανάπτυξης των σχετικών αλγορίθμων για ακανόνιστα τριγωνικά στοιχεία. Μέχρι τα τέλη της δεκαετίας του '90 είχαν περιορισμένη χρήση (Gandoy-Bernasconi and Palacios-Velez, 1990; Jones et al., 1990; Palacios-Velez and Cuevas-Renaud, 1992; Nelson et al., 1994; Palacios-Velez et al., 1998) και οι ερευνητές δεν ασχολήθηκαν ιδιαίτερα με την περαιτέρω ανάπτυξη της μεθοδολογίας αυτής, αν και ο καθορισμός των όσο το δυνατόν ακριβέστερων διαδρομών του νερού σε προσομοιωμένες τοπογραφίες παρέμενε πάντα στο επίκεντρο του ενδιαφέροντος της υδρολογίας. Σχετικά πρόσφατα, οι Tucker et al., (2001), οι Ivanov et al., (2004a,b) και οι Vivoni et al., (2004), πρότειναν μία νέα μέθοδο ακανόνιστων τριγωνικών στοιχείων για την διόδευση του νερού κατά μήκος της πλευράς που συνδέεται με ένα συγκεκριμένο κόμβο και εμφανίζει τη μέγιστη κλίση, περιορίζοντας την ροή μεταξύ πλευρών τριγώνων και όχι τριγωνικών επιφανειών παρουσιάζοντας το μοντέλο tRIBS και σηματοδοτώντας την «ολική επαναφορά» στον ερευνητικό αυτό τομέα. Η μεθοδολογία τους χρησιμοποιήθηκε πρόσφατα στη δημιουργία μοντέλου διάβρωσης (Francipane et al., 2012), στην ανάλυση κατολισθήσεων (Arnone et al., 2011) αλλά και στην σύζευξη μοντέλων που περιγράφουν υδρολογικές και υδροδυναμικές διεργασίες (Kim et al., 2012).

Στην παρούσα εργασία για τον ακριβή γεωμετρικό καθορισμό των επιφανειακών διαδρομών νερού χρησιμοποιείται μια νέα μέθοδος που βασίζεται στην προσομοίωση της τοπογραφίας με χρήση ημι-ακανόνιστων τριγωνικών στοιχείων (semi-TIN). Η αναλυτική παρουσίαση της μεθοδολογίας γίνεται στο Κεφάλαιο 3.

2.3 Διήθηση

2.3.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Διήθηση είναι η φυσική διεργασία εισόδου νερού στο έδαφος που προέρχεται από βροχόπτωση, τήξη χιονιού ή άρδευση. Η διεργασία αυτή είναι συνάρτηση της κίνησης του εδαφικού νερού και ο ρυθμός διήθησης είναι μεταβλητός, χωρικά και χρονικά. Εξαρτάται μάλιστα μεταξύ άλλων, από μια σειρά παραμέτρων που δύσκολα υπολογίζονται όπως οι προηγούμενες συνθήκες εδαφικής υγρασίας, η παροχή νερού στην επιφάνεια του εδάφους, οι φυσικές ιδιότητες του εδάφους και η εδαφοκάλυψη. Έτσι, παρά την κατανόηση των μηχανισμών διήθησης και κίνησης του εδαφικού νερού αλλά και τη δυνατότητα χρήσης εξελιγμένων υπολογιστικών συστημάτων, οι μεθοδολογίες ποσοτικής εκτίμησης της διήθησης δεν είναι ακριβείς και εύχρηστες κυρίως εξαιτίας της ισχυρής ανομοιογένειας και ανισοτροπίας των εδαφών.

Οι υπάρχουσες μεθοδολογίες που έχουν αναπτυχθεί για την ποσοτική προσέγγιση της διήθησης κατατάσσονται τα αντίστοιχα μοντέλα σε τρεις κατηγορίες: της φυσικής προσέγγισης και τα απλούστερα των εμπειρικών σχέσεων και τα προσεγγιστικά.

Τα μοντέλα φυσικής προσέγγισης, αναφέρονται σε συγκεκριμένες οριακές συνθήκες και απαιτούν μεγάλο αριθμό αρχικών δεδομένων. Η εξίσωση Richards η οποία στη συνέχεια περιγράφεται αναλυτικά, αποτελεί μία εξίσωση διήθησης φυσικής προσέγγισης που χρησιμοποιείται για την περιγραφή της κίνησης του νερού στο έδαφος. Η μαθηματική επίλυσή της για μεγάλο αριθμό προβλημάτων είναι πολύ δύσκολη και μόνο τα τελευταία χρόνια, με την χρήση αριθμητικών μεθόδων αλλά και εξελιγμένων υπολογιστικών συστημάτων, έγινε εφικτή η χρήση της σε ορισμένες πρακτικές εφαρμογές. Όμως εμφανίζονται μεγάλες δυσκολίες στην εύρεση των απαραίτητων δεδομένων (ιδιοτήτων του εδάφους) αφού η μεγάλη διακύμανσή τους με το βάθος αλλά και από σημείο σε σημείο στην εξεταζόμενη περιοχή, δημιουργεί την ανάγκη για ένα τεράστιο αριθμό μετρήσεων ώστε αυτή να περιγραφεί επαρκώς. Έτσι προέκυψε η ανάγκη χρήσης πιο απλοποιημένων προσεγγίσεων όπου ο ρυθμός διήθησης ή το διηθούμενο νερό να υπολογίζονται αλγεβρικά ως συνάρτηση του χρόνου και συγκεκριμένων εδαφικών παραμέτρων χωρίς να δίνουν καμιά πληροφορία για την ροή και την κατανομή της υγρασίας στο έδαφος. Δημιουργήθηκε λοιπόν ένας αριθμός εμπειρικών και προσεγγιστικών μοντέλων που θεωρούν το

έδαφος ως ημι-άπειρο μέσο που φτάνει στον κόρο από την επιφάνεια προς τα κάτω. Ακολουθεί αναλυτική περιγραφή για κάθε μια από τις κατηγορίες των μοντέλων αυτών.

2.3.2 Μοντέλα Διήθησης

2.3.2.1 Μοντέλα φυσικής προσέγγισης-Εξίσωση Richards

Η διήθηση ελέγχεται κυρίως από παράγοντες που επηρεάζουν την κίνηση του νερού στο έδαφος. Η βασική σχέση για την περιγραφή της κίνησης του νερού προέκυψε από πειράματα του Darcy το 1856 όπου βρέθηκε ότι ο ρυθμός ροής σε ένα πορώδες υλικό είναι ευθέως ανάλογος με την υδραυλική κλίση. Η σχετική εξίσωση σε διαφορική μορφή είναι γνωστή ως νόμος του Darcy και δίνεται από την σχέση (Rawls et al., 1993),

$$q = -K \frac{\partial H}{\partial z} \quad (2.1)$$

όπου q ο ρυθμός ροής ανά μονάδα επιφάνειας του εδάφους (ταχύτητα Darcy, cm/h), K η υδραυλική αγωγιμότητα (cm/h), $\frac{\partial H}{\partial z}$ η υδραυλική κλίση κατά τη διεύθυνση z όπου H το υδραυλικό φορτίο (cm) και z η απόσταση κατά την διεύθυνση ροής. Το σύμβολο $-$ (μείον) στην εξίσωση (2.1) εμφανίζεται γιατί η υδραυλική κλίση κατά την διεύθυνση ροής είναι αρνητική, ενώ ο ρυθμός ροής θετικός.

Το υδραυλικό φορτίο H (δηλ. η ενέργεια πίεσης ανά μονάδα βάρους νερού) ισούται με το άθροισμα του ύψους πίεσης του εδαφικού νερού Ψ (cm), το οποίο για ακόρεστο έδαφος είναι αρνητικό και του ύψους της στάθμης z (cm) πάνω από τυχαίο επίπεδο, το οποίο εκφράζει την δυναμική ενέργεια λόγω βαρύτητας ανά μονάδα βάρους νερού,

$$H = \Psi + z \quad (2.2)$$

Για κατακόρυφη ισόθερμη μεταφορά νερού σε ένα ομογενές ακόρεστο έδαφος, η εξίσωση της συνέχειας παίρνει τη μορφή:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.3)$$

όπου θ η εδαφική υγρασία (cm^3/cm^3) και t ο χρόνος (s). Η εξίσωση (2.3) με χρήση των εξισώσεων (2.1) και (2.2) παίρνει τη μορφή,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (2.4)$$

που αποτελεί την μεικτή μορφή της εξίσωσης Richards. Η εξίσωση (2.4) έχει δύο εξαρτημένες μεταβλητές τις θ και Ψ . Θεωρώντας ότι $\theta = f(\Psi)$,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d\theta}{d\Psi} \frac{\partial \Psi}{\partial t} = C \frac{\partial \Psi}{\partial t} \quad (2.5)$$

οπότε ο συνδυασμός των εξισώσεων (2.4) και (2.5) δίνει την εξίσωση Richards με εξαρτημένη μεταβλητή το ύψος πίεσης Ψ ,

$$C \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\Psi) \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (2.6)$$

όπου $C = C(\Psi) = \frac{d\theta}{d\Psi}$ η υδραυλική χωρητικότητα του εδάφους (cm^{-1}). Αντίστοιχα η εξίσωση (2.4) μπορεί να γραφτεί με εξαρτημένη μεταβλητή την εδαφική υγρασία θ ,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - 1 \right] \quad (2.7)$$

όπου $D(\theta) = K(\theta) \frac{d\Psi}{d\theta}$, η διαχυτότητα του εδαφικού νερού (cm^2/h).

Όπως σημειώνουν οι Philip, (1957), Parlange (1971), Broadbridge and White, (1988), Warrick et al., (1990) και οι Srivastava and Yeh, (1991) μεταξύ άλλων, η μη γραμμική σχέση μεταξύ των $\theta - \Psi$ και $K - \Psi$ περιορίζει την πιθανότητα αναλυτικής/ημι-αναλυτικής επίλυσης των παραπάνω εξισώσεων σε ένα μικρό αριθμό

ειδικών περιπτώσεων, αφού όπως διαπιστώνουν οι Havenkamp et al., (1977), τα προβλήματα προκύπτουν εξαιτίας της περιορισμένης αντιπροσωπευτικότητας των χρησιμοποιούμενων αρχικών και οριακών συνθηκών.

Πλεονεκτήματα-μειονεκτήματα των μορφών της εξίσωσης Richards

Τα αριθμητικά μοντέλα που βασίζονται στη χρήση της εξίσωσης ως προς την εδαφική υγρασία θ (εξ. 2.7) εμφανίζουν πολύ μικρά σφάλματα στο υδατικό ισοζύγιο αφού οι υδραυλικές συναρτήσεις του εδάφους είναι λιγότερο μη-γραμμικές όταν εκφράζονται ως προς θ από ότι όταν εκφράζονται ως προς Ψ και έχουν δώσει πολύ καλά αποτελέσματα στη μοντελοποίηση της διήθησης σε πολύ ξηρό ετερογενές έδαφος (Hills et al., 1989). Όμως, αν και είναι πολύ πιο γρήγορα από άποψη υπολογιστικού χρόνου έχουν το βασικό μειονέκτημα ότι δεν μπορούν να εφαρμοστούν κάτω από συνθήκες κορεσμού του εδαφικού προφίλ ενώ επιπλέον δεν μπορούν να «αντιμετωπίσουν» την οριακή συνθήκη κορεσμού στην επιφάνεια του εδάφους. Περισσότερα για μοντέλα αυτού του τύπου αναφέρονται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α.

Τα αριθμητικά μοντέλα που βασίζονται στη χρήση της εξίσωσης ως προς το ύψος πίεσης Ψ (εξ. 2.6) είναι τα πιο κοινά και συνήθως προτιμούνται επειδή μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα σε στρωματωμένα, κορεσμένα ή ακόρεστα εδάφη, όπου η εδαφική υγρασία θ παρουσιάζει ασυνέχεια. Παρόλα αυτά, τέτοια μοντέλα εμφανίζουν προβλήματα στο υδατικό ισοζύγιο για ακόρεστα εδάφη (van Genuchten, 1982; Hills et al., 1989; Celia et al., 1990; Rathfelder and Abriola, 1994), υπόκεινται σε περιορισμούς σχετικά με το χρονικό βήμα (Milly, 1985) ενώ καταναλώνουν μεγάλο υπολογιστικό χρόνο λόγω αργής σύγκλισης, ιδίως για πολύ ξηρές αρχικές συνθήκες (Pan and Wierenga, 1995; Miller et al., 1998; Berg, 1999). Περισσότερα για μοντέλα αυτού του τύπου αναφέρονται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α.

Η μικτή μορφή της εξίσωσης Richards (εξ. 2.4) γενικά θεωρείται «ανώτερη» των άλλων δύο λόγω κυρίως της ευρωστίας (robustness) που παρουσιάζει σε σχέση με το υδατικό ισοζύγιο (Celia et al., 1990). Για το λόγο αυτό, πολλοί ερευνητές (μεταξύ άλλων, Milly, 1985; Celia et al., 1990; Clement et al., 1994; Huang et al., 1995; Zhang et al., 2002; Mansell et al., 2002) προσπάθησαν να συνδυάσουν τα πλεονεκτήματα των εξισώσεων (2.6) και (2.7) αν και δεν κατάφεραν να εξαλείψουν

τα μειονεκτήματα της καθεμιάς. Περισσότερα για μοντέλα αυτού του τύπου αναφέρονται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α.

Οι παραπάνω περιορισμοί ανάγκασαν αριθμό ερευνητών να στραφούν στη μελέτη εναλλακτικών αριθμητικών τεχνικών επίλυσης της εξίσωσης Richards προτείνοντας διάφορους μετασχηματισμούς της ώστε να ελαττωθεί η μη γραμμικότητα των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους μέσω της αλλαγής των εξαρτημένων μεταβλητών. Συνεπώς, με τη χρήση πιο ευσταθών αριθμητικών αλγορίθμων, η αριθμητική επίλυση γίνεται πιο αποτελεσματική, επιταχύνονται οι διαδικασίες επίλυσης, ελαχιστοποιούνται τα σφάλματα στο ισοζύγιο μάζας και επιτυγχάνονται πιο ακριβή αποτελέσματα για διαφορετικούς τύπους εδάφους, αρχικές και οριακές συνθήκες. Τελικά, η επίλυση του αρχικού προβλήματος γίνεται εφικτή με την χρήση ενός αντίστροφου μετασχηματισμού. Ένας μεγάλος αριθμός τέτοιων μετασχηματισμών έχει χρησιμοποιηθεί και για την επίλυση της εξίσωσης Richards (μεταξύ άλλων, Haverkamp et al., 1977; Ross, 1990; Ross and Bristow, 1990; Kirkland et al., 1992; Forsyth et al., 1995; Pan and Wierenga, 1995; Williams et al., 2000).

Περισσότερα για τα μοντέλα φυσικής προσέγγισης αλλά και τα χαρακτηριστικά των διαφόρων μετασχηματισμών που έχουν χρησιμοποιηθεί παρουσιάζονται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α ενώ στη συνέχεια παρουσιάζεται αναλυτικά ο μετασχηματισμός των Pan and Wierenga (1995) ο οποίος χρησιμοποιείται στην εργασία αυτή για την επίλυση της εξίσωσης Richards με την χρήση του ύψους πίεσης Ψ .

Μετασχηματισμός των Pan and Wierenga

Οι Pan and Wierenga (1995) περιέγραψαν μια τεχνική για την επίλυση της εξίσωσης Richards, η οποία συνδυάζει τα πλεονεκτήματα και των δύο τύπων εξισώσεων με εξαρτημένη παράμετρο την εδαφική υγρασία θ και το ύψος πίεσης Ψ . Στην μέθοδό τους προτείνουν ένα απλό μη γραμμικό μετασχηματισμό του Ψ εισάγοντας την παράμετρο P_i ως εξαρτημένη μεταβλητή. Οι ίδιοι εφάρμοσαν το μοντέλο τους χρησιμοποιώντας την τροποποιημένη μέθοδο Picard για διαφορετικά μονοδιάστατα εδαφικά προφίλ (κορεσμένα, ακόρεστα, στρωματομένα και ομοιόμορφα) με διαφορετικές οριακές συνθήκες και όπως έδειξαν, η μέθοδός τους

έδωσε βελτιωμένα αποτελέσματα σε σχέση με παλαιότερους μετασχηματισμούς ενώ αυτό το σχήμα αποδείχθηκε γρήγορο και εύρωστο για όλες τις περιπτώσεις ετερογενών αλλά και μεταβαλλόμενου κορεσμού εδαφών. Η μέθοδος, που δεν απαιτεί περίπλοκους αριθμητικούς αλγόριθμους, μπορεί να ενσωματωθεί εύκολα σε κώδικες που χρησιμοποιούν ως εξαρτημένη παράμετρο το Ψ . Μάλιστα έχει χρησιμοποιηθεί σε μία σειρά μελετών με πολύ καλά αποτελέσματα (μεταξύ άλλων Williams and Miller, 1999; Skahill, 2000; Mansel et al., 2002).

Περιγραφή – ανάλυση

Οι εξισώσεις που περιγράφουν τον μετασχηματισμό που πρότειναν οι Pan and Wierenga (1995) έχουν την μορφή,

$$P_t = \frac{\Psi}{1 + \beta\Psi} \quad \text{για } \Psi < 0 \quad (2.8)$$

$$P_t = \Psi \quad \text{για } \Psi \geq 0 \quad (2.9)$$

όπου β (m^{-1}) μία σταθερά ανεξάρτητη από τις ιδιότητες του εδάφους. Έτσι η εξίσωση (2.6) παίρνει την μορφή:

$$C^* \frac{d\Psi}{dP_t} \frac{\partial P_t}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(P_t) \left(\frac{d\Psi}{dP_t} \frac{\partial P_t}{\partial t} - 1 \right) \right] \quad (2.10)$$

όπου $C^* = C(P_t)$

Ο μετασχηματισμός δεν αντιμετωπίζει προβλήματα σε ετερογενή εδάφη ή σε αυτά που εμφανίζουν υστέρηση με την χρήση των εξισώσεων ως προς την εδαφική υγρασία θ . Επιπλέον, ελαττώνει κατά πολύ την απότομη κλίση των μετώπων υγρασίας για αρχικά ξηρά εδάφη, μετριάζοντας την ανάγκη για την χρήση προσαρμοσμένων αλγορίθμων (Mansell et al., 2002). Συνεπώς, η μετασχηματισμένη

βαθμίδα του εδαφικού νερού που απαιτείται για την κίνηση του νερού σε ένα ξηρό έδαφος είναι μικρότερη, το αριθμητικό σχήμα πιο ευσταθές και ο υπολογιστικός χρόνος πολύ μικρότερος ενώ εξαλείφονται σε μεγάλο βαθμό τα μειονεκτήματα της χρήσης της εξίσωσης (2.6) που αναφέρθηκαν νωρίτερα.

2.3.2.2 Μοντέλα εμπειρικών σχέσεων

Όπως φαίνεται και από το όνομά τους, τα εμπειρικά μοντέλα αναπτύχθηκαν εξολοκλήρου από μετρήσεις πεδίου και έχουν μικρό ή καθόλου φυσικό υπόβαθρο. Ο εμπειρικός τρόπος για την ανάπτυξη μιας τέτοιας εξίσωσης περιλαμβάνει αρχικά την εύρεση μιας μαθηματικής συνάρτησης το σχήμα της οποίας σαν συνάρτηση του χρόνου, να ταιριάζει με τα παρατηρούμενα χαρακτηριστικά της διήθησης ενώ στη συνέχεια γίνεται προσπάθεια φυσικής ερμηνείας του αποτελέσματος (Jury et al., 1991). Είναι λοιπόν φανερό ότι στα μοντέλα αυτά χρησιμοποιούνται απλές αναλυτικές σχέσεις με παραμέτρους όμως που υπολογίζονται δύσκολα, είτε από μετρήσεις είτε από προσεγγιστικές διεργασίες για συγκεκριμένες συνθήκες εδάφους, δεν δίνουν πληροφορίες για την ανακατανομή της υγρασίας και τα περισσότερα θεωρούν σταθερή εδαφική υγρασία στην επιφάνεια. Γενικά είναι αρκετά εύχρηστα, αφού συσχετίζουν τον ρυθμό διήθησης με το χρόνο από την έναρξη της διήθησης, διαφοροποιούμενα κάθε φορά ανάλογα με τις εδαφικές ιδιότητες. Οι τρεις πιο κοινές εμπειρικές εξισώσεις διήθησης είναι αυτές των Kostiaikov, Horton και Holtan (Rawls et al., 1993), τα χαρακτηριστικά των οποίων παρουσιάζονται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α.

2.3.2.3 Προσεγγιστικά μοντέλα

Για πολλά υδρολογικά προβλήματα, η χρήση προσεγγίσεων όπως π.χ. αυτών που βασίζονται στη μη γραμμική εξίσωση Richards, δεν είναι πρακτική και αποτελεσματική εξαιτίας της ανάγκης για περισσότερη πληροφόρηση σχετικά με τις υδραυλικές παραμέτρους όπως π.χ. την κατακράτηση του νερού και τις συναρτήσεις υδραυλικής αγωγιμότητας. Με τα μοντέλα αυτά υπολογίζεται συνήθως ολόκληρο το εδαφικό προφίλ υγρασίας αν και το ζητούμενο ουσιαστικά είναι η ροή στο ένα (άνω) ή και στα δύο όρια (και κάτω). Γι' αυτό αναπτύχθηκαν τα προσεγγιστικά μοντέλα που στηρίζονται στην επίλυση των διαφορικών εξισώσεων ακόρεστης ροής και διέπονται από την εφαρμογή των αρχών της κίνησης του εδαφικού νερού, για απλοποιημένες

όμως αρχικές και οριακές συνθήκες. Αν και είναι γενικά δύσχρηστα, επιδέχονται απλοποιήσεις ενώ το μεγαλύτερό τους πρόβλημα παραμένει και αφορά στον υπολογισμό των απαιτούμενων παραμέτρων μέσω των ιδιοτήτων του εδαφικού νερού, αν αυτές είναι διαθέσιμες. Τα πιο κοινά μοντέλα είναι αυτά του Philip και των Green-Ampt (Rawls et al., 1993). Τα χαρακτηριστικά του πρώτου παρουσιάζονται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α ενώ το δεύτερο παρουσιάζεται στη συνέχεια αναλυτικά, όπως και η τροποποίησή του από τους Mein και Larson (1973) και χρησιμοποιούνται στην εργασία αυτή.

Προσέγγιση Green and Ampt (1911)

Οι Green and Ampt το 1911 (Rawls et al., 1993) βασισμένοι σε ένα απλουστευμένο θεωρητικό μοντέλο διήθησης και προσεγγίζοντας τη διαφορική εξίσωση του Darcy με μια μαθηματική εξίσωση διαφορών, έδωσαν μια αρκετά πλήρη μαθηματική περιγραφή του φαινομένου της διήθησης. Η αρχική εξίσωση δημιουργήθηκε για διήθηση από συνθήκες επιφανειακής κατάκλισης προς ένα βαθύ ομογενές έδαφος με αρχικά ομογενή εδαφική υγρασία. Τα νερό θεωρείται ότι διηθείται στο έδαφος υπό συνθήκες εμβολικής ροής δημιουργώντας ένα απότομο μέτωπο διαβροχής που διαχωρίζει την κορεσμένη από την ακόρεστη εδαφική ζώνη. Η ροή στην επιφάνεια είναι ίση με τον ρυθμό διήθησης και δίνεται από την εξίσωση των Green και Ampt που έχει την μορφή,

$$i = K_s \left(1 + \frac{(\theta_s - \theta_i) S_f}{W} \right) \quad (2.11)$$

όπου i (cm/h) ο ρυθμός διήθησης, K_s η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (cm/h), S_f η χωρητικότητα προσρόφησης υγρασίας (δηλ. το δυναμικό μύζησης στο μέτωπο διαβροχής, cm), $W = (\theta_s - \theta_i) z_f$ το διηθούμενο νερό, που μετριέται σε ισοδύναμο ύψος (cm) και στο εξής θα αναφέρεται ως βάθος διήθησης ενώ z_f το βάθος του μετώπου διαβροχής, θ_s η υγρασία κορεσμού (cm^3/cm^3) και θ_i η αρχική εδαφική υγρασία (cm^3/cm^3).

Η εξίσωση (2.11) μετά την ολοκλήρωση ως προς το χρόνο t , καταλήγει στην εξίσωση (Rawls et al., 1993),

$$K_s t = W - S_f (\theta_s - \theta_i) \ln \left(1 + \frac{W}{(\theta_s - \theta_i) S_f} \right) \quad (2.12)$$

σχέση που συνδέει άμεσα το βάθος διήθησης W κατά την διάρκεια ενός επεισοδίου βροχόπτωσης με το χρόνο $t(h)$ από την αρχή του.

Η εξίσωση των Green και Ampt ενώ αρχικά δημιουργήθηκε για ιδανικές συνθήκες, δηλ. ομογενή εδάφη και συνθήκες επιφανειακής κατάκλυσης, στη συνέχεια τροποποιήθηκε ώστε να γίνει πιο ρεαλιστική. Έτσι μεγάλος αριθμός ερευνητών χρησιμοποίησε διάφορες μεθόδους για να υπολογίσει την ροή του νερού και πριν την επιφανειακή κατάκλυση (μεταξύ άλλων, Mein και Larson, 1973; Swartzendruber, 1974; Morel-Seytoux and Khanji, 1974; Li et al., 1976; Salvucci and Entekhabi, 1994). Η τροποποίηση των πρώτων παρουσιάζεται αναλυτικά στη συνέχεια.

Τροποποίηση των Mein και Larson (1973)

Η χρήση της εξίσωσης (2.12), όπως και όλων των εξισώσεων που περιγράφηκαν και αφορούν σε όλα τα εμπειρικά και προσεγγιστικά μοντέλα, προϋποθέτει συνθήκες κατάκλυσης στην επιφάνεια, οπότε το ανώτερο εδαφικό στρώμα είναι κορεσμένο και ο ρυθμός διήθησης είναι ίσος με την χωρητικότητα διήθησης i_c (cm/h) δηλ. την μέγιστη ποσότητα νερού που κάτω από τις συνθήκες αυτές μπορεί να διηθηθεί και η οποία εξαρτάται μόνο από τα χαρακτηριστικά του εδάφους ενώ είναι μικρότερη από την ένταση της βροχόπτωσης. Πρακτικά η παραδοχή αυτή σπάνια ισχύει αφού γενικά κατά την έναρξη της βροχής, το έδαφος συνήθως είναι ακόρεστο. Αν οι συνθήκες (δηλ. η αρχική υγρασία του εδάφους, η ένταση και η διάρκεια βροχόπτωσης, κλπ) το επιτρέψουν, μετά από κάποιο χρονικό διάστημα η επιφάνεια του εδάφους θα κορεσθεί. Η χρονική στιγμή που θα συμβεί αυτό ονομάζεται χρόνος κατάκλυσης t_p , ενώ είναι δυνατό κάτι τέτοιο να μην συμβεί μέχρι το τέλος του επεισοδίου βροχόπτωσης. Ο χρόνος κατάκλυσης t_p είναι πολύ σημαντικός για τους υπολογισμούς γιατί ο ρυθμός διήθησης πριν και μετά από αυτόν εξαρτάται από διαφορετικές φυσικές διεργασίες και υπολογίζεται από διαφορετικές εξισώσεις (Morel-Seytoux and Al Hassoun, 1988). Ουσιαστικά λοιπόν η διαδικασία διήθησης χωρίζεται σε δύο στάδια: πριν και μετά την επιφανειακή κατάκλυση.

Οι Mein και Larson (1973) λοιπόν ανέπτυξαν ένα σύστημα εξισώσεων με χρήση του μοντέλου των Green και Ampt για την περιγραφή της διήθησης και πριν την κατάκλυση της επιφάνειας του εδάφους. Όπως είναι γνωστό, κατά την διάρκεια της περιόδου αυτής, όλη η ποσότητα του νερού που φτάνει στη επιφάνεια διηθείται δηλαδή ο ρυθμός διήθησης ισούται με τον ρυθμό βροχόπτωσης,

$$i = r \quad \text{όταν} \quad t \leq t_p \quad (2.13)$$

όπου r ο ρυθμός βροχόπτωσης (cm/h).

Για την χρονική στιγμή της κατάκλυσης ($t=t_p$) το βάθος διήθησης ($W=W_p$) σχετίζεται με τον ρυθμό διήθησης μέσω της εξίσωσης (2.11) δηλ.,

$$i=i_c=r=K_s \left(1 + \frac{(\theta_s - \theta_i)S_f}{W_p} \right) \quad (2.14)$$

οπότε,

$$W_p = \frac{(\theta_s - \theta_i)S_f}{\frac{r}{K_s} - 1} \quad (2.15)$$

Αφού πριν την κατάκλυση ισχύει η εξίσωση (2.13), το βάθος διήθησης W_p την χρονική στιγμή της κατάκλυσης t_p θα είναι ίσο με

$$W_p = r t_p \quad (2.16)$$

άρα ο χρόνος κατάκλυσης t_p θα δίνεται από μια εξίσωση που είναι συνδυασμός των εξισώσεων (2.15) και (2.16) δηλ.,

$$t_p = \frac{1}{r} \left(\frac{(\theta_s - \theta_i)S_f}{\frac{r}{K_s} - 1} \right) \quad (2.17)$$

ενώ ο ρυθμός διήθησης για σταθερό ρυθμό βροχόπτωσης μετά την κατάκλυση, όπως ήδη αναφέρθηκε, θα δίνεται από την εξίσωση (2.11),

$$i=i_c=K_s\left(1+\frac{(\theta_s-\theta_i)S_f}{W}\right) \quad \text{όταν } t > t_p \quad (2.18)$$

και μετά την ολοκλήρωση ως προς το χρόνο t και αφού η κατάκλυση δεν ξεκινά όταν $t=0$, καταλήγει στην εξίσωση των Mein και Larson (1973),

$$K_s[t-(t_p-t'_p)] = W - S_f(\theta_s - \theta_i) \ln\left(1 + \frac{W}{(\theta_s - \theta_i)S_f}\right) \quad (2.19)$$

η οποία είναι ανάλογη της εξίσωσης (2.12) όπου όμως έχει ληφθεί υπόψη και η χρονική εξέλιξη της διήθησης πριν την κατάκλυση (γι' αυτό υπάρχει και ο όρος $t-t'_p$). Η βασική ιδέα είναι ότι η πραγματική διήθηση (ακόρεστη και κορεσμένη) θεωρείται «ισοδύναμη» με μια εξ' ολοκλήρου κορεσμένη διήθηση. Έτσι πρακτικά έχει γίνει η κατάλληλη τροποποίηση (ουσιαστικά χρονική μετάθεση) με την προσθήκη του χρόνου t'_p , ενός ψευδο-χρόνου, ο οποίος είναι ο ισοδύναμος χρόνος για την διήθηση του W_p για αρχικές συνθήκες επιφανειακής κατάκλυσης, (δηλ. από $t=0$ και μέχρι $W=W_p$, οπότε προφανώς και $t < t_p$) και ο οποίος υπολογίζεται από την εξίσωση (2.12), δηλ.

$$K_s t'_p = W_p - S_f(\theta_s - \theta_i) \ln\left(1 + \frac{W_p}{(\theta_s - \theta_i)S_f}\right) \quad (2.20)$$

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η εξίσωση των Green και Ampt εφαρμόζεται για συνθήκες σταθερού ρυθμού βροχόπτωσης αν και ένας αριθμός μελετών κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η εξίσωση αυτή μπορεί να δώσει αρκετά καλά αποτελέσματα για τη διήθηση σε συνθήκες μη σταθερού ρυθμού βροχόπτωσης, ο οποίος όμως επεκτείνει συνεχώς το εδαφικό προφίλ διαβροχής προς τα κάτω. Αυτό γίνεται υπολογίζοντας για

μικρά χρονικά βήματα την τιμή του W (εξ. 2.19) και στην συνέχεια από την εξίσωση (2.18) τον ρυθμό διήθησης (Skaggs, 1982). Παρόλα αυτά, αν υπάρχουν μεγάλα διαστήματα βροχόπτωσης χαμηλής ένστασης ή ακόμη διαστήματα με μηδενική βροχόπτωση, το προφίλ διαβροχής ανακατανέμεται και η εξίσωση των Green και Ampt παύει πλέον να ισχύει (Skaggs, 1982).

Η προσέγγιση των Mein και Larson είναι αυτή που θα χρησιμοποιηθεί στην συνέχεια της εργασίας μαζί με την εξίσωση Richards με εξαρτημένη μεταβλητή το ύψος πίεσης Ψ και χρήση του μετασχηματισμού των Pan και Wierenga, για την περιγραφή της διήθησης και της κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας.

2.4 Επιφανειακή απορροή

2.4.1 Γενικά

Με τον όρο επιφανειακή απορροή εννοούμε την ροή του νερού υπό την επίδραση της βαρύτητας κατά μήκος φυσικών υδατορευμάτων. Για κάθε διατομή ενός υδατορεύματος, ορίζεται ως λεκάνη απορροής η γεωγραφική περιοχή τα νερά της οποίας συνεισφέρουν στην απορροή της συγκεκριμένης διατομής. Η λεκάνη απορροής είναι ο φυσικός αποδέκτης όλων των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων και η επιφανειακή απορροή αποτελεί ένα από τους σημαντικότερους παράγοντες του υδρολογικού κύκλου αφού από την μια πλευρά συνεισφέρει το μεγαλύτερο μέρος των υδατικών πόρων ενώ από την άλλη δημιουργεί σοβαρούς κινδύνους λόγω των πλημμυρών που μπορεί να προκαλέσει.

2.4.2 Προέλευση επιφανειακής απορροής

Η κίνηση του νερού στα υδατορεύματα είναι εύκολα κατανοητή και περιγράφεται από μια σειρά εξισώσεων της υδραυλικής. Η δυσκολία στην κατανόηση της επιφανειακής απορροής έγκειται πρακτικά στους μηχανισμούς δημιουργίας της, οι οποίοι ουσιαστικά δρουν πριν αυτή αρχίσει και διακρίνονται σε επιφανειακούς και υπεδάφιους. Γενικά υπάρχουν τέσσερεις διαφορετικές διαδρομές τροφοδοσίας της επιφανειακής απορροής: α) τα άμεσα κατακρημνίσματα β) η επίγεια ροή γ) η υποδερμική ροή και δ) η υπόγεια ροή

α) Τα άμεσα κατακρημνίσματα πέφτουν στην επιφάνεια του υδρογραφικού δικτύου και μετατρέπονται άμεσα σε επιφανειακή απορροή αλλά πρακτικά η συμμετοχή τους στη συνολική ροή είναι πολύ μικρή αφού η έκταση του υδρογραφικού δικτύου είναι αμελητέα σε σχέση με την έκταση μιας λεκάνης απορροής

β) Η επίγεια ροή πραγματοποιείται στην επιφάνεια του εδάφους και μπορεί να δημιουργηθεί από δύο μηχανισμούς: (1) λόγω κορεσμού του εδάφους από πάνω (μηχανισμός Horton) και (2) λόγω κορεσμού του εδάφους από κάτω (μηχανισμός Dunne).

(1) Η Χορτόνια ροή δημιουργείται όταν η ένταση της βροχής γίνει μεγαλύτερη από την ικανότητα διήθησης του εδάφους με αποτέλεσμα η επιφάνεια του εδάφους να φτάσει σε συνθήκες κατάκλυσης, οπότε μετά την πλήρωση των μικροκοιλοτήτων αρχίζει η επίγεια ροή, αν βέβαια το έδαφος είναι επικλινές. Η Χορτόνια ροή κυριαρχεί σε περιοχές με αραιή ή καθόλου βλάστηση.

(2) Στο αρχικό στάδιο ενός επεισοδίου βροχής το νερό είναι δυνατόν να διηθείται χωρίς να εμφανίζεται επίγεια ροή. Ταυτόχρονα, στο υπέδαφος μπορεί υπάρχει πλευρική ροή τόσο στην κορεσμένη όσο και στην ακόρεστη ζώνη του. Μια πιθανή σύγκλιση αυτών των δύο ζωνών οδηγεί ουσιαστικά στην ανύψωση του υδροφόρου ορίζοντα και όταν αυτός φτάσει στην επιφάνεια, ξεκινά η επίγεια ροή κατά Dunne.

γ) Η υποερμική ροή πραγματοποιείται στο υπέδαφος, κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, σε γενικά γρήγορους ρυθμούς κατά την διάρκεια ισχυρών βροχοπτώσεων και οφείλεται κυρίως στην ανομοιογένεια και την ανισοτροπία των εδαφών ως προς την εδαφική υδραυλική αγωγιμότητα που αναγκάζει το νερό που εισέρχεται στο έδαφος να κινηθεί σχεδόν παράλληλά του και όχι κατακόρυφα.

δ) Η υπόγεια ροή οφείλεται στο νερό που κατέρχεται στην κορεσμένη ζώνη του εδάφους οδηγώντας στην δημιουργία υπόγειων υδροφορέων. Το νερό κινείται υπόγεια με πολύ αργούς όμως ρυθμούς και είναι δυνατό να ξαναβγεί στην επιφάνεια, συντηρώντας την επιφανειακή ροή για μεγάλα διαστήματα, ακόμα και μετά την λήξη ενός επεισοδίου βροχόπτωσης.

2.4.3 Εξισώσεις επιφανειακής απορροής

Οι βασικές εξισώσεις που περιγράφουν την επιφανειακή απορροή είναι οι εξισώσεις St Venant, οι οποίες για μεταβαλλόμενη μονοδιάστατη ροή σε υδατόρευμα έχουν τη μορφή (Fread, 1993):

για τη διατήρηση της συνέχειας,

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_l \quad (2.21)$$

και για τη διατήρηση της ορμής,

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + g A \left(\frac{\partial h}{\partial x} + S_f - S_0 \right) = 0 \quad (2.22)$$

όπου x (m) η απόσταση κατά μήκος της ροής, t (s) ο χρόνος, Q (m³/s) η απορροή, A (m²) η διατομή ροής, q_l (m²/s) η πλευρική εισροή νερού ανά μονάδα μήκους, g (m/s²) η επιτάχυνση της βαρύτητας, S_0 η κλίση της κοίτης ροής, S_f η κλίση της γραμμής ενέργειας (τριβών) και h (m) το βάθος ροής.

Αντίστοιχες εξισώσεις περιγράφουν και την επίγεια ροή για την οποία η διατομή θεωρείται ορθογώνια με πλάτος B ($A = Bh$), οπότε η εξίσωση (2.21) παίρνει τη μορφή,

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = q' \quad (2.23)$$

η εξίσωση (2.22) την

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{q^2}{h} \right)}{\partial x} + g h \left(\frac{\partial h}{\partial x} + S_f - S_0 \right) = 0 \quad (2.24)$$

όπου $q' = r - i$ η εισροή νερού ανά μονάδα επιφάνειας (m/s) και $q (=Vh)$ η εισροή νερού ανά μονάδα πλάτους (m²/s).

Σημειώνεται ότι η πραγματική ροή μεταβάλλεται και στις τρεις διαστάσεις. Για παράδειγμα, η ταχύτητα μεταβάλλεται κατά μήκος, κατά πλάτος αλλά και από την επιφάνεια του νερού προς τον πυθμένα. Κατά κανόνα όμως, οι χωρικές μεταβολές της ταχύτητας τόσο κατά πλάτος όσο και σαν συνάρτηση του βάθους είναι αμελητέες και συνεπώς η ροή προσεγγίζεται ως μεταβαλλόμενη μόνο κατά την διεύθυνση ροής του υδατορεύματος (ή της επίγειας ροής). Για το λόγο αυτό, οι μονοδιάστατες εξισώσεις για την μεταβαλλόμενη ροή έχουν ευρύτατη χρήση (Fread, 1993).

Οι διαφορικές εξισώσεις (2.21) μέχρι (2.24) γενικά δεν λύνονται αναλυτικά αλλά αριθμητικά. Επιπλέον, για ένα αριθμό προβλημάτων, χωρίς συχνά να είναι απαραίτητο, είναι εξαιρετικά πολύπλοκες στην επίλυσή τους, καταναλώνοντας υπερβολικό υπολογιστικό χρόνο. Για το λόγο αυτό, είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν απλοποιημένες προσεγγίσεις των εξισώσεων St Venant χωρίς να χάνονται τα φυσικά χαρακτηριστικά της ροής (Singh, 1996), απλοποιώντας την εξίσωση διατήρησης της ορμής. Οι απλοποιημένες λοιπόν προσεγγίσεις των εξισώσεων (2.22) και (2.24) αναπτύχθηκαν με βάση τα σχετικά μεγέθη των όρων και προκύπτουν με την απαλοιφή ενός ή περισσότερων από αυτούς. Δύο είναι τα πιο συνηθισμένα είδη απλοποιημένων προσεγγιστικών μοντέλων που χρησιμοποιούνται (Fread, 1993) (α) αυτό του κύματος διάχυσης και (β) αυτό του κινηματικού κύματος, τα οποία και περιγράφονται στη συνέχεια.

2.4.3.1 Προσεγγιστικό μοντέλο κύματος διάχυσης

Το μοντέλο κύματος διάχυσης, όπως και αυτό του κινηματικού κύματος που αναλύεται στη συνέχεια, παραλείπει τους όρους της αδράνειας (τοπικής και μεταφερόμενης) στην εξίσωση της ορμής, διατηρώντας όμως την βαθμίδα του βάθους ροής. Τελικά αντί της εξίσωσης (2.22) ή της (2.24) επιλύεται η εξίσωση,

$$S_f = S_0 - \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.25)$$

Η κλίση της γραμμής ενέργειας S_f υπολογίζεται από την εξίσωση Manning (Chow, 1959)

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} S_f^{1/2}, \quad (2.26)$$

ή την εξίσωση Chezy

$$V = C(R S_f)^{1/2} \quad (2.27)$$

όπου n ($\text{m}^{-1/3}\text{s}$) και C ($\text{m}^{1/2}\text{s}^{-1}$) οι συντελεστές Manning και Chezy αντίστοιχα που αποτελούν μέτρο της τραχύτητας του εδάφους και R (m) η υδραυλική ακτίνα.

Με την προσθήκη της εξίσωσης

$$Q = AV \quad (2.28)$$

για το υδατόρευμα και της

$$q = hV \quad (2.29)$$

για την επίγεια ροή, συσχετίζεται η ροή με το βάθος της, αφού στην εξίσωση (2.28) η διατομή A είναι συνάρτηση του βάθους ροής οπότε και ολοκληρώνεται το μοντέλο. Η προσέγγιση του κύματος διάχυσης, λαμβάνει υπόψη της φαινόμενα οπισθοσκέδασης του νερού, κατανέμει όμως το νερό αυτό ακαριαία κατά μήκος ενός καταβαθμού. Επιπλέον, δεν δίνει επαρκή αποτελέσματα για πολύ γρήγορη άνοδο του υδρογραφήματος. Η μέθοδος πάντως έχει χρησιμοποιηθεί με επιτυχία σε ένα αριθμό μοντέλων (μεταξύ άλλων Akan and Yen, 1981; Blandford and Ormsbee, 1993; Panday and Huyakorn, 2004). Μάλιστα οι Govindaraju et al., (1990) και ο Singh (1996) έδειξαν, ότι σε πολλές περιπτώσεις η προσέγγιση του κύματος διάχυσης δίνει εξίσου καλά αποτελέσματα με αυτά της χρήσης των εξισώσεων St Venant.

2.4.3.2 Προσεγγιστικό μοντέλο κινηματικού κύματος

Το μοντέλο κινηματικού κύματος το οποίο είναι και το πιο δημοφιλές, προκύπτει παραλείποντας στις εξισώσεις (2.22) και (2.24) τους ίδιους όρους με αυτούς της προσέγγισης κύματος διάχυσης και επιπλέον τον όρο της υδροστατικής πίεσης $g \frac{\partial h}{\partial x}$, οπότε αυτές καταλήγουν στην απλοποιημένη μορφή,

$$S_0 = S_f \quad (2.30)$$

Η παραπάνω προσέγγιση για τη διατήρηση της ορμής θεωρεί τη ροή μόνιμη, πρακτικά όμως λαμβάνεται υπόψη η επίδραση τη μη μόνιμης (μεταβαλλόμενης) ροής μέσω της αυξομείωσης του βάθους ροής (εξ. 2.26), ενώ οι δυνάμεις της πίεσης λόγω του φαινομένου της οπισθοσκέδασης του νερού και η χωρική βαθμίδα του βάθους ροής σε σχέση με την κλίση του εδάφους είναι μικρές. Σημειώνεται ότι ο όρος της πίεσης που παραλείπεται σε σχέση με την προσέγγιση του κύματος διάχυσης, γίνεται σημαντικός μόνο σε περιοχές μικρής κλίσης (Henderson, 1966). Κάτι τέτοιο συμβαίνει όσο η ροή πλησιάζει στην έξοδο της λεκάνης απορροής οπότε γενικά οι κλίσεις τείνουν να ομαλοποιούνται ενώ αντίθετα το βάθος ροής αυξάνεται, οπότε φαίνεται να είναι πιθανότερο, η προσέγγιση του κύματος διάχυσης να αποδίδει καλύτερα το φαινόμενο. Ο Ogden (1992) πάντως, μελετώντας τα σχετικά μεγέθη των απαλειφόμενων όρων της εξίσωσης διατήρησης της ορμής, συμπέρανε ότι τελικά δεν υπάρχει ιδιαίτερη βελτίωση στην ακρίβεια των αποτελεσμάτων με την χρήση της προσέγγισης του κύματος διάχυσης έναντι της κινηματικής προσέγγισης.

Τέλος, με τη χρήση της εξίσωσης (2.28) ή (2.29), η οποία αντικαθιστά τον σχετικό όρο στην εξίσωση διατήρησης της μάζας (εξ. 2.21) ή (εξ. 2.23) αντίστοιχα, ουσιαστικά και για την προσέγγιση του κινηματικού κύματος, επιλύεται μία διαφορική εξίσωση με μία μόνο μεταβλητή, το βάθος ροής h , συνδυάζοντας τις εξισώσεις (2.26) και (2.30).

2.4.3.3 Κριτήρια για την επιλογή του μοντέλου κινηματικού κύματος

Οι Lighthill and Whitham (1955) αναφέρονται στη βιβλιογραφία ως οι πρώτοι που περιέγραψαν ένα κινηματικό κύμα ενώ λίγο αργότερα οι Woolhiser και Liggett (1967) απλοποίησαν τις εξισώσεις ρηχού κύματος περιγράφοντας την μονοδιάστατη, χωρικά μεταβαλλόμενη ορμή σε μία επίπεδη επιφάνεια μικρής κλίσης σε

αδιαστατοποιημένη μορφή, ώστε να είναι δυνατόν να γίνουν συγκρίσεις για διαφορετικά υποθετικά σενάρια. Εισήγαγαν τον αριθμό κινηματικής ροής k ο οποίος δίνεται από τη σχέση,

$$k = \frac{S_0 L_0}{h_0 F_0^2} \quad (2.31)$$

όπου L_0 το μήκος της επίπεδης επιφάνειας, $F_0 = u_0 / \sqrt{gh_0}$, όπου F_0 ο αριθμός Froude, u_0 και h_0 η ταχύτητα και το κάθετο βάθος ροής αντίστοιχα στο σημείο $x = L_0$ και g η επιτάχυνση της βαρύτητας. Μελετώντας λοιπόν την συμπεριφορά των αδιαστατοποιημένων εξισώσεων για διάφορες τιμές του k , κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι για $k > 20$ και $F_0 > 1/2$, τα πραγματικά υδρογραφήματα προσεγγίζονται πολύ ικανοποιητικά με τα αποτελέσματα του μοντέλου κινηματικού κύματος ενώ για $k < 10$, πρότειναν να χρησιμοποιείται το πλήρες σύστημα εξισώσεων St Venant. Στα επόμενα χρόνια, μια σειρά ερευνητών μελέτησαν την προσέγγιση κινηματικού κύματος (περισσότερα στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β) ενώ σχετικά πρόσφατα ο Singh (2001), παρουσίασε μία αναλυτική ιστορική διαδρομή σχετικά με τα αποτελέσματα της χρήσης της κινηματικής προσέγγισης ανάλογα με το είδος του υδρολογικού προβλήματος. Όπως φάνηκε λοιπόν, η χρήση της μεθόδου του κινηματικού κύματος αποτελεί αποδεκτή προσέγγιση για τα περισσότερα υδρολογικά προβλήματα επιφανειακής απορροής, ενώ η σχετική απλότητα της μορφής της έχει σαν αποτέλεσμα την ευρεία χρήση της στην προσομοίωση διεργασιών βροχόπτωσης-απορροής σε πολύπλοκες ή μη τοπογραφίες (μεταξύ άλλων, παλαιότερα οι Wooding 1965; Brakensiek et al., 1967; Singh and Woolhiser, 1976; Vieux et al., 1990; Michaud and Sorooshian, 1994; αλλά και πρόσφατα οι Howes et al., 2006; Maneta et al., 2008; Du et al., 2009). Μάλιστα όπως σημείωσαν οι Woolhiser and Goodrich (1990), η κινηματική προσέγγιση δίνει εξαιρετικά αποτελέσματα για επίγεια ροή και ροή σε υδατορεύματα (που δέχονται επίγεια πλευρική ροή), αρκεί βέβαια να χρησιμοποιηθούν τα κατάλληλα αριθμητικά μοντέλα. Βέβαια όπως είναι φυσικό, υπάρχει και μία σειρά ερευνητών που διατήρησαν τις επιφυλάξεις τους σχετικά με την αποτελεσματικότητα του μοντέλου (μεταξύ άλλων, Hromadka and DeVries, 1990; Unkrich and Woolhiser, 1990; Ponce, 1991, 1992). Ο Woolhiser (1992) πάντως, θεώρησε ότι ο προβληματισμός που συνοδεύει την χρήση τέτοιων

προσεγγίσεων σχετίζεται περισσότερο με την επιλογή και εφαρμογή της κατάλληλης μεθόδου πεπερασμένων διαφορών παρά με την ίδια την μέθοδο του κινηματικού κύματος.

Το μοντέλο κινηματικού κύματος χρησιμοποιείται στην εργασία αυτή για την περιγραφή της επίγειας ροής και της ροής σε υδατόρευμα.

2.4.4 Κατανεμημένα μοντέλα και προσέγγιση κινηματικού κύματος

2.4.4.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Στα κατανεμημένα μοντέλα, η τοπογραφία της λεκάνης απορροής μπορεί να είναι γνωστή με μεγάλη λεπτομέρεια, οπότε ο υπολογισμός της απορροής και της διόδευσης του νερού είναι δυνατό να γίνει με την κινηματική προσέγγιση ενώ το μοντέλο συμπληρώνεται με μία εξίσωση διήθησης, ώστε να υπολογίζονται οι απώλειες νερού κατά την διάρκεια της ροής. Κατά την διάρκεια μάλιστα της ανάλυσης κάθε στοιχείου, η χρήση της κινηματικής προσέγγισης απαιτεί τη γνώση της εισροής από τα γειτονικά ανάντη στοιχεία, ενώ φαινόμενα οπισθοσκέδασης του νερού δεν λαμβάνονται υπόψη από την εξίσωση, όπως ήδη αναφέρθηκε. Έτσι, η κινηματική προσέγγιση μπορεί να χρησιμοποιηθεί με επιτυχία στη μελέτη της επίγειας ροής και σε ροή σε υδατόρευμα, σε ανάγλυφο με μεγάλες κλίσεις.

Ειδικά για τη μελέτη της υδρολογικής συμπεριφοράς των λεκανών απορροής Walnut Gulch συνολικής έκτασης 150 Km² (όπου ανήκουν και οι Λεκάνες Lucky Hills και θα μελετηθούν στη συνέχεια), το γνωστό κατανεμημένο μοντέλο KINEROS, έχει χρησιμοποιήσει με επιτυχία την κινηματική προσέγγιση για την προσομοίωση της επιφανειακής ροής (Woolhiser et al., 1990; Goodrich, 1990).

2.4.4.2 Επίγεια Ροή

Το νερό διοδεύεται στις επιφάνειες επίγειας ροής με την επίλυση της μεταβαλλόμενης μονοδιάστατης εξίσωσης συνέχειας (εξ. 2.23) και των εξισώσεων (2.29) και (2.30). Χρησιμοποιώντας την εξίσωση Manning (εξ. 2.26) για ορθογώνια διατομή, η εξίσωση (2.29) παίρνει τη μορφή:

$$q = hV = \left(\sqrt{S_0} / n \right) h^{5/3} \quad (2.32)$$

ενώ η εξίσωση που επιλύεται τελικά έχει τη μορφή

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\sqrt{S_0} / n \right) h^{5/3} = q' \quad (2.33)$$

2.4.4.3 Ροή σε υδατόρευμα

Η ροή σε υδατόρευμα παρίσταται επίσης με την χρήση της κινηματικής προσέγγισης. Το νερό διοδεύεται στο υδατόρευμα με την επίλυση της μεταβαλλόμενης μονοδιάστατης εξίσωσης συνέχειας (εξ. 2.21) και των εξισώσεων (2.28) και (2.30). Χρησιμοποιώντας την εξίσωση Manning (εξ. 2.26), η εξίσωση (2.28) παίρνει τη μορφή,

$$Q = AV = A(\sqrt{S_0} / n) R^{2/3} = A(\sqrt{S_0} / n) (A/P)^{2/3} \quad (2.34)$$

όπου $R = A/P$ είναι η υδραυλική ακτίνα (m) και P είναι η διαβρεχόμενη περίμετρος της διατομής του καταβαθμού (m).

Η εξίσωση που τελικά επιλύεται έχει τη μορφή,

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[A(\sqrt{S_0} / n) (A/P)^{2/3} \right] = q_l \quad (2.35)$$

2.4.5 Μέθοδος επίλυσης

2.4.5.1 Γενικά

Η επιλογή της κατάλληλης αριθμητικής μεθόδου για την επίλυση των εξισώσεων μάζας και ορμής (και των προσεγγίσεών τους) εξαρτάται από τη φυσική συμπεριφορά του συστήματος που προσομοιώνεται και για το λόγο αυτό ποικίλει. Στα πιο προηγμένα κατανεμημένα μοντέλα βροχόπτωσης-απορροής, λύνονται ταυτόχρονα οι εξισώσεις που περιγράφουν την επιφανειακή ροή (επίγεια και σε υδατορεύματα) με την εξίσωση που περιγράφει την κατακόρυφη ροή στην ακόρεστη (ή κορεσμένη) εδαφική ζώνη. Συνήθως, οι εξισώσεις αυτές διακριτοποιούνται και

λύνονται χρησιμοποιώντας μια ποικιλία από αριθμητικές μεθόδους, με πιο γνωστές αυτές των πεπερασμένων στοιχείων και των πεπερασμένων διαφορών. Η επιλογή μεταξύ των δύο μεθόδων, εξαρτάται από το πρόβλημα που επιλύεται αλλά και από τον ίδιο το χρήστη. Και οι δύο μέθοδοι λύνουν για την εξαρτημένη μεταβλητή σε κάθε υπολογιστικό κόμβο. Η προς επίλυση εξίσωση, προσεγγίζεται από ένα σετ αλγεβρικών εξισώσεων οι οποίες λύνονται με επαναληπτική μέθοδο ή με πίνακα ή με συνδυασμό τους (Fread, 1993).

Η κινηματική εξίσωση επιλύεται αναλυτικά (ή ημιαναλυτικά) για συγκεκριμένα όμως προβλήματα (Parlange et al., 1981; Govindaraju et al., 1990; Mizumara, 2006), με την μέθοδο των χαρακτηριστικών (Tsai and Yang, 2005), αλλά και με αριθμητικές μεθόδους με χρήση πεπερασμένων στοιχείων (Jayawardena and White, 1979; Ross et al., 1979; Sharda and Singh, 1994; Venkata et al., 2008) και πεπερασμένων διαφορών, με ρητό ή πεπλεγμένο σχήμα (Li et al., 1975; Smith, 1980; Woolhiser et al., 1990; De Roo, et al., 1996).

Πιο συγκεκριμένα, στη αριθμητική μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών τα πεπλεγμένα σχήματα (Fread, 1993; Chaudry, 1993) μετατρέπουν τις διαφορικές εξισώσεις σε ένα σετ αλγεβρικών εξισώσεων που πρέπει να λυθεί ταυτόχρονα για όλα τα χωρικά διαστήματα Δx στη συγκεκριμένη χρονική στιγμή t . Είναι μαθηματικά ευσταθή, χωρίς περιορισμούς (αν και η αριθμητική σύγκλιση απαιτεί κάποιους περιορισμούς στο μέγεθος του χρονικού βήματος), ενώ το σετ των εξισώσεων που δημιουργείται μπορεί να είναι γραμμικό ή όχι, με το τελευταίο να απαιτεί τη χρήση επαναληπτικής μεθόδου για την επίλυσή του. Στα ρητά πάλι σχήματα, οι αλγεβρικές εξισώσεις λύνονται διαδοχικά και εύκολα για την μεταβλητή που έχει επιλεχθεί, σε κάθε διατομή της ροής στη συγκεκριμένη χρονική στιγμή (Fread, 1993). Αν και είναι απλούστερα στη εφαρμογή, περιορίζονται από προβλήματα αριθμητικής ευστάθειας καθώς είναι δυνατόν να δημιουργηθούν τεχνητές ταλαντώσεις μήκους $2\Delta x$ στη λύση. Για το λόγο αυτό είναι απαραίτητο να χρησιμοποιούνται μικρά χρονικά βήματα της τάξης λίγων λεπτών ή ακόμη και λίγων δευτερολέπτων, ανάλογα με τον λόγο του υπολογιστικού χωρικού βήματος και της ταχύτητας του κύματος, δηλαδή του αριθμού Courant-Friedrichs-Lewy (CFL, αναλυτική περιγραφή δίνεται στη συνέχεια). Με τον τρόπο αυτό, το υπολογιστικό βήμα περιορίζεται σε λιγότερο από τον απαιτούμενο χρόνο διάδοσης μίας απειροστής διαταραχής κατά Δx . Για το λόγο αυτό, τα μοντέλα που χρησιμοποιούν ρητά σχήματα καταναλώνουν μεγάλο υπολογιστικό χρόνο ενώ

απαιτούν σταθερού μεγέθους χωρικό βήμα (Fread, 1993). Όπως αναφέρει ο Chaudry (1993), πολλά ρητά σχήματα 2^{ns} τάξης έχουν αναπτυχθεί για την επίλυση των εξισώσεων επιφανειακής ροής (μεταξύ άλλων Lax and Wendroff, 1964; Burnstein, 1967; Lapidus, 1967; Mac Cormack, 1969; Moreti, 1979; Gabutti, 1983), ενώ τέλος, επειδή γενικά κατά την διαδικασία επίλυσης των εξισώσεων εμφανίζεται αριθμός ταλαντώσεων, εφαρμόζονται επιπλέον διάφορες μέθοδοι για την απαλοιφή τους.

Από τα ρητά σχήματα που αναφέρθηκαν προηγουμένως, ένα από τα πιο συχνά χρησιμοποιούμενα είναι το σχήμα Mac Cormack (1969), το οποίο χρησιμοποιείται στην εργασία αυτή και περιγράφεται αναλυτικά στη συνέχεια.

2.3.5.2 Σχήμα Mac Cormack

Πρόκειται για ένα σχήμα δύο βημάτων πρόβλεψης-διόρθωσης 2^{ns} τάξης ακρίβειας στο χώρο και στον χρόνο, που γενικά έχει καλή απόδοση για γραμμικά συστήματα ενώ έχει την δυνατότητα να «αντιληφθεί» τα κύματα κρούσης χωρίς όμως να τα απομονώσει, αποδίδοντας ρεαλιστικά τις χωρικές διακυμάνσεις εδαφικών χαρακτηριστικών επικλινών εδαφών όπως π.χ. επιφανειακή τραχύτητα, διήθηση και μικροτοπογραφία (Zhang and Cundy, 1989). Το σχήμα αυτό έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως στην ανάλυση της μονοδιάστατης, ασταθούς ροής σε ανοιχτούς αγωγούς (Zhang and Cundy, 1989; Sakkas et al., 1994; Yost and Rao, 1998; Gandolfi and Savi, 2000; Kazezyilmaz-Alhan et al., 2005).

Για την μονοδιάστατη ροή το εν λόγω σχήμα έχει δύο τρόπους εφαρμογής:

- Χρήση κατιουσών πεπερασμένων διαφορών για την αρχική προσέγγιση της τιμής των μερικών χωρικών διαφορών στο κομμάτι της πρόβλεψης και ανιουσών πεπερασμένων διαφορών στο κομμάτι της διόρθωσης. Οι τιμές των μεταβλητών που υπολογίζονται στο κομμάτι της πρόβλεψης χρησιμοποιούνται στην συνέχεια στο κομμάτι της διόρθωσης.
- Εναλλακτικά, είναι δυνατόν η μέθοδος να χρησιμοποιηθεί αντίστροφα. Έτσι λοιπόν, ανιούσες πεπερασμένες διαφορές χρησιμοποιούνται στο κομμάτι πρόβλεψης και κατιούσες στο κομμάτι της διόρθωσης.

Γενικά, για μία εξίσωση της μορφής,

$$U_t + F_x = S_{term} \quad (2.36)$$

όπου U_t η χρονική παράγωγος της παραμέτρου U , F_x η χωρική παράγωγος της παραμέτρου F και S_{term} το άθροισμα των όρων πηγών, με χρήση των ανιουσών πεπερασμένων διαφορών, κατά το βήμα πρόβλεψης, οι όροι της εξίσωσης (2.36) παίρνουν κατά την διάρκεια επίλυσης διαδοχικά την μορφή:

Βήμα πρόβλεψης

$$U_t = \frac{\partial U}{\partial t} = \frac{U_i^* - U_i^j}{\Delta t} \quad (2.37)$$

$$F_x = \frac{\partial F}{\partial x} = \frac{F_{i+1}^j - F_i^j}{\Delta x} \quad (2.38)$$

όπου ο εκθέτης * αναφέρεται στην παράμετρο που υπολογίζεται κατά την διάρκεια του βήματος πρόβλεψης και j το χρονικό βήμα. Η αντικατάσταση των πεπερασμένων διαφορών στην αρχική εξίσωση και η επίλυσή ως προς την ζητούμενη παράμετρο, της δίνει την μορφή:

$$U_i^* = U_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta x} (F_{i+1}^j - F_i^j) - \Delta t (S_{term})_i^j \quad (2.39)$$

Οι τιμές της παραπάνω παραμέτρου υπολογίζονται για όλους τους υπολογιστικούς κόμβους και χρησιμοποιούνται στο βήμα διόρθωσης για τον υπολογισμό των F^* και των S_{term}^* .

Αντίστοιχα κατά το βήμα διόρθωσης με χρήση των κατιουσών πεπερασμένων διαφορών οι σχετικοί όροι θα είναι,

Βήμα διόρθωσης

$$U_t = \frac{\partial U}{\partial t} = \frac{U_i^{**} - U_i^j}{\Delta t} \quad (2.40)$$

$$F_x = \frac{\partial F}{\partial x} = \frac{F_i^* - F_{i-1}^*}{\Delta x} \quad (2.41)$$

όπου ο εκθέτης ** αναφέρεται στην παράμετρο που υπολογίζεται κατά την διάρκεια του βήματος διόρθωσης. Μετά την αντικατάσταση, η εξίσωση παίρνει την μορφή,

$$U_i^{**} = U_i^* - \frac{\Delta t}{\Delta x} (F_i^* - F_{i-1}^*) - \Delta t S_{term}^* \quad (2.42)$$

Τελικά, η τιμή της ζητούμενης παραμέτρου για το χρονικό βήμα $j+1$ στην θέση i είναι η U_i^{j+1} θα δίνεται από την σχέση:

$$U_i^{j+1} = \frac{1}{2} (U_i^* + U_i^{**}) \quad (2.43)$$

Για να αποφευχθούν οι αριθμητικές ταλαντώσεις κοντά στα απότομα μέτωπα του κύματος, κάτι που δεν είναι σπάνιο στα 2^{ης} τάξης αριθμητικά σχήματα όπως αναφέρθηκε, εισάγονται μηχανισμοί απόσβεσης ώστε να εξομαλυνθούν οι διαφορές των υπολογιζόμενων τιμών της συνάρτησης κατά μήκος του πεδίου με την χρήση σταθμισμένων αθροισμάτων των γειτονικών κόμβων. Για τον σκοπό αυτό, στην εργασία αυτή, χρησιμοποιείται η μέθοδος των Jameson et al., (1981), όπως περιγράφεται από τον Hirsch (1992), η οποία παρουσιάζεται αναλυτικά στη συνέχεια.

2.4.5.3 Μέθοδος απαλοιφής ταλαντώσεων

Η μέθοδος των Jameson et al., (1981), εξομαλύνει τις ταλαντώσεις, όπου αυτές παρουσιάζουν μεγάλες κλίσεις, αφήνοντας ταυτόχρονα ανεπηρέαστες σχετικά ομαλότερες περιοχές (Chaudry, 1993). Συγκεκριμένα, για την εφαρμογή της σε επίγεια ροή ή ροή σε υδατόρευμα βάθους h_i , υπολογίζεται η τιμή μιας νέας παραμέτρου v_i για κάθε υπολογιστικό κόμβο i και στη συνέχεια η τιμή της $\varepsilon_{i\pm 1/2}$ από τις ακόλουθες σχέσεις:

$$v_i = \frac{|h_{i+1} - 2h_i + h_{i-1}|}{|h_{i+1}| + 2|h_i| + |h_{i-1}|} \Big|^{j+1} \quad (2.44)$$

$$v_1 = \frac{|h_2 - h_1|}{|h_2| + |h_1|} \Big|^{j+1} \quad (2.45)$$

$$v_n = \frac{|h_n - h_{n-1}|}{|h_n| + |h_{n-1}|} \Big|^{j+1} \quad (2.46)$$

$$\varepsilon_{i\pm 1/2} = \kappa \max(v_{i\pm 1}, v_i) \quad (2.47)$$

όπου οι τιμές v_1 και v_n αντιστοιχούν στον πρώτο και τελευταίο κόμβο αντίστοιχα. Η κ ονομάζεται σταθερά απόσβεσης και η τιμή της εξαρτάται από το μέγεθος των ταλαντώσεων. Η τιμή της κ επιλέγεται ώστε να είναι αρκετά «μικρή» αλλά ταυτόχρονα «ικανή» να εξομαλύνει τις ταλαντώσεις και κυμαίνεται γύρω στο 0.5 (Fennema and Chaudry, 1990; Gandolfi and Savi, 2000). Μετά από την παραπάνω επεξεργασία, η υπολογιζόμενη αρχικά από την εξίσωση (2.43) παράμετρος U_i^{j+1} , παίρνει την τελική τιμή:

$$U_i^{j+1} = U_i^{j+1} + \varepsilon_{i+1/2} (U_{i+1}^{j+1} - U_i^{j+1}) - \varepsilon_{i-1/2} (U_i^{j+1} - U_{i-1}^{j+1}) \quad (2.48)$$

Όπως είναι φανερό (εξ. 2.48), ο μηχανισμός απόσβεσης των ταλαντώσεων της λύσης ενεργοποιείται μόνο στις περιοχές που έχουν πράγματι δημιουργηθεί ταλαντώσεις, ενώ στις περιοχές που η ροή είναι ομοιόμορφη, «εξαφανίζεται».

2.4.5.4 Ευστάθεια μεθόδου

Για να είναι το αριθμητικό σχήμα MacCormack ευσταθές, εξετάζεται αν το υπολογιστικό χρονικό βήμα Δt πληροί το κριτήριο CFL (Chaudry, 1993). Η βασική ιδέα είναι ότι η ροή δεν μπορεί να συνεχίζεται σε μήκος μεγαλύτερο από αυτό του καννάβου Δx κατά την διάρκεια του χρονικού βήματος Δt . Κατά συνέπεια, υπάρχει ένα μέγιστο επιτρεπτό χρονικό βήμα Δt_{\max} , το οποίο καθορίζεται με την εφαρμογή του κριτηρίου CFL,

$$\Delta t_{\max} = \frac{\Delta x C_n}{|V| \pm c} \quad (2.49)$$

όπου $|V| \pm c$, η πραγματική ταχύτητα ροής. Συγκεκριμένα, V είναι η ταχύτητα ροής και $c = \sqrt{gh}$ η ταχύτητα του κύματος, δηλαδή η ταχύτητα διάδοσης των διαταραχών βαρύτητας ενώ C_n είναι ο αριθμός Courant για τον οποίο πρέπει να ισχύει,

$$C_n \leq 1 \quad (2.50)$$

Τελικά, για τους υπολογισμούς επιλέγεται χρονικό βήμα ώστε να πληρούται η σχέση,

$$\Delta t = \min(\Delta t_{ini}, \Delta t_{\max}) \quad (2.51)$$

όπου Δt_{ini} το αρχικά επιλεγμένο χρονικό υπολογιστικό βήμα.

Κεφάλαιο 3.

Μεθοδολογία ανάπτυξης μοντέλου DELTA/HYDRO

3.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται αναλυτική περιγραφή της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής για την δημιουργία του μοντέλου DELTA/HYDRO και αφορά στον σχεδιασμό και στην ανάπτυξη (α) σύνθετου γεωμετρικού μοντέλου για τον ακριβή γεωμετρικό προσδιορισμό των επιφανειακών διαδρομών νερού και (β) συζευγμένου υδρολογικού μοντέλου εδαφικής διήθησης - επιφανειακής απορροής (επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα).

Αρχικά, περιγράφεται το γεωμετρικό μοντέλο που βασίζεται σε μια νέα μεθοδολογία που αναπτύχθηκε στο πλαίσιο της διατριβής, με την οποία σχηματοποιούνται γεωμετρικά όλες οι δυνατές ανεξάρτητες διαδρομές επιφανειακής απορροής, χρησιμοποιώντας την προσομοίωση της επιφάνειας μιας λεκάνης απορροής με χρήση ημι-ακανόνιστων τριγωνικών στοιχείων (semi-TIN) από το υπάρχον μοντέλο DELTA_GAIA. (Catsaros et al., 1993). Η προτεινόμενη μεθοδολογία αναλύεται στη συνέχεια χρησιμοποιώντας μια υποθετική λεκάνη απορροής για την οποία δίνονται παραδείγματα σε κάθε στάδιο γεωμετρικού προσδιορισμού των διαδρομών ροής. Πιο συγκεκριμένα, αρχικά περιγράφεται ο τρόπος που σχηματοποιούνται και χαρακτηρίζονται όλες οι ανεξάρτητες διαδρομές καθώς και η ακριβής οριοθέτηση των τμημάτων που συνεισφέρουν σε καθεμιά ενώ στη συνέχεια αναλύεται ο τρόπος που γίνεται η επεξεργασία των δεδομένων που προκύπτουν καθώς και η διαδικασία αποθήκευσής τους σε μόνιμες βάσεις δεδομένων για μελλοντική χρήση. Τέλος περιγράφεται αναλυτικά η μεθοδολογία σχηματοποίησης του πλήρους υδρογραφικού δικτύου της λεκάνης απορροής μέσω της ιεράρχησης όλων των διαδρομών που προέκυψαν κατά την προηγούμενη επεξεργασία.

Ακολούθως, παρουσιάζεται το μοντέλο εδαφικής διήθησης το οποίο αναπτύσσεται εξ' ολοκλήρου στο πλαίσιο της διατριβής. Πιο αναλυτικά, η διήθηση για συνθήκες επιφανειακής κατάκλυσης ή μη, περιγράφεται από την προσέγγιση των Green και Ampt με χρήση και της τροποποίησης των Mein και Larson ενώ για την κατακόρυφη κίνηση του εδαφικής υγρασίας χρησιμοποιείται η εξίσωση Richards με

εξαρτημένη μεταβλητή το ύψος πίεσης και χρήση του μετασχηματισμού των Pan and Wierenga. Σύμφωνα με την μεθοδολογία που αναπτύσσεται, ο χρόνος κατάκλυσης καθορίζει την πορεία επίλυσης που θα ακολουθήσει το μοντέλο χαρακτηρίζοντας ως ακόρεστη ή κορεσμένη την εξεταζόμενη εδαφική επιφάνεια, η οποία έχει οριοθετηθεί από τις διαδρομές ροής με την εφαρμογή του γεωμετρικού μοντέλου. Στην πρώτη περίπτωση, προσομοιώνεται μόνο η κίνηση της εδαφικής υγρασίας ενώ στη δεύτερη γίνεται σύζευξή της με το μοντέλο επίγειας ροής.

Ακολούθως, παρουσιάζεται το μοντέλο επιφανειακής απορροής (επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα) που αναπτύσσεται εξ' ολοκλήρου στο πλαίσιο της διατριβής. Σύμφωνα με την προτεινόμενη μεθοδολογία, η διόδευση του νερού γίνεται στις διαδρομές που έχουν οριοθετηθεί προηγούμενα από το γεωμετρικό μοντέλο και περιγράφεται με τη χρήση της μονοδιάστατης εξίσωσης της συνέχειας και της προσέγγισης κινηματικού κύματος. Για την επίλυση χρησιμοποιείται η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών με χρήση του ρητού σχήματος Mac Cormack.

Στο τέλος του κεφαλαίου δίνεται η αναλυτική περιγραφή της μεθοδολογίας σύζευξης κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας και επιφανειακής απορροής.

3.2 Περιγραφή Γεωμετρικού μοντέλου

3.2.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Στην εργασία αυτή, για τον ακριβή γεωμετρικό καθορισμό των επιφανειακών διαδρομών του νερού παρουσιάζεται μια νέα μέθοδος που βασίζεται στην προσομοίωση της τοπογραφίας με χρήση ημι-ακανόνιστων τριγωνικών στοιχείων.

Ο χαρακτηρισμός «ημι-ακανόνιστα» τριγωνικά στοιχεία χρησιμοποιείται για να υποδηλώσει ότι για τον αρχικό διαχωρισμό της τοπογραφίας χρησιμοποιούνται Καρτεσιανές κυψελίδες (μοντέλο DELTA_GAIA). Ο γεωμετρικός κλάδος του μοντέλου DELTA/HYDRO, ακολουθώντας την αρχή της μέγιστης κλίσης, αρχικά οριοθετεί την λεκάνη απορροής χρησιμοποιώντας γραμμές και κόμβους που ανήκουν σε τρίγωνα (μοντέλο DELTA_CAR) και στη συνέχεια καθορίζει το υδρογραφικό της δίκτυο και σχηματοποιεί τα υδατορεύματα. Το μοντέλο καθορίζει γεωμετρικά όλες τις διαδρομές επίγειας ροής μέσω των οποίων δυνητικά μπορεί να τροφοδοτηθεί κάθε υδατόρευμα (μοντέλο DELTA_NET). Η προσομοίωση που προκύπτει έχει φυσική σημασία ενώ κάθε γεωμετρική διαδρομή ροής μπορεί να «μεταφέρει» εκτός από

νερό, κάθε άλλη παράμετρο που κινείται ακολουθώντας την λογική της βαρύτητας (π.χ. ρύπος ή ίζημα). Το μοντέλο έχει το πλεονέκτημα αρχικά της βέλτιστης αποτύπωσης των παραμέτρων της επιφάνειας του εδάφους και στη συνέχεια των υδρολογικών χαρακτηριστικών του, φτάνοντας στο επίπεδο της πιο μικρής υπολογιστικής μονάδας επιφάνειας. Έτσι αποκτά κατανοητό χαρακτήρα γεγονός που το κάνει ιδιαίτερα χρήσιμο στην ανάλυση μικρών αλλά πολύπλοκων λεκανών απορροής. Παρόλα αυτά, όπως σε όλα τα μοντέλα προσομοίωσης της τοπογραφίας, το επίπεδο ανάλυσης περιορίζεται αρχικά από το βαθμό λεπτομέρειας της φυσικής τοπογραφίας και στη συνέχεια από τις δυνατότητες του υπολογιστικού συστήματος.

Ακολουθεί η περιγραφή της γεωμετρικής ανάλυσης μιας υποθετικής λεκάνης απορροής.

3.2.2 Γεωμετρικός προσδιορισμός της τοπογραφίας - Μοντέλο DELTA_GAIA

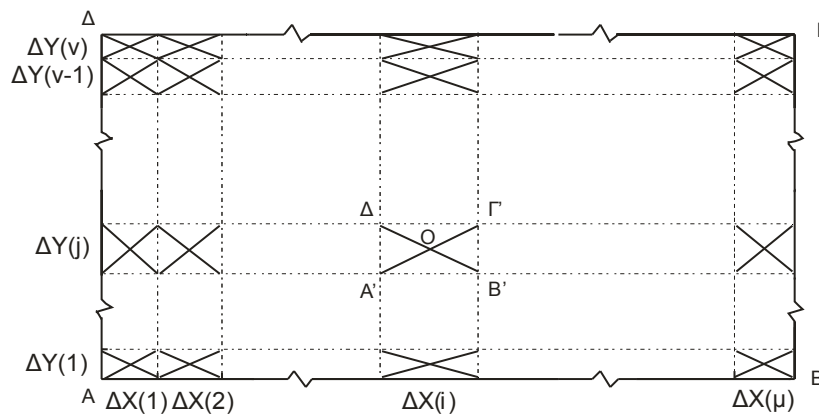
Το μοντέλο DELTA/HYDRO χρησιμοποιεί το υπάρχον μοντέλο DELTA_GAIA (Catsaros et al., 1993) για την ακριβή περιγραφή της τοπογραφίας με την χρήση τριγωνικών επιφανειών. Οι επιφάνειες αυτές, διατηρούν τα χαρακτηριστικά της φυσικής τοπογραφίας από την οποία έχουν προκύψει όπως κλίση, προσανατολισμός, εμβαδόν, χρήσεις γης, ιδιότητες του εδάφους κ.ά., ενώ επιπλέον σ' αυτές προσδίδονται παράμετροι που χαρακτηρίζουν τις διάφορες υδρολογικές διεργασίες.

Το μοντέλο DELTA_GAIA ξεκινά από ένα ψηφιοποιημένο χάρτη της εξεταζόμενης περιοχής, ο οποίος περιέχει ορογραφικά δεδομένα με την μορφή «νέφους» σημείων, τα οποία προσδιορίζονται από τις τρισδιάστατες συντεταγμένες τους. Ο χρήστης είναι δυνατό να χωρίσει την περιοχή, αν αυτό τον εξυπηρετεί, σε «υπο-περιοχές», κάθε μια από τις οποίες πρέπει να είναι μια συνεχής εδαφική επιφάνεια με ομοιογενείς χρήσεις γης και εδαφικά χαρακτηριστικά, διαφορετικά η περιοχή θεωρείται μία και ενιαία. Για τον σκοπό αυτό, πρέπει να έχει στη διάθεσή του τις συντεταγμένες των σημείων που ορίζουν την περίμετρό της κάθε υπο-περιοχής.

Στην συνέχεια, καλύπτει ολόκληρη την περιοχή με μία ορθογώνια οριζόντια επιφάνεια, την οποία και χωρίζει σε διαδοχικές ορθογώνιες κυψελίδες (Σχ. 3.1), ανάλογα με τον βαθμό πολυπλοκότητας και την ακρίβεια που απαιτείται στην προσομοίωση. Σημειώνεται ότι υπάρχει η δυνατότητα η περιοχή να χωριστεί σε πολύ

μικρές ορθογώνιες κυψελίδες, όμως υπενθυμίζεται ότι η λεπτομέρεια στην προσομοίωση της τοπογραφίας δεν πρέπει να ξεπερνά αυτή των παρεχόμενων δεδομένων. Επιπλέον, οι κυψελίδες αυτές, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.1, μπορούν να διαφέρουν σε μέγεθος, αν κάτι τέτοιο εξυπηρετεί τους σκοπούς του χρήστη (μικρότερη-μεγαλύτερη τοπικά ανάλυση), αφού οι διαστάσεις τους μπορεί και να μην είναι ίσες. Κάθε κυψελίδα χωρίζεται στη συνέχεια αυτόματα σε τέσσερις τριγωνικές επιφάνειες με την χρήση των δύο διαγωνίων της. Κάθε τριγωνική επιφάνεια χαρακτηρίζεται από την δική της γεωμετρία (προσανατολισμός, εμβαδόν, κλίση) ενώ επιπλέον της προσδίδονται τα χαρακτηριστικά της ευρύτερης «περιοχής» στην οποία ανήκει (τύπος και τραχύτητα εδάφους, βλάστηση, υγρασία κ.α.).

Στο παράδειγμα (Σχ. 3.1), το ορθογώνιο ΑΒΓΔ οριοθέτησε μια περιοχή η οποία χωρίστηκε σε $\mu \times \nu$ ορθογώνιες κυψελίδες $\Delta x(i)$, με $i=1, \mu$ και $\Delta y(j)$, με $j=1, \nu$. Οι οριζόντιες συντεταγμένες των κορυφών της κάθε μιας, έχουν ήδη καθοριστεί έμμεσα από τον χρήστη, αφού ταυτίζονται με τις κορυφές που ορίστηκαν μετά τον αρχικό χωρισμό της λεκάνης σε κυψελίδες. Τα ύψη των κόμβων του προκύπτοντος τριγωνικού δικτύου, υπολογίζονται αυτόματα από το μοντέλο με παρεμβολή μεταξύ των υψών των γειτονικών σημείων από τα αρχικά ορογραφικά δεδομένα. Στο παράδειγμα, το πλέγμα είναι ημι-ακανόνιστο αφού τα μήκη Δx και Δy δεν είναι ίσα.



Σχήμα 3.1. ΑΒΓΔ: Τα όρια της εξεταζόμενης περιοχής, Α'Β'Γ'Δ': η κυψελίδα (i,j), Α'Β'Ο, Β'Γ'Ο, Γ'Δ'Ο, Δ'Α'Ο: η τριγωνοποίηση της κυψελίδας (i,j)

3.2.3 Γεωμετρικός προσδιορισμός των διαδρομών κίνησης του επιφανειακού νερού – Μοντέλο DELTA_CAR (DELTA_Cascades And Reaches)

Μόλις ολοκληρωθεί η διαδικασία τριγωνοποίησης της τοπογραφίας, ο έλεγχος περνά στο μοντέλο DELTA_CAR, το οποίο δημιουργήθηκε στο πλαίσιο της διατριβής και αποτυπώνει τις διαδρομές του επιφανειακού νερού. Στην τρέχουσα έκδοση του μοντέλου DELTA/HYDRO, σε μια προσομοιωμένη λεκάνη απορροής μπορούν να αποτυπωθούν τα όρια των διαδρομών για δύο είδη ροών: επίγεια ροή και ροή σε ανοικτούς φυσικούς αγωγούς (υδατορεύματα). Και οι δύο αναπτύσσονται κατά την διεύθυνση της μέγιστης κλίσης.

Σε μια δεδομένη τοπογραφία, μία μεμονωμένη διαδρομή νερού ξεκινά από τρίγωνο όπου σημειώνεται βροχόπτωση. Η βασική παραδοχή για τον πλήρη καθορισμό του δικτύου είναι ότι η επιφανειακή ροή μπορεί να ξεκινήσει από οποιοδήποτε κεκλιμένο (μη οριζόντιο) επίπεδο το οποίο δέχεται βροχή. Από τη στιγμή εκείνη, η ροή του νερού αναπτύσσεται ακολουθώντας την μέγιστη κλίση του τριγώνου και μπορεί σύμφωνα με την προτεινόμενη μεθοδολογία (Σχ. 3.2):

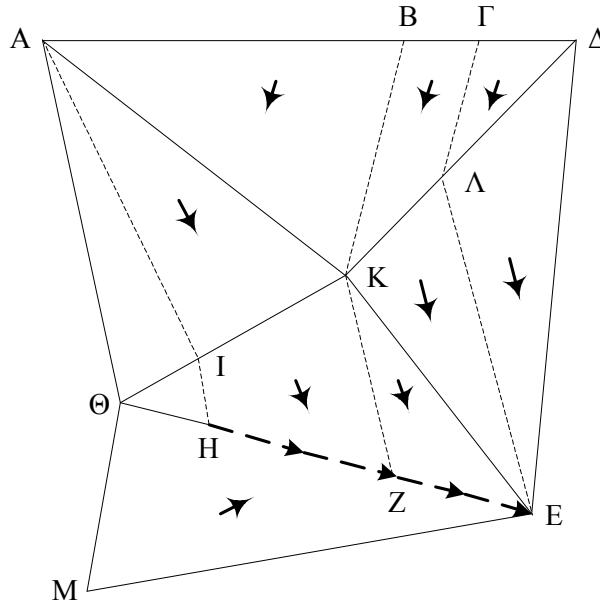
α) να ρεύσει διαμέσου της κοινής πλευράς δύο τριγώνων, να εισέλθει και να διαβρέξει ένα γειτονικό κατάντη τρίγωνο ακολουθώντας είτε μία τριγωνική είτε μία τραπεζοειδή διαδρομή που ονομάζεται επιφανειακή μονάδα (unit)

β) να χωριστεί στα δύο και να κινηθεί προς δυο διαφορετικά κατάντη τρίγωνα

γ) να συγκλίνει προς μία κοινή πλευρά δύο τριγώνων και να συνεχίσει πλέον να ρέει σε διαδοχικές πλευρές τριγώνων που ονομάζονται καταβαθμοί (reaches), σχηματοποιώντας την ροή σε υδατόρευμα.

Έτσι, ακολουθώντας την διεύθυνση της μέγιστης κλίσης, επίγεια ροή μπορεί να ξεκινήσει από όλες τις κεκλιμένες τριγωνικές επιφάνειες ενώ ροή σε υδατόρευμα αναπτύσσεται μόνο σε διαδοχικές πλευρές τριγωνικών επιφανειών. Μια αλληλουχία διαδοχικών τριγωνικών ή τραπεζοειδών επιφανειών που διαβρέχονται οριοθετεί μια διαδρομή επίγεια ροής (overland cascade), ενώ μια αντίστοιχη αλληλουχία διαδοχικών τριγωνικών ακμών σχηματοποιεί ένα υδατόρευμα (channel).

Η αρχή προσδιορισμού των γεωμετρικών χαρακτηριστικών της ροής που αναπτύχθηκε στο πλαίσιο της διατριβής βασίζεται στην γεωμετρία που περιγράφεται αναλυτικά στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ.



Σχήμα 3.2. Πιθανές μορφές επιφανειακής απορροής: εκροή από μία (από το τρίγωνο ΑΚΘ μέσω της ΘΚ στο ΘΚΕ), ή δύο πλευρές τριγώνου (από το τρίγωνο ΑΔΚ μέσω της ΑΚ στο τρίγωνο ΑΚΘ και μέσω της ΚΔ στο τρίγωνο ΚΔΕ) και συνέχεια της ροής σε καταβαθμό (στον ΘΕ). Τα βέλη δείχνουν την διεύθυνση της μέγιστης κλίσης

Στο παράδειγμα του Σχήματος 3.2 η ροή του νερού ξεκινά από το τρίγωνο ΑΔΚ το οποίο δέχεται βροχή και ακολουθεί δύο διαφορετικές διαδρομές. Η πρώτη, με αρχή το τρίγωνο ΑΒΚ, αποτελείται από τις μονάδες διαδρομών ΑΒΚ (τριγωνική) -> ΑΚΙ (τριγωνική) -> ΙΚΖΗ (τραπεζοειδής), η οποία καταλήγει, ως πλευρική εισροή, στο τμήμα ΗΖ τροφοδοτώντας τον καταβαθμό ΘΕ (που σχηματίζεται μεταξύ των τριγώνων ΘΚΕ και ΘΕΜ). Η δεύτερη διαδρομή, με αρχή το τρίγωνο ΒΔΚ, χωρίζεται σε δύο διαφορετικές διαδρομές:

α) την ΒΓΛΚ (τραπεζοειδής) -> ΚΛΕ (τριγωνική) -> ΚΕΖ (τριγωνική) η οποία καταλήγει στο τμήμα ΖΕ τροφοδοτώντας επίσης τον καταβαθμό ΘΕ και

β) την ΓΔΛ (τριγωνική) -> ΛΔΕ (τριγωνική) εκρέοντας επιφανειακά από την πλευρά ΔΕ προς υποθετικό διπλανό τρίγωνο.

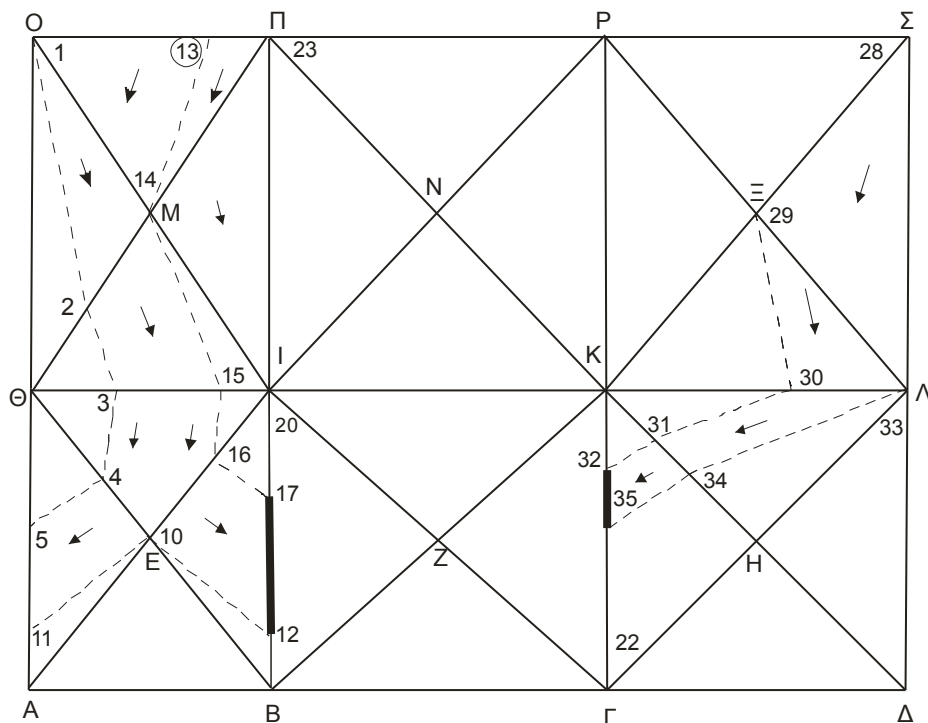
Επιπλέον, σύμφωνα με το μοντέλο DELTA_CAR, κάθε μια από τις παραπάνω διαδρομές υπολογίζεται από το «σημείο» έναρξης μέχρι το «σημείο» κατάληξης της (προφανώς το Σχ. 3.2 αποτελεί ένα τμήμα των διαδρομών αυτών). Πιο συγκεκριμένα, για την επίγεια ροή ως «σημείο» έναρξης θεωρείται κάθε τριγωνική επιφάνεια μη μηδενικής κλίσης ενώ ως «σημείο» κατάληξης θεωρείται ένας καταβαθμός, ένα οριζόντιο τρίγωνο ή η περίμετρος της εξεταζόμενης λεκάνης απορροής. Για ένα

υδατόρευμα, ως «σημείο» έναρξης θεωρείται το ψηλότερο σημείο του καταβαθμού (ή του τμήματός του) που τροφοδοτείται από την επίγεια ροή ενώ ως «σημείο» κατάληξης θεωρείται η περίμετρος της εξεταζόμενης λεκάνης ή ένα σημείο το ύψος του οποίου είναι χαμηλότερο από αυτό όλων των γειτονικών του. Και στις δύο περιπτώσεις, τα «σημεία» αυτά είναι ουσιαστικά κόμβοι του πλέγματος. Επειδή όμως η ύπαρξη ενός τοπικού υψομετρικού ελάχιστου μπορεί να αποτελεί μεμονωμένη περίπτωση και να πρόκειται για ανακριβές σημείο, όταν το μοντέλο ανιχνεύσει μια τέτοια «διαταραχή», ξεκινά αυτόματα μια εσωτερική διεργασία για να διευκρινισθεί αν το σημείο αυτό αποτελεί «πραγματικό» ή ανακριβές-«τεχνητό» ελάχιστο της τοπογραφίας, οπότε στην δεύτερη περίπτωση πρέπει να εξαλειφθεί. Για τον σκοπό αυτό εξετάζεται η διεύθυνση ροής των ακμών που ξεκινούν από της γειτονικές κορυφές του εξεταζόμενου κόμβου και αν επαληθευτεί ότι πρόκειται για «τεχνητό» ελάχιστο της τοπογραφίας, το μοντέλο αυτόματα διορθώνει το ύψος του, δίνοντάς του ένα νέο (με σκοπό να διατηρήσει την επικρατούσα υψομετρική τάση). Αν όμως πρόκειται για «πραγματικό» ελάχιστο της τοπογραφίας, θεωρείται τοπικό ελάχιστο και συνεπώς σημείο που θα σταματήσει η ροή και θα αρχίσει να συγκεντρώνεται νερό, οριοθετώντας μία μικρή κοιλότητα ή τμήμα μιας λίμνης. Σημειώνεται ότι όλη αυτή η διαδικασία είναι πλήρως αυτοματοποιημένη.

3.2.3.1 Παράδειγμα καθορισμού επίγειας ροής- Αναλυτική περιγραφή

Το Σχήμα 3.3 αποτελεί κάτοψη ενός τμήματος μιας υποθετικής λεκάνης απορροής. Εδώ περιγράφεται μια σειρά από «συνηθισμένες» διαδρομές που εμφανίζονται σε μια λεκάνη απορροής, όπως αυτή που ξεκινά από το τρίγωνο ΛΞΣ. Η διαδρομή αυτή «διαβρέχει» τα τρίγωνα ΞAK , $K\Lambda H$ και $H\Gamma K$ τροφοδοτώντας το τμήμα (32,35) του καταβαθμού $K\Gamma$. Κατά την πορεία της, ακολουθώντας την μέγιστη κλίση, η διαδρομή αυτή δεν διαιρείται δηλαδή δεν υπάρχει εκροή από δύο διαφορετικές πλευρές ενός τριγώνου. Κατά συνέπεια το μοντέλο DELTA_CAR δεν θα «επέμβει» για να τροποποιήσει τα αρχικά χαρακτηριστικά της διαδρομής αυτής, και έτσι αυτά θα αποθηκευτούν σε αρχεία «άμεσης προσπέλασης» (direct access) για μελλοντική χρήση. Αντίθετα, η διαδρομή που ξεκινά από το τρίγωνο ΠΜΟ είναι πιο περίπλοκη και έχει διαφορετική εξέλιξη οπότε θα «υποστεί» διαφορετική επεξεργασία από το μοντέλο DELTA_CAR. Αρχικά το μοντέλο έχει καθορίσει τις δύο διαφορετικές διαδρομές (13,14,1) και (13,23,14), ορίζοντας με αντίστροφη διαδικασία το σημείο

13 το οποίο αρχικά δεν υπήρχε (Σχ. 3.3), σύμφωνα με την γενική αρχή που περιγράφεται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ. Αναλυτική περιγραφή της εξέλιξης των δύο αυτών διαδρομών ακολουθεί στη συνέχεια.

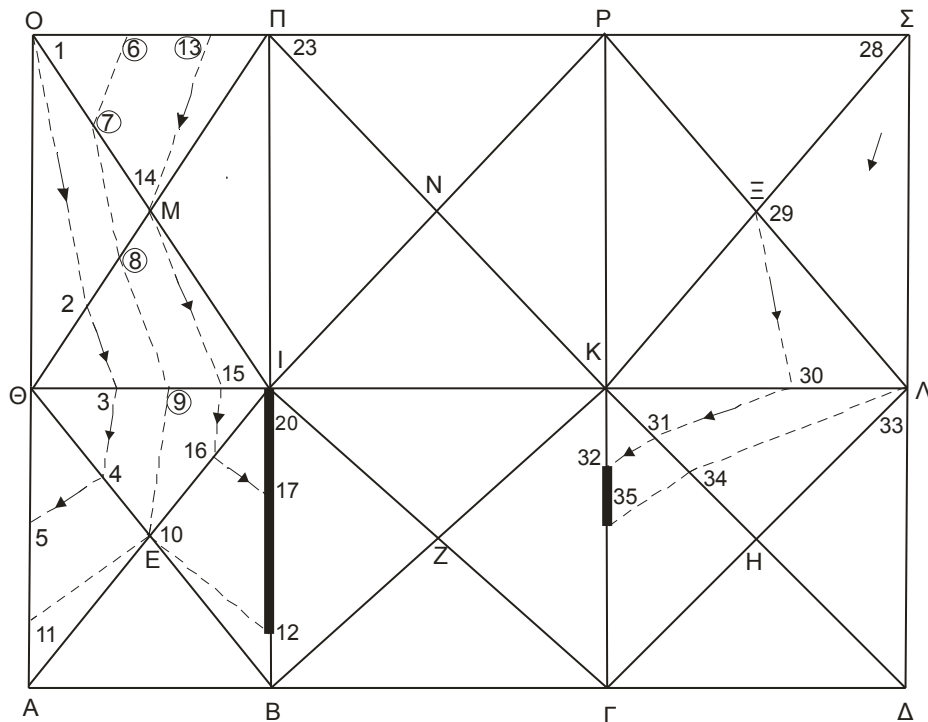


Σχήμα 3.3. Κάτοψη τμήματος μιας υποθετικής λεκάνης απορροής. Καθορισμός όλων των διαδρομών νερού που ξεκινούν από τα τρίγωνα ΟΜΠ και ΣΞΛ και η ακριβής οριοθέτηση των τμημάτων που συνεισφέρουν στην κάθε μια ξεχωριστά (διακεκομμένες γραμμές). Οι κύκλοι δηλώνουν ότι τα σημεία αυτά δημιουργήθηκαν με αντίστροφη πορεία (σημείο 13) ενώ τα βέλη δείχνουν την διεύθυνση της μέγιστης κλίσης

Περιγραφή της εξέλιξης της διαδρομής (13, 14,1)

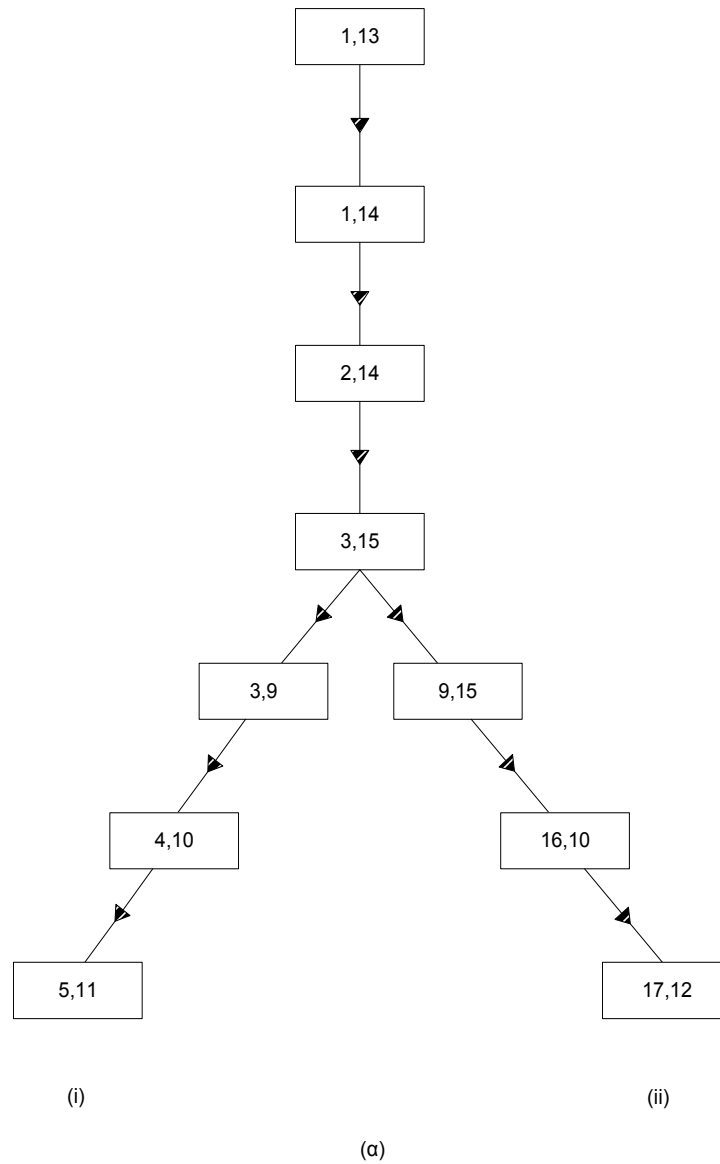
Η διαδρομή αυτή διαβρέχει τα τρίγωνα ΜΘΟ, ΜΙΘ, ΙΕΘ και ΘΕΑ. Καθώς περνά από το προτελευταίο τρίγωνο, «διακλαδίζεται» και δημιουργεί δύο «κλάδους», με τον ένα να τροφοδοτεί το τμήμα (5,11) του καταβαθμού ΘΑ και τον άλλο το τμήμα (17,12) του καταβαθμού ΙΒ. Το μοντέλο DELTA_CAR έχει ήδη αποθηκεύσει ολόκληρη την αλληλουχία των διαφορετικών διαδρομών που μόλις περιγράψαμε. Στην υποθετική αυτή λεκάνη, ο καταβαθμός ΘΑ αποτελεί εξωτερικό όριο της, οπότε η ροή θα σταματήσει εκεί αν τελικά δεν πληρούνται τα κριτήρια, ώστε αυτό να αποτελέσει τμήμα υδατορεύματος, οπότε να συνεχιστεί η ροή. Αντίθετα, ο καταβαθμός ΙΒ θεωρείται τμήμα υδατορεύματος, πότε η ροή θα συνεχιστεί ανάλογα. Σ' αυτή τη φάση θα αρχίσει η αντίστροφη επεξεργασία των διαδρομών επίγειας ροής, ώστε αυτές να οριοθετηθούν με ακρίβεια, από την έναρξη μέχρι την κατάληξή τους,

οπότε ορίζονται με τη σειρά τα σημεία 9,8,7,6 (Σχ. 3.4), σύμφωνα με την γενική αρχή που περιγράφεται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ

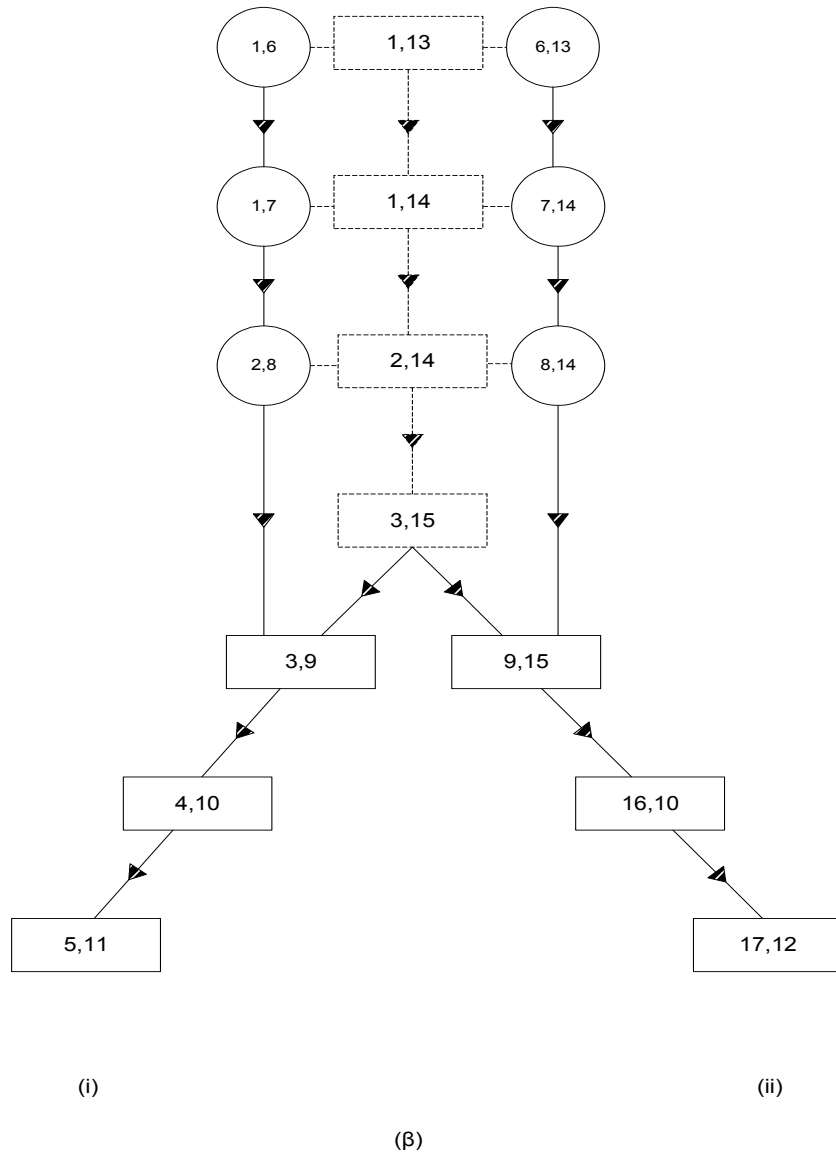


Σχήμα 3.3. Αρχική οριοθέτηση των τμημάτων επίγειας ροής μετά από διακλάδωση που τροφοδοτούν τους καταβαθμούς (5,11) και (17,12) και τελική οριοθέτησή τους (αριθμοί σε κύκλο). Το σημείο 13 προϋπάρχει (Σχ. 3.3).

Συγκεκριμένα, στο Σχήμα 3.5, εμφανίζονται μόνο τα τελικά τμήματα που ορίζουν την είσοδο-έξοδο κάθε διαδρομής απορροής που δημιουργήθηκε πάνω στις τριγωνικές επιφάνειες. Το νερό ξεκίνησε από την τριγωνική επιφάνεια (1,14,13) του τριγώνου ΠΜΟ (Σχ. 3.5α), «διέβρεξε» τις επιφάνειες που οριοθετούνται από τα σημεία (1,14,2) και στη συνέχεια από τα (2,14,15,3). Έτσι τροφοδοτήθηκαν οι δύο κλάδοι των διαδρομών (i) και (ii) μέσω των τμημάτων (3,9) και (9,15) αντίστοιχα και ορίστηκε το σημείο 9. Συνεχίζοντας την αντίστροφη πορεία, ορίζονται με τη σειρά τα σημεία, 8,7 και 6 (Σχ. 3.4). Έτσι όπως φαίνεται (Σχ. 3.4 και Σχ. 3.5), η τελική μορφή των δύο ανεξάρτητων διαδρομών, από την έναρξη μέχρι την κατάληξή τους είναι: (1,6), (1,7), (2,8), (3,9) και (4,10) με κατάληξη το τμήμα (5,11) του καταβαθμού ΘΑ και (6,13), (7,14), (8,14), (9,15) και (10,16) με κατάληξη το τμήμα (12,17) του καταβαθμού ΙΒ.



Σχήμα 3.5 (α) Αρχική οριοθέτηση των τμημάτων διαδρομής επίγειας ροής που τροφοδοτούν τους καταβαθμούς (5,11) και (17,12) μετά από διακλάδωση. β) Τελική οριοθέτηση των τμημάτων αυτών

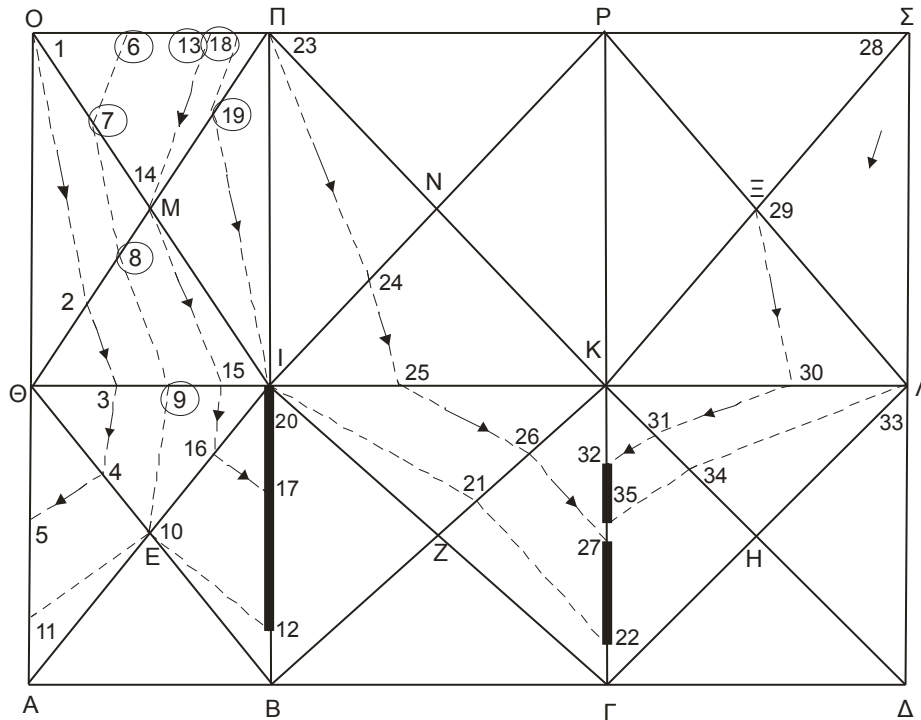


Σχήμα 3.5 (συνέχεια)

Περιγραφή της εξέλιξης της διαδρομής (13,23,14)

Η διαδρομή αυτή (Σχ.3.6) διαβρέχει το τρίγωνο ΜΠΙ και στη συνέχεια αρχικά χωρίζεται σε δύο διαδρομές, διαβρέχοντας η πρώτη τα τρίγωνα ΜΙΘ, ΙΕΘ και ΙΒΕ και η δεύτερη τα τρίγωνα ΠΝΙ, ΝΚΙ, ΚΖΙ και ΚΓΖ. Η πρώτη τροφοδοτεί το τμήμα (20,17) του καταβαθμού ΙΒ και η δεύτερη το τμήμα (27,22) του καταβαθμού ΚΓ. Με

αντίστοιχη αντίστροφη διαδικασία, όπως αυτή που περιγράφηκε αναλυτικά νωρίτερα, ορίστηκαν κατά σειρά τα σημεία 19 και 18, δίνοντας πλέον την τελική μορφή των δύο ανεξάρτητων διαδρομών, από την έναρξη μέχρι την κατάληξή τους (Σχ.3.6).

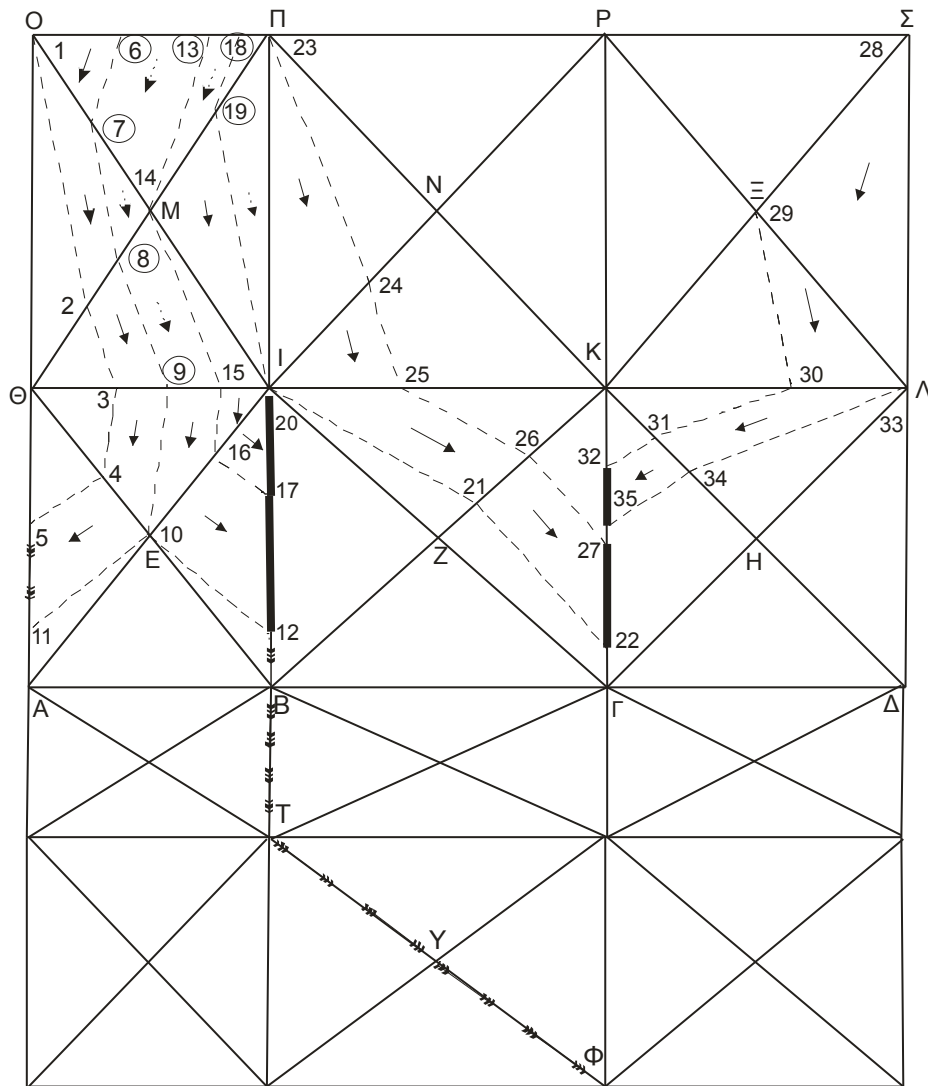


Σχήμα 3.6. Τελική οριοθέτηση όλων των ανεξάρτητων διαδρομών επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα που ξεκινούν από τα τρίγωνα ΛΞΣ και ΠΟΜ.

3.2.3.2 Παράδειγμα καθορισμού ροής σε υδατόρευμα- Αναλυτική περιγραφή

Στο Σχήμα 3.7 απεικονίζεται ένα πιο εκτεταμένο τμήμα της υποθετικής λεκάνης απορροής. Όπως αναφέρθηκε στην §3.2.3.1 κατά την περιγραφή της διαδρομής (13,14,1), μέρος του αρχικού νερού της, το «τραπεζοειδές» τμήμα (6,13,14,7) (Σχ.3.4), διαβρέχοντας μια σειρά από τρίγωνα κατέληξε να τροφοδοτήσει τον καταβαθμό IB, μέσω του τμήματος που ορίστηκε από τα σημεία (17,12). Ολόκληρη η διαδρομή επίγειας ροής που ακολούθησε το νερό μέχρι να φτάσει στον καταβαθμό IB, σχηματοποιήθηκε στον κλάδο (ii) του Σχήματος 3.5β. Στη συνέχεια (Σχ. 3.7), το νερό θα συνεχίσει να ρέει σε διαδοχικές τριγωνικές ακμές, (12,B)->(BT)->(TY)->(YΦ) ακολουθώντας την διεύθυνση της μέγιστης κλίσης και σχηματοποιώντας τη ροή σε υδατόρευμα. Η ροή μπορεί να συνεχίσει και μετά τον κόμβο Φ, ανάλογα με την κλίση το επόμενου καταβαθμού. Σημειώνεται ότι ο καταβαθμός IB, δέχεται και νερό από τη διαδρομή επίγειας ροής που ξεκινά από το

τμήμα (13,18,14) του τριγώνου ΠΜΟ, το οποίο ακολουθεί στη συνέχεια τη ροή στους ίδιους καταβαθμούς, όπως περιγράφηκα νωρίτερα.



Σχήμα 3.7. Σχηματοποίηση της ροής σε υδατόρευμα, η οποία ξεκινά από τον καταβαθμό IB και τροφοδοτήθηκε από δύο διαφορετικές διαδρομές επίγειας ροής που ξεκίνησαν από το τρίγωνο ΠΟΜ: από το «τραπεζοειδές» τμήμα (6,13,14,7) και το τριγωνικό (13,18,14)

3.2.4 Επεξεργασία των γεωμετρικών δεδομένων

3.2.4.1 Μεθοδολογία επεξεργασίας γεωμετρικών διαδρομών

Τα γεωμετρικά δεδομένα κάθε διαδρομής επίγειας ροής αποθηκεύονται από το μοντέλο σε ένα «άμεσης προσπέλασης» αρχείο (DELTA.TRJ). Οι συντεταγμένες των σημείων που καθορίζουν τα όριά της αποθηκεύονται σε μια εγγραφή μαζί με την ταυτότητα της τριγωνικής επιφάνειας που διαβρέχεται αλλά και αυτή των κατόντη

γειτόνων της. «Δείκτες» τοποθετούνται σε κάθε διακλάδωση, δηλαδή κάθε φορά που η απορροή εξέρχεται από δύο διαφορετικές πλευρές του τριγώνου. Στην περίπτωση αυτή, οι κλάδοι αναλύονται διαδοχικά: ο μὲν ἓνας χαρακτηρίζεται ως «ενεργός» και ο δεύτερος «σε αναμονή». Εάν στην πορεία της διαδρομής ο κλάδος καταλήξει σε καταβαθμό, τοποθετείται δείκτης και ο έλεγχος εκτρέπεται σε άλλο αρχείο «άμεσης προσπέλασης» (DELTA.CHN) όπου αποθηκεύονται τα χαρακτηριστικά της ροής σε υδατόρευμα. Υδατόρευμα «επιτρέπεται» να αναπτυχθεί μόνο σε καταβαθμούς διατομής σχήματος V, που δημιουργούνται από την κοινή ακμή τριγωνικών επιφανειών, με τη ροή να ακολουθεί στην συνέχεια την διεύθυνση της μέγιστης κλίσης. Σ' αυτή την περίπτωση, το «ίχνος» της ροής αποθηκεύεται με τον εξής τρόπο: αρχικά το τρίγωνο από το οποίο ξεκίνησε η επίγεια ροή και οι συντεταγμένες του υψηλότερου και του χαμηλότερου σημείου εισόδου στον καταβαθμό και στη συνέχεια, σε διαδοχικές εγγραφές η ταυτότητα των κατάντη διαδοχικών τριγωνικών επιφανειών μεταξύ των οποίων αυτή αναπτύσσεται, της πλευράς ροής και των κορυφών της.

Όταν η ανάλυση του «ενεργού» κλάδου φτάσει στο σημείο «κατάληξης» της διαδρομής, ο μοντέλο επιστρέφει στην πιο «κοντινή» διακλάδωση και ενεργοποιεί τον κλάδο που βρισκόταν σε «αναμονή», επαναλαμβάνοντας την ίδια διαδικασία, η οποία συνεχίζεται μέχρις ότου γίνει η επεξεργασία σε όλες τις τριγωνικές επιφάνειες όπου θεωρητικά σημειώνεται βροχόπτωση.

Τα αρχεία «άμεσης προσπέλασης» (DELTA.TRJ και DELTA.CHN) στα οποία αποθηκεύονται οι πληροφορίες για όλες τις δυνατές διαδρομές του νερού, αποτελούν μόνιμες βάσεις δεδομένων, περιγράφοντας τις διαδρομές ροής που αντιστοιχούν σε συμβάντα βροχής "άπειρης" διάρκειας, στα οποία το νερό θεωρητικά φτάνει μέχρι το τέλος κάθε δυνατής διαδρομής. Έτσι ορίζεται ουσιαστικά, μετά από τις διεργασίες και τους ελέγχους που περιγράφηκαν, κάθε «θεωρητική» διαδρομή, η οποία είναι και η μέγιστη δυνατή, ανεξάρτητα από το πραγματικό της μήκος, το ονομαζόμενο και «ενεργό μήκος», το οποίο και θα καθοριστεί στη συνέχεια με την επίλυση του υδρολογικού προβλήματος αφού ληφθούν υπόψη οι πραγματικές συνθήκες (όπως μεταξύ άλλων το ύψος και η διάρκεια της βροχόπτωσης, η εδαφική υγρασία, η διήθηση κλπ.). Κάθε διαδρομή συνοδεύεται από μία πληθώρα σημείων τα οποία αποθηκεύονται για επεξεργασία στη συνέχεια.

Ακολουθεί η περιγραφή των γεωμετρικών δεδομένων που αποθηκεύονται στα αρχεία «άμεσης προσπέλασης» DELTA.TRJ και DELTA.CHN.

3.2.4.2 Ανάλυση των γεωμετρικών δεδομένων-Αποθήκευση

Στον Πίνακα 3.1, παρουσιάζονται τα πρωτογενή γεωμετρικά δεδομένα για την ροή που ξεκινά από το τρίγωνο με αριθμό $ntr=11$ όπως αυτά αποθηκεύονται στο αρχείο DELTA.TRJ για μια υποθετική λεκάνη απορροής και αποτελείται από μια σειρά «συνηθισμένων» διαδρομών. Συγκεκριμένα, στον Πίνακα 3.1α αναφέρονται τα εξής στοιχεία:

(α) $ntrl$ (nb of triangle left) και $ntrr$ (nb of triangle right), τα τρίγωνα στα οποία θεωρητικά είναι δυνατό να συνεχιστεί η ροή εξερχόμενη από το τρίγωνο ntr (nb of triangle), μέσω των πλευρών $narl$ και $narr$, όπου τα l και r υποδηλώνουν αριστερή και δεξιά διαδρομή αντίστοιχα.

(β) $prpth$ (nb of previous path, αριθμός προηγούμενης διαδρομής), $lpth$ (nb of left path, αριθμός αριστερής διαδρομής) και $rpth$ (nb of right path, αριθμός δεξιάς διαδρομής), χρησιμοποιούνται για την αρίθμηση της κάθε διαδρομής και την τοποθέτηση δεικτών.

(γ) $(x1,x2,...x6)$, $(y1,y2,...y6)$ και $(z1,z2,...z6)$ οι συντεταγμένες των έξι συνολικά σημείων που οριοθετούν τα τμήματα εισόδου και εξόδου της διαδρομής πάνω σε κάθε πλευρά τριγώνου.

Έτσι στο παράδειγμα που περιγράφεται, το νερό θα διоδευτεί μέσω της πλευράς $narl=21$ στο τρίγωνο $ntrl=1058$ (όταν $ntrr=0$, σημαίνει έξοδο από μία πλευρά του τριγώνου, την $narl$) και στη συνέχεια μέσω της πλευράς $narl=1645$, στο τρίγωνο $ntrl=1055$. Από εκεί το νερό θα διоδευτεί μέσω δύο πλευρών του προς στο τρίγωνο $ntrl=1054$ (μέσω της $narl=1644$) και προς στο τρίγωνο $ntrr=9$ (μέσω της $narr=16$). Τότε όπως φαίνεται, τοποθετείται δείκτης (δεξιά διαδρομή $rpth=-1$) ο οποίος θα χρησιμοποιηθεί στη συνέχεια για την αναγνώριση της διακλάδωσης. Σημειώνεται ότι αριθμούνται κατάλληλα όλες οι διαδρομές μέχρι το σημείο εκείνο με τους δείκτες $prpth$ (προηγούμενη διαδρομή) και $lpth$ (αριστερή διαδρομή).

Πίνακας 3.1 (α) Πρωτογενή γεωμετρικά δεδομένα όλων των διαδρομών επίγειας ροής που ξεκινούν από το τρίγωνο ntr 11 (β) Γεωμετρικά δεδομένα μετά τον αρχικό καθορισμό όλων των διακλαδώσεων και την πλήρη επεξεργασία της 1^{ης} διαδρομής (γκρι σκίαση)

(α)

			Σημείο 1			Σημείο 2			Σημείο 3			Σημείο 4			Σημείο 5			Σημείο 6							
ntr	ntrl	narl	ntrr	narr	prpth	lpth	rpth	x1	y1	z1	x2	y2	z2	x3	y3	z3	x4	y4	z4	x5	y5	z5	x6	y6	z6
11	1058	21	0	0	0	1	0	125	185	11.5	120	190	11.3	130	190	12	125	185	11.5	120	190	11.3	-99	-99	-99
1058	1055	1645	0	0	1	2	0	125	185	11.5	120	190	11.3	-99	-99	-99	120	183.2	11.2	120	190	11.3	-99	-99	-99
1055	1054	1644	9	16	2	3	-1	120	183.2	11.2	120	190	11.3	120	188.5	11.3	116.3	181.9	11	120	190	11.3	110	185	10.7
1054	1030	1611	10	19	3	4	-1	116.3	181.9	11	110	185	10.7	111.9	184	10.8	110.8	180	10.6	110	185	10.7	100	180	10
1030	1031	1610	0	0	4	5	0	110.8	180	10.6	100	180	10	-99	-99	-99	106.2	176.9	10.3	100	180	10	-99	-99	-99
1031	2	5	0	0	5	6	0	106.2	176.9	10.3	100	180	10	-99	-99	-99	100	171.2	9.5	100	180	10	-99	-99	-99
2	1	2	0	0	6	7	0	100	171.2	9.5	100	180	10	-99	-99	-99	99.1	170.4	9.4	92.5	173.8	9.1	-99	-99	-99
1	-1002	-3	0	0	7	0	0	99.1	170.4	9.4	92.5	173.8	9.1	-99	-99	-99	98.6	170	9.3	87.9	170	8.5	-99	-99	-99
10	6	12	0	0	8	9	0	110	185	10.7	100	180	10	-99	-99	-99	100	189.7	9.7	100	180	10	-99	-99	-99
6	-7	-11	0	0	9	0	0	100	189.7	9.7	100	180	10	-99	-99	-99	99.7	189.9	9.6	90.6	185.3	9.2	-99	-99	-99
9	16	18	10	17	10	11	-1	120	190	11.3	110	185	10.7	110.4	185.2	10.7	120	190	11.3	110	185	10.7	100	190	9.6
16	-19	-30	0	0	11	0	0	120	190	11.3	100	190	9.6	-99	-99	-99	104	192	10	100	190	9.6	-99	-99	-99
10	6	12	0	0	12	13	0	110	185	10.7	100	190	9.6	-99	-99	-99	100	189.7	9.7	100	190	9.6	-99	-99	-99
6	-7	-11	0	0	13	0	0	100	189.7	9.7	100	190	9.6	-99	-99	-99	99.7	189.9	9.6	100	190	9.6	-99	-99	-99

(β)

			Σημείο 1			Σημείο 2			Σημείο 3			Σημείο 4			Σημείο 5			Σημείο 6							
ntr	ntrl	narl	ntrr	narr	prpth	lpth	rpth	x1	y1	z1	x2	y2	z2	x3	y3	z3	x4	y4	z4	x5	y5	z5	x6	y6	z6
11	1058	21	0	0	0	1	0	123,3	190	11,6	130	190	12	-99	-99	-99	121,7	188,4	11,4	125	185	11,5	-99	-99	-99
1058	1055	1645	0	0	1	2	0	121,7	188,4	11,4	125	185	11,5	-99	-99	-99	120	187,7	11,3	120	183,2	11,2	-99	-99	-99
1055	1054	1644	9	16	2	3	10	120	187,7	11,3	120	183,2	11,2	-99	-99	-99	111,9	184	10,8	116,3	181,9	11	-99	-99	-99
1054	1030	1611	10	19	3	4	8	111,9	184	10,8	116,3	181,9	11	-99	-99	-99	100	180	10	110,8	180	10,6	-99	-99	-99
1030	1031	1610	0	0	4	5	0	100	180	10	110,8	180	10,6	-99	-99	-99	100	180	10	106,2	176,9	10,3	-99	-99	-99
1031	2	5	0	0	5	6	0	100	180	10	106,2	176,9	10,3	-99	-99	-99	100	180	10	100	171,2	9,5	-99	-99	-99
2	1	2	0	0	6	7	0	100	180	10	100	171,2	9,5	-99	-99	-99	92,5	173,8	9,1	99,1	170,4	9,4	-99	-99	-99
1	-1002	-3	0	0	7	0	0	92,5	173,8	9,1	99,1	170,4	9,4	-99	-99	-99	87,9	170	8,5	98,6	170	9,3	-99	-99	-99
10	6	12	0	0	8	9	0	110	185	10,7	100	180	10	-99	-99	-99	100	189,7	9,7	100	180	10	-99	-99	-99
6	-7	-11	0	0	9	0	0	100	189,7	9,7	100	180	10	-99	-99	-99	99,7	189,9	9,6	90,6	185,3	9,2	-99	-99	-99
9	16	18	10	17	10	11	12	120	190	11,3	110	185	10,7	110,4	185,2	10,7	120	190	11,3	110	185	10,7	100	190	9,6
16	-19	-30	0	0	11	0	0	120	190	11,3	100	190	9,6	-99	-99	-99	104	192	10	100	190	9,6	-99	-99	-99
10	6	12	0	0	12	13	0	110	185	10,7	100	190	9,6	-99	-99	-99	100	189,7	9,7	100	190	9,6	-99	-99	-99
6	-7	-11	0	0	13	0	0	100	189,7	9,7	100	190	9,6	-99	-99	-99	99,7	189,9	9,6	100	190	9,6	-99	-99	-99

Πίνακας 3.2 Πρωτογενή γεωμετρικά δεδομένα διαδρομών ροής σε υδατόρευμα

ntr	ntr1	ntr2	nar	n1	n2	x1	y1	z1	x2	y2	z2	fl
11	1	1002	3	331	330	98.603	170	9.319	87.878	170	8.534	-1
11	997	1003	1563	330	305	80	170	7.958	80	160	7.666	0
11	967	973	1519	305	280	80	160	7.666	80	150	7.124	0
11	936	937	1472	280	719	80	150	7.124	70	145	7.084	0
11	935	938	1470	719	254	70	145	7.084	60	140	7.064	0
11	903	909	1423	254	229	60	140	7.064	60	130	6.315	0
11	876	882	1382	229	204	60	130	6.315	60	120	5.46	0
11	849	855	1341	204	179	60	120	5.46	60	110	5.459	0
11	823	824	1301	179	622	60	110	5.459	50	105	5.459	0
11	822	825	1299	622	153	50	105	5.459	40	100	5.459	0
11	793	799	1257	153	128	40	100	5.459	40	90	4.795	0
11	766	772	1217	128	103	40	90	4.795	40	80	4.333	0
11	699	705	1127	103	78	40	80	4.333	40	60	2.324	0
11	647	653	1039	78	53	40	60	2.324	40	40	1.919	0
11	616	617	984	53	501	40	40	1.919	30	30	1.899	0
11	615	618	981	501	27	30	30	1.899	20	20	1.72	0
11	1180	1181	1843	27	500	20	20	1.72	10	30	1.435	0
11	6	7	11	381	816	99.709	189.854	9.628	90.627	185.313	9.173	-1
11	5	8	9	816	355	90	185	9.141	80	180	8.23	0
11	4	1025	8	355	330	80	180	8.23	80	170	7.958	0
11	997	1003	1563	330	305	80	170	7.958	80	160	7.666	0
11	967	973	1519	305	280	80	160	7.666	80	150	7.124	0
11	936	937	1472	280	719	80	150	7.124	70	145	7.084	0
11	935	938	1470	719	254	70	145	7.084	60	140	7.064	0
11	903	909	1423	254	229	60	140	7.064	60	130	6.315	0
11	876	882	1382	229	204	60	130	6.315	60	120	5.46	0
11	849	855	1341	204	179	60	120	5.46	60	110	5.459	0
11	823	824	1301	179	622	60	110	5.459	50	105	5.459	0
11	822	825	1299	622	153	50	105	5.459	40	100	5.459	0
11	793	799	1257	153	128	40	100	5.459	40	90	4.795	0
11	766	772	1217	128	103	40	90	4.795	40	80	4.333	0
11	699	705	1127	103	78	40	80	4.333	40	60	2.324	0
11	647	653	1039	78	53	40	60	2.324	40	40	1.919	0
11	616	617	984	53	501	40	40	1.919	30	30	1.899	0
11	615	618	981	501	27	30	30	1.899	20	20	1.72	0
11	1180	1181	1843	27	500	20	20	1.72	10	30	1.435	0

Πίνακας 3.2 (συνέχεια)

11	16	19	30	841	381	103.96	191.98	9.957	100	190	9.642
11	6	7	11	381	816	100	190	9.642	90	185	9.141
11	5	8	9	816	355	90	185	9.141	80	180	8.23
11	4	1025	8	355	330	80	180	8.23	80	170	7.958
11	997	1003	1563	330	305	80	170	7.958	80	160	7.666
11	967	973	1519	305	280	80	160	7.666	80	150	7.124
11	936	937	1472	280	719	80	150	7.124	70	145	7.084
11	935	938	1470	719	254	70	145	7.084	60	140	7.064
11	903	909	1423	254	229	60	140	7.064	60	130	6.315
11	876	882	1382	229	204	60	130	6.315	60	120	5.46
11	849	855	1341	204	179	60	120	5.46	60	110	5.459
11	823	824	1301	179	622	60	110	5.459	50	105	5.459
11	822	825	1299	622	153	50	105	5.459	40	100	5.459
11	793	799	1257	153	128	40	100	5.459	40	90	4.795
11	766	772	1217	128	103	40	90	4.795	40	80	4.333
11	699	705	1127	103	78	40	80	4.333	40	60	2.324
11	647	653	1039	78	53	40	60	2.324	40	40	1.919
11	616	617	984	53	501	40	40	1.919	30	30	1.899
11	615	618	981	501	27	30	30	1.899	20	20	1.72
11	1180	1181	1843	27	500	20	20	1.72	10	30	1.435
11	6	7	11	381	816	100	190	9.642	99.709	189.854	9.628
11	5	8	9	816	355	90	185	9.141	80	180	8.23
11	4	1025	8	355	330	80	180	8.23	80	170	7.958
11	997	1003	1563	330	305	80	170	7.958	80	160	7.666
11	967	973	1519	305	280	80	160	7.666	80	150	7.124
11	936	937	1472	280	719	80	150	7.124	70	145	7.084
11	935	938	1470	719	254	70	145	7.084	60	140	7.064
11	903	909	1423	254	229	60	140	7.064	60	130	6.315
11	876	882	1382	229	204	60	130	6.315	60	120	5.46
11	849	855	1341	204	179	60	120	5.46	60	110	5.459
11	823	824	1301	179	622	60	110	5.459	50	105	5.459
11	822	825	1299	622	153	50	105	5.459	40	100	5.459
11	793	799	1257	153	128	40	100	5.459	40	90	4.795
11	766	772	1217	128	103	40	90	4.795	40	80	4.333
11	699	705	1127	103	78	40	80	4.333	40	60	2.324
11	647	653	1039	78	53	40	60	2.324	40	40	1.919
11	616	617	984	53	501	40	40	1.919	30	30	1.899
11	615	618	981	501	27	30	30	1.899	20	20	1.72
11	1180	1181	1843	27	500	20	20	1.72	10	30	1.435

Επιπλέον, μέχρι το σημείο εκείνο έχουν αποθηκευτεί οι συντεταγμένες όλων των σημείων που ορίζουν αρχικά τις διαδρομές. Συγκεκριμένα, στην 1η γραμμή στοιχείων του Πίνακα 3.1α, τα σημεία 1 έως 3 είναι οι κορυφές του τριγώνου ntr=11 και τα σημεία 1 και 2 οριοθετούν την πλευρά εξόδου (narl=21) από το τρίγωνο ntr=11

προς το τρίγωνο $n_{tr1}=1058$ οπότε και «ονομάζονται» σημεία 4 και 5. Σημείο 6 στην περίπτωση αυτή δεν ορίζεται (αφού το νερό διοδεύεται από το $n_{tr}=11$ μόνο στο $n_{tr1}=1058$) και συνεπώς οι συντεταγμένες του παίρνουν την τιμή -99. Σημειώνεται ότι πλέον, τα σημεία που ορίζονται δεν αποτελούν απαραίτητα κορυφές των πλευρών αλλά είναι δυνατόν να οριοθετούν τμήματα πάνω στις πλευρές αυτές. Τα προηγούμενα σημεία 4 και 5 της 1ης γραμμής στοιχείων του Πίνακα 3.1α είναι πλέον σημεία έναρξης (1 και 2) της τροχιάς στο τρίγωνο $n_{tr}=1058$ (2η γραμμή στοιχείων) ενώ τα σημεία εξόδου προς το τρίγωνο $n_{tr1}=1055$ είναι τα 4 και 5. Τώρα δεν ορίζονται τα σημεία 3 και 6 (οι συντεταγμένες τους παίρνουν την τιμή -99), αφού υπάρχει εκροή μόνο προς ένα τρίγωνο. Στη συνέχεια, τα προηγούμενα σημεία 4 και 5 της 2^{ης} γραμμής είναι σημεία έναρξης 1 και 2 της τροχιάς στο τρίγωνο $n_{tr}=1055$. Μετά την τοποθέτηση του δείκτη όταν από το $n_{tr}=1055$ το νερό διοδεύεται προς δύο διαφορετικά τρίγωνα το $n_{tr1}=1054$ και το $n_{tr}=9$, η περιγραφή της ροής ακολουθεί πάντα το «αριστερό» τρίγωνο, δηλ. εδώ το $n_{tr1}=1054$. Από αυτό φαίνεται ότι το νερό εκρέει εκ νέου από δύο πλευρές $n_{ar1}=1611$ και $n_{ar}=19$ προς τα τρίγωνα $n_{tr1}=1030$ και $n_{tr}=10$ αντίστοιχα. Νέος δείκτης τοποθετείται (δεξιά διαδρομή $r_{th}=-1$), ο οποίος θα χρησιμοποιηθεί στη συνέχεια για την αναγνώριση της διακλάδωσης. Η περιγραφή της ροής ακολουθεί και πάλι το «αριστερό» τρίγωνο ($n_{tr1}=1030$) και φτάνει ακολουθώντας τη διαδρομή μέσω των τριγώνων $(1030)\rightarrow(1031)\rightarrow(2)\rightarrow(1)$ στο τρίγωνο $n_{tr1}=-1002$ (μέσω της πλευράς $n_{ar1}=-3$). Το πρόσημο (-) είναι δείκτης και σημαίνει ότι η ροή παύει πλέον να ακολουθεί επίγεια διαδρομή και θα συνεχιστεί σε καταβαθμό. Έτσι ο έλεγχος εκτρέπεται σε άλλο αρχείο «άμεσης προσπέλασης» DELTA.CHN όπου αποθηκεύονται τα χαρακτηριστικά της ροής σε υδατόρευμα (Πίνακας 3.2). Στον Πίνακα 3.2 αναφέρονται τα εξής στοιχεία:

- (α) n_{tr} ο αριθμός του τριγώνου από το οποίο ξεκίνησε η επίγεια ροή
- (β) n_{tr1} και n_{tr2} οι αριθμοί των δύο τριγώνων μεταξύ των οποίων ορίστηκε η ροή σε καταβαθμό
- (γ) n_{ar} η κοινή πλευρά των δύο προηγούμενων τριγώνων
- (δ) n_1 και n_2 οι κορυφές της πλευράς n_{ar} , με n_1 αυτή που βρίσκεται υψομετρικά ψηλότερα.

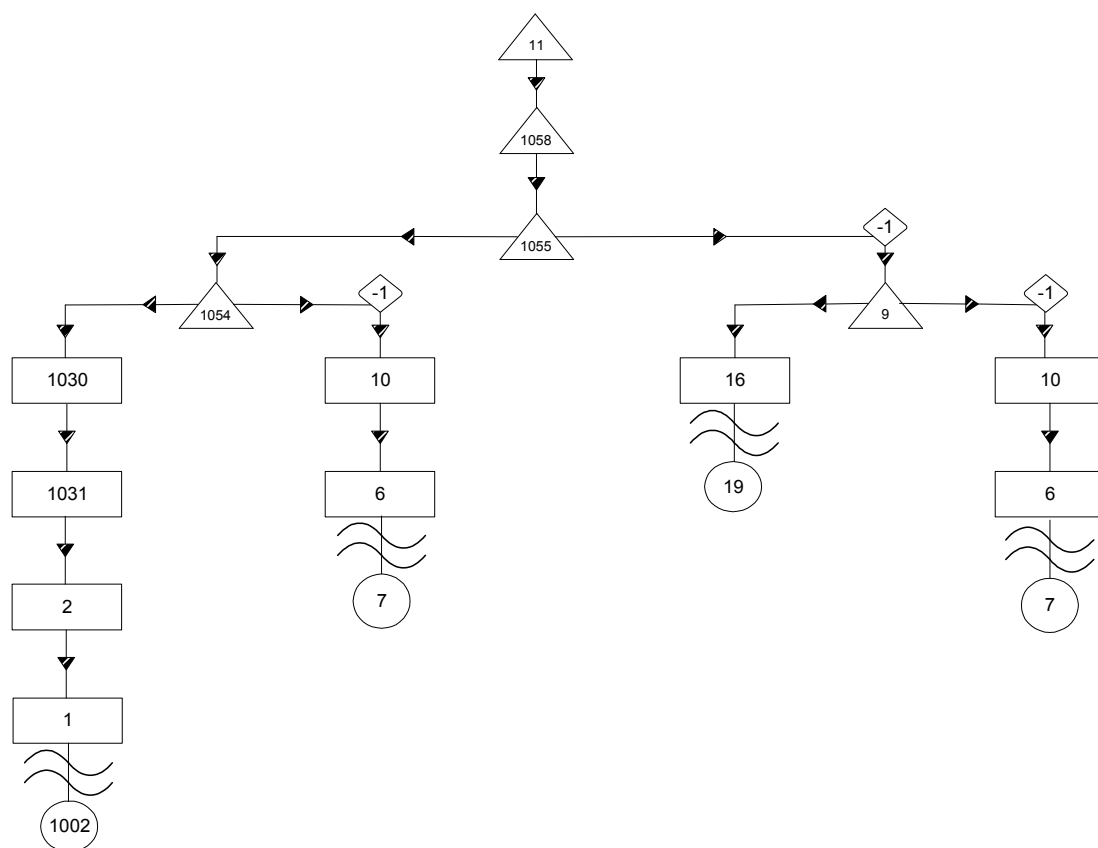
(ε) (x_1, y_1, z_1) και (x_2, y_2, z_2) οι συντεταγμένες των σημείων εισόδου που είναι συντεταγμένες των κορυφών της πλευράς par , ενώ ειδικά για την πλευρά που πρωτοξεκινά η ροή συνήθως τα σημεία δεν είναι κορυφές της par (όπως π.χ. ο τμήμα (17,12) του καταβαθμού IB στο Σχήμα 3.7).

Έτσι, στο παράδειγμα που περιγράφεται, το νερό θα διοδευτεί μέσω της καταβαθμού (πλευράς) $par=3$ στον καταβαθμό $par=1563$ (μεταξύ των τριγώνων $nt1=997$ και $nt2=1003$) και στη συνέχεια στον καταβαθμό $par=1519$, μέχρι να φτάσει στον καταβαθμό $par=1843$, με κορυφές $n1=27$ και $n2=500$, όπου και θα σταματήσει, αφού η κορυφή $n2=500$, θεωρείται σημείο κατάληξης της διαδρομής. Το σημείο αυτό αποτελεί πιθανώς την έξοδο της λεκάνης απορροής, κάτι που θα επιβεβαιωθεί αν οι πλειονηφία των υδατορευμάτων καταλήξει στην ίδια κορυφή. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, ένα τέτοιο σημείο εκτός από έξοδο, μπορεί να αποτελεί όριο της λεκάνης απορροής ή να οριοθετεί μια μικρή κοιλότητα.

Στη συνέχεια, ο έλεγχος επιστρέφει και πάλι στο αρχείο «άμεσης προσπέλασης» DELTA.TRJ (Πίνακας 3.1α), όπου αρχίζει ο αντίστροφος έλεγχος, μέχρι ο μοντέλο να επιστρέψει στην πιο «κοντινή» διακλάδωση, να ενεργοποιήσει τον κλάδο που βρισκόταν σε «αναμονή» επαναλαμβάνοντας την ίδια διαδικασία η οποία συνεχίζεται μέχρις ότου γίνει η επεξεργασία σε όλες τις τριγωνικές επιφάνειες. Συγκεκριμένα στο παράδειγμα που περιγράφεται, ενεργοποιείται ο δεξιός κλάδος του $nt1=1054$, δηλ. το τρίγωνο $nt1=10$. Ο δείκτης $grth=-1$ που είχε τοποθετηθεί ώστε να ανιχνευτεί η διακλάδωση ώστε να επανέλθει ο μοντέλο στη θέση αυτή και να ξεκινήσει η επεξεργασία της νέας διαδρομής, αντικαθίσταται πλέον με τον αριθμό $grth+1$, όπου $grth$ ο αριθμός της τελευταίας διαδρομής που μόλις περιγράφηκε. Έτσι, εδώ $grth=8$ ($7+1$), Πίνακας 3.1β), ώστε να είναι γνωστή η αρχή και το τέλος της διαδρομής-διακλάδωσης κατά την διάρκεια της τελικής επεξεργασίας. Αντίστοιχη επεξεργασία -αντικατάσταση θα γίνει για όλες τις διαδρομές-διακλαδώσεις που βρίσκονται ή θα βρεθούν σε αναμονή, ώστε ο Πίνακας 3.1α να καταλήξει στη μορφή του Πίνακα 3.1β. Σημειώνεται, ότι όπως αναφέρθηκε ήδη, κάθε φορά που $nt1<0$ ή $nt2<0$ ο έλεγχος θα εκτρέπεται αυτόματα στο αρχείο «άμεσης προσπέλασης» DELTA.CHN όπου και θα ακολουθείται η διαδικασία που περιγράφηκε νωρίτερα (Πίνακας 3.2).

Κατά το τελικό στάδιο της επεξεργασίας από το μοντέλο DELTA_CAR, από το αρχείο «άμεσης προσπέλασης» DELTA.TRJ στην μορφή που αντιστοιχεί στον Πίνακα 3.1β, απομονώνεται κάθε διαδρομή επίγειας ροής ξεχωριστά και υπολογίζονται με αντίστροφη διαδικασία, οι συντεταγμένες των σημείων που μέχρι τη στιγμή εκείνη δεν είχαν οριστεί σύμφωνα με την γενική αρχή που περιγράφεται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ και με ανάλογη διαδικασία με αυτή που αναλύθηκε στην §3.2.3.1, για τα σημεία 9, 8, 7 και 6.

Το νέο αρχείο «άμεσης προσπέλασης» DELTA.OVR που δημιουργείται και αντικαθιστά ουσιαστικά το DELTA.TRJ, περιλαμβάνει πλέον όλες τις διαδρομές επίγειας ροής ξεχωριστά, σε σύζευξη με το «άμεσης προσπέλασης» αρχείο DELTA.CHN το οποίο περιλαμβάνει όλες τις αντίστοιχες διαδρομές σε υδατορεύματα και οι οποίες θα χρησιμοποιηθούν στη συνέχεια από το μοντέλο DELTA_NET για τον καθορισμό του πλήρους υδρογραφικού δικτύου. Στο διάγραμμα ροής (Σχ. 3.8) απεικονίζονται τα τρίγωνα που συμμετέχουν στις τέσσερις ξεχωριστές διαδρομές επίγειας ροής που προέκυψαν από την επεξεργασία του Πίνακα 3.1, ενώ έχουν σημειωθεί οι διακλαδώσεις που εμφανίστηκαν στην πορεία της επεξεργασίας καθώς και η έναρξη της ροής στα υδατορεύματα.



Σχήμα 3.8. Διάγραμμα ροής που απεικονίζει την αλληλουχία των τριγώνων που σχηματοποιούν τις τέσσερις ξεχωριστές διαδρομές επίγειας ροής, τις διακλαδώσεις τους καθώς και την κατάληξή τους στα υδατορεύματα, όπως προκύπτουν από τον Πίνακα 3.1

3.2.5 Υδρογραφικό δίκτυο λεκάνης απορροής – Μοντέλο DELTA_NET (DELTA_NETWORK)

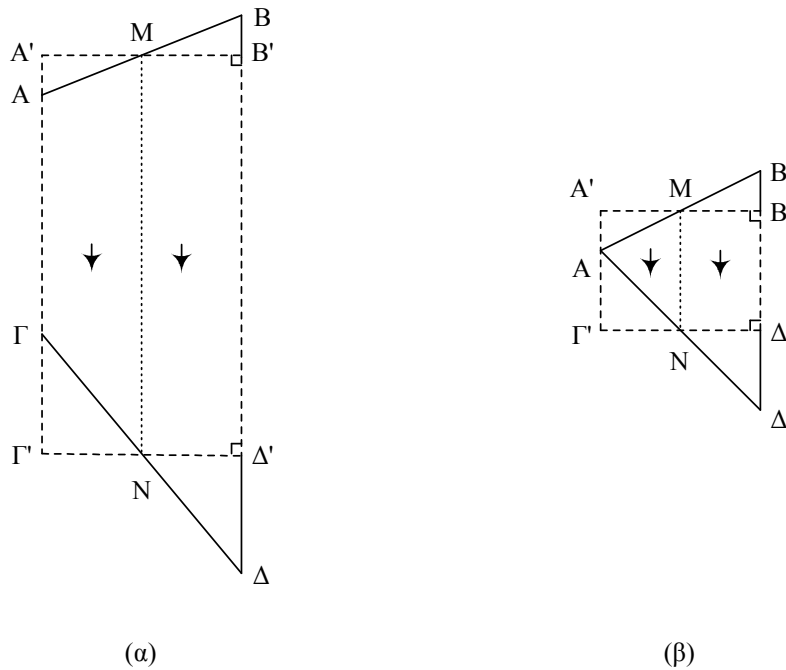
3.2.5.1 Γενικά

Μετά τον καθορισμό όλων των δυνατών διαδρομών του νερού, το μοντέλο DELTA_NET, θα καθορίσει αυτόματα το «υδρογραφικό δίκτυο» της εξεταζόμενης λεκάνης απορροής. Γενικά, στο πλαίσιο του μοντέλου DELTA_NET, ως «υδρογραφικό δίκτυο» ορίζεται το σύνολο των υδατορευμάτων τα οποία έχουν κοινό «σημείο» κατάληξης κοντά στα όρια της εξεταζόμενης λεκάνης και σε χαμηλό υψόμετρο. Κατά μήκος του «δικτύου» αυτού, τα υδατορεύματα που το σχηματοποιούν τροφοδοτούνται πλευρικά από την επίγεια ροή. Με την παραδοχή

αυτή, ως λεκάνη απορροής ορίζεται κάθε περιοχή στην οποία απορρέει ένα και μοναδικό «υδρογραφικό δίκτυο». Αν λοιπόν εμφανιστούν περισσότερα από ένα «υδρογραφικά δίκτυα», το μοντέλο καθορίζει αυτόματα τις διαφορετικές λεκάνες απορροής που αναγνωρίστηκαν στην εξεταζόμενη τοπογραφία, προσδιορίζει τις τριγωνικές επιφάνειες που συνεισφέρουν στην απορροή της καθεμίας και ξεκινά την επεξεργασία για το κάθε «υδρογραφικό δίκτυο» ξεχωριστά.

3.2.5.2 Μετασχηματισμός διαδρομής επίγειας ροής

Στη συνέχεια, το μοντέλο DELTA_NET πριν ξεκινήσει τον καθορισμό του υδρογραφικού δικτύου, τροποποιεί εκ νέου όλες τις διαδρομές επίγειας ροής με σκοπό να τους δώσει την μορφή που είναι απαραίτητη για την επίλυση των υδρολογικών εξισώσεων που θα ακολουθήσει. Οι διαδρομές επίγειας ροής πάνω στις τριγωνικές επιφάνειες όπως περιγράφηκαν νωρίτερα, είναι δύο τύπων (Σχ. 3.4). Η πρώτη τύπου περιλαμβάνει τις «καθαρές» τραπεζοειδείς διαδρομές όπως αυτή στο τρίγωνο ΜΙΘ, με είσοδο τα σημεία (2,8) και έξοδο τα σημεία (3,9) και η δεύτερου τύπου, τις τριγωνικές οι οποίες ουσιαστικά είναι «εκφυλισμένες» τραπεζοειδείς διαδρομές, όπως αυτή στο τρίγωνο ΠΜΟ με είσοδο τα σημεία (1,6) και έξοδο τα σημεία (1,7) ή αυτή στο τρίγωνο ΞΛΚ μεταξύ των (29,33) και (30,33). Και οι δύο, μετασχηματίζονται σε ορθογώνιες μονάδες διαδρομής, ισεμβαδικές με τις αρχικές, δημιουργώντας τις κατάλληλες «γεωμετρικές» διαδρομές επιφανειακής ροής πάνω στις οποίες θα επιλυθούν στην συνέχεια αριθμητικά όλες οι υδρολογικές εξισώσεις, σύμφωνα με το γενικό σχήμα που παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.9. Συγκεκριμένα, ενώνοντας τα μέσα των πλευρών (Α,Β) και (Γ,Δ) (Σχ. 3.9α, αρχικά «καθαρή» τραπεζοειδής διαδρομή) και (Α,Β) και (Α,Δ) (Σχ. 3.9β, αρχικά «εκφυλισμένη»



Σχήμα 3.9. Μετασχηματισμός (α) μιας «καθαρής» και (β) μιας «εκφυλισμένης» μονάδας τραπεζοειδούς διαδρομής σε ορθογώνιες διαδρομές. Τα σημεία M και N είναι τα μέσα των πλευρών εισροής και εκροής αντίστοιχα. Τα βέλη δείχνουν την διεύθυνση ροής (μέγιστης κλίσης)

τραπεζοειδής διαδρομή) ορίζεται η MN. Στη συνέχεια, από τα σημεία M και N, φέρονται οι κάθετες προς τις βάσεις BΔ και των δύο σχημάτων ορίζοντας τα ζεύγη ισεμβαδικών τριγωνικών επιφανειών AA'M, MBB' και Γ'ΓN, NΔ'Δ (Σχ. 3.9α) και AA'M, MBB' και ANΓ', NΔ'Δ (Σχ. 3.9β). Έτσι, η διαδρομή πρώτου τύπου (A,B)→(Γ,Δ) («καθαρή» τραπεζοειδής, Σχήμα 3.9α), μετασχηματίζεται στην ορθογώνια (A',B')→(Γ',Δ') ενώ η διαδρομή δεύτερου τύπου (A,B)→(A,Δ) («εκφυλισμένη» τραπεζοειδής, Σχήμα 3.9β) στην ορθογώνια (A',B')→(Γ',Δ'). Τα χαρακτηριστικά όλων των νέων «ισοδύναμων» ισεμβαδικών διαδρομών, με μήκος διαδρομής MN και πλάτος A'B', αποθηκεύονται από το μοντέλο για μελλοντική χρήση. Σημειώνεται ότι η διαδικασία είναι πλήρως αυτοματοποιημένη ενώ όλα τα χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής που είχαν αποδοθεί αρχικά στις τριγωνικές επιφάνειες και ακολούθως και στα δύο είδη «τραπεζοειδών» διαδρομών, «συνοδεύουν» και τις νέες ισοδύναμες ορθογώνιες επιφάνειες, η αλληλουχία των οποίων ορίζει πλέον τις

διαδρομές επιφανειακής απορροής στις οποίες στη συνέχεια επιλύονται οι υδρολογικές εξισώσεις.

3.2.5.3 Μεθοδολογία οριοθέτησης «υδρογραφικού δικτύου» - Παράδειγμα

Μόλις ολοκληρωθεί ο έλεγχος και τροποποιηθούν όλες οι διαδρομές επιφανειακής ροής, καθορίζεται το «υδρογραφικό δίκτυο». Για κάθε «υδρογραφικό δίκτυο» ορίζεται ως «πρωτεύον» ποτάμι, το υδατόρευμα που αποτελείται από τον μεγαλύτερο αριθμό καταβαθμών, ανεξάρτητα με το υψόμετρο του «σημείου» έναρξης της ροής. Όλα τα υπόλοιπα ποτάμια (υδατορεύματα) του ίδιου δικτύου, χαρακτηρίζονται ως «δευτερεύοντα» ποτάμια (ή παραπόταμοι) και η επεξεργασία τους γίνεται ανά δύο με τυχαία σειρά σύμφωνα με τα ακόλουθα κριτήρια:

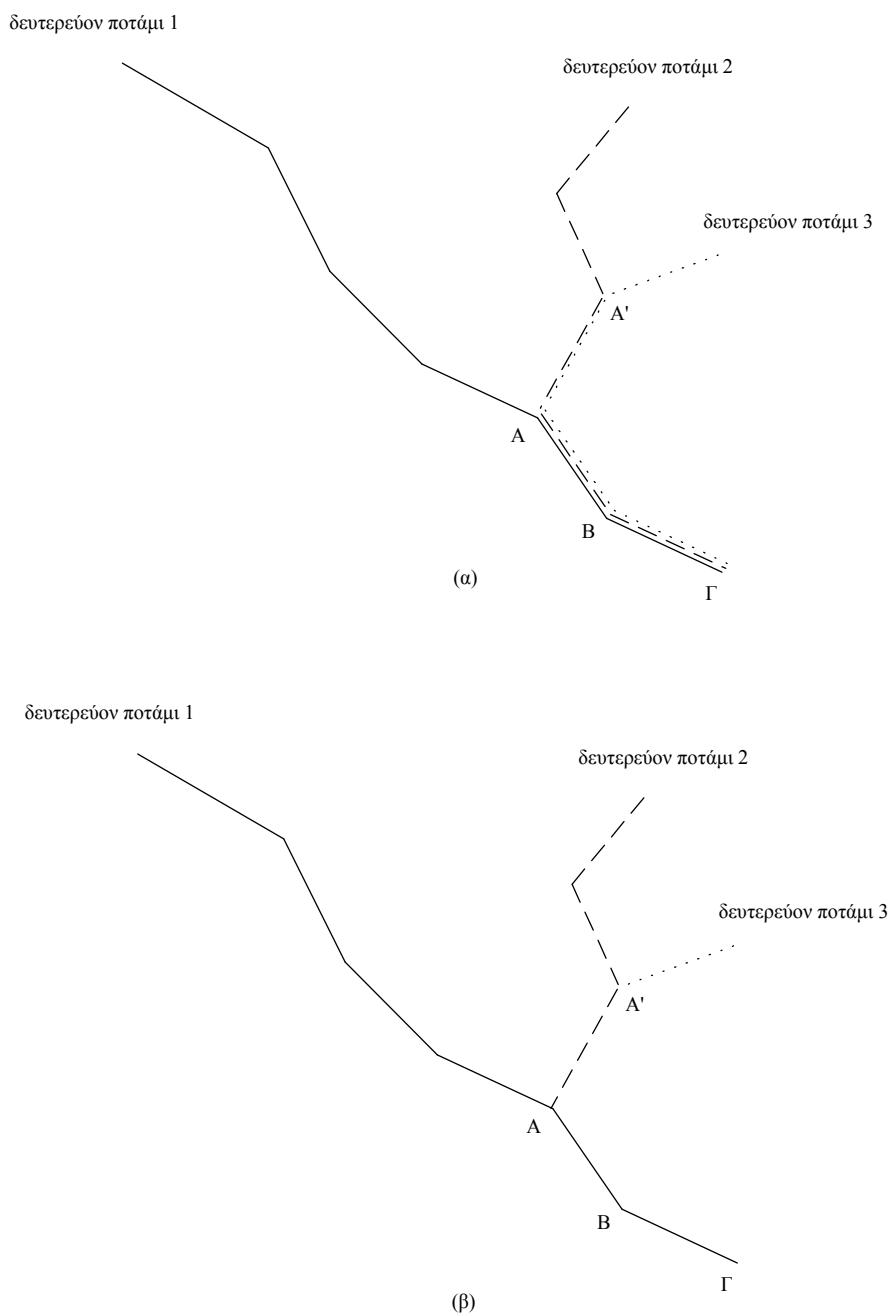
α) διαδοχική εξέταση όλων των «δευτερευόντων» ποταμών ανάλογα με τους κοινούς καταβαθμούς

β) απόδοση των κοινών καταβαθμών στο ποτάμι με τον μεγαλύτερο συνολικά αριθμό καταβαθμών

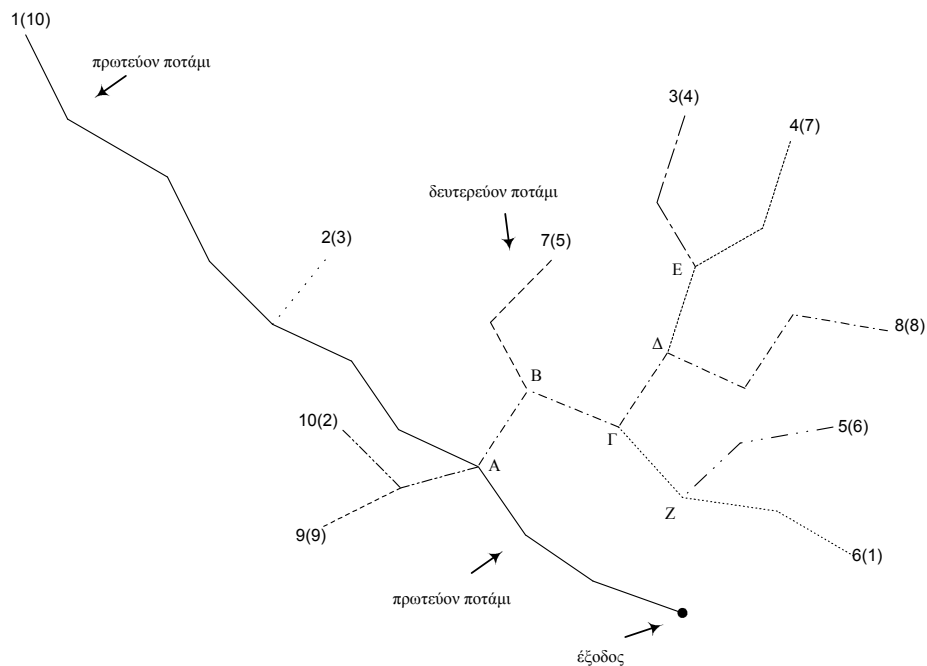
Στο παράδειγμα που ακολουθεί (Σχ. 3.10α), μία τριάδα από «δευτερεύοντα» ποτάμια (1,2,3) μοιράζονται δύο καταβαθμούς (διαδρομή AB -> ΒΓ) ενώ δύο από αυτά τα 2 και 3, επιπλέον τον καταβαθμό Α'Α. Το μοντέλο, «αποδίδει» τους κοινούς και για τα τρία «δευτερεύοντα» ποτάμια καταβαθμούς (AB και ΒΓ) στο «δευτερεύον» ποτάμι με τον μεγαλύτερο αριθμό καταβαθμών («δευτερεύον» ποτάμι 1, Σχ. 3.10β), και τον κοινό καταβαθμό Α'Α, μεταξύ των 2 και 3, για τον ίδιο λόγο στο «δευτερεύον» ποτάμι 2. Στο εξής, το «δευτερεύον» ποτάμι 2 θεωρείται ως «δευτερεύον» του 1, ενώ το «δευτερεύον» ποτάμι 3 ως «δευτερεύον» του 2. Επιπλέον, το δευτερεύον ποτάμι 2 θα καταλήγει στο σημείο-«διακλάδωση» Α ενώ το δευτερεύον ποτάμι 3 στο σημείο-«διακλάδωση» Α' (Σχ. 3.10β). Η επεξεργασία όλων των διαδρομών θα συνεχιστεί μέχρις ότου ελεγχθούν με τον ίδιο τρόπο όλα τα «δευτερεύοντα» ποτάμια.

Το προκύπτον δίκτυο έχει πλέον γενικά μια δενδρική δομή, όπως αυτή του Σχήματος 3.11. Το μοντέλο κρατά την πληροφορία για την θέση κάθε «δευτερεύοντος» ποταμού για κάθε μια από τις μεταξύ τους «διακλαδώσεις» αλλά και

για τις διακλαδώσεις μεταξύ «πρωτεύοντος» και «δευτερεύοντων» ποταμών. Επιπλέον, δημιουργείται φάκελος ο οποίος περιέχει αρχεία με όλες τις απαραίτητες πληροφορίες για κάθε «δευτερεύον» ποτάμι και «διακλάδωση», δηλαδή τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά και την λεπτομερή



Σχήμα 3.10. «Δευτερεύοντα» ποτάμια με κοινούς καταβαθμούς (α) πριν και (β) μετά την «απόδοσή» τους στο μεγαλύτερο από αυτά



Σχήμα 3.11. Παράδειγμα ενός δικτύου απορροής μετά τη διαδικασία του ιεραρχικού καθορισμού του «πρωτεύοντος» (συνεχής γραμμή) και των «δευτερευόντων» ποταμών (διακεκομμένες γραμμές). Στην παρένθεση φαίνεται η αρχική αρίθμηση των ποταμών πριν την έναρξη της διαδικασίας

περιγραφή της κάθε διαδρομής επίγειας ροής που τροφοδοτεί κάθε καταβαθμό του ποταμού αυτού.

Στο τέλος, το μοντέλο DELTA_NET επεξεργάζεται τις προκύπτουσες διαδρομές έτσι ώστε η σειρά με την οποία θα γίνει η διόδευση του νερού να αποκτήσει φυσική σημασία, καθορίζοντας ένα ιεραρχικό σύστημα αρίθμησης όλων των ποταμών. Η διαδικασία βασίζεται στην ακόλουθη γενική αρχή: «σε κάθε ποτάμι, όταν γίνεται η επεξεργασία ενός καταβαθμού πρέπει να έχει προηγηθεί η επεξεργασία όλων των ανάντη καταβαθμών του». Η αναλυτική περιγραφή της μεθοδολογίας δίνεται στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ και περιλαμβάνει τα ακόλουθα βασικά σημεία:

(α) ξεκινώντας από το ανώτερο άκρο του «πρωτεύοντος» ποταμού, η επεξεργασία των διαφόρων «δευτερευόντων» ποταμών γίνεται ακολουθώντας τη «λογική» του νόμου της βαρύτητας

(β) στην περίπτωση που περισσότερα από ένα «δευτερεύοντα» ποτάμια καταλήγουν στην ίδια διακλάδωση του «πρωτεύοντος» ποταμού, αυτά αριθμούνται διαδοχικά

(γ) η επεξεργασία του «πρωτεύοντος» ποταμού γίνεται τελευταία

Ένα παράδειγμα της διαδικασίας που μόλις περιγράφηκε φαίνεται στο Σχήμα 3.11, για δέκα (10) υποθετικά ποτάμια, όπου ο αριθμός που αποδίδεται στο καθένα, υποδηλώνει και την σειρά με την οποία θα γίνει η επεξεργασία του κατά την διαδικασία επίλυσης του υδρολογικού προβλήματος (στην παρένθεση αναφέρεται η αρχική, προ επεξεργασίας, αρίθμησή του). Το «πρωτεύον» ποτάμι παίρνει πάντα το Νο 1 και η διαδικασία για τον υπολογισμό των «υδατικών φορτίων» θα ξεκινήσει από τα «δευτερεύοντα» ποτάμια με τη σειρά δηλ. Νο 2, Νο 3 κ.λ.π., υπολογίζοντας για το καθένα πρώτα την επίγεια ροή που τροφοδοτεί τον κάθε καταβαθμό του (αποτελεί την πλευρική εισροή) και στην συνέχεια την εκροή του καθενός στις αντίστοιχες διακλαδώσεις. Π.χ. το «δευτερεύον» ποτάμι Νο 8 εκρέει από την «διακλάδωση» Α στο «πρωτεύον» ποτάμι Νο1 αφού πρώτα έχει δεχθεί το «υδατικό φορτίο» των «δευτερεύοντων» ποταμιών Νο 4 (από την «διακλάδωση» Δ), Νο 6 (από την «διακλάδωση» Γ) και Νο 7 (από την «διακλάδωση» Β). Σημειώνεται ότι τα «δευτερεύοντα» ποτάμια Νο 4 και Νο 6 εκφορτίζουν και το υδατικό φορτίο των «δευτερεύοντων» ποταμιών Νο 3 (από την «διακλάδωση» Ε) και Νο 5 (από την «διακλάδωση» Ζ) αντίστοιχα.

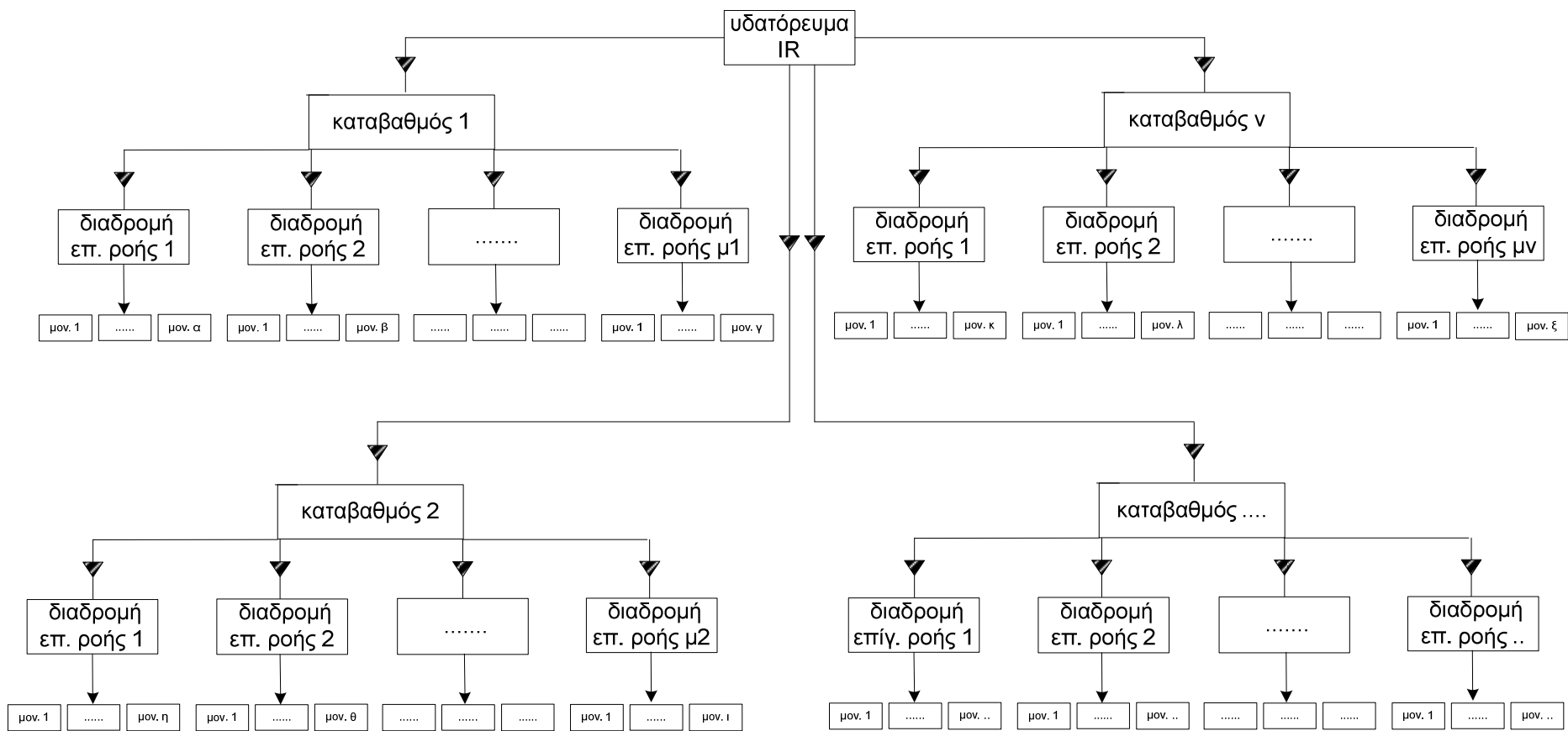
3.2.5.4 Καθορισμός «υδρογραφικού δικτύου» για την επίλυση του υδρολογικού προβλήματος - Παράδειγμα αποθήκευσης παραμέτρων

Στη φάση αυτή έχει ολοκληρωθεί η επεξεργασία των επιφανειακών διαδρομών με την γεωμετρική οριοθέτηση όλων των δυνητικών διαδρομών επίγεια ροής και ροής σε υδατόρευμα ενώ σε κάθε στοιχείο των διαδρομών αυτών έχουν αποδοθεί γεωμετρικά (π.χ. μήκος, πλάτος, κλίση, προσανατολισμός κ.α.) και φυσικά χαρακτηριστικά (τύπος και τραχύτητα εδάφους, κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα κ.α.). Επιπλέον, έχει καθοριστεί ιεραρχικά η θέση της κάθε διαδρομής στο «υδρογραφικό δίκτυο» ενώ για κάθε καταβαθμό «δευτερεύοντος» ή «πρωτεύοντος» ποταμού είναι γνωστές:

(α) όλες οι διαδρομές επίγειας ροής που τον τροφοδοτούν πλευρικά και για κάθε μια από αυτές όλες οι επιφανειακές μονάδες που τις απαρτίζουν

(β) οι διακλαδώσεις από τις οποίες είναι πιθανό να δεχθεί υδατικό φορτίο από άλλους «δευτερεύοντες» ποταμούς

Στο Σχήμα 3.12 που ακολουθεί, δίνεται το λογικό διάγραμμα που σχηματοποιεί την διαδικασία ιεράρχησης των διαδρομών επίγειας ροής σε ένα τυχαίο υδατόρευμα (όπως στη συνέχεια της εργασίας θα αναφέρεται κάθε ποτάμι) IR, το οποίο αποτελείται από n καταβαθμούς. Η επεξεργασία κατά την διάρκεια επίλυσης του υδρολογικού προβλήματος για το κάθε υδατόρευμα θα ξεκινήσει από τον «καταβαθμό 1» για την «διαδρομή επίγειας ροής 1», με την επεξεργασία των μονάδων που την αποτελούν, ξεκινώντας από την «μονάδα 1», συνεχίζοντας με την «μονάδα 2» μέχρι να ολοκληρωθεί η επεξεργασία όλων των μονάδων της «διαδρομής επίγειας ροής 1». Στη συνέχεια, η επεξεργασία θα συνεχιστεί για την «διαδρομή επίγειας ροής 2» (αν υπάρχει) με την ίδια λογική. Όταν τελειώσουν όλες οι διαδρομές επίγειας ροής για τον «καταβαθμό 1», θα αρχίσει η επεξεργασία για τον «καταβαθμό 2» του υδατορεύματος (αν υπάρχει) με τον ίδιο τρόπο. Αν δεν υπάρχει άλλος καταβαθμός, θα αρχίσει η επεξεργασία με τον ίδιο τον τρόπο για το επόμενο ιεραρχικά υδατόρευμα (αν υπάρχει). Η επεξεργασία θα τελειώσει με την επεξεργασία του τελευταίου υδατορεύματος, που όπως έχει αναφερθεί είναι πάντα το «πρωτεύον». Οι πληροφορίες αποθηκεύονται σε αρχεία ανά υδρογραφικό δίκτυο ανά υδατόρευμα, που ονομάζεται TRIBUTARY_X_IR, όπου X ο αριθμός του υδρογραφικού δικτύου και IR ο αριθμός του υδατορεύματος. Στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ περιγράφεται παράδειγμα ενός τέτοιου αρχείου (TRIBUTARY_01_11), όπου παρουσιάζεται η μορφή με την οποία δίνονται οι πληροφορίες που αναφέρθηκαν προηγούμενα, με ιεράρχηση αντίστοιχη αυτής που αποτυπώθηκε γενικά στο Σχήμα 3.12 (υδατόρευμα IR=11, αριθμός καταβαθμών $n=4$, κ.λ.π.).



Σχήμα 3.12. Το λογικό διάγραμμα που σχηματοποιεί την διαδικασία ιεράρχησης των διαδρομών επίγειας ροής σε ένα τυχαίο υδατόρευμα IR, το οποίο αποτελείται από n καταβαθμούς. Κάθε καταβαθμός γενικά δέχεται διαφορετικό αριθμό επίγειων διαδρομών ($\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_n$), οι οποίες με τη σειρά τους σχηματοποιούνται από διαφορετικό αριθμό επιφανειακών μονάδων ($\alpha, \beta, \gamma, \dots$)

3.3 Περιγραφή μοντέλου εδαφικής διήθησης

3.3.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Στο μοντέλο που αναπτύσσεται στο πλαίσιο της διατριβής, η κατακόρυφη κίνηση του εδαφικού νερού περιγράφεται από την εξίσωση Richards με εξαρτημένη μεταβλητή το ύψος πίεσης Ψ και χρήση του μετασχηματισμού των Pan and Wierenga (§2.3.2.1). Η διήθηση για συνθήκες επιφανειακής κατάκλυσης ή μη, περιγράφεται από την προσέγγιση των Green και Ampt με χρήση της τροποποίησης των Mein και Larson (§2.2.2.3).

Αρχικά υπολογίζεται ο χρόνος κατάκλυσης, οπότε καθορίζεται η πορεία επίλυσης που θα ακολουθήσει στη συνέχεια το μοντέλο για ακόρεστη ή κορεσμένη εδαφική επιφάνεια. Στην πρώτη περίπτωση, θα συνεχίσει προσομοιώνοντας μόνο την κίνηση της εδαφικής υγρασίας ενώ στη δεύτερη, γίνεται σύζευξη αυτής με το μοντέλο επίγειας ροής (αναλυτική περιγραφή στις §3.3 και §3.4).

Ακολουθεί η περιγραφή της μεθοδολογίας του μοντέλου εδαφικής διήθησης που χρησιμοποιείται από το μοντέλο DELTA/HYDRO.

3.3.2 Υπολογισμός χρόνου κατάκλυσης

Το μοντέλο DELTA/HYDRO μετά τον καθορισμό του υδρογραφικού δικτύου και την δημιουργία των αρχείων TRIBUTARIES (§3.2.5), για κάθε συμβάν βροχόπτωσης, ακολουθεί την ιεράρχηση των υδατορευμάτων και των αντίστοιχων διαδρομών επίγειας ροής και ξεκινά την υδρολογική επεξεργασία τους. Έτσι, το πρώτο βήμα σε κάθε συμβάν βροχόπτωσης ανάλογα με τις επικρατούσες συνθήκες είναι ο έλεγχος του κατά πόσο πληρούνται οι συνθήκες κορεσμού για κάθε υπολογιστική μονάδα επίγειας ροής κατά την διάρκεια του εξεταζόμενου χρονικού βήματος, δηλαδή αν

$$t_0 \leq t_p \leq t_0 + \Delta t \quad (3.1)$$

όπου t_0 η αρχή του τρέχοντος χρονικού βήματος, Δt το υπολογιστικό βήμα και t_p ο υπολογιζόμενος χρόνος κατάκλυσης.

Η σχέση που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του χρόνου t_p σε κάθε επιφανειακή μονάδα επίγειας ροής αποτελεί μια γενίκευση της εξίσωσης των Main και Larson (εξ. 2.17) για μεταβαλλόμενη ένταση βροχόπτωση και έχει την μορφή (Morel-Seytoux and Al Hassoun, 1989),

$$t_p = t_0 + \frac{1}{r} \left(\frac{(\theta_s - \bar{\theta}_n) S_f}{\frac{r}{K_s^*} - 1} - W_0 \right) \quad (3.2)$$

όπου $\bar{\theta}_n$ μέση εδαφική υγρασία στο ανώτερο εδαφικό στρώμα (cm^3/cm^3), W_0 το βάθος διήθησης (cm) από τη έναρξη της βροχόπτωσης μέχρι τον χρόνο t_0 και $K_s^* = \frac{K_s}{\beta}$ όπου $1.1 < \beta < 1.7$ συντελεστής διόρθωσης (Morel-Seytoux and Khanji, 1974) που εκφράζει την αντίσταση του ιξώδους, ελαττώνει τον ρυθμό διήθησης και είναι συνάρτηση των ιδιοτήτων του εδάφους και του ρευστού.

3.3.2.1 Υπολογισμός παραμέτρων

Από τα δεδομένα που είναι αναγκαία για τον υπολογισμό της t_p , άλλα παρέχονται από το χρήστη και άλλα υπολογίζονται στην πορεία (εσωτερικά) από το ίδιο το μοντέλο. Η τιμή του υπολογιστικού χρονικού βήματος δίνεται από τον χρήστη (στους υπολογισμούς στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής έχει επιλεγεί $\Delta t = 1$ λεπτό) και είναι δυνατόν κατά την διάρκεια των υπολογισμών να μεταβληθεί (ελαττωθεί) για την επίτευξη σύγκλισης αλλά αθροιστικά για κάθε υπολογιστική μονάδα πρέπει να είναι η ίδια (δηλ. $\Delta t = 1$ λεπτό). Οι υπόλοιποι όροι της εξίσωσης όπως και η t_p , είναι κατανομημένες μεταβλητές. Συγκεκριμένα η βροχόπτωση r παρέχεται από το χρήστη αλλά μεταβάλλεται χρονικά και χωρικά ενώ το βάθος διήθησης W_0 υπολογίζεται από το μοντέλο για κάθε εξεταζόμενη υπολογιστική μονάδα μετά το τέλος του κάθε χρονικού βήματος. Η χωρητικότητα προσρόφησης υγρασίας S_f υπολογίζεται από τη σχέση (Rawls et al., 1993),

$$S_f = \frac{2 + 3\lambda h_b}{1 + 3\lambda} \quad (3.3)$$

όπου λ ο Brooks-Corey αδιάστατος δείκτης κατανομής του μεγέθους των πόρων και h_b (cm) η Brooks-Corey πίεση φυσαλίδων αέρα. Οι τιμές των παραπάνω παραμέτρων μαζί με αυτές των β και θ_s παίρνονται συνήθως από την βιβλιογραφία (Rawls and Brakensiek, 1989; Rawls et al., 1993) και εξαρτώνται από τον τύπο εδάφους.

Η τιμή της παραμέτρου K_s είναι κατανεμημένη, παρέχεται από το χρήστη και μπορεί να υπολογιστεί και πειραματικά για κάθε λεκάνη απορροής ενώ η αρχική τιμή της παραμέτρου της εδαφικής υγρασίας θ_n , για κάθε επεισόδιο επίσης παρέχεται από το χρήστη, είναι επίσης κατανεμημένη και μπορεί να έχει υπολογιστεί πειραματικά ενώ συνήθως θεωρείται ίδια σε ολόκληρη τη λεκάνη και δεν μεταβάλλεται όσο μια διαδικασία βρίσκεται στον ίδιο κύκλο διήθησης-στράγγισης. Τέλος, τιμή της $\bar{\theta}_n$ υπολογίζεται εσωτερικά από το μοντέλο με χρήση της θ_n για κάθε εξεταζόμενη μονάδα, όπως αναφέρθηκε νωρίτερα.

Όλες οι υπολογιζόμενες παράμετροι με το τέλος του τρέχοντος χρονικού βήματος αποθηκεύονται ώστε αν χρειαστεί, να χρησιμοποιηθούν ως αρχικές συνθήκες στο επόμενο χρονικό βήμα.

3.3.2.2 Διακριτοποίηση εξίσωσης

Για την προσομοίωση χρησιμοποιείται υπολογιστικό πλέγμα μεταβλητού μήκους, το οποίο έχει δημιουργηθεί από το γεωμετρικό κλάδοι του μοντέλου DELTA/HYDRO (§3.2) και το μήκος του ισούται με αυτό της κάθε φορά εξεταζόμενης μονάδας.

Αρχικά γίνεται ο υπολογισμός του χρόνου κατάκλυσης t_p με χρήση της εξίσωσης (3.2),

$$t_p = t_0 + \frac{1}{r^{j+1}} \left(\frac{(\theta_s - \bar{\theta}_n) S_f}{\frac{r^{j+1}}{K_s^*} - 1} - W_0^j \right) \quad (3.4)$$

r^{j+1} : ο ρυθμός βροχόπτωσης στην εξεταζόμενη μονάδα στο τρέχον χρονικό

βήμα $j+1$

$$W_0^j = \sum_{j=1}^{nj} r^j \Delta t^j, \text{ το βάθος διήθησης μέχρι τον χρόνο } t_0, \text{ όπου}$$

$$t_0 = \sum_{j=1}^{nj} \Delta t^j, \text{ ο χρόνος έναρξης του τρέχοντος υπολογιστικού βήματος}$$

$$\bar{\theta}_n = \sum_{n=1}^{nz} \theta_n, \text{ η μέση εδαφική υγρασία στο ανώτερο εδαφικό στρώμα (cm}^3\text{/cm}^3\text{) το}$$

οποίο αποτελείται από $nz=3$ υποστρώματα καθορισμένου πάχους (σ' αυτή την εργασία επελέγη κοινό πάχος 0,5 cm).

3.3.3 Διήθηση πριν από τον κορεσμό της επιφάνειας του εδάφους- Διακριτοποίηση

Μέχρι τη χρονική στιγμή του κορεσμού μιας μονάδας επίγειας ροής, όλη η ποσότητα του νερού που φτάνει σε αυτή διηθείται, ο ρυθμός διήθησης ισούται με τον ρυθμό βροχόπτωσης και δεν υπάρχει «πλεόνασμα» νερού που θα παραμείνει στην επιφάνεια, οπότε στο τρέχον υπολογιστικό βήμα $j+1$, η διήθηση υπολογίζεται από τη σχέση,

$$i^{j+1} = r^{j+1} \quad t_p > t^{j+1} \quad (3.5)$$

3.3.4 Διήθηση μετά από τον κορεσμό της επιφάνειας του εδάφους- Διακριτοποίηση

Μετά τη χρονική στιγμή t_p , η διαφορά μεταξύ βροχόπτωσης και διήθησης καθορίζει την περίσσεια του νερού που είναι διαθέσιμη αρχικά για την επιφανειακή παγίδευση (πλήρωση των μικροκοιλοτήτων του εδάφους) και αργότερα για την επιφανειακή απορροή. Όσο η επιφάνεια παραμένει κορεσμένη, ο ρυθμός διήθησης ισούται με την χωρητικότητα διήθησης i_c (εξ. 2.18),

$$i^{j+1} = i_c^{j+1} = K_s^* \left(1 + \frac{(\theta_s - \bar{\theta}_n) S_f}{W^{j+1}} \right) \quad t^{j+1} \geq t_p \quad (3.6)$$

όπου W^{j+1} το βάθος διήθησης από τη έναρξη της βροχόπτωσης και μέχρι το τέλος του εξεταζόμενου χρονικού βήματος $j+1$. Μετά τον κορεσμό της επιφάνειας, το βάθος διήθησης W^{j+1} για την χρονική στιγμή t^{j+1} (τέλος του χρονικού βήματος $j+1$) υπολογίζεται σαν συνάρτηση του χρόνου (εξ 2.19),

$$K_s^* \left[t - (t_p - t_p') \right] = W^{j+1} - S_f (\theta_s - \bar{\theta}_n) \ln \left(1 + \frac{W^{j+1}}{(\theta_s - \bar{\theta}_n) S_f} \right) \quad (3.7)$$

όπου ο ισοδύναμος χρόνος t_p' (εξ. 2.20) υπολογίζεται από την εξίσωση,

$$K_s^* t_p' = W_p - S_f (\theta_s - \bar{\theta}_n) \ln \left(1 + \frac{W_p}{(\theta_s - \bar{\theta}_n) S_f} \right) \quad (3.8)$$

Η εξίσωση (3.7) δεν λύνεται αναλυτικά και γι' αυτό το λόγο η επίλυσή της γίνεται αριθμητικά με την χρήση ενός συνδυασμού των μεθόδων Newton-Raphson και διχοτόμησης (Press et al., 1992), όπου για την χρονική στιγμή $t = t_0 + \Delta t$, που αντιστοιχεί στο τέλος του εξεταζόμενου χρονικού βήματος $j+1$, υπολογίζεται το βάθος διήθησης και στη συνέχεια ο ρυθμός διήθησης από την εξίσωση (3.6).

3.3.4.1 Υπολογισμός παραμέτρων

Στις παραπάνω εξισώσεις υπάρχει μια σειρά κοινών παραμέτρων με την § 3.3.2.1 ($t_p, S_f, r, \theta_s, K_s^*, \bar{\theta}_n$) οι οποίες υπολογίζονται ή παρέχονται με τον ίδιο ακριβώς τρόπο και οι οποίες ανάλογα παραμένουν ή όχι σταθερές, για τον ίδιο κύκλο διήθησης-στράγγισης ενώ το βάθος διήθησης W^{j+1} υπολογίζεται για κάθε χρονικό βήμα και για κάθε μονάδα ξεχωριστά. Τέλος η παράμετρος t_p' υπολογίζεται μόλις κορεσθεί η επιφάνεια και παραμένει και αυτή σταθερή στον ίδιο κύκλο διήθησης-στράγγισης ενώ το χρονικό βήμα Δt μεταβάλλεται όπως στην § 3.3.2.1.

Όλες οι υπολογιζόμενες παράμετροι με το τέλος του τρέχοντος χρονικού βήματος αποθηκεύονται ώστε αν χρειάζεται, να χρησιμοποιηθούν ως αρχικές συνθήκες στο επόμενο χρονικό βήμα.

3.3.5 Μεθοδολογία διαδικασίας υπολογισμών

Οι υπολογισμοί ξεκινούν από την στιγμή που η βροχόπτωση είναι μεγαλύτερη του μηδενός και όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι υπολογισμοί γίνονται ξεχωριστά για κάθε μονάδα επίγειας ροής στην οποία είναι χωρισμένη η λεκάνη απορροής και για το λόγο αυτό είναι δυνατό η ίδια βροχόπτωση, να προκαλέσει διαφορετικά αποτελέσματα ακόμα και σε διαδοχικές επιφάνειες. Κι αυτό γιατί η «ανταπόκριση» της καθεμιάς στη βροχή, εξαρτάται τόσο από τις γεωμετρικές παραμέτρους που την χαρακτηρίζουν όσο και από την υδρολογική προϊστορία της. Έτσι, ο κορεσμός της κάθε μιας δεν συμβαίνει απαραίτητα στο ίδιο χρονικό βήμα ενώ είναι δυνατό να διαρκέσει λιγότερο ή περισσότερο. Κατά συνέπεια, ο αριθμός των μονάδων που «δυναμικά» μπορούν να συμμετάσχουν στην επίγεια ροή μεταβάλλεται χρονικά και χωρικά, ιδιότητα που αποτελεί αξιοσημείωτο χαρακτηριστικό του μοντέλου.

Για κάθε χρονικό βήμα Δt και σε κάθε υπολογιστική μονάδα, ο ρυθμός διήθησης πριν τον κορεσμό του εδάφους θεωρείται ίσος με τον ρυθμό βροχόπτωσης, υπολογίζεται το βάθος διήθησης ενώ ταυτόχρονα ελέγχεται κατά πόσον είναι ευνοϊκές οι συνθήκες για κορεσμό κατά την διάρκεια του εξεταζόμενου χρονικού βήματος. Συγκεκριμένα για ακόρεστη υπολογιστική μονάδα γίνονται οι παρακάτω έλεγχοι:

$$(α) \text{ αν } \frac{r^{j+1}}{K_s^*} \geq 1 \quad (3.9)$$

υπολογίζεται ο χρόνος κατάκλυσης t_p και στην συνέχεια ελέγχεται κατά πόσο $t_p \geq t_0 + \Delta t$, οπότε ο κορεσμός πιθανώς να επιτευχθεί σε επόμενο χρονικό βήμα ή αν $t_0 \leq t_p < t_0 + \Delta t$, δηλαδή επιτυγχάνεται κατά την διάρκεια του τρέχοντος χρονικού βήματος.

Στην πρώτη περίπτωση, συνεχίζεται η επίλυση των εξισώσεων κίνησης του εδαφικού νερού με τις οριακές συνθήκες και τις ιδιότητες για ακόρεστο έδαφος ενώ

στο επόμενο χρονικό βήμα θα γίνει εκ νέου υπολογισμός του t_p , αφού το εδαφικό προφίλ θα έχει μεταβληθεί μετά την ανακατανομή της υγρασίας με την επίλυση των σχετικών εξισώσεων στο προηγούμενο χρονικό βήμα.

Στην δεύτερη περίπτωση, κατά το χρονικό διάστημα από την αρχή του τρέχοντος χρονικού βήματος t_0 μέχρι τον χρόνο t_p όπου η επιφάνεια του εδάφους είναι ακόμη ακόρεστη, επιλύονται οι εξισώσεις για επιφανειακά ακόρεστο έδαφος ενώ από την χρονική στιγμή t_p και μέχρι το τέλος του τρέχοντος χρονικού βήματος ($t_0 + \Delta t$), η επιφάνεια του εδάφους είναι πλέον κορεσμένη και επιλύονται οι εξισώσεις με τις οριακές συνθήκες και τις ιδιότητες για επιφανειακά κορεσμένο έδαφος. Αν η τιμή της χρονικής στιγμής t_p είναι μικρότερη από την χρονική στιγμή της έναρξης του τρέχοντος χρονικού βήματος ($t_p < t_0$), ο κορεσμός της επιφάνειας του εδάφους θεωρείται ότι ξεκινά ακριβώς με την έναρξη του τρέχοντος χρονικού βήματος δηλ. $t_p = t_0$ και όπως αναφέρουν οι Morel-Seytoux and Al Hassoun (1989), κάτι τέτοιο μπορεί να συμβεί όταν ο ρυθμός βροχόπτωσης έχει αυξηθεί κατά πολύ στο τρέχον χρονικό βήμα σε σχέση με αυτόν του προηγούμενου χρονικού βήματος.

$$(\beta) \text{ αν } \frac{r^{j+1}}{K_s^*} < 1 \quad (3.10)$$

συνεχίζεται η επίλυση των εξισώσεων για επιφανειακά ακόρεστο έδαφος αφού η υπολογιστική μονάδα είναι αδύνατο να κορεσθεί στο τρέχον χρονικό βήμα.

Στην περίπτωση που η υπολογιστική μονάδα είναι κορεσμένη, πριν την συνέχιση των υπολογισμών, ελέγχεται κατά πόσον αυτή θα παραμείνει ή όχι κορεσμένη κατά την διάρκειά του τρέχοντος χρονικού βήματος. Έτσι γίνονται οι παρακάτω έλεγχοι:

$$(\alpha) \text{ αν } \frac{r^{j+1}}{K_s^*} \geq 1 \quad (3.11)$$

ο κορεσμός είναι δυνατόν να συνεχιστεί και το βάθος διήθησης στο τέλος του τρέχοντος υπολογιστικού βήματος θα δίνεται από την εξίσωση (3.7) ενώ ο ρυθμός διήθησης από την εξίσωση (3.6). Συγκεκριμένα αν ισχύει,

$$r^{j+1} \leq i_c^{j+1} \quad (3.12)$$

δηλ ο ρυθμός βροχόπτωσης είναι μικρότερος από την χωρητικότητα διήθησης, υπολογίζεται ο χρόνος t που απαιτείται για να διηθηθεί όλο το υπάρχον επιφανειακό νερό (αν υπάρχει) και αν $t \geq t_0 + \Delta t$ (δηλαδή κάτι τέτοιο θα συμβεί εκτός ή στο τέλος του τρέχοντος χρονικού βήματος), συνεχίζεται η επίλυση των εξισώσεων κίνησης του νερού με τις οριακές συνθήκες και τις ιδιότητες για επιφανειακά κορεσμένο έδαφος. Αν όμως $t < t_0 + \Delta t$, τότε κατά το χρονικό διάστημα από την αρχή του τρέχοντος χρονικού βήματος t_0 μέχρι τον χρόνο t (επιφάνεια εδάφους κορεσμένη) επιλύονται οι εξισώσεις για επιφανειακά κορεσμένο έδαφος ενώ από την χρονική στιγμή t και μέχρι το τέλος του τρέχοντος χρονικού βήματος ($t_0 + \Delta t$), όπου η επιφάνεια του εδάφους είναι πλέον ακόρεστη, επιλύονται οι εξισώσεις κίνησης του εδαφικού νερού με τις οριακές συνθήκες και τις ιδιότητες για επιφανειακά ακόρεστο έδαφος. Αν όμως,

$$r^{j+1} > i_c^{j+1} \quad (3.13)$$

ο κορεσμός θα συνεχιστεί οπότε και επιλύονται οι αντίστοιχες εξισώσεις.

$$(\beta) \text{ αν } \frac{r^{j+1}}{K_s^*} < 1 \quad (3.14)$$

ακολουθείται η ίδια διαδικασία ελέγχου που περιγράφηκε για την εξίσωση (3.10). Όμως τώρα, αν $t < t_0 + \Delta t$, θεωρείται ότι η μονάδα για το τρέχον χρονικό βήμα δεν μπορεί να παραμείνει κορεσμένη, μπαίνει σε διαδικασία στράγγισης και επιλύονται οι εξισώσεις κίνησης του εδαφικού νερού σε συνθήκες επιφανειακά ακόρεστου εδάφους.

Οι έλεγχοι που περιγράφηκαν συνεχίζονται για κάθε χρονικό βήμα και οι υπολογισμοί γίνονται ανάλογα με την κάθε περίπτωση.

3.3.6 Κίνηση της εδαφικής υγρασίας

Μετά την είσοδό του στο έδαφος, το νερό κινείται με την επίδραση δυνάμεων διαφορετικής προέλευσης, αυτή της βαρύτητας, που το κινεί κατακόρυφα και αυτών της μύζησης, οι οποίες το συγκρατούν εμποδίζοντας την αποστράγγισή του. Η δυναμική αυτών των διεργασιών αναγκαστικά ελέγχεται από τις δυνάμεις βαρύτητας, οπότε και δίνεται η δυνατότητα μαθηματικής προσομοίωσης της ροής, για τις περισσότερες εφαρμογές, με χρήση της μονοδιάστατης κατακόρυφης προσέγγισης (Romano et al., 1998), μη λαμβάνοντας υπόψη την οριζόντια κίνηση του νερού.

Για τον υπολογισμό της κίνησης της εδαφικής υγρασίας χρησιμοποιείται η εξίσωση Richards, με εξαρτημένη μεταβλητή το ύψος πίεσης Ψ , αφού γίνει ο μετασχηματισμός των Pan και Wierenga (εξ. 2.10),

$$C^* \frac{d\Psi}{dP_t} \frac{\partial P_t}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(P_t) \left(\frac{d\Psi}{dP_t} \frac{\partial P_t}{\partial t} - 1 \right) \right] \quad (3.15)$$

3.3.6.1 Υπολογισμός παραμέτρων

Η παράμετρος που παρέχεται από το χρήστη για κάθε επεισόδιο για την έναρξη των υπολογισμών είναι η υγρασία του εδάφους θ_n (ουσιαστικά το εδαφικό προφίλ της υγρασίας, §3.3.2.1) και με χρήση των εξισώσεων της χαρακτηριστικής καμπύλης και της ακόρεστης υδραυλικής αγωγιμότητας υπολογίζονται οι τιμές των Ψ_n (και στη συνέχεια της P_t) και $K(\theta_n)$ αντίστοιχα (van Genuchten, 1980),

$$\frac{\theta_n - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + (a |\Psi_n|)^p} \right]^q \quad (3.16)$$

$$\frac{K(\theta_n)}{K_s} = \left(\frac{\theta_n - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta_n - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/p} \right]^q \right\}^2 \quad (3.17)$$

όπου $a = (h_b)^{-1}$, $p = \lambda + 1$, $q = \frac{\lambda}{p}$ και θ_r (cm^3/cm^3) η υπολειμματική υγρασία.

Η τιμή της $C^* = C(P_t) = \frac{d\theta}{d\Psi(P_t)}$ υπολογίζεται σε κάθε χρονικό βήμα από την εξίσωση (3.16) χρησιμοποιώντας ανάλογα τις εξισώσεις (2.8)-(2.9).

Όλες οι υπολογιζόμενες παράμετροι, με το τέλος του τρέχοντος χρονικού βήματος αποθηκεύονται, ώστε αν χρειαστεί, να χρησιμοποιηθούν ως αρχικές συνθήκες στο επόμενο χρονικό βήμα.

3.3.6.2 Επίλυση εξισώσεων

Για την επίλυση της εξίσωσης (3.15) χρειάζεται να τεθούν οι αρχικές και οι οριακές συνθήκες.

3.3.6.2.1 Αρχικές συνθήκες

Στην τρέχουσα έκδοση του μοντέλου DELTA/HYDRO, σε μια λεκάνη απορροής αρχικά θεωρείται ομοιόμορφο εδαφικό προφίλ υγρασίας με τιμή που διαφέρει ανάλογα με το εξεταζόμενο επεισόδιο. Αν και μια τέτοια απλοποιημένη παραδοχή μπορεί αρχικά να θεωρηθεί ότι «υπονομεύει» την φυσική βάση της μοντελοποίησης που ακολουθείται, κάτω από αρχικά ξηρές εδαφικές συνθήκες, η υπόθεση αυτή είναι πιθανώς σωστή (Grayson et al., 1992). Η μέγιστη τιμή υγρασίας που μπορεί να πάρει ένα εδαφικό στρώμα είναι ίση με την υγρασία κορεσμού θ_s και η ελάχιστη ίση με την υπολειμματική υγρασία θ_r . Έτσι για το εξεταζόμενο εδαφικό στρώμα n ,

$$\theta_n^0 = \theta_0 \quad (3.18)$$

$$\Psi_n^0 = \Psi_0 \quad (3.19)$$

$$P_{in}^0 = P_{t0} \quad (3.20)$$

όπου θ_0 , Ψ_0 και P_{t0} , οι αρχικές τιμές του ομοιόμορφου εδαφικού προφίλ.

Στα επόμενα χρονικά βήματα, ως αρχικές συνθήκες στο στρώμα n , λαμβάνονται οι τιμές που είχαν υπολογιστεί στο προηγούμενο χρονικό βήμα δηλ.,

$$\theta_n^{j+1} = \theta_n^j \quad (3.21)$$

$$\Psi_n^{j+1} = \Psi_n^j \quad (3.22)$$

$$P_m^{j+1} = P_m^j \quad (3.23)$$

Σημειώνεται ότι μετά την έναρξη της βροχόπτωσης, το εδαφικό προφίλ παύει να είναι ομοιόμορφο.

3.3.6.2.2 Οριακές Συνθήκες

Για την επίλυση της εξίσωσης (3.15) είναι απαραίτητες δύο οριακές συνθήκες:

α) στην επιφάνεια και β) στο κατώτερο εδαφικό στρώμα.

α) Η οριακή συνθήκη στην επιφάνεια μπορεί να μεταβάλλεται με το χρόνο και εξαρτάται από το αν η επιφάνεια είναι ακόρεστη ή κορεσμένη

Στην πρώτη περίπτωση, ο ρυθμός διήθησης είναι ίσος με τον ρυθμό βροχόπτωσης και χρησιμοποιείται η οριακή συνθήκη τύπου Neumann,

$$i = r = -K(P_t) \left(\frac{d\Psi}{dP} \frac{\partial P}{\partial z} - 1 \right) \quad (3.24)$$

Αν όμως η επιφάνεια είναι κορεσμένη, χρησιμοποιείται η οριακή συνθήκη τύπου Dirichlet,

$$P_{t=0} = \Psi_0 = h_0 \quad (3.25)$$

όπου $h_0 = \overline{h_0^j}$, το μέσο βάθος του επιφανειακού νερού (*cm*) στην εξεταζόμενη υπολογιστική μονάδα τη χρονική στιγμή *j*.

β) Η οριακή συνθήκη στο κατώτερο εδαφικό στρώμα (δηλ. σε μεγάλο βάθος σε σχέση με τη ζώνη εδάφους η οποία επηρεάζεται από την βροχόπτωση) έχει σταθερή τιμή και για κάθε χρονική στιγμή το έδαφος θεωρείται ακόρεστο και εκφράζεται με χρήση της εξίσωσης (2.8) από τη σχέση,

$$P_{t\infty} = \frac{\Psi_0}{1 + \beta\Psi_0} \quad (3.26)$$

3.3.6.3 Μεθοδολογία διαδικασίας υπολογισμών - Διακριτοποίηση

3.3.6.3.1 Γενικά

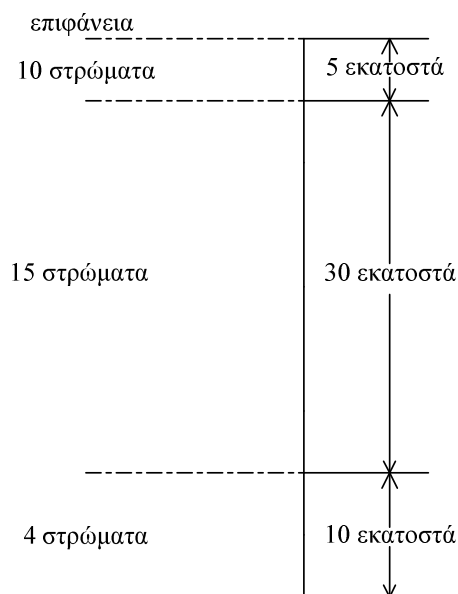
Η επίλυση των εξισώσεων κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας γίνεται για κάθε υπολογιστική μονάδα ξεχωριστά, χρησιμοποιώντας ένα πεπλεγμένο σχήμα πεπερασμένων διαφορών. Στο κάθε υπολογιστικό χρονικό βήμα προσδιορίζεται το εδαφικό προφίλ, το οποίο είναι δυνατόν να μεταβάλλεται (αν συντρέχουν λόγοι) μετά την ανακατανομή της εδαφικής υγρασίας ενώ χρησιμοποιούνται οριακές συνθήκες και ιδιότητες για επιφανειακά ακόρεστο ή κορεσμένο έδαφος, ανάλογα με την περίπτωση. Κατά την επίλυση των εξισώσεων για κάθε χρονικό βήμα και εδαφικό στρώμα, υπολογίζεται η τιμή της P_m και από αυτή, με αντίστροφο μετασχηματισμό, η αντίστοιχη τιμή Ψ_n και στη συνέχεια οι θ_n και $K(\theta_n)$.

Η εξίσωση για την κατακόρυφη κίνηση της εδαφικής υγρασίας λύνεται με την χρήση της μεθόδου Newton-Raphson, για κάθε υπολογιστική μονάδα ξεχωριστά, με χρήση του επαναληπτικού σχήματος Picard για την αντιμετώπιση των προβλημάτων γραμμικότητας. Για την επίλυση χρησιμοποιείται τρι-διαγώνιος πίνακας, οπότε υπολογίζονται ταυτόχρονα οι τιμές σε όλους τους κόμβους μιας υπολογιστικής μονάδας (Press et al., 1992). Η εξίσωση είναι δυνατό να συζευχθεί με τις αντίστοιχες εξισώσεις για την επίγεια ροή (αν βέβαια υπάρχει), όπως θα περιγραφεί αναλυτικά στη συνέχεια (§3.4 και §3.5).

Για τον υπολογισμό των συντελεστών K και C χρησιμοποιείται πεπλεγμένη γραμμικοποίηση με χρήση της εξίσωσης Richards (εξ. 3.15), ώστε να δίνεται η δυνατότητα προσομοίωσης μικρής διάρκειας διήθησης και απορροής σε συνθήκες έντονης βροχόπτωσης. Το σχήμα αποδίδει καλά το ισοζύγιο μάζας ακόμα και με χρήση μεγάλων χρονικών υπολογιστικών βημάτων ενώ ενσωματώνει εύκολα τις αλλαγές στις οριακές συνθήκες (Haverkamp and Vauchlin, 1979).

Στην προσομοίωση χρησιμοποιείται υπολογιστικό πλέγμα που φτάνει σε βάθος το οποίο καθορίζεται κάθε φορά ανάλογα με τα χαρακτηριστικά της εξεταζόμενης λεκάνης και έχει προοδευτικά μεταβλητό μέγεθος. Το μέγεθος της κάθε υπολογιστικής κυψελίδας, εξαρτάται από την επιθυμητή ανάλυση και για τις

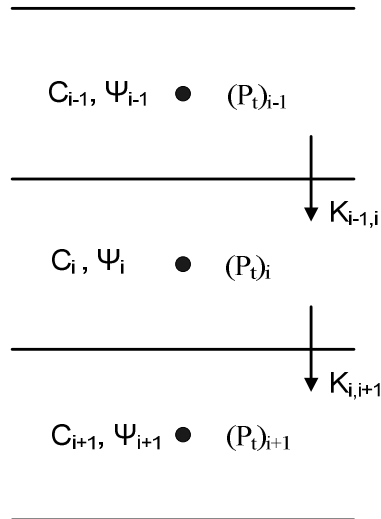
εφαρμογές της παρούσας διατριβής χρησιμοποιείται πυκνό πλέγμα κοντά στην επιφάνεια το οποίο αραιώνει σε μεγαλύτερα βάθη.



Σχήμα 3.13. Το υπολογιστικό πλέγμα που χρησιμοποιείται για την μελέτη της κίνησης της εδαφικής υγρασίας

Γενικά, τέτοια ανάλυση είναι απαραίτητη, αφού στα πρώτα εδαφικά στρώματα υπάρχει η ανάγκη για λεπτομερή προσομοίωση ώστε να αποτυπωθούν με το βέλτιστο τρόπο όλες οι μεταβολές της υγρασίας ενώ συνήθως στα πολύ βαθύτερα στρώματα και για μικρές χρονικές κλίμακες, δεν παρατηρούνται μεταβολές. Πιο συγκεκριμένα στις εφαρμογές της παρούσας μελέτης, το υπολογιστικό πλέγμα έχει συνολικό βάθος 45 cm (Σχ. 3.13), με για τα πρώτα 5 cm να χωρίζονται σε 10 στρώματα πάχους 0,5 cm το καθένα, τα επόμενα 30 cm σε 15 στρώματα πάχους 2 cm το καθένα και τα τελευταία 10 cm σε 4 στρώματα πάχους 2,5 cm το καθένα.

Οι $P_i(\Psi)$, $\Psi(t)$ και $C(P_i)$ υπολογίζονται στο κέντρο της κάθε κυψελίδας (Σχ. 3.14) ενώ η $K(\theta)$ στη διεπιφάνεια μεταξύ δύο διαδοχικών κυψελίδων χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις (3.14), (3.15) και το γεωμετρικό μέσο των τιμών των γειτονικών κυψελίδων (Haverkamp και Vauchlin, 1979).



Σχήμα 3.14. Γενικό σχήμα διακριτοποίησης που χρησιμοποιείται στην προσομοίωση της εδαφικής υγρασίας

3.3.6.3.2 Κριτήριο σύγκλισης επαναληπτικής μεθόδου επίλυσης

Ως κριτήριο σύγκλισης χρησιμοποιείται η ακόλουθη εξίσωση,

$$diffmax = \frac{\left(\sum_{k=1}^{nz} \left((P_t)_k^{j+1,m+1} - (P_t)_k^{j+1,m} \right)^2 \right)^{1/2}}{nz} \quad (3.27)$$

και η επαναληπτική διαδικασία επίλυσης θεωρείται ότι συγκλίνει όταν $diffmax \leq 10^{-2}$, όπου $(P_t)_k^{j+1,m+1}$ η τιμή της παραμέτρου P_t στο τρέχον υπολογιστικό βήμα $j+1$ κατά το βήμα $m+1$ της επαναληπτικής μεθόδου ενώ $(P_t)_k^{j+1,m}$ η τιμή της ίδιας παραμέτρου στο προηγούμενο επαναληπτικό βήμα m και k ο αριθμός του εδαφικού στρώματος. Ο αριθμός nz ορίζεται ως ο αριθμός των εδαφικών στρωμάτων k για τα οποία ισχύει,

$$(P_t)_k^{j+1,m+1} - (P_t)_k^{j+1,m} \leq 10^{-4} \quad (3.28)$$

και ουσιαστικά δίνει τον αριθμό των στρωμάτων στα οποία μεταβάλλεται η υγρασία.

3.3.6.3.3 Διακριτοποίηση εξισώσεων – οριακών συνθηκών

Η διακριτοποίηση της εξ. 2.6 παίρνει τη μορφή,

$$C_i^{j+1} \frac{\Psi_i^{j+1} - \Psi_i^j}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_i} \left[K_{i+1/2}^{j+1} \left(\frac{\Psi_{i+1}^{j+1} - \Psi_i^{j+1}}{\frac{\Delta z_{i+1} + \Delta z_i}{2}} - 1 \right) - K_{i-1/2}^{j+1} \left(\frac{\Psi_{i+1}^j - \Psi_i^j}{\frac{\Delta z_i + \Delta z_{i-1}}{2}} - 1 \right) \right] \quad (3.29)$$

και μετά τον μετασχηματισμό ως προς P_t ,

$$C_i^{*,j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_i \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_i^{j+1,m+1} - (P_t)_i^j}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_i} \left\{ K_{i+1/2}^{j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{i+1/2} \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_{i+1}^{j+1,m+1} - (P_t)_i^{j+1,m+1}}{\frac{\Delta z_{i+1} + \Delta z_i}{2}} - 1 \right\} - K_{i-1/2}^{j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{i-1/2} \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_i^{j+1,m+1} - (P_t)_{i-1}^{j+1,m+1}}{\frac{\Delta z_i + \Delta z_{i-1}}{2}} - 1 \right\} \quad (3.30)$$

όπου:

$m, m+1$: τα διαδοχικά επαναληπτικά βήματα

i : το χωρικό βήμα

Στο ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ε δίνονται αναλυτικά, το σχήμα επίλυσης και οι διακριτοποιημένες εξισώσεις που χρησιμοποιούνται.

Οριακές συνθήκες

(α) Ανώτερο εδαφικό στρώμα

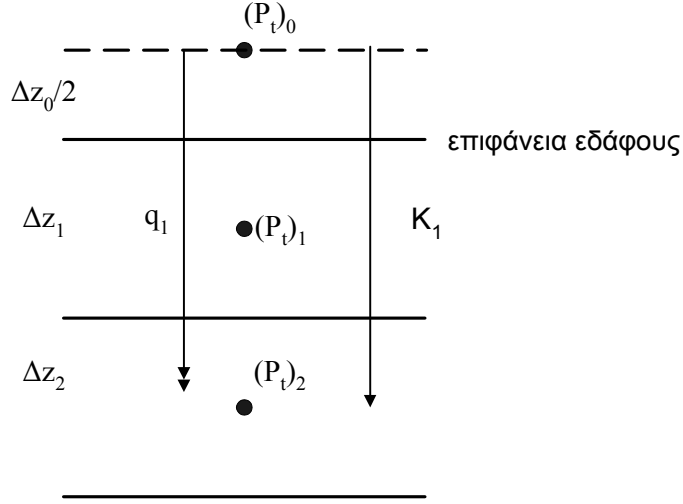
(i) *Ακόρεστη επιφάνεια* (Σχ. 3.15)

Για τη διακριτοποίηση της πρώτης εξίσωσης ($i=1$), δημιουργείται τεχνητός κόμβος που απέχει $\Delta z_0 / 2 = \Delta z_1 / 2$ από την επιφάνεια ενώ ο επιφανειακός ρυθμός ροής q_1^{j+1} , ισούται με τον ρυθμό βροχοπτώσης, όπου η τιμή της $(P_t)_0$ υπολογίζεται από την σχέση,

$$(P_t)_0^{j+1,m+1} = (P_t)_2^{j+1,m+1} + \left(\frac{q_1^{j+1}}{K_1^{j+1,m}} - 1 \right) \left[(1 - \beta P_t)_1 \right]^{j+1,m} \left(\frac{3\Delta z_1 + \Delta z_2}{2} \right) \quad (3.31)$$

οπότε,

$$q_1^{j+1} = -K_1^{j+1,m} \left[\left[\left(\frac{1}{1-\beta P_t} \right)_1 \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_{2}^{j+1,m+1} - (P_t)_{0}^{j+1,m+1}}{\frac{\Delta z_0 + \Delta z_2}{2} + \Delta z_1} - 1 \right] \quad (3.32)$$



Σχήμα 3.15. Σχήμα διακριτοποίησης της οριακής συνθήκης για ακόρεστο ανώτερο εδαφικό στρώμα

Η εξίσωση που επιλύεται παίρνει τη μορφή:

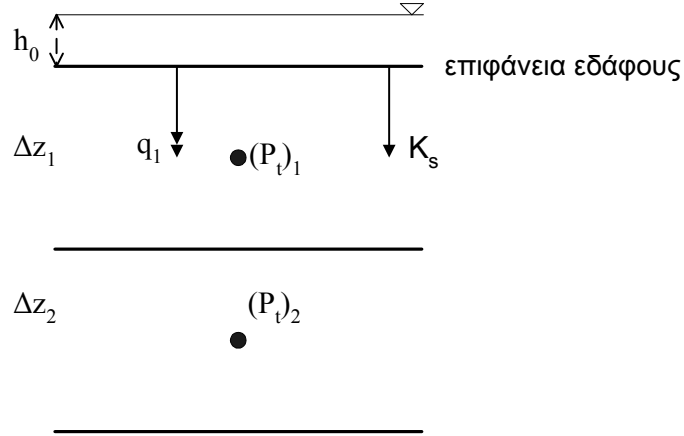
$$C^{j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1-\beta P_t} \right)_1 \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_{1}^{j+1,m+1} - (P_t)_{1}^j}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_1} \left\{ K^{\frac{j+1,m}{2}} \left[\left(\frac{1}{1-\beta P_t} \right)_{\frac{3}{2}} \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_{2}^{j+1,m+1} - (P_t)_{1}^{j+1,m+1}}{\frac{\Delta z_2 + \Delta z_1}{2}} - 1 \right] - K^{\frac{j+1,m}{2}} \left[\left(\frac{1}{1-\beta P_t} \right)_{\frac{1}{2}} \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_{1}^{j+1,m+1} - (P_t)_{0}^{j+1,m+1}}{\frac{\Delta z_1 + \Delta z_0}{2}} - 1 \right\} \quad (3.33)$$

Στο Παράρτημα Ε δίνονται αναλυτικά οι διακριτοποιημένες εξισώσεις που χρησιμοποιούνται.

(ii) Κορεσμένη επιφάνεια (Σχ. 3.16)

Για τη διακριτοποίηση της πρώτης εξίσωσης ($i=1$), θεωρείται $\Delta z_0 = 0$, $(P_t)_0 = h_0$, δηλ. το μέσο ύψος του επιφανειακού νερού ενώ ο επιφανειακός ρυθμός ροής q_1^{j+1} , ισούται με τη χωρητικότητα διήθησης για το τρέχον χρονικό βήμα, οπότε,

$$q_i^{j+1} = -K_s \left[\left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_i \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_{i+1}^{j+1,m+1} - h_0^{j+1}}{\frac{\Delta z_0 + \Delta z_1}{2}} - 1 \right] \quad (3.34)$$



Σχήμα 3.16 Σχήμα διακριτοποίησης της οριακής συνθήκης για κορεσμένο ανώτερο εδαφικό στρώμα

Στο Παράρτημα Ε δίνονται αναλυτικά οι διακριτοποιημένες εξισώσεις που χρησιμοποιούνται.

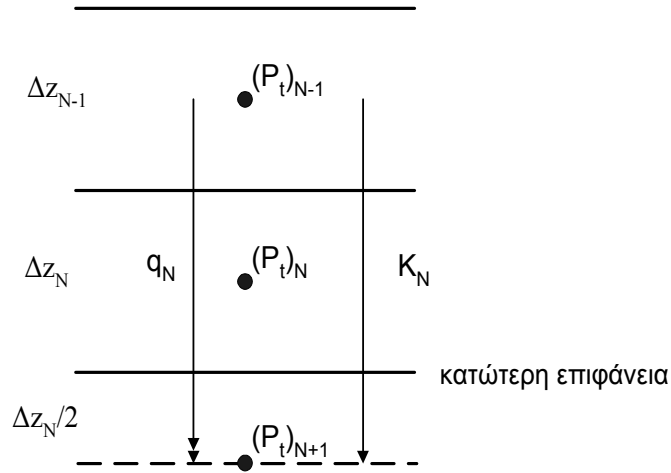
(β) Κατώτερο εδαφικό στρώμα (Σχ. 3.17)

Για τη διακριτοποίηση της τελευταίας εξίσωσης ($i = N$), δημιουργείται τεχνητός κόμβος $N+1$ που απέχει $\Delta z_{N+1} / 2 = \Delta z_N / 2$ από την κατώτερη επιφάνεια και q_N^{j+1} ο ρυθμός ροής που ισούται με το ρυθμό διήθησης, όπου η τιμή της $P_t = P_{N+1}$ υπολογίζεται από την σχέση,

$$(P_t)_{N+1}^{j+1,m+1} = (P_t)_{N-1}^{j+1,m+1} - \left(\frac{q^{j+1}}{K_N^{j+1,m}} - 1 \right) \left[(1 - \beta P_t)_N \right]^{j+1,m} \left(\frac{3\Delta z_N + \Delta z_{N-1}}{2} \right) \quad (3.35)$$

οπότε,

$$q_N^{j+1} = -K_N^{j+1,m} \left[\left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_N \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_{N+1}^{j+1,m+1} - (P_t)_{N-1}^{j+1,m+1}}{\frac{\Delta z_{N-1}}{2} + \Delta z_N + \frac{\Delta z_{N+1}}{2}} - 1 \right] \quad (3.36)$$



Σχήμα 3.17 Σχήμα διακριτοποίησης της οριακής συνθήκης για κατώτερο εδαφικό στρώμα

Η εξίσωση που επιλύεται παίρνει τη μορφή:

$$\begin{aligned}
 C^{*j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1-\beta P_t} \right)_N^2 \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_N^{j+1,m+1} - (P_t)_N^j}{\Delta t} = \frac{1}{\Delta z_N} \left\{ K_{N+1/2}^{j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1-\beta P_t} \right)_{N+1/2}^2 \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_{N+1}^{j+1,m+1} - (P_t)_N^{j+1,m+1}}{\frac{\Delta z_{N+1} + \Delta z_N}{2}} - 1 \right\} \\
 - K_{N-1/2}^{j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1-\beta P_t} \right)_{N-1/2}^2 \right]^{j+1,m} \frac{(P_t)_N^{j+1,m+1} - (P_t)_{N-1}^{j+1,m+1}}{\frac{\Delta z_N + \Delta z_{N-1}}{2}} - 1 \right\}
 \end{aligned} \quad (3.37)$$

Στο Παράρτημα Ε δίνονται αναλυτικά οι διακριτοποιημένες εξισώσεις που χρησιμοποιούνται.

3.4 Περιγραφή μοντέλου επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα

3.4.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Στο μοντέλο που αναπτύσσεται στο πλαίσιο της διατριβής, η διάδοση του νερού στις επιφάνειες επίγειας ροής και στα υδατορεύματα περιγράφεται με τη χρήση της μονοδιάστατης εξίσωσης της συνέχειας και της προσέγγισης κινηματικού κύματος. Για την επίλυση χρησιμοποιείται η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών με

χρήση του ρητού σχήματος Mac Cormack. Το μοντέλο επίγειας ροής είναι συζευγμένο με το μοντέλο επιφανειακής διήθησης που περιγράφηκε αναλυτικά στην §3.3.

Ακολουθεί η περιγραφή της μεθοδολογίας του μοντέλου επίγειας ροής και ροής σε υδατόρευμα που χρησιμοποιείται από το μοντέλο DELTA/HYDRO.

3.4.2 Επίγεια Ροή

Λαμβάνοντας υπόψη την επιφανειακή παγίδευση dps (m) (μέσο βάθος εδαφικών μικροκοιλοτήτων), ο όρος της ταχύτητας ροής στην εξίσωση (2.32) δίνεται από τη σχέση,

$$V = (\sqrt{S_0}/n)(h - dps)^{2/3} \quad (3.38)$$

οπότε η εξίσωση που επιλύεται για την διόδευση του νερού (εξ. 2.33) παίρνει τη μορφή,

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial \left[h(\sqrt{S_0}/n)(h - dps)^{2/3} \right]}{\partial x} = q'(x,t) = r(x,t) - i(x,t) \quad (3.39)$$

3.4.3 Ροή σε υδατόρευμα

Οι εξισώσεις που θα λυθούν έχουν σαν παράμετρο την διατομή ροής A και όχι το βάθος ροής h , οπότε οι υπολογισμοί είναι λιγότερο πολύπλοκοι ενώ οι δύο παράμετροι (A και h), συνδέονται μεταξύ τους με σχέση ανάλογη του σχήματος της διατομής (ορθογώνια, τριγωνική, τραπεζοειδής κλπ).

Λαμβάνοντας υπόψη την επιφανειακή παγίδευση dps , ο όρος της ταχύτητας ροής στην εξίσωση (2.34) δίνεται από τη σχέση,

$$V = (\sqrt{S_0}/n)(A'/P)^{2/3} \quad (3.40)$$

όπου:

$$A' = \left(bw + \frac{1}{2}(h - dps)el12 \right) (h - dps) \quad (3.41)$$

$$el12 = \left[\left(\frac{1}{\cos^2 \phi_1} - 1 \right)^{1/2} + \left(\frac{1}{\cos^2 \phi_2} - 1 \right)^{1/2} \right] \quad (3.42)$$

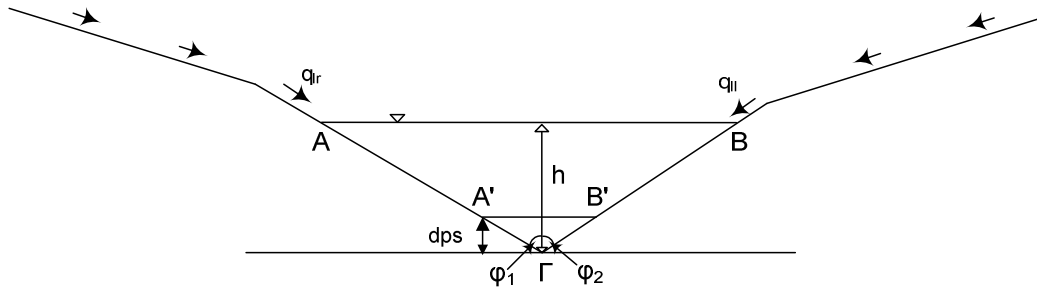
$$P = h \left(\frac{1}{\cos \phi_1} + \frac{1}{\cos \phi_2} \right) \quad (3.43)$$

με $bw = A'B'$ και ϕ_1 και ϕ_2 τις γωνίες που σχηματίζει η κάθετη στη διεύθυνση της κοίτης του καταβαθμού με τις επιφάνειες των τριγώνων που την σχηματοποιούν όπως φαίνεται στο γενικό σχήμα (Σχ. 3.18), για αρχικά τριγωνική διατομή η οποία μετατρέπεται σε τραπεζοειδή όταν ληφθεί υπόψη η επιφανειακή παγίδευση.

Τελικά η εξίσωση που επιλύεται για την διόδευση της ροής σε υδατόρευμα με καταβαθμό διατομής A παίρνει την μορφή:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \left(\frac{\sqrt{S_0}}{n} \right) \frac{\partial \left[A(A'/P)^{2/3} \right]}{\partial x} = q_l(x, t) \quad (3.44)$$

όπου, $q_l(x, t) = q_{l,l}(x, t) + q_{l,r}(x, t)$.



Σχήμα 3.18. Γενικό σχήμα ροής σε καταβαθμό υδατορεύματος, αρχικά τριγωνικής διατομής (ΑΒΓ) που μετατρέπεται σε τραπεζοειδή (ΑΒΒ'Α') αφού ληφθεί υπόψη η επιφανειακή

παγίδευση dps , q_l και q_{ll} οι πλευρικές εισροές από την δεξιά και την αριστερή διαδρομή επίγειας ροής αντίστοιχα

3.4.4 Υπολογισμός παραμέτρων

Από τα δεδομένα που είναι αναγκαία στους υπολογισμούς των εξισώσεων (3.39) και (3.44), άλλα παρέχονται από το χρήστη και άλλα υπολογίζονται στη πορεία (εσωτερικά) από το ίδιο το μοντέλο.

Έτσι για την επίλυση των εξισώσεων αυτών χρησιμοποιείται μια σειρά παραμέτρων οι οποίες έχουν υπολογιστεί από το γεωμετρικό κλάδο του μοντέλου DELTA/HYDRO (§3.2). Συγκεκριμένα πρόκειται για τις κατανεμημένες παραμέτρους οι οποίες έχουν υπολογιστεί ξεχωριστά για κάθε επιφανειακή μονάδα επίγειας ροής (S_0 και φ_1, φ_2) και για κάθε καταβαθμό (S_0 και bw).

Η τιμή του συντελεστή τραχύτητας Manning n , παρέχεται από το χρήστη, συνήθως δίνεται στη βιβλιογραφία ανάλογα με τον τύπο εδάφους ενώ μπορεί να υπολογιστεί και πειραματικά.

Η τιμή της παραμέτρου dps (cm) υπολογίζεται από την σχέση (Mwendera and Feyen, 1992),

$$dps = \frac{rr}{100} (0.294 + 0.036 * rr - 0.012 * S_0) \quad (3.45)$$

όπου, $rr = \ln(n / 5.6 * 10^{-3}) / 1.361$ με n την τιμή του συντελεστή Manning για επίγεια ροή ή ροή σε υδατόρευμα, ανάλογα με τη χρήση της παραμέτρου dps .

Η τιμή της βροχόπτωσης $r(x,t)$ παρέχεται από το χρήστη (εξ. 3.39) και μπορεί να μεταβάλλεται χρονικά και χωρικά σε κάθε υπολογιστικό βήμα ενώ η τιμή του ρυθμού διήθησης $i(x,t)$ στην ίδια εξίσωση, υπολογίζεται με την διαδικασία που περιγράφηκε στην § 3.3, για το αντίστοιχο χρονικό υπολογιστικό βήμα. Η πλευρική εισροή q_l (εξ. 3.44) υπολογίζεται αφού υπολογιστούν οι εκροές από όλες τις διαδρομές επίγειας ροής που αντιστοιχούν στον εξεταζόμενο καταβαθμό του υδατορεύματος.

Τέλος το χρονικό υπολογιστικό βήμα (στους υπολογισμούς στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής έχει επιλεγεί $\Delta t = 1$ λεπτό), δίνεται από το χρήστη, έχει οριστεί

κατά την έναρξη της διαδικασίας των υπολογισμών και πρέπει η συνολική διάρκειά του να είναι ίδια με αυτή της διαδικασίας διήθησης.

Όλες οι υπολογιζόμενες παράμετροι με το τέλος του τρέχοντος χρονικού βήματος αποθηκεύονται ώστε αν χρειαστεί να χρησιμοποιηθούν ως αρχικές συνθήκες στο επόμενο χρονικό βήμα.

3.4.5 Μεθοδολογία διαδικασίας υπολογισμών

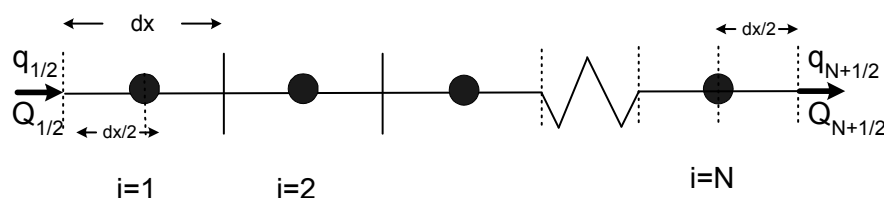
Η διαδικασία υπολογισμών για μια υπολογιστική μονάδα επίγειας ροής ξεκινούν μόλις αυτή κορεσθεί. Όμως δεν θα υπάρξει επίγεια ροή αν δεν πληρωθούν από τη βροχή όλες οι μικροκοιλότητες του εδάφους (επιφανειακή παγίδευση) ώστε να υπάρξει πλεόνασμα νερού, δηλ. πρέπει,

$$h > dps \quad (3.46)$$

για κάθε υπολογιστική μονάδα ξεχωριστά. Σημειώνεται ότι, όπως αναφέρθηκε στην §3.3.5, εξαιτίας των γεωμετρικών χαρακτηριστικών αλλά και της υδρολογικής προϊστορίας κάθε υπολογιστικής μονάδας είναι δυνατόν η ανταπόκριση στη βροχή να μην είναι η ίδια, δηλ. τμήματα της ίδιας διαδρομής επίγειας ροής να ξεκινούν να συνεισφέρουν σε αυτή σε διαφορετικά χρονικά βήματα. Όταν ολοκληρωθούν οι υπολογισμοί για όλες τις διαδρομές επίγειας ροής που εκβάλλουν σε κάθε καταβαθμό υδατορεύματος, θα ξεκινήσουν οι υπολογισμοί για τη ροή στο υδατόρευμα αυτό. Ο κάθε καταβαθμός ενός υδατορεύματος λαμβάνει χρονικά μεταβαλλόμενη αλλά χωρικά ομοιόμορφα κατανεμημένη πλευρική εισροή q_l , η οποία είναι το άθροισμα των εκροών από κάθε διαδρομή επίγειας ροής που καταλήγει στη μία ή και τις δύο πλευρές του (Σχ. 3.18). Οι υπολογισμοί τελειώνουν μετά την επεξεργασία και του τελευταίου καταβαθμού του υδατορεύματος και η εκροή του (αν θεωρείται «δευτερεύον» υδατόρευμα) μπορεί να αποτελεί εισροή για το «πρωτεύον» υδατόρευμα ή άλλο «δευτερεύον». Αν πρόκειται για το «πρωτεύον» υδατόρευμα, ουσιαστικά η εκροή αυτή αποτελεί και την εκροή της λεκάνης απορροής.

Για την προσομοίωση της επίγειας ροής και της ροής σε υδατόρευμα χρησιμοποιείται υπολογιστικό πλέγμα μεταβλητού συνολικού μήκους, το οποίο όμως χωρίζεται κάθε φορά από το μοντέλο DELTA/HYDRO σε ισομεγέθη τμήματα (εδώ $N=10$). Το γενικό σχήμα που χρησιμοποιείται δίνεται στο Σχήμα 3.19. Ο αριθμός

των τμημάτων που χωρίζεται η κάθε υπολογιστική κυψελίδα μπορεί να μεταβάλλεται και εξαρτάται από το μέγεθος της επίγειας μονάδας (ή του καταβαθμού) και την επιθυμητή ανάλυση. Οι τιμές του βάθους ροής υπολογίζονται στο κέντρο της κάθε κυψελίδας, ενώ η εκροή, στη διεπιφάνεια μεταξύ δύο διαδοχικών κυψελίδων (Σχ. 3.19).



Σχήμα 3.19. Γενικό σχήμα διακριτοποίησης για επίγεια ροή και ροή σε υδατόρευμα. Οι παράμετροι που αναφέρονται στο σχήμα σχετίζονται με αυτές των §3.4.7.4 και §3.4.8.4 που ακολουθούν

Τέλος, η βροχή που πέφτει απ' ευθείας στους καταβαθμούς δεν λαμβάνεται υπόψη στην εξίσωση (3.44) αλλά έχει ήδη προσμετρηθεί κατά την διάρκεια των υπολογισμών της επίγειας ροής αφού η κοίτη των καταβαθμών οριοθετείται από την κοινή ακμή δύο τριγωνικών επιφανειών επίγειας ροής.

3.4.6 Μέθοδος επίλυσης - κριτήριο ευστάθειας

Στην παρούσα μελέτη, χρησιμοποιείται το αριθμητικό σχήμα επίλυσης MacCormack (§2.4.5.2) με χρήση ανιουσών πεπερασμένων διαφορών για την αρχική προσέγγιση της τιμής των μερικών χωρικών διαφορών εξισώσεων στο κομμάτι της πρόβλεψης και κατιουσών πεπερασμένων διαφορών στο κομμάτι της διόρθωσης. Στη συνέχεια, για να αποφευχθούν οι αριθμητικές ταλαντώσεις κοντά στα μέτωπα του κύματος, εφαρμόζεται η μέθοδος απαλοιφής που περιγράφηκε στην §2.4.5.3. Η τιμή που δόθηκε στην σταθερά απόσβεσης κ στην παρούσα διακριτοποίηση είναι 0.60.

Για να είναι το αριθμητικό σχήμα MacCormack ευσταθές, εξετάζεται αν το υπολογιστικό χρονικό βήμα πληροί το κριτήριο CFL (§2.4.5.4). Όπως έχει αναφερθεί, η αρχική τιμή του $\Delta t = \Delta t_{ini} = 1$ λεπτό, έχει οριστεί κατά την έναρξη της διαδικασίας των υπολογισμών και είναι δυνατόν να μεταβάλλεται (ελαττώνεται) ώστε να πληρούται η συνθήκη ευστάθειας (εξ. 2.51).

3.4.7 Επίγεια ροή

3.4.7.1 Γενικά

Το μοντέλο για να ξεκινήσει την επίλυση των εξισώσεων για την επίγεια ροή, χρειάζεται πληροφορίες που σχετίζονται με τη θέση της στο υδρογραφικό δίκτυο και τις παραμέτρους που αφορούν στα γεωμετρικά (μήκος, πλάτος, κλίση, προσανατολισμός) αλλά και τα φυσικά χαρακτηριστικά της (τύπος και τραχύτητα εδάφους, βροχόπτωση). Αυτές παρέχονται ανά εξεταζόμενη μονάδα μετά την εφαρμογή του γεωμετρικού κλάδου του μοντέλου DELTA/HYDRO, το οποίο έχει «καταναείμει» χωρικά όλες τις πληροφορίες που αφορούν στην εξεταζόμενη λεκάνη και έχουν αποθηκευτεί σε αρχεία άμεσης προσπέλασης (§3.2 και Παράρτημα Γ) ενώ επιπλέον χρησιμοποιούνται και οι πληροφορίες που έχουν προκύψει από την εφαρμογή του μοντέλου διήθησης.

3.4.7.2 Αρχικές Συνθήκες

Για τους υπολογισμούς της επίγειας ροής, το αρχικό βάθος ροής στη θέση i σε κάθε μονάδα nu είναι ίσο με μηδέν, θεωρώντας ότι αρχικά η επιφάνεια δεν είναι κορεσμένη ή μόλις έχει κορεσθεί, οπότε σε αυτές τις συνθήκες δεν μπορεί να υπάρχει επιφανειακό νερό, δηλ.,

$$h_i^0 = 0 \quad (3.47)$$

Στα επόμενα χρονικά βήματα, ως αρχικές συνθήκες στη θέση i μιας μονάδας nu , λαμβάνονται οι τιμές βαθών ροής που είχαν υπολογιστεί στο προηγούμενο χρονικό βήμα,

$$h_i^{j+1} = h_i^j \quad (3.48)$$

3.4.7.3 Οριακές Συνθήκες

Η εισροή στην είσοδο κάθε μονάδας nu , για το τρέχον χρονικό βήμα $j+1$ ορίζεται ως οριακή συνθήκη. Αν πρόκειται για την πρώτη μονάδα μιας διαδρομής

επίγειας ροής που αριθμεί συνολικά nu_{ncascd} , η παροχή θεωρείται μηδέν ενώ για τις υπόλοιπες, ισούται με την εκροή από την προηγούμενη μονάδα $nu-1$ δηλ.,

$$q_{1,ncascd}^{j+1} = 0, \quad \text{για } nu_{ncascd} = 1 \quad (3.49)$$

$$q_{nu,ncascd}^{j+1} = q_{nu-1,ncascd}^{j+1} = q_{upr}^{j+1}, \quad \text{για } nu_{ncascd} \geq 2 \quad (3.50)$$

3.4.7.4 Διακριτοποίηση – Επίλυση εξισώσεων επίγειας ροής

Οι εξισώσεις (3.38) και (3.39), διακριτοποιούνται με τη χρήση του σχήματος MacCormack (§ 2.4.5.2) ξεκινώντας από την γενική μορφή (εξ. 2.23), όπου:

$$S_{term} = q'(x, t) \quad (3.51)$$

$$U_t = \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_i^* - h_i^j}{\Delta t} \quad (3.52)$$

$$F_x = \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{q_{i+1}^j - q_i^j}{\Delta x} = \frac{(hV)_{i+1}^j - (hV)_i^j}{\Delta x} \quad (3.53)$$

οπότε η τιμή στο βήμα πρόβλεψης για το τρέχον χρονικό βήμα $j+1$ στο σημείο i θα δίνεται από τη σχέση:

Βήμα πρόβλεψης

$$h_i^* = h_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[(hV)_{i+1}^j - (hV)_i^j \right] + \Delta t q_i'^{j+1} \quad \text{για } i = 1, \dots, N-1 \quad (3.54)$$

όπου,

$$V_{i,i+1}^j = \left(\sqrt{S_0} / n \right) (h_{i,i+1}^j - dps)^{2/3} \quad (3.55)$$

Στο κατώτερο σημείο της διαδρομής ($i = N$), δηλ. στην έξοδο της υπολογιστικής επιφάνειας, η εξίσωση έχει τη μορφή,

$$h_N^* = h_N^j - \frac{\Delta t}{\Delta x/2} \left[q_{N+1/2}^j - (hV)_N^j \right] + \Delta t q_N^{j+1} \quad (3.56)$$

όπου για υπολογιστικούς σκοπούς έχει δημιουργηθεί ένας τεχνητός κόμβος $i = N + 1/2$ σε απόσταση $dx/2$ από τον κόμβο N , από τον οποίο θεωρείται ότι εκρέει η ποσότητα $q_{N+1/2}^j = q_N^j$ (Σχ. 3.19).

Στη συνέχεια η προβλεπόμενη τιμή στο βήμα διόρθωσης για το τρέχον χρονικό βήμα $j+1$ στο σημείο i θα δίνεται από τη σχέση:

Βήμα διόρθωσης

$$h_i^{**} = h_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[(hV)_i^* - (hV)_{i-1}^* \right] + \Delta t q_i^{j+1} \quad \text{για } i = 2, \dots, N \quad (3.57)$$

όπου

$$V_{i-1}^* = (\sqrt{S_0}/n) (h_{i-1}^* - dps)^{2/3} \quad (3.58)$$

ενώ η εξίσωση στο ανώτερο σημείο της διαδρομής ($i = 1$) δηλ. στην είσοδο της υπολογιστικής επιφάνειας έχει τη μορφή,

$$h_1^{**} = h_1^j - \frac{\Delta t}{\Delta x/2} \left[(hV)_1^* - \frac{q_{1/2}^{j+1}}{FLW} \right] + \Delta t q_1^{j+1} \quad (3.59)$$

όπου για υπολογιστικούς σκοπούς έχει δημιουργηθεί ένας τεχνητός κόμβος $i = 1/2$ σε απόσταση $dx/2$ από τον κόμβο $i = 1$, από τον οποίο θεωρείται ότι εισρέει η ποσότητα

$q_{1/2}^{j+1} = (0 \text{ ή } q_{upr}^{j+1})$ ανάλογα με τη θέση της επιφάνειας (Σχ. 3.19) ενώ FLw (m) το πλάτος ροής.

Τελικά το βάθος ροής h_i^{j+1} για το χρονικό βήμα $j+1$ στο σημείο i θα έχει την τιμή,

$$h_i^{j+1} = \frac{1}{2}(h_i^* + h_i^{**}) \quad (3.60)$$

Στη συνέχεια εφαρμόζεται η μέθοδος απαλοιφής των ταλαντώσεων για τον υπολογισμό της τελικής τιμής του βάθους ροής $h_{i,final}^{j+1}$ (§ 2.4.5.3). Με χρήση της τελικής τιμής $h_{i,final}^{j+1}$, η επίγεια απορροή σε κάθε κόμβο i θα δίνεται από την εξίσωση (2.32), λαμβάνοντας υπόψη και την επιφανειακή παγίδευση (εξ. 3.38),

$$q_i^{j+1} = (hV)_{i,final}^{j+1} = h_{i,final}^{j+1} \left(\frac{\sqrt{S_0}}{n} \right) (h_{i,final}^{j+1} - dps)^{2/3} \quad \text{για } i=1, \dots, N \quad (3.61)$$

3.4.8 Ροή σε υδατόρευμα

3.4.8.1 Γενικά

Το μοντέλο για να ξεκινήσει την επίλυση των εξισώσεων για την ροή σε υδατόρευμα, χρειάζεται πληροφορίες που σχετίζονται με τη θέση του στο υδρογραφικό δίκτυο και τις παραμέτρους που αφορούν στα γεωμετρικά (μήκος, κλίση κοίτης, γωνίες πρόσπτωσης πλευρικής εισροής, προσανατολισμός) και τα φυσικά χαρακτηριστικά της διαδρομής (τύπος και τραχύτητα εδάφους). Αυτές παρέχονται ανά εξεταζόμενο καταβαθμό μετά την εφαρμογή του γεωμετρικού κλάδου του μοντέλου DELTA/HYDRO, το οποίο έχει «κατανείμει» χωρικά όλες τις πληροφορίες που αφορούν στην εξεταζόμενη λεκάνη και έχουν αποθηκευτεί σε αρχεία άμεσης προσπέλασης (§3.2 και Παράρτημα Γ) ενώ επιπλέον χρησιμοποιούνται και οι πληροφορίες που έχουν προκύψει μετά την επίλυση των εξισώσεων για την επίγεια ροή.

3.4.8.2 Αρχικές συνθήκες

Για μια «ξηρή» κοίτη ενός υδατορεύματος, ως αρχική συνθήκη χρησιμοποιείται ένα πολύ λεπτό υδατικό στρώμα («φίλμ» νερού) h_{film} , το οποίο είναι διαφορετικό για κάθε καταβαθμό JR κάθε υδατορεύματος IR και η τιμή του είναι ένα μικρό κλάσμα της επιφανειακής παγίδευσης dps , αρκετά μικρό (στους υπολογισμούς στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής έχει ληφθεί το 10%) ώστε να μην επηρεάζεται η πραγματική ροή (Zhang and Cundy, 1989; Singh and Bhallamudi, 1998; Fiedler and Ramirez, 2000) αλλά και αρκετά μεγάλο ώστε να αντιμετωπίζεται το πρόβλημα της αριθμητικής αστάθειας κατά την διαδικασία αριθμητικής προσομοίωσης του ροής. Το «φίλμ» νερού ισοκατανέμεται σε ολόκληρη την επιφάνεια του εξεταζόμενου καταβαθμού JR και δίνεται από τη σχέση,

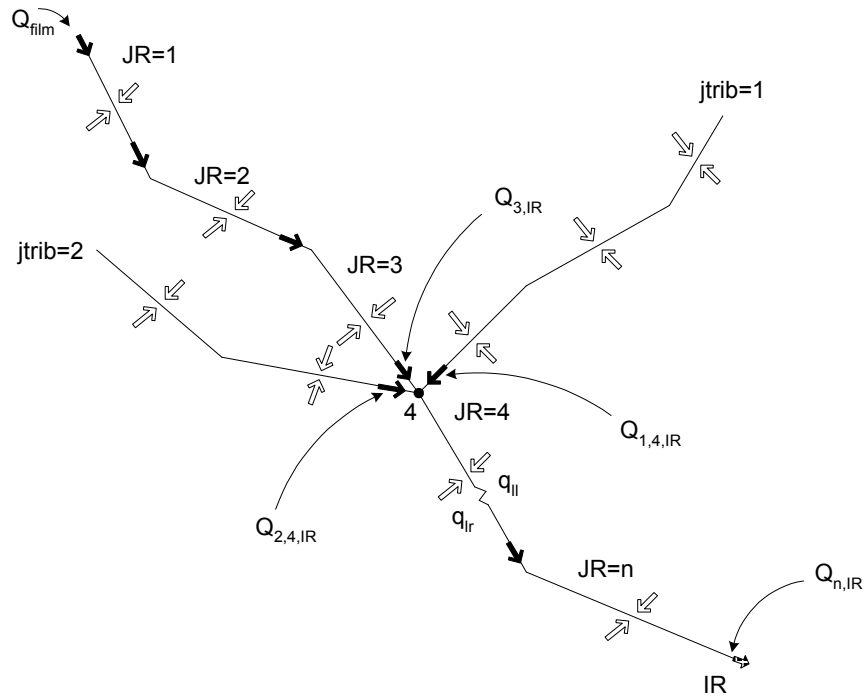
$$h_i^0 = h_{film} = 0.1 * dps \quad (3.62)$$

Στα επόμενα χρονικά βήματα, για τη ροή σε υδατόρευμα, ως αρχικές συνθήκες λαμβάνονται οι τιμές του βάθους ροής που είχαν υπολογιστεί στο προηγούμενο χρονικό βήμα,

$$h_i^{j+1} = h_i^j \quad (3.63)$$

3.4.8.3 Οριακές Συνθήκες

Η εισροή στην είσοδο κάθε καταβαθμού JR , αν πρόκειται για τον πρώτο του υδατορεύματος IR , ισούται με ένα προκαθορισμένο μικρό ποσό Q_{film} , που δημιουργείται από την παραδοχή στις αρχικές συνθήκες της ύπαρξης ενός «φίλμ» νερού. Για τους υπόλοιπους καταβαθμούς και για το χρονικό βήμα $j+1$, το άθροισμα της εισροής από τον προηγούμενο καταβαθμό ($JR-1$) μαζί (αν πρόκειται για διακλάδωση), με αυτήν από τα $ntrib(JR, IR)$ «δευτερεύοντα» υδατορεύματα του υδατορεύματος IR που εκρέουν στον κόμβο αυτό, σχηματοποιούν την οριακή συνθήκη (Σχ. 3.20) δηλ.,



Σχήμα 3.20. Παράδειγμα τμήματος υδατορεύματος IR που αποτελείται από $JR = n$ καταβαθμούς. Από τον κόμβο 4, στον καταβαθμό $JR = 4$ εισρέει υδατικό φορτίο $Q_{3,IR}$ (από τον προηγούμενο καταβαθμό $JR = 3$), από τα δύο δευτερεύοντα υδατορεύματα $Q_{2,4,IR}$ και $Q_{1,4,IR}$ ενώ κατά μήκος του, ισοκατανέμεται το υδατικό φορτίο από τις δύο διαδρομές επιφανειακής ροής q_{lr} και q_{ll} . $Q_{n,IR}$ είναι η εκροή από το υδατόρευμα IR από τον καταβαθμό n

$$Q_{1,IR}^{j+1} = Q_{film} \quad \text{για } JR_{IR} = 1 \quad (4.64)$$

$$Q_{JR,IR}^{j+1} = Q_{JR-1,IR}^{j+1} + \sum_{jtrib=1}^{ntrib} Q_{jtrib,JR,IR}^{j+1} = Q_{Rp}^{j+1} \quad \text{για } JR_{IR} \geq 2 \quad (3.65)$$

3.4.8.4 Διακριτοποίηση - Ροή σε υδατόρευμα

Οι εξισώσεις (3.40) και (3.44) διακριτοποιούνται με τη χρήση του σχήματος MacCormack (§ 2.4.5.2) ξεκινώντας από την γενική μορφή (εξ. 2.21), όπου:

$$S_{term} = q_{in} = q_l(x, t) \quad (3.66)$$

$$U_i = \frac{\partial A}{\partial t} = \frac{A_i^* - A_i^j}{\Delta t} \quad (3.67)$$

$$F_x = \frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{Q_{i+1}^j - Q_i^j}{\Delta x} = \frac{(AV)_{i+1}^j - (AV)_i^j}{\Delta x} \quad (3.68)$$

και η προβλεπόμενη τιμή (βήμα πρόβλεψης) για το τρέχον χρονικό βήμα $j+1$ στο σημείο i θα δίνεται από τη σχέση:

Βήμα πρόβλεψης

$$A_i^* = A_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[(AV)_{i+1}^j - (AV)_i^j \right] + \Delta t q_i^{j+1} \quad \text{για } i=1, \dots, N-1 \quad (3.69)$$

$$V_{i,i+1}^j = \left(\sqrt{S_0} / n \right) \left[(A'/P)_{i,i+1}^j \right]^{2/3}. \quad (3.70)$$

Στο κατώτερο σημείο της διαδρομής ($i=N$), δηλ. στην έξοδο του καταβαθμού, η εξίσωση έχει τη μορφή,

$$A_N^* = A_N^j - \frac{\Delta t}{\Delta x / 2} \left[Q_{N+1/2}^j - (AV)_N^j \right] + \Delta t q_i^{j+1} \quad (3.71)$$

όπου για υπολογιστικούς σκοπούς έχει δημιουργηθεί ένας τεχνητός κόμβος $i = N + 1/2$ σε απόσταση $dx/2$ από τον κόμβο N , από τον οποίο θεωρείται ότι εκρέει από τον καταβαθμό η ποσότητα $Q_{N+1/2}^j = Q_N$ (Σχ. 3.19). Στη συνέχεια η τιμή στο βήμα διόρθωσης για το τρέχον χρονικό βήμα $j+1$ στο σημείο i θα δίνεται από τη σχέση:

Βήμα διόρθωσης

$$A_i^{**} = A_i^j - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[(AV)_i^* - (AV)_{i-1}^* \right] + \Delta t q_i^{j+1} \quad \text{για } i=2, \dots, N \quad (3.72)$$

$$\text{όπου } V_{i-1}^* = \left(\sqrt{S_0} / n \right) \left[\left(A'/P \right)_{i-1}^{*j} \right]^{2/3} \quad (3.73)$$

ενώ η εξίσωση στο ανώτερο σημείο της διαδρομής ($i=1$) δηλ. στην είσοδο του καταβαθμού, έχει τη μορφή,

$$A_1^{**} = A_1^j - \frac{\Delta t}{\Delta x / 2} \left[(AV)_1^* - Q_{1/2}^{j+1} \right] + \Delta t q_i^{j+1} \quad (3.74)$$

όπου για υπολογιστικούς σκοπούς έχει δημιουργηθεί ένας τεχνητός κόμβος $i = 1/2$ σε απόσταση $dx/2$ από τον κόμβο $i = 1$, από τον οποίο θεωρείται ότι εισρέει η ποσότητα $Q_{1/2}^j = (Q_{film}$ ή $Q_{Rp}^{j+1})$ ανάλογα με τη θέση του καταβαθμού (Σχ. 3.19).

Τελικά η διατομή ροής A_i^{j+1} για το χρονικό βήμα $j+1$ στο σημείο i θα έχει την τιμή,

$$A_i^{j+1} = \frac{1}{2} (A_i^* + A_i^{**}) \quad (3.75)$$

Στη συνέχεια εφαρμόζεται η μέθοδος απαλοιφής των ταλαντώσεων για τον υπολογισμό της τελικής τιμής της διατομής ροής (§2.4.5.3), όπου αντί του βάθους ροής στις εξισώσεις (2.40) μέχρι (2.44) χρησιμοποιείται η διατομή ροής. Με χρήση της τελικής τιμής $A_{i,final}^{j+1}$, η απορροή σε κάθε κόμβο i του υδατορεύματος θα δίνεται από την εξίσωση (2.34), λαμβάνοντας υπόψη και την επιφανειακή παγίδευση, (εξ. 3.40),

$$Q_i^{j+1} = (AV)_{i,final}^{j+1} = A_{i,final}^{j+1} \left(\sqrt{S_0} / n \right) \left[\left(A'/P \right)_{i,final}^{j+1} \right]^{2/3} \quad \text{για } i=1, \dots, N \quad (3.76)$$

3.5 Σύζευξη επιφανειακής ροής και κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας

3.5.1 Μεθοδολογία

Κατά τις την διάρκεια της βροχόπτωσης και όσο $r < K_s$, η επιφάνεια του εδάφους παραμένει μη κορεσμένη. Το μοντέλο θα συνεχίσει τους υπολογισμούς για κίνηση της εδαφικής υγρασίας σε επιφανειακά ακόρεστο έδαφος για κάθε επιφανειακή μονάδα διαδρομής επίγειας ροής ξεχωριστά. Μόλις όμως $r \geq K_s$, το μοντέλο αυτόματα υπολογίζει τον θεωρητικό χρόνο κατάκλυσης t_p , ώστε να διαπιστωθεί κατά πόσο είναι δυνατόν να συμβεί κορεσμός κατά την διάρκεια του εξεταζόμενου υπολογιστικού βήματος. Αν κάτι τέτοιο δεν συμβαίνει, συνεχίζονται οι υπολογισμοί σε συνθήκες επιφανειακά ακόρεστου εδάφους. Αν όμως η επιφάνεια κορεσθεί κατά τη διάρκεια του τρέχοντος χρονικού βήματος, το μοντέλο εκτρέπεται σε ρύθμιση κορεσμού και οι υπολογισμοί συνεχίζονται ανάλογα (§ 3.3). Σημειώνεται ότι συνθήκες κορεσμού μπορούν να σημειωθούν ανάλογα με την εξεταζόμενη επιφανειακή μονάδα κατά την διάρκεια διαφορετικών χρονικών βημάτων. Έτσι, είναι δυνατόν τα τμήματα της επιφάνειας που συνεισφέρουν στην επίγεια ροή να μεταβάλλονται χρονικά κατά τρόπο ώστε κάθε καταβαθμός να λαμβάνει χρονικά μεταβαλλόμενη αλλά ομοιόμορφα κατανεμημένη πλευρική εισροή, η οποία θα είναι το άθροισμα των εκροών από κάθε διαδρομή επίγειας ροής που καταλήγει στη μία ή και τις δύο πλευρές του καταβαθμού (§ 3.4).

Οι διαδικασίες σύζευξης ξεκινούν μόλις η επιφανειακή μονάδα κορεσθεί. Παρόλα αυτά, δεν υπάρχει επίγεια ροή αν δεν πληρωθούν με νερό όλες οι μικροκοιλότητες του εδάφους (επιφανειακή παγίδευση) από το πλεόνασμα βροχόπτωσης. Μόνο αφού συμβεί κάτι τέτοιο και αν το έδαφος έχει την απαραίτητη κλίση, θ' αρχίσει να ρέει νερό προς την έξοδο της λεκάνης απορροής. Οι συνιστώσες της επιφανειακής ροής και της κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας συνδέονται μεταξύ τους μέσω του ύψους πίεσης του εδαφικού νερού και της επιφανειακής διήθησης. Η οριακή συνθήκη στην επιφάνεια για την κίνηση της εδαφικής υγρασίας καθορίζεται από τις επιφανειακές συνθήκες ενώ ο ρυθμός διήθησης ελέγχεται από την υγρασία και τις ιδιότητες του εδάφους.

3.5.2 Περιγραφή διαδικασίας

Για κάθε υπολογιστικό βήμα ακολουθείται η διαδικασία που περιγράφεται στη συνέχεια:

- 1) Η επεξεργασία ξεκινά ακολουθώντας το ιεραρχικό σύστημα αρίθμησης των υδατορευμάτων όπως αυτό καθορίστηκε από το μοντέλο DELTA_NET (§ 3.2).
- 2) Για τον πρώτο καταβαθμό του πρώτου ιεραρχικά υδατορεύματος, οι υπολογισμοί ξεκινούν από την πρώτη επιφανειακή μονάδα της πρώτης διαδρομής επίγειας ροής.
- 3) Για κάθε επιφανειακή μονάδα κάθε διαδρομής επίγειας ροής λύνονται οι εξισώσεις για την κατακόρυφη κίνηση της εδαφικής υγρασίας και καθορίζεται ο ρυθμός διήθησης στην επιφάνεια του εδάφους.
- 4) Στη συνέχεια λύνονται οι εξισώσεις για την επίγεια ροή χρησιμοποιώντας τον ρυθμό διήθησης που έχει υπολογιστεί στο ίδιο υπολογιστικό βήμα και υπολογίζεται το βάθος ροής και η απορροή για την ίδια επιφανειακή μονάδα.
- 5) Η πιο πάνω διαδικασία για το τρέχον υπολογιστικό χρονικό βήμα ολοκληρώνεται μόλις γίνει η επεξεργασία όλων των υπολογιστικών μονάδων της εξεταζόμενης διαδρομής επίγειας ροής.
- 6) Μόλις ολοκληρωθεί η επεξεργασία όλων των διαδρομών επίγειας ροής που τροφοδοτούν ένα συγκεκριμένο καταβαθμό, το μοντέλο εκτρέπεται σε ρύθμιση για ροή σε υδατόρευμα και για το τρέχον υπολογιστικό βήμα, υπολογίζονται το βάθος ροής και η απορροή του καταβαθμού.
- 7) Για τον υπολογισμό του βάθους ροής και της απορροής του κάθε καταβαθμού λαμβάνονται υπόψη επιπλέον η απορροή από τους προηγούμενους ιεραρχικά καταβαθμούς του ίδιου υδατορεύματος (αν υπάρχουν) και από υδατορεύματα που πιθανώς εκρέουν στον συγκεκριμένο καταβαθμό.
- 8) Η πιο πάνω διαδικασία για το τρέχον υπολογιστικό χρονικό βήμα ολοκληρώνεται μόλις γίνει η επεξεργασία όλων των καταβαθμών του εξεταζόμενου υδατορεύματος.
- 9) Η διαδικασία συνεχίζεται στο τρέχον υπολογιστικό χρονικό βήμα για το επόμενο ιεραρχικά υδατόρευμα μέχρις ότου εξεταστούν όλα τα υδατορεύματα του υδρογραφικού δικτύου μιας λεκάνης απορροής.
- 10) Τα αποτελέσματα του υπολογιστικού βήματος χρησιμοποιούνται ως αρχικές συνθήκες στους υπολογισμούς του επόμενου υπολογιστικού βήματος.

11) Τα προηγούμενα βήματα επαναλαμβάνονται μέχρι το τέλος του καθορισμένου συνολικά υπολογιστικού χρόνου.

Σημειώνεται ότι οι υπολογισμοί της διήθησης και της επιφανειακής απορροής δεν σταματούν με το τέλος της βροχόπτωσης. Αντίθετα μετά το τέλος της, ελέγχεται για κάθε επόμενο υπολογιστικό χρονικό βήμα, κατά πόσον σε μια επιφανειακή μονάδα υπάρχει διαθέσιμο νερό για επίγεια ροή ενώ συνεχίζεται η σύζευξη με το μοντέλο κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας. Αν όμως δεν υπάρχει διαθέσιμο νερό, η επίγεια ροή, η ροή σε καταβαθμούς και σε υδατορεύματα βαθμιαία θα σταματήσει. Αν είναι επιθυμητό από το χρήστη, το μοντέλο συνεχίζει τους υπολογισμούς μόνο για την κατακόρυφη κίνηση της εδαφικής υγρασίας.

Κεφάλαιο 4.

Εφαρμογή του μοντέλου DELTA/HYDRO στις λεκάνες απορροής Lucky Hills

4.1 Εισαγωγή

Στη συνέχεια ακολουθεί η εφαρμογή του μοντέλου DELTA/HYDRO στις λεκάνες απορροής Lucky Hills (Σχ. 4.1) όπου αξιολογείται συνολικά για τους δύο κλάδους του, τον γεωμετρικό και τον υδρολογικό.

Για τον γεωμετρικό κλάδο πραγματοποιήθηκαν τρεις προσομοιώσεις της τοπογραφίας για τις λεκάνες απορροής Lucky Hills διαφορετικής ανάλυσης ώστε τα αποτελέσματα να είναι συγκρίσιμα κατά το δυνατό με το πραγματικό υδρογραφικό δίκτυο.

Στη συνέχεια, για την εφαρμογή και βασική μελέτη του υδρολογικού κλάδου επιλέχθηκε από τις τρεις προσομοιώσεις της τοπογραφίας η βέλτιστη ενώ χρησιμοποιήθηκαν εννέα συνολικά επεισόδια βροχόπτωσης-απορροής με διαφορετικά χαρακτηριστικά (Πίνακας 4.1).

Η διαδικασία για τον έλεγχο του μοντέλου περιλαμβάνει τον αρχικό διαχωρισμό των επεισοδίων βροχόπτωσης ανάλογα με το μέγεθος του όγκου απορροής σε τρεις κατηγορίες και συγκεκριμένα σε μικρά, μεσαία και μεγάλα επεισόδια ενώ στη συνέχεια, χωρίζονται σε αυτά που θα χρησιμοποιηθούν στη διαδικασία βαθμονόμησης και σε αυτά στη διαδικασία επαλήθευσης (Πίνακας 4.1).

Οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται για την βαθμονόμηση του μοντέλου επιλέχθηκαν μεταξύ αυτών που έχουν προσδιοριστεί πειραματικά στις λεκάνες Lucky Hills και η τιμή τους έχει σχετικά μεγάλο βαθμό αβεβαιότητας και περιορισμένη χωρική μεταβλητότητα. Έτσι επιλέχθηκαν η αρχική εδαφική υγρασία (θ_{mi}), η κορεσμένη εδαφική αγωγιμότητα (K_s) και οι συντελεστές τραχύτητας Manning για επίγεια ροή (n_{ov}) και ροή σε υδατόρευμα (n_{ch}). Οι συγκεκριμένες παράμετροι θεωρούνται αντιπροσωπευτικές της απόκρισης ενός μοντέλου απορροής με τα χαρακτηριστικά των λεκανών απορροής Lucky Hills (Goodrich, 1990; Grayson et al., 1992; Palacios-Velez and Cuevas-Renaud, 1992).

Η βαθμονόμηση γίνεται συγκρίνοντας για την λεκάνη LH104 των λεκανών Lucky Hills (Σχ. 4.1) και για κάθε επιλεγμένο επεισόδιο ξεχωριστά, το προσομοιωμένο με το παρατηρούμενο

- (α) σχήμα του υδρογραφήματος
- (β) συνολικό όγκο απορροής στην έξοδο της λεκάνης
- (γ) μέγιστο ρυθμό απορροής
- (δ) χρόνο επίτευξης του μεγίστου ρυθμού ροής

επιλέγοντας από τα διάφορα φυσικά αποδεκτά σετ παραμέτρων τον συνδυασμό εκείνο που επιτυγχάνει την καλύτερη προσαρμογή. Στην συνέχεια, γίνεται ο βέλτιστος συνδυασμός των τιμών των παραμέτρων που έχουν προκύψει για κάθε επεισόδιο, ώστε να προκύψει ένα και μοναδικό σετ τιμών το οποίο και χρησιμοποιείται στην συνέχεια κατά την διαδικασία της επαλήθευσης.

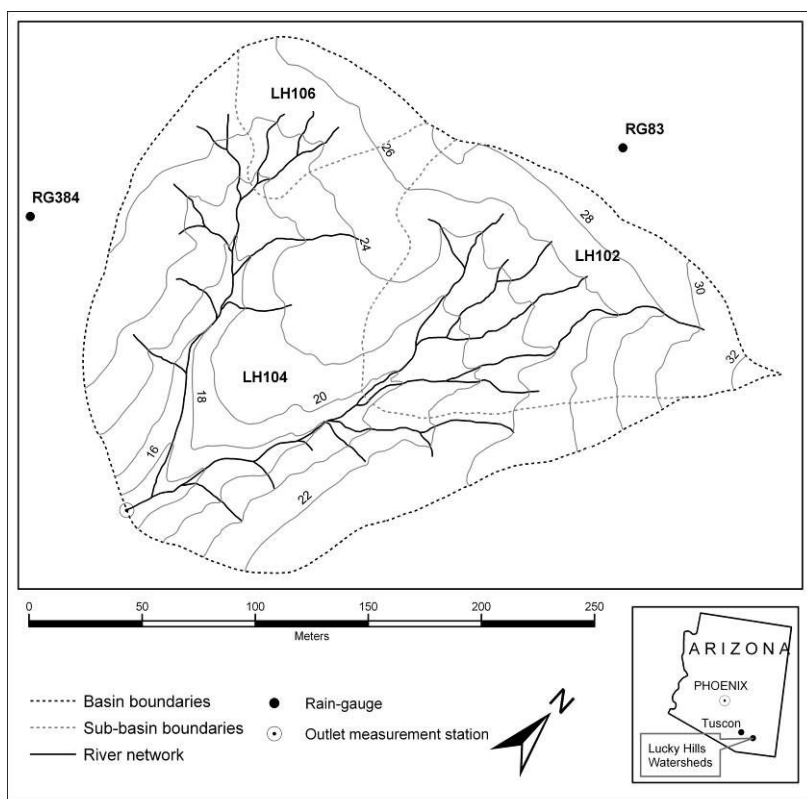
Επιπλέον στην ανάλυση της συμπεριφοράς του μοντέλου DELTA/HYDRO που γίνεται στη συνέχεια, περιλαμβάνονται:

- (α) μελέτη της ευαισθησίας των λεκανών στη βροχόπτωση με χρήση ενός μόνο βροχόμετρου
- (β) μελέτη της ευαισθησίας των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν στην διαδικασία βαθμονόμησης
- (γ) μελέτη της εσωτερικής συνοχής του μοντέλου με ταυτόχρονη ανάλυση των υδρογραφημάτων των λεκανών LH106 και LH102 που εμπεριέχονται στην LH104
- (δ) ανάλυση της συμπεριφοράς του μοντέλου κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας κατά την εξέλιξη επεισοδίου βροχόπτωσης, σε επιλεγμένα χωρικά και χρονικά σημεία του καθώς και
- (ε) μελέτη της επίδρασης της μεταβολής της ανάλυσης του πλέγματος της γεωμετρικής προσομοίωσης στα αποτελέσματα του μοντέλου

4.2 Γενικά χαρακτηριστικά λεκανών απορροής Lucky Hills

Οι μικρές πειραματικές λεκάνες απορροής της περιοχής Lucky Hills (Σχ. 4.1), βρίσκονται στο κεντρο-βόρειο τμήμα του συμπλέγματος των πειραματικών λεκανών απορροής Walnut Gulch, κοντά στο Tucson στην Arizona των Η.Π.Α. και λειτουργούν επιχειρησιακά από το 1963, από την USDA-ARS. Αποτελούνται από

τρεις λεκάνες, την LH104 (4.4 εκτάρια) και δύο μικρότερες που εμπεριέχονται σ' αυτή, τις LH102 (1.46 εκτάρια) και LH106 (0.36 εκτάρια), όπου 1 εκτάριο = 0.01 τετ.



Σχήμα 4.1. Οι λεκάνες απορροής Lucky Hills και το υδρογραφικό τους δίκτυο. RG 83 και RG 384 είναι οι δύο βροχομετρικοί σταθμοί ενώ σε κύκλο κάτω αριστερά, διακρίνεται ο μετρητικός σταθμός απορροής

χιλιόμετρα. Το υψόμετρο κυμαίνεται μεταξύ 1363 και 1380m περίπου ενώ στην περιοχή είναι εγκατεστημένα δύο βροχόμετρα (RG 384 και RG 83).

Η περιοχή είναι θαμνώδης και ο τύπος του εδάφους που την καλύπτει είναι κυρίως αμμοπηλώδης με βραχώδες υπόστρωμα ενώ οι κλίσεις είναι γενικά μικρότερες από 30%. Η μέση ετήσια θερμοκρασία είναι 17⁰ C και η μέση ετήσια βροχόπτωση είναι 356mm (Ritchie et al., 2005). Οι συγκεκριμένες λεκάνες δέχονται τους καλοκαιρινούς μήνες μεγάλα ποσά βροχής από έντονες τοπικές αλλά μικρής διάρκειας θερμικές καταιγίδες και η υδρολογική τους απόκριση κυριαρχείται από την Χορτόνεια απορροή (Smith et al., 1995). Επιπλέον, τα υδατορεύματα που δημιουργούνται είναι εφήμερα, με αποτέλεσμα φυσικές διεργασίες όπως η υποερμική (throughflow), η βραδεία (baseflow) αλλά και η υπόγεια απορροή (groundwater) να μην θεωρούνται σημαντικές και να μην λαμβάνονται υπόψη

(Goodrich, 1990) για επεισόδια της χρονικής κλίμακας αυτών που περιγράφονται στη συνέχεια (Πίνακας 4.1).

Πίνακας 4.1. Επιλεγμένα επεισόδια βροχόπτωσης-απορροής. Τα επεισόδια χαρακτηρίζονται ανάλογα με το μέγεθος του όγκου απορροής και τη χρήση τους. Δίνεται η μετρημένη αθροιστική βροχόπτωση από τα δύο βροχόμετρα.

Ημερ/νία επεισοδίου	Βροχή (mm)		Όγκος απορροής (m ³)	Μέγεθος επεισοδίου	Χρήση επεισοδίου
	RG83	RG384			
07 Σεπτεμβρίου 1975	13.0	11.2	72.0	μικρό	επαλήθευση
14 Ιουλίου 1973	15.2	13.5	116.4	μικρό	βαθμονόμηση
28 Ιουλίου 1974	18.5	15.2	194.4	μεσαίο	επαλήθευση
01 Αυγούστου 1974	27.7	22.6	216.6	μεσαίο	επαλήθευση
06 Σεπτεμβρίου 1976	23.6	24.4	235.8	μεσαίο	βαθμονόμηση
19 Ιουλίου 1974	26.4	23.4	288.0	μεσαίο	βαθμονόμηση
12 Ιουλίου 1975	27.2	26.6	456.0	μεγάλο	επαλήθευση
27 Ιουλίου 1973	39.9	43.4	792.0	μεγάλο	βαθμονόμηση
26 Σεπτεμβρίου 1977	53.8	57.1	864.0	μεγάλο	επαλήθευση

4.3 Εδαφικά και υδρολογικά δεδομένα των επιλεγμένων επεισοδίων βροχόπτωσης-απορροής

4.3.1 Εδαφικά δεδομένα

Ο τύπος του εδάφους που καλύπτει τις λεκάνες Lucky Hills είναι κυρίως αμμοπηλώδης, με ένα αριθμό από τις εδαφικές παραμέτρους που σχετίζονται με αυτόν και χρησιμοποιούνται από το μοντέλο να λαμβάνεται από την βιβλιογραφία,

Πίνακας 4.2 Εδαφικά δεδομένα. Παράμετροι από τη βιβλιογραφία

Παράμετρος (Μονάδες)	Τιμή
εδαφικό πορώδες ϕ (cm ³ /cm ³)	0.453
Brooks-Corey πίεση h_b (cm)	40.12
Brooks-Corey δείκτης λ (-)	0.252
υγρασία κορεσμού θ_s (cm ³ /cm ³)	0.453
υπολειμματική υγρασία θ_r (cm ³ /cm ³)	0.041
συντελεστής διόρθωσης ιξώδους β_v (-)	1.4
συντελεστής Pan Wierenga β (cm ⁻¹)	-0.075

ενώ οι υπόλοιπες τιμές έχουν υπολογιστεί πειραματικά και δίνονται από τους διαχειριστές των λεκανών. Στον Πίνακα 4.2 δίνονται οι τιμές των παραμέτρων που πάρθηκαν από την βιβλιογραφία (Rawls et al., 1993; Pan and Wierenga, 1995).

Οι τιμές των πειραματικά προσδιορισμένων παραμέτρων έχουν δοθεί από τους διαχειριστές των λεκανών και συγκεκριμένα από τον D. Goodrich, μετά από προσωπική επικοινωνία και είναι:

(α) Οι συντελεστές τραχύτητας Manning (Πίνακας 4.3) για την επίγεια ροή και την ροή σε υδατόρευμα οι τιμές των οποίων έχουν υπολογιστεί πειραματικά λαμβάνοντας υπόψη την σχετική κάλυψη από θάμνους και βράχια και είναι κοινές για ολόκληρη την περιοχή. Οι τιμές αυτές χρησιμοποιούνται ως αρχικές κατά την διαδικασία της βαθμονόμησης.

Πίνακας 4.3. Συντελεστές τραχύτητας επιφανειακής ροής

Τύπος ροής	Συντελεστής τραχύτητας Manning ($m^{-1/3}s$)
επίγεια (n_{ov})	0.030
σε υδατόρευμα (n_{ch})	0.020

(β) Η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα K_s η οποία έχει υπολογιστεί μετά από μία πολύπλοκη διαδικασία για κάθε μία από τις λεκάνες ξεχωριστά (Goodrich, 1990). Το μοντέλο DELTA/HYDRO επεξεργάζεται τα πρωτογενή στοιχεία και αποδίδει σε κάθε τριγωνική επιφάνεια την κατάλληλη τιμή ανάλογα με την λεκάνη στην οποία η επιφάνεια αυτή ανήκει. Οι τιμές για κάθε λεκάνη φαίνονται στον Πίνακα 4.4 που ακολουθεί και χρησιμοποιούνται ως αρχικές τιμές κατά την διαδικασία βαθμονόμησης.

Πίνακας 4.4 Κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα στις υπολεκάνες LH 106 - LH 102 και στην λεκάνη LH 104

Υπολεκάνες/Λεκάνη	Κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (cm/h)
LH 106	1.096
LH 102	0.742
LH 104	0.783

(γ) Η αρχική εδαφική υγρασία θ_{mi} έχει υπολογιστεί για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά με εφαρμογή του μοντέλου CREAMS (Goodrich, 1990) με ημερήσιο

χρονικό βήμα και χρήση δεδομένων βροχόπτωσης μόνο από το βροχόμετρο RG 83. Οι τιμές για κάθε επεισόδιο φαίνονται στον Πίνακα 4.5 που ακολουθεί και χρησιμοποιούνται ως αρχικές κατά την διαδικασία της βαθμονόμησης.

Πίνακας 4.5 Αρχική εδαφική υγρασία για κάθε επεισόδιο

Ημερομηνία επεισοδίου	Αρχική εδαφική υγρασία (cm ³ /cm ³)
07 Σεπτεμβρίου 1975	0.136
14 Ιουλίου 1973	0.100
28 Ιουλίου 1974	0.165
01 Αυγούστου 1974	0.251
06 Σεπτεμβρίου 1976	0.090
19 Ιουλίου 1974	0.100
12 Ιουλίου 1975	0.139
27 Ιουλίου 1973	0.064
26 Σεπτεμβρίου 1977	0.100

4.3.2 Υδρολογικά δεδομένα

4.3.2.1. Γενικά

Οι συγκεκριμένες λεκάνες δέχονται τους καλοκαιρινούς μήνες μεγάλα ποσά βροχής (τα 2/3 της συνολικής ετήσιας πέφτουν την περίοδο Ιουλίου-Αυγούστου (Rithcie et al., 2005)), τα οποία προέρχονται από έντονες τοπικές αλλά μικρής διάρκειας θερμικές καταιγίδες. Στην περιοχή είναι εγκατεστημένα δύο βροχόμετρα (RG384 και RG83), που βρίσκονται εκτός των λεκανών και απέχουν μεταξύ τους περίπου 300 μέτρα (Σχ. 4.1).

4.3.2.2 Επιλογή επεισοδίων

Τα 9 επεισόδια που χρησιμοποιήθηκαν για την μελέτη καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα σε σχέση με το μέγεθος, τις αρχικές συνθήκες αλλά και την πολυπλοκότητα των βροχομετρικών χαρακτηριστικών (Πίνακας 4.1). Έτσι διατηρείται η γενικότητα στο μεγαλύτερο βαθμό για λεκάνες που παρουσιάζουν παρόμοια χαρακτηριστικά με τις εξεταζόμενες ενώ επιπλέον μειώνεται κατά το δυνατόν, η πιθανότητα εμφάνισης «τάσης» κατά τον υπολογισμό των βέλτιστων σετ παραμέτρων, λόγω του μεγέθους ή

των αρχικών συνθηκών, πρόβλημα στο οποίο έχουν αναφερθεί οι Sorooshian et al., (1983).

Τα επεισόδια που χρησιμοποιήθηκαν, χωρίστηκαν σε τρεις κατηγορίες ανάλογα με το μέγεθος του μετρημένου όγκου απορροής V . Συγκεκριμένα, στην κατηγορία «μικρό» ανήκουν τα επεισόδια με $V < 150m^3$, στην κατηγορία «μεσαίο» τα επεισόδια με $150m^3 \leq V \leq 350m^3$ και «μεγάλο» αυτά με $V > 350m^3$.

Μετά τον αρχικό διαχωρισμό των επεισοδίων ανάλογα με το μέγεθος, επιλέχθηκαν για την διαδικασία βαθμονόμησης 4 επεισόδια αντιπροσωπευτικά του κάθε μεγέθους. Συγκεκριμένα, 1 μικρό, 2 μεσαία και 1 μεγάλο (Πίνακας 4.1). Στη συνέχεια, για τη διαδικασία επαλήθευσης χρησιμοποιήθηκαν τα υπόλοιπα 5 επεισόδια στα οποία περιλαμβάνεται το επεισόδιο της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977, το οποίο διαφέρει από τα υπόλοιπα αφού είναι ιδιαίτερα πολύπλοκο και μεγάλης διάρκειας (Πίνακας 4.1).

4.3.2.3 Υπολογισμός έντασης βροχόπτωσης

Ως χρόνος έναρξης του κάθε επεισοδίου, ορίζεται η χρονική στιγμή που «πρωτο-ξεκινά» η καταγραφή σε οποιοδήποτε από τα δύο βροχόμετρα. Ο υπολογισμός της έντασης βροχόπτωσης γίνεται με τη χρήση των δεδομένων και των δύο βροχομετρικών σταθμών, RG 384 και RG 83. Το μοντέλο επεξεργάζεται τα στοιχεία από κάθε σταθμό και υπολογίζει την αντίστοιχη ένταση βροχόπτωσης r_{triag}^{j+1} (σε cm/h), στην αρχή κάθε χρονικού υπολογιστικού βήματος για κάθε τριγωνική υπολογιστική επιφάνεια ξεχωριστά, με τη χρήση του ακόλουθου γενικού αλγόριθμου παρεμβολής,

$$r_{triag}^{j+1} = \sum_{i=1}^n r_i^{j+1} w_i \quad (4.1)$$

ο οποίος λαμβάνει υπόψη την απόσταση της κάθε τριγωνικής επιφάνειας από το σταθμό αυτό, όπου r_i το ύψος βροχής, n ο αριθμός των βροχομετρικών σταθμών (εδώ $n=2$) και w_i ο συντελεστής βαρύτητας του κάθε σταθμού,

$$w_i = \frac{1/d_i^2}{\sum_{i=1}^n 1/d_i^2} \quad (4.2)$$

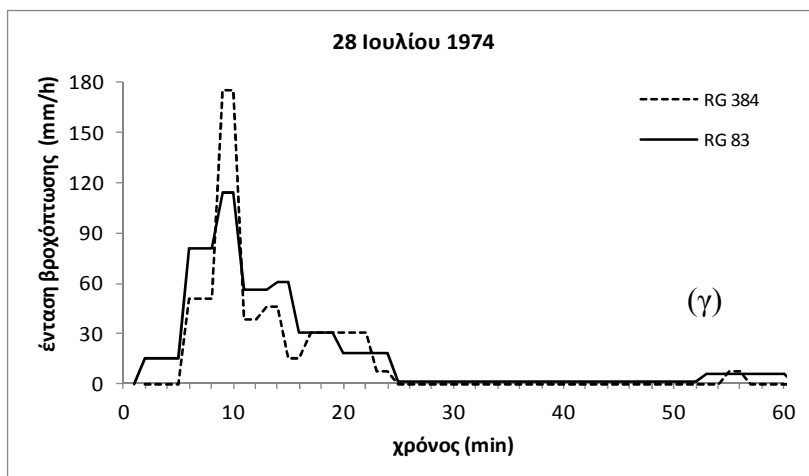
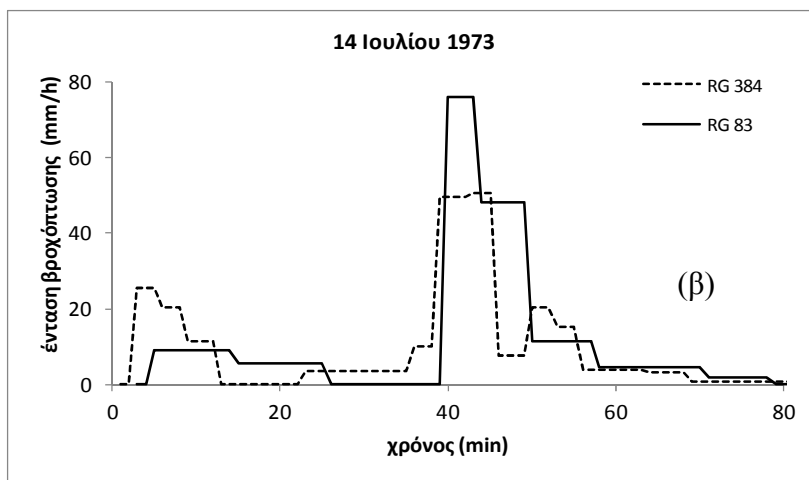
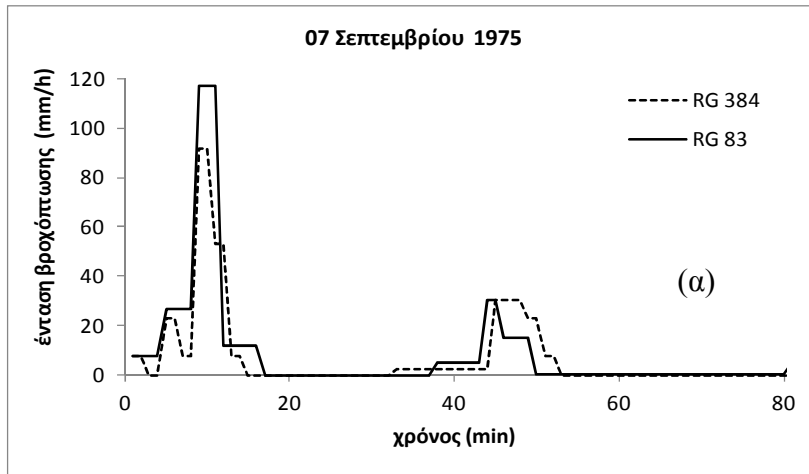
όπου d_i η απόσταση του βαρύκεντρου κάθε τριγωνικής εδαφικής επιφάνειας από τον σταθμό αυτό.

Στο Σχήμα 4.2 που ακολουθεί, δίνεται το υετόγραμμα κάθε επεισοδίου όπως καταγράφεται από το κάθε βροχόμετρο ξεχωριστά μετά την σχετική επεξεργασία των αρχικών δεδομένων βροχόπτωσης από το κώδικα DELTA/HYDRO, όπου η αρχική αθροιστική βροχή (σε cm) σε συγκεκριμένες χρονικές στιγμές έχει αναχθεί σε mm/h.

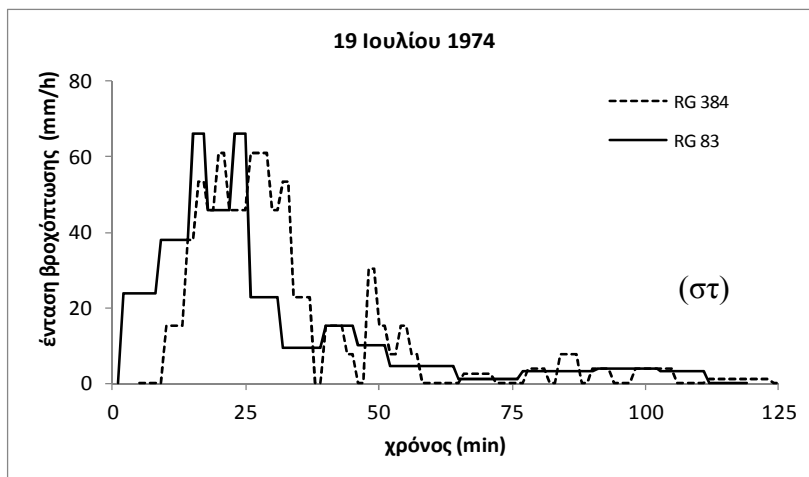
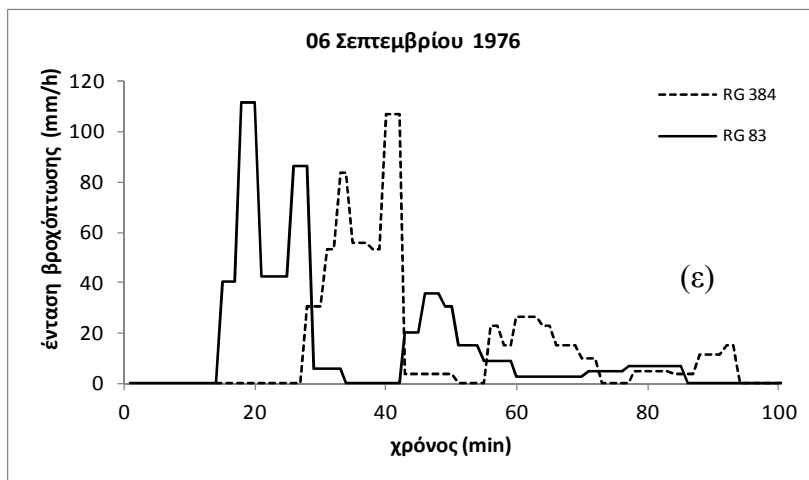
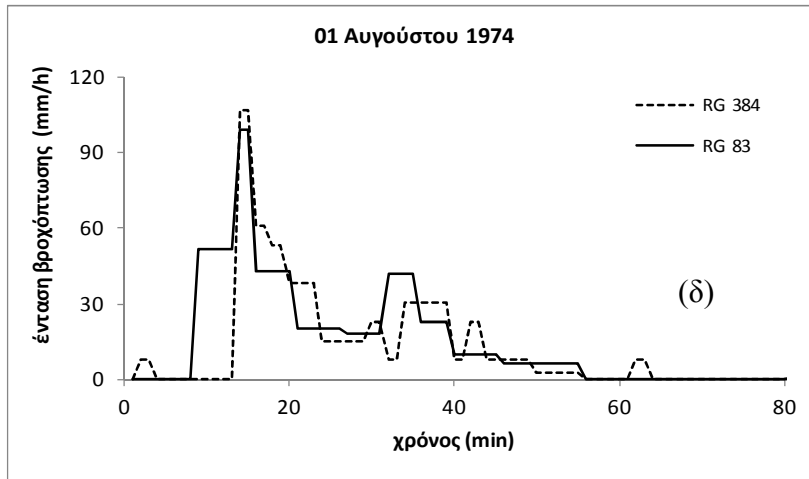
4.3.2.4 Μετρήσεις απορροής

Οι μετρήσεις απορροής, οι οποίες έγιναν σε διάφορες χρονικές στιγμές κατά την διάρκεια του κάθε επεισοδίου, καταγράφηκαν από τον μετρητικό σταθμό στην έξοδο της λεκάνης απορροής, στο κάτω αριστερό άκρο της, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.1.

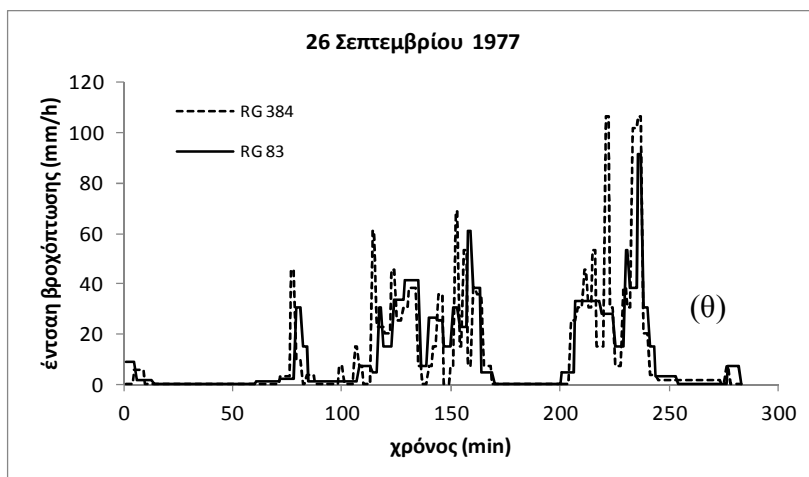
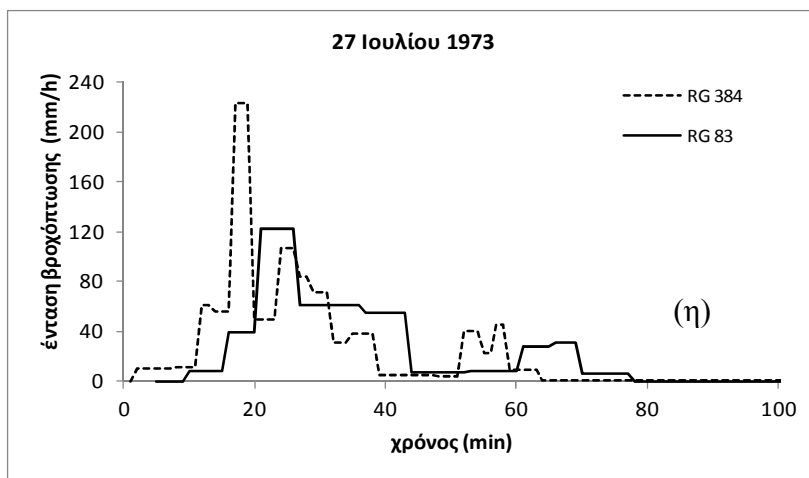
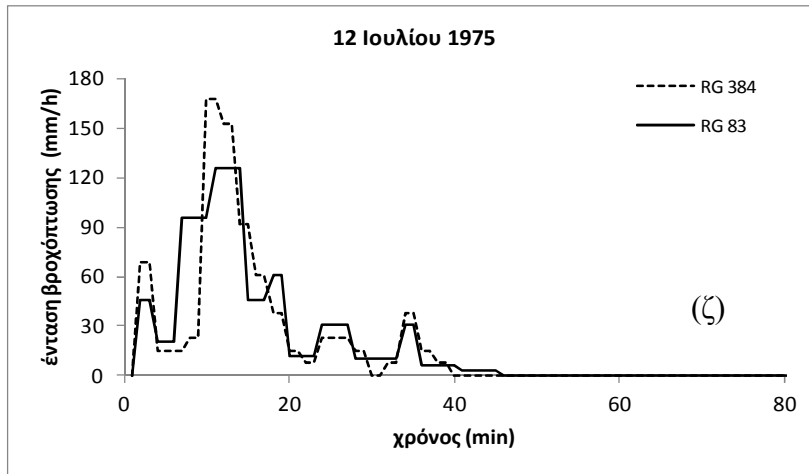
Στο Σχήμα 4.3 που ακολουθεί, δίνεται το υδρογράφημα του κάθε επεισοδίου, με την μετρημένη απορροή σε m^3/sec .



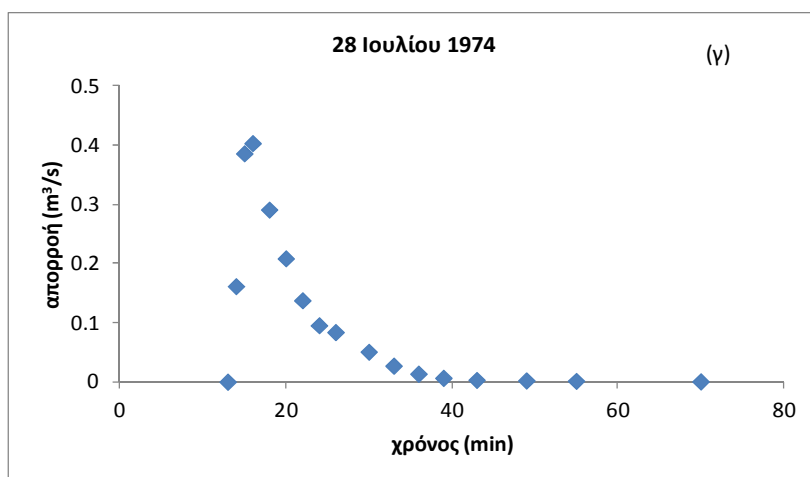
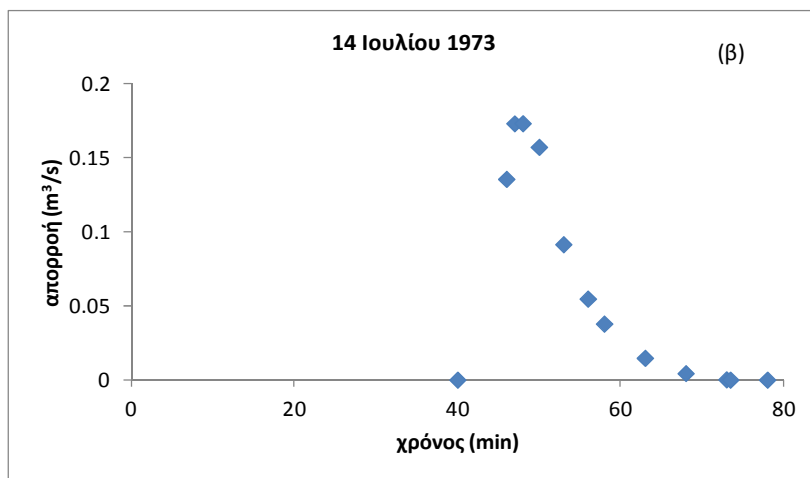
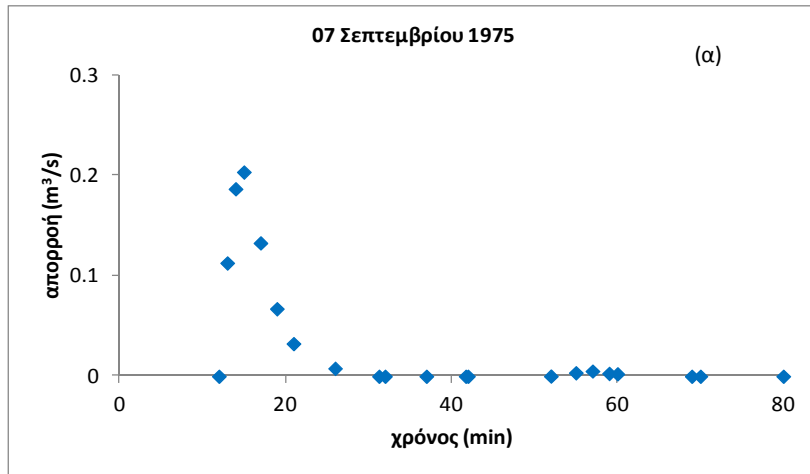
Σχήμα 4.2. Υετογράμματα επιλεγμένων επεισοδίων. RG 384 και RG 83 οι βροχομετρικοί σταθμοί



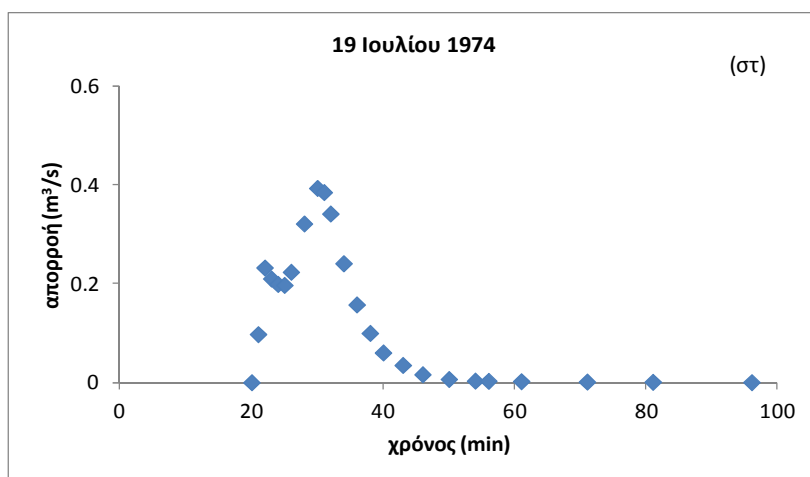
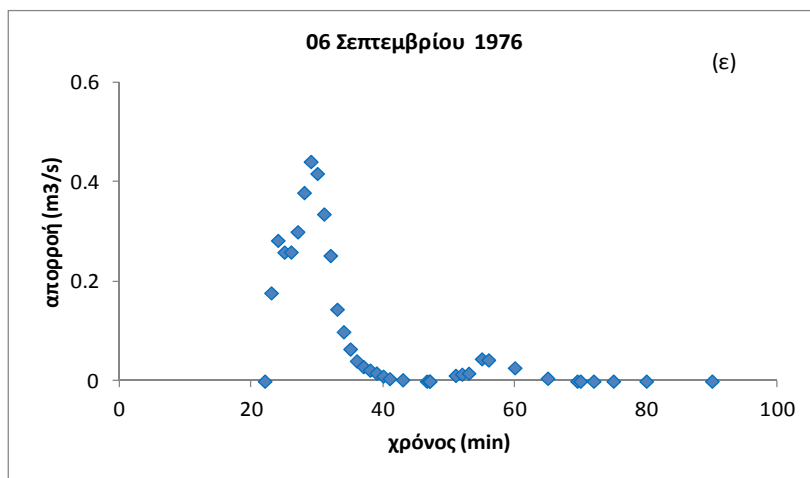
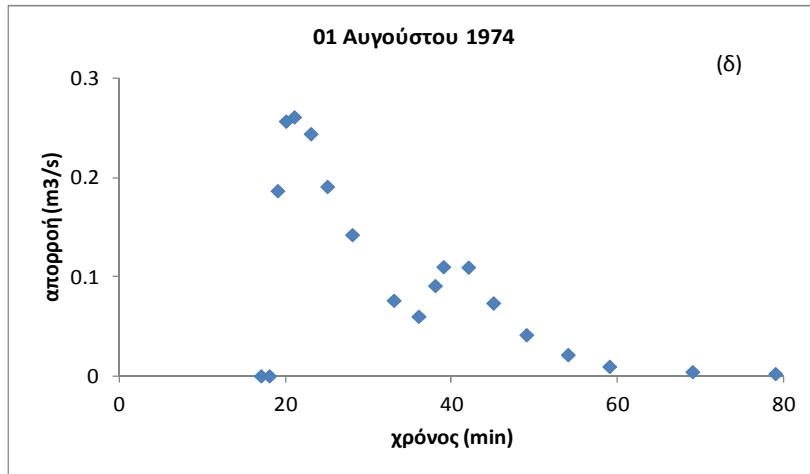
Σχήμα 4.2. (συνέχεια)



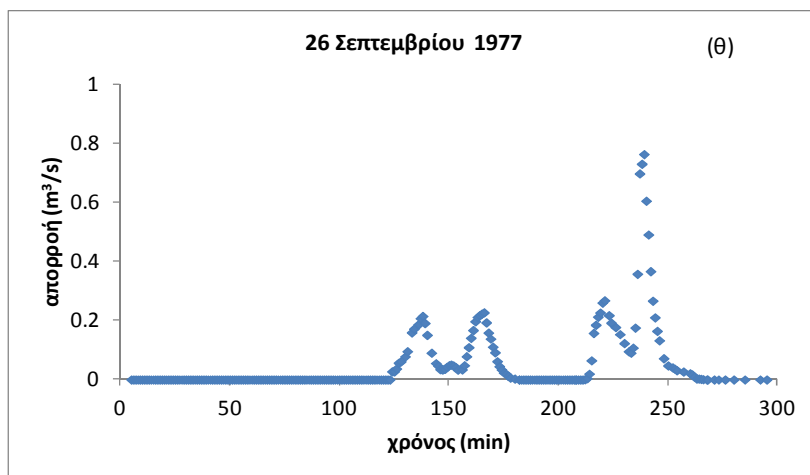
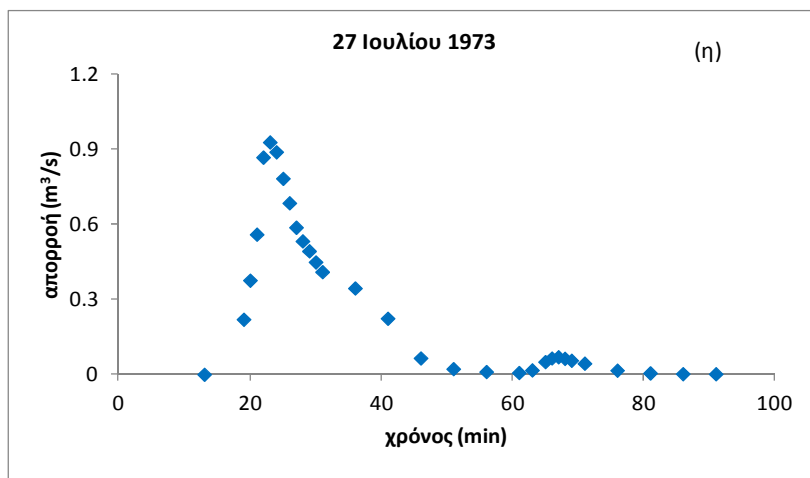
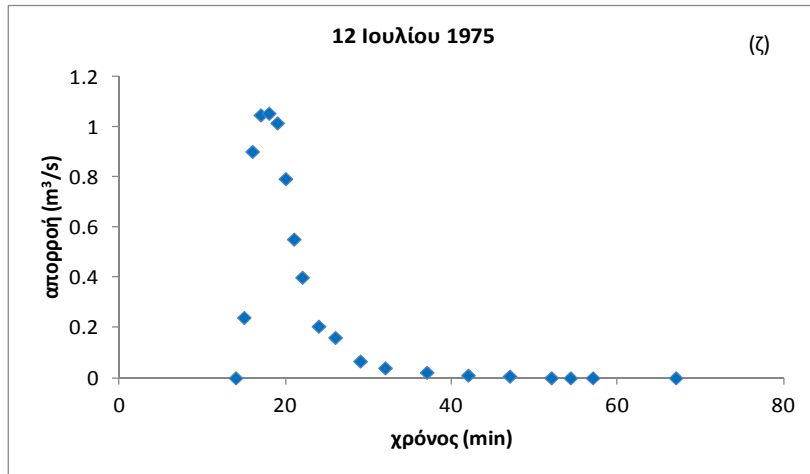
Σχήμα 4.2. (συνέχεια)



Σχήμα 4.3. Υδρογραφήματα επιλεγμένων επεισοδίων



Σχήμα 4.3. (συνέχεια)



Σχήμα 4.3. (συνέχεια)

4.4 Γεωμετρική προσομοίωση λεκανών απορροής

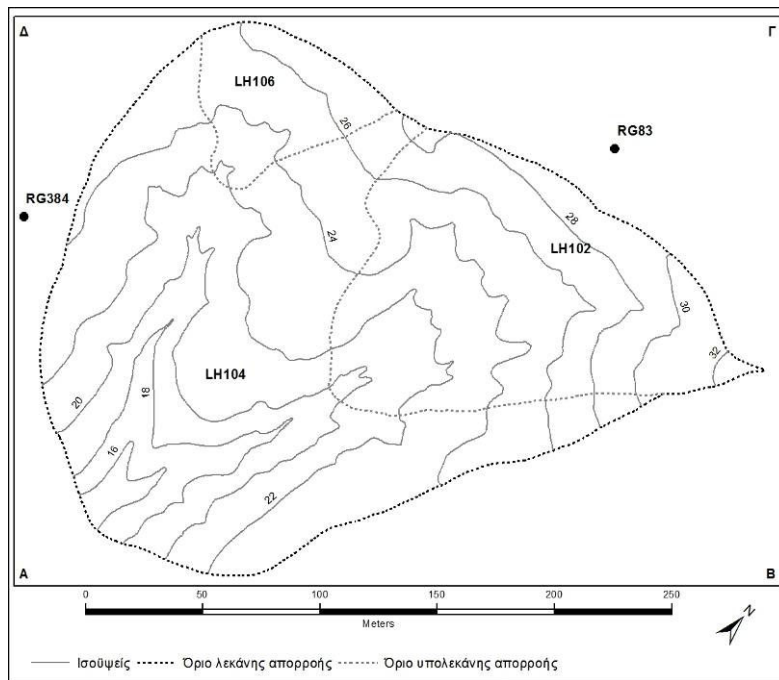
4.4.1 Γενικά

Ο τοπογραφικός χάρτης της περιοχής από την USDA-ARS (USDA-ARS,-) ψηφιοποιήθηκε σε 5404 σημεία. Η περιοχή θεωρήθηκε ενιαία κατά την ανάλυση του DELTA/HYDRO από άποψη χρήσεων γης και εδαφικών χαρακτηριστικών και οριοθετήθηκε από ένα ορθογώνιο παραλληλόγραμμο ΑΒΓΔ (Σχ. 4.4) με διαστάσεις 319.42 m x 241.66m (περίπου) έτσι ώστε να συμπεριλαμβάνει ολόκληρες τις προς μελέτη λεκάνες. Στη συνέχεια με την χρήση του γεωμετρικού κλάδου του μοντέλου DELTA/HYDRO πραγματοποιήθηκαν τρεις προσομοιώσεις διαφορετικής ανάλυσης για τις λεκάνες απορροής Lucky Hills. Συγκεκριμένα οι προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν μετά από μελέτη του πραγματικού υδρογραφικού δικτύου (Σχ. 4.1), ώστε το αποτέλεσμα να είναι σε αποδεκτά όρια (δηλ. συγκρίσιμο με το πραγματικό υδρογραφικό δίκτυο). Στη συνέχεια παρουσιάζονται αναλυτικά τα υδρογραφικά δίκτυα που προέκυψαν.

4.4.2 Προσομοίωση 1 («χαμηλή» ανάλυση)

Με τη χρήση του μοντέλου DELTA_GAIA, το ορθογώνιο παραλληλόγραμμο ΑΒΓΔ (Σχ. 4.4) χωρίστηκε αρχικά σε 6x4 ορθογώνιες κυψελίδες («χαμηλή» ανάλυση) με τα χαρακτηριστικά που δίνονται στον Πίνακα 4.6. Όπως φαίνεται, οι κυψελίδες δεν είναι ισομεγέθεις αφού ο χωρισμός του ορθογώνιου παραλληλόγραμμου ΑΒΓΔ έγινε ώστε να προσεγγισθεί με το βέλτιστο τρόπο η πραγματική λεκάνη απορροής και το υδρογραφικό της δίκτυο. Στη συνέχεια γίνεται αυτόματα ισομερής διαχωρισμός κάθε κυψελίδας, ορίζονται οι διαγώνιοι και δημιουργούνται 213 σημεία (κόμβοι), σχηματίζοντας με τη σειρά τους 384 τρίγωνα (Σχ. 4.5). Από τα τρίγωνα αυτά, τα 227 (γκρι σκίαση) οριοθετούν τις λεκάνες Lucky Hills και είναι αυτά που λαμβάνονται υπόψη από το μοντέλο DELTA/HYDRO κατά την υδρολογική μελέτη τους.

Στη συνέχεια με τη χρήση του μοντέλου DELTA_CAR, αποτυπώνονται οι διαδρομές επιφανειακής ροής που αποτελούνται από 237 διαφορετικές διαδρομές επίγειας ροής, οι οποίες καταλήγουν σε 59 καταβαθμούς (Σχ. 4.6). Η μέγιστη κλίση μιας μονάδας επιφανειακής ροής είναι 14.26% και ενός καταβαθμού 13.42%. Στη

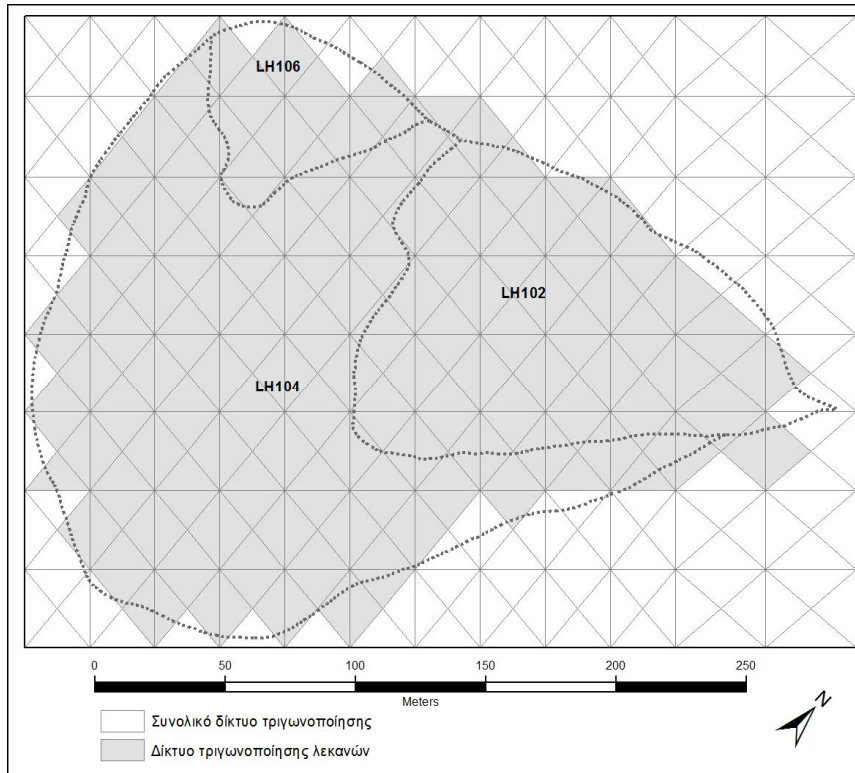


Σχήμα 4.4. Αρχική οριοθέτηση των λεκανών Lucky Hills με το ορθογώνιο παραλληλόγραμμο ΑΒΓΔ

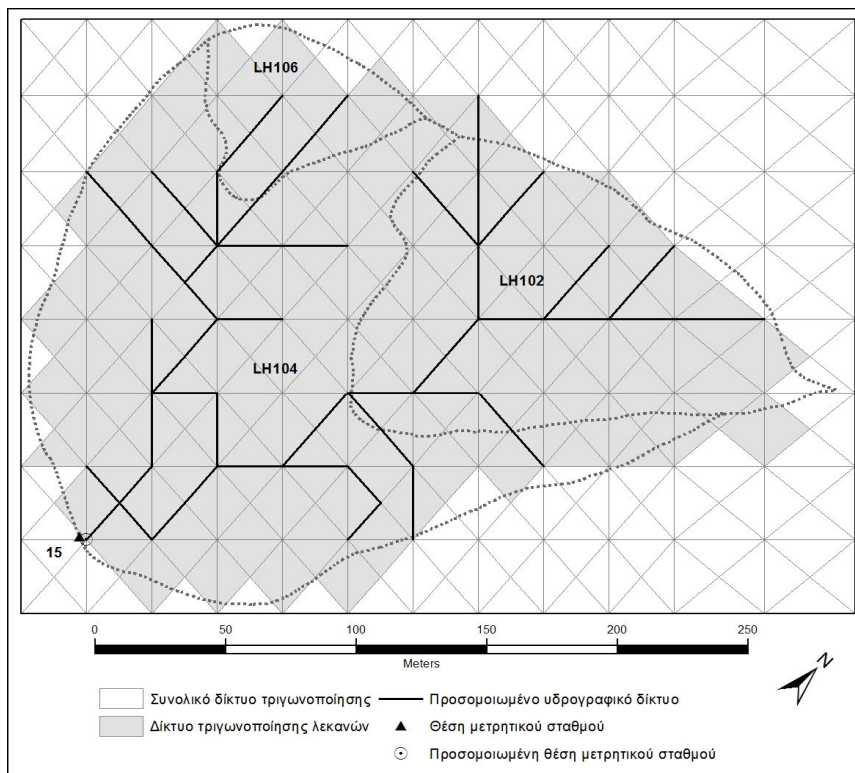
συνέχεια το μοντέλο DELTA_NET, καθορίζει το υδρογραφικό δίκτυο σχηματοποιώντας 20 υδατορεύματα, το «πρωτεύον» και 19 «δευτερεύοντα». Όπως έχει αναφερθεί, το «πρωτεύον» υδατόρευμα παίρνει πάντα τον αριθμό 1 και η επεξεργασία του θα γίνει στο τέλος (20^ο), ώστε να ληφθούν υπόψη τόσο η εισροή από όλα τα «δευτερεύοντα» υδατορεύματα όσο και τα υδάτινα φορτία από όλες τις διαδρομές επιφανειακής ροής, οι οποίες είτε μέσω των καταβαθμών του είτε απευθείας, καταλήγουν σ' αυτόν. Τα «δευτερεύοντα» υδατορεύματα παίρνουν τους αριθμούς 2 μέχρι 20.

Πίνακας 4.6. Χαρακτηριστικά ανάλυσης ορθογώνιων κυψελίδων για τις προσομοιώσεις 1, 2 και 3

Προσομοίωση	Δx		Δy	
	Αριθμός κυψελίδων	Μήκος (m)	Αριθμός κυψελίδων	Μήκος (m)
1 (6x4)	5	50	3	60
	1	69.72	1	61.66
2 (8x6)	7	40	5	40
	1	39.42	1	41.66
3 (16x12)	15	20	11	20
	1	19.42	1	21.66



Σχήμα 4.5. Τριγωνοποίηση των λεκανών Lucky Hills με προσομοίωση «χαμηλής» ανάλυσης



Σχήμα 4.6. Προσομοιωμένο υδρογραφικό δίκτυο με τριγωνοποίηση «χαμηλής» ανάλυσης. Διακρίνονται η θέση του μετρητικού σταθμού και η προσομοίωσή της από τον κόμβο 15

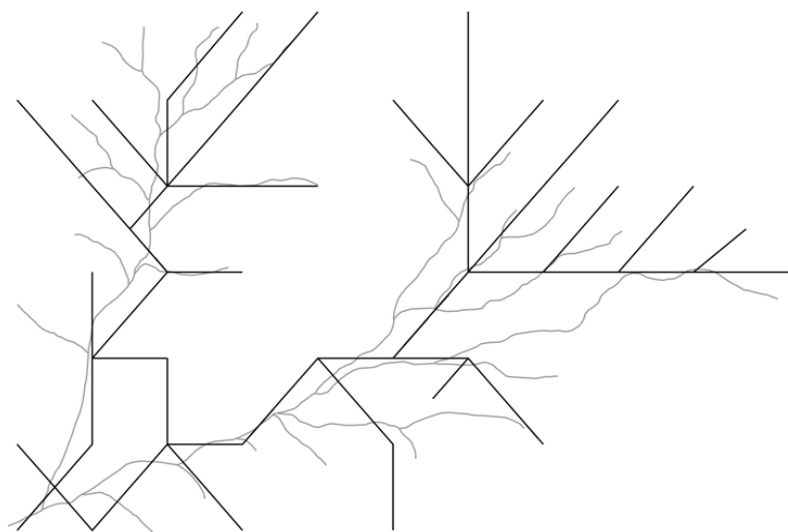
Στον Πίνακα 4.7 δίνονται επιπλέον χαρακτηριστικά του υδρογραφικού δικτύου της προσομοίωσης 1. Όπως φαίνεται, ο μέγιστος αριθμός καταβαθμών ανά υδατόρευμα είναι 14, ο μέγιστος αριθμός «δευτερευόντων» υδατορευμάτων ανά καταβαθμό είναι 3 ενώ

Πίνακας 4.7. Χαρακτηριστικά των υδρογραφικών δικτύων που προέκυψαν από τις προσομοιώσεις 1, 2,3

προσ/ση	υδατ/τα	διαδρομές επιγ. ροής	κατ/θμοί	μέγιστος αριθμός καταβ/υδατ	μέγιστος αριθμός δευτ. υδατ/καταβ	μέγιστος αριθμός επιγ. διαδ/καταβ	αριθμός κόμβου (έξοδος)
1	20	237	59	14	3	29	15
2	44	485	117	21	4	32	19
3	91	3237	378	38	3	215	102

ο μέγιστος αριθμός διαδρομών επίγειας ροής που καταλήγουν σε ένα καταβαθμό είναι 29. Η «έξοδος» της λεκάνης απορροής που προκύπτει από το μοντέλο DELTA_NET (Σχ. 4.6), αντιστοιχεί στο σημείο (κόμβο) που έχει τον αριθμό 15 και βρίσκεται σε συμφωνία με την θέση που βρίσκεται ο μετρητικός σταθμός, ο οποίος και θεωρείται ως η πραγματική «έξοδος».

Στο Σχήμα 4.7 φαίνονται μαζί και τα δύο υδρογραφικά δίκτυα (πραγματικό και προσομοίωση με το DELTA/HYDRO), τα οποία βρίσκονται σε σχετικά καλή συμφωνία.



Σχήμα 4.7. Σύγκριση του προσομοιωμένου (μαύρο) και του πραγματικού (γκρι) δικτύου απορροής με τριγωνοποίηση «χαμηλής» ανάλυσης

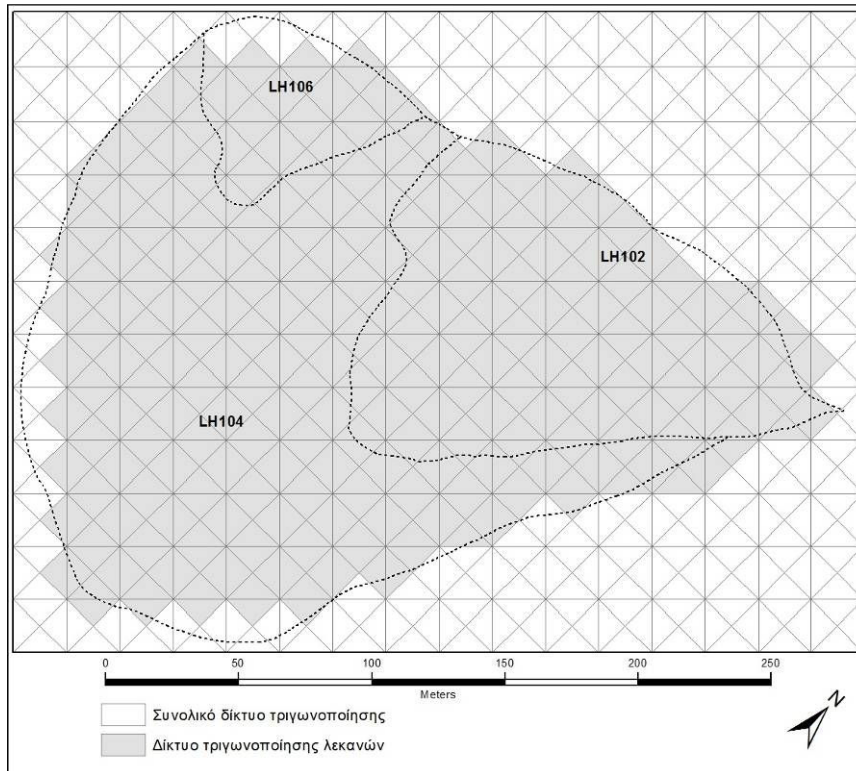
4.4.3 Προσομοίωση 2 («μέση» ανάλυση)

Με τη χρήση του μοντέλου DELTA_GAIA, το ορθογώνιο παραλληλόγραμμο ΑΒΓΔ (Σχ. 4.4) χωρίστηκε αρχικά σε 8x6 ορθογώνιες κυψελίδες («μέση» ανάλυση) με τα χαρακτηριστικά που δίνονται στον Πίνακα 4.6. Όπως φαίνεται και στην περίπτωση αυτή, οι κυψελίδες δεν είναι ισομεγέθεις, αφού ο χωρισμός του ορθογώνιου παραλληλόγραμμου ΑΒΓΔ έγινε ώστε να προσεγγισθεί με το βέλτιστο τρόπο η πραγματική λεκάνη απορροής και το υδρογραφικό της δίκτυο.

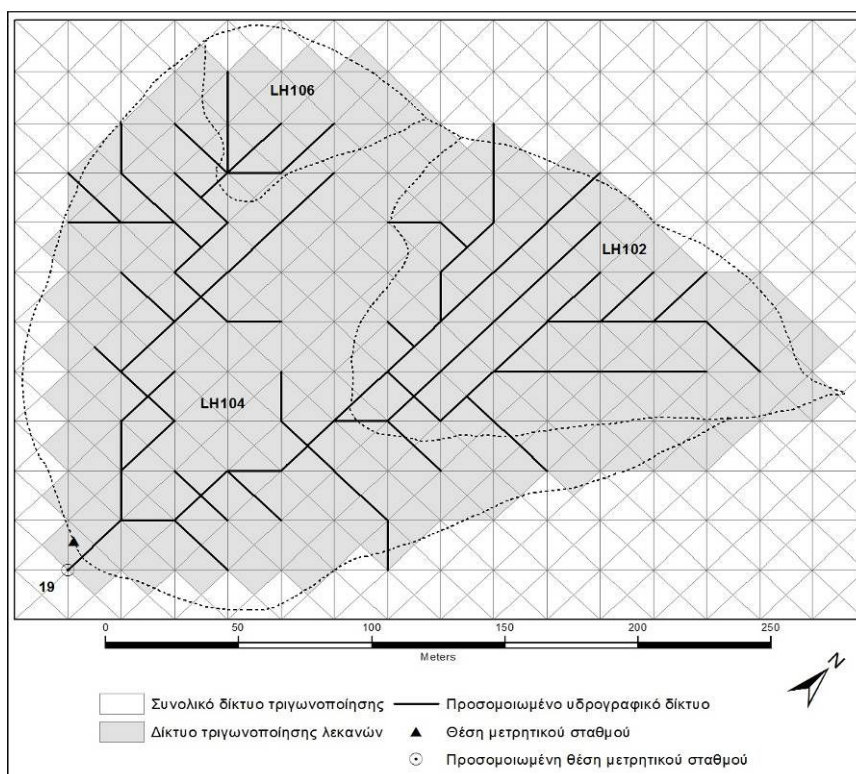
Στη συνέχεια γίνεται αυτόματα ισομερής διαχωρισμός κάθε κυψελίδας, ορίζονται οι διαγώνιοι και δημιουργούνται 413 σημεία (κόμβοι), σχηματίζοντας με τη σειρά τους 768 τρίγωνα (Σχ. 4.8). Από τα τρίγωνα αυτά, τα 437 (γκρι σκίαση) οριοθετούν τις λεκάνες Lucky Hills και είναι αυτά που λαμβάνονται υπόψη από το μοντέλο DELTA/HYDRO κατά την υδρολογική μελέτη τους.

Στη συνέχεια με τη χρήση του μοντέλου DELTA_CAR, αποτυπώνονται οι διαδρομές επιφανειακής ροής που αποτελούνται από 485 διαφορετικές «διαδρομές» επίγειας ροής οι οποίες καταλήγουν σε 117 καταβαθμούς (Σχ. 4.9). Η μέγιστη κλίση μιας μονάδας επιφανειακής ροής είναι 21.79% και ενός καταβαθμού 20.20%. Στη συνέχεια το μοντέλο DELTA_NET, καθορίζει το υδρογραφικό δίκτυο σχηματοποιώντας 44 υδατορεύματα, το «πρωτεύον» και 43 «δευτερεύοντα». Όπως έχει αναφερθεί, το «πρωτεύον» υδατόρευμα παίρνει πάντα τον αριθμό 1 και η επεξεργασία του θα γίνει στο τέλος (44^ο), ώστε να ληφθούν υπόψη τόσο η εισροή από όλα «δευτερεύοντα» υδατορεύματα όσο και τα υδάτινα φορτία από όλες τις διαδρομές επιφανειακής ροής οι οποίες είτε μέσω των καταβαθμών του είτε απευθείας καταλήγουν σ' αυτόν. Τα «δευτερεύοντα» υδατορεύματα παίρνουν τους αριθμούς 2 μέχρι 44.

Στον Πίνακα 4.7 δίνονται επιπλέον χαρακτηριστικά του υδρογραφικού δικτύου της προσομοίωσης 2. Όπως φαίνεται, ο μέγιστος αριθμός καταβαθμών ανά υδατόρευμα είναι 21, ο μέγιστος αριθμός «δευτερευόντων» υδατορευμάτων ανά καταβαθμό είναι 4 ενώ ο μέγιστος αριθμός διαδρομών επίγειας ροής που καταλήγουν σε ένα καταβαθμό είναι 32. Η «έξοδος» της λεκάνης απορροής που προκύπτει από το μοντέλο DELTA_NET (Σχ. 4.9) αντιστοιχεί στο σημείο (κόμβο) που έχει τον αριθμό 19 και βρίσκεται σε συμφωνία με την θέση που βρίσκεται ο μετρητικός σταθμός, ο οποίος και θεωρείται ως η πραγματική «έξοδος».

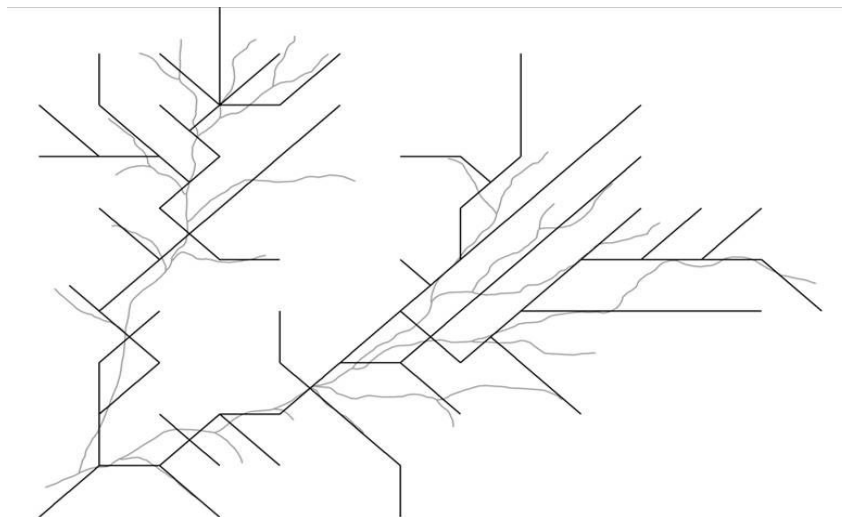


Σχήμα 4.8. Τριγωνοποίηση των λεκανών Lucky Hills με προσομοίωση «μέσης» ανάλυσης



Σχήμα 4.9. Προσομοιωμένο υδρογραφικό δίκτυο με τριγωνοποίηση «μέσης» ανάλυσης. Διακρίνονται η θέση του μετρητικού σταθμού και η προσομοίωσή της από τον κόμβο 19

Στο Σχ. 4.10 φαίνονται μαζί και τα δύο υδρογραφικά δίκτυα (πραγματικό και προσομοιωμένο με το DELTA/HYDRO), τα οποία βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία.

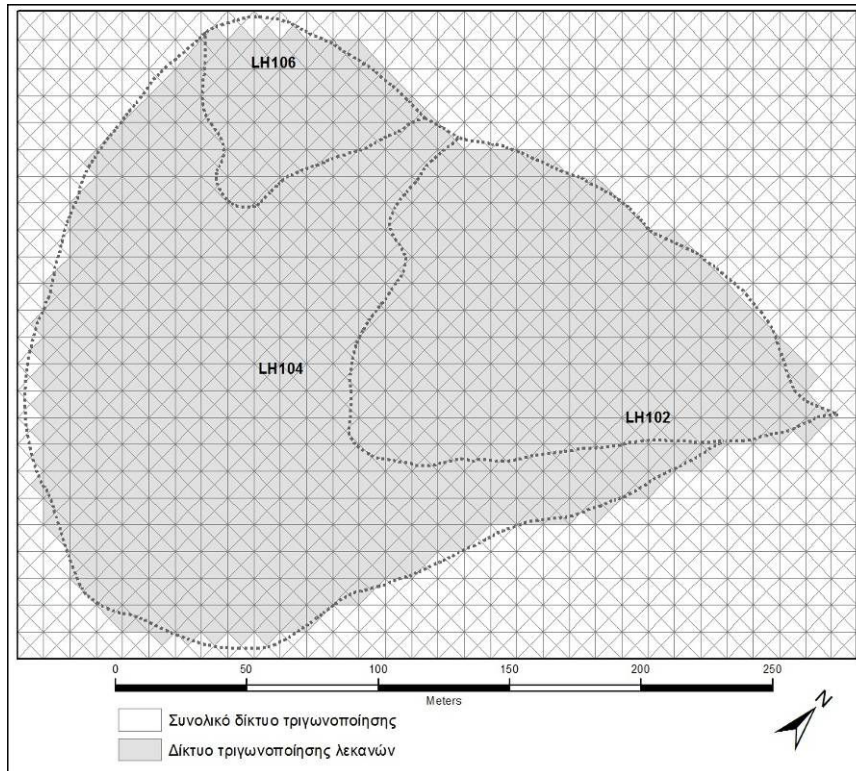


Σχήμα 4.10. Σύγκριση του προσομοιωμένου (μαύρο) και του πραγματικού (γκρι) δικτύου απορροής με τριγωνοποίηση «μέσης» ανάλυσης

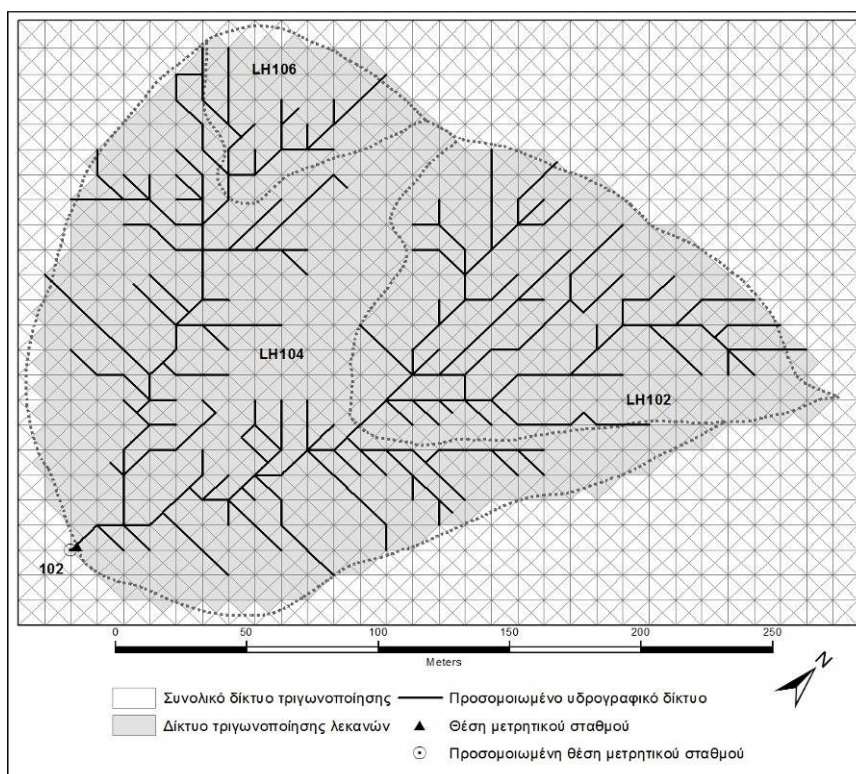
4.4.4 Προσομοίωση 3 («υψηλή» ανάλυση)

Με τη χρήση του μοντέλου DELTA_GAIA, το ορθογώνιο παραλληλόγραμμο ΑΒΓΔ (Σχ. 4.4) χωρίστηκε αρχικά σε 16x12 ορθογώνιες κυψελίδες («υψηλή» ανάλυση) με τα χαρακτηριστικά που δίνονται στον Πίνακα 4.6. Όπως φαίνεται και στην περίπτωση αυτή, οι κυψελίδες δεν είναι ισομεγέθεις, αφού ο χωρισμός του ορθογώνιου παραλληλόγραμμου ΑΒΓΔ έγινε ώστε να προσεγγισθεί με το βέλτιστο τρόπο η πραγματική λεκάνη απορροής και το υδρογραφικό της δίκτυο.

Στη συνέχεια γίνεται αυτόματα ισομερής διαχωρισμός κάθε κυψελίδας, ορίζονται οι διαγώνιοι και δημιουργούνται 1593 σημεία (κόμβοι), σχηματίζοντας με τη σειρά τους 3072 τρίγωνα (Σχ. 4.11). Από τα τρίγωνα αυτά, τα 1771 (γκρι σκίαση) οριοθετούν τις λεκάνες Lucky Hills και είναι αυτά που λαμβάνονται υπόψη από το μοντέλο DELTA/HYDRO κατά την υδρολογική μελέτη τους.



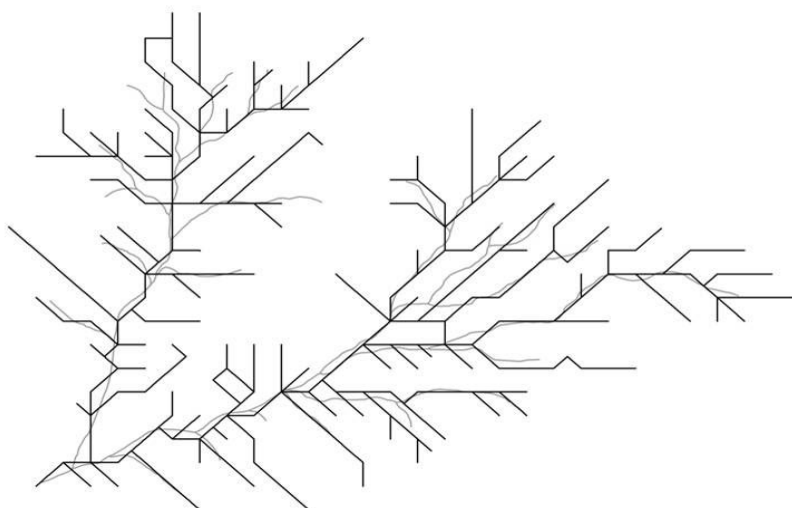
Σχήμα 4.11. Τριγωνοποίηση των λεκανών Lucky Hills με προσομοίωση «υψηλής» ανάλυσης



Σχήμα 4.12. Προσομοιωμένο υδρογραφικό δίκτυο με τριγωνοποίηση «υψηλής» ανάλυσης. Διακρίνονται η θέση του μετρητικού σταθμού και η προσομοίωσή της από τον κόμβο 102

Στη συνέχεια με τη χρήση του μοντέλου DELTA_CAR, αποτυπώνονται οι διαδρομές επιφανειακής ροής που αποτελούνται από 3237 διαφορετικές «διαδρομές» επίγειας ροής οι οποίες καταλήγουν σε 378 καταβαθμούς (Σχ.4.12). Η μέγιστη κλίση μιας μονάδας επιφανειακής ροής είναι 29.74% και ενός καταβαθμού 25.37%. Στη συνέχεια το μοντέλο DELTA_NET, καθορίζει το υδρογραφικό δίκτυο σχηματοποιώντας 91 υδατορεύματα, το «πρωτεύον» και 90 «δευτερεύοντα». Όπως έχει αναφερθεί, το πρωτεύον υδατόρευμα έχει τον αριθμό 1 και η επεξεργασία του θα γίνει στο τέλος (91^ο), ώστε να ληφθούν υπόψη τόσο η εισροή από όλα τα «δευτερεύοντα» όσο και τα υδάτινα φορτία από όλες τις διαδρομές επιφανειακής ροής οι οποίες είτε μέσω των καταβαθμών του είτε απευθείας καταλήγουν σ' αυτόν. Τα «δευτερεύοντα» υδατορεύματα παίρνουν τους αριθμούς 2 μέχρι 91.

Στον Πίνακα 4.7 δίνονται επιπλέον χαρακτηριστικά του υδρογραφικού δικτύου της προσομοίωσης 3. Όπως φαίνεται, ο μέγιστος αριθμός καταβαθμών ανά υδατόρευμα είναι 38, ο μέγιστος αριθμός δευτερευόντων υδατορευμάτων ανά καταβαθμό είναι 3 ενώ ο μέγιστος αριθμός διαδρομών επίγειας ροής που καταλήγουν σε ένα καταβαθμό είναι 215. Η «έξοδος» της λεκάνης απορροής (Σχ. 4.12) που προκύπτει από το μοντέλο DELTA_NET αντιστοιχεί στο σημείο (κόμβο) που έχει τον αριθμό 102 και βρίσκεται σε συμφωνία με την θέση που βρίσκεται ο μετρητικός σταθμός, ο οποίος και θεωρείται ως η πραγματική «έξοδος».



Σχήμα 4.13. Σύγκριση του προσομοιωμένου (μαύρο) και του πραγματικού (γκρι) δικτύου απορροής με τριγωνοποίηση «υψηλής» ανάλυσης

Στο Σχ. 4.13 φαίνονται μαζί και τα δύο υδρογραφικά δίκτυα (πραγματικό και προσομοιωμένο DELTA/HYDRO), τα οποία φαινομενικά βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία.

4.4.5 Συμπεράσματα

Αρχικά εξετάζοντας τις τρεις αναλύσεις που παρουσιάζονται στα Σχήματα 4.5, 4.8 και 4.11, είναι φανερό ότι τα τρίγωνα που συνεισφέρουν σύμφωνα με το μοντέλο DELTA/HYDRO στην απορροή της λεκάνης βρίσκονται μέσα στα πραγματικά όριά της. Εξαιρέση αποτελεί περιορισμένος αριθμός τριγώνων, που αν και συνεισφέρουν στην απορροή βρίσκονται μερικώς ή εντελώς εκτός των ορίων αυτής, εικόνα που αποδίδεται στο γεγονός ότι η θέση των ορίων της λεκάνης εμπεριέχει ένα βαθμό αβεβαιότητας, προερχόμενη από την ψηφιοποίηση ενός χάρτη. Επιπλέον, εμφανίζεται ένας μικρός αριθμός τριγώνων που βρίσκεται μέσα στα όρια της λεκάνης απορροής αλλά πολύ κοντά στα όρια του ορθογώνιου παραλληλόγραμμου ΑΒΓΔ και σύμφωνα με το μοντέλο DELTA_GAIA, δεν συμμετέχει στην απορροή λόγω λανθασμένου προσανατολισμού/κλίσης. Η ύπαρξη τέτοιων τριγώνων αποδίδεται επίσης εν μέρει στη θέση των ορίων της λεκάνης αλλά επιπλέον και στην έλλειψη υψομετρικών γραμμών στον πραγματικό χάρτη της περιοχής ώστε μετά την ψηφιοποίηση να γίνεται ακριβής προσδιορισμός των υψομέτρων των γειτονικών κορυφών των τριγώνων. Κατά συνέπεια, η χρήση τους στην διαδικασία γραμμικής παρεμβολής, εισάγει ένα επιπλέον βαθμό αβεβαιότητας. Τέλος πρέπει να σημειωθεί ότι εκ κατασκευής, το μοντέλο DELTA_GAIA δεν τροποποιεί τα τρίγωνα που βρίσκονται στο όριο της λεκάνης μεταβάλλοντας το μέγεθός τους, ώστε αυτό να προσομοιωθεί με τον βέλτιστο τρόπο, δηλ. η πλευρά ενός τριγώνου να προσεγγίσει κατά το δυνατόν την καμπύλη/περίμετρο του ορίου, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται τρίγωνα ταυτόχρονα μέσα και έξω από αυτό. Ο αριθμός αυτών των τριγώνων διαφέρει, όπως φαίνεται στην καθεμία από τις παραπάνω αναλύσεις, είναι σε όλες περιορισμένος ενώ όσο μεγαλώνει η ανάλυση, η επιφάνεια που αυτά καταλαμβάνουν φθίνει ενώ ταυτόχρονα η προσέγγιση του ορίου της λεκάνης βελτιώνεται. Τέλος η ύπαρξη ενός μικρού αριθμού «κλειστών» διαδρομών νερού που εμφανίζεται και στις τρεις προσομοιώσεις αποδίδεται στην παρουσία τοπικών υψομετρικών ελαχίστων, γύρω από τα οποία είναι δυνατό να ξεκινήσει η ροή

προς διαφορετικές κατευθύνσεις και έχει εμφανιστεί και στην χρήση άλλων σχετικών αλγορίθμων (Gandoy-Bernasconi and Palacios-Velez, 1990).

Στη συνέχεια, εξετάζοντας αναλυτικά τα αποτελέσματα της κάθε προσομοίωσης με την μελέτη και των υδρογραφικών δικτύων, φαίνεται ότι η 2^η προσομοίωση («μέσης» ανάλυσης), δίνει ένα υδρογραφικό δίκτυο που προσεγγίζει σε πολύ καλό βαθμό το πραγματικό, αποτυπώνοντας εξαιρετικά την δενδρική δομή του, με μικρές αποκλίσεις-μετατοπίσεις, προσομοιάζοντας ταυτόχρονα πολύ ικανοποιητικά τα μικρότερα υδατορεύματα (Σχ. 4.10). Αντίθετα, οι άλλες δύο προσομοιώσεις, η 1^η («χαμηλής» ανάλυσης) και η 3^η («υψηλής» ανάλυσης) δίνουν μια πολύ προσεγγιστική περιγραφή του υδρογραφικού δικτύου. Η 1^η προσομοίωση (Σχ. 4.7), αν και διατηρεί την γενικότερη δενδρική μορφή του πραγματικού υδρογραφικού δικτύου εμφανίζει σημαντικές μετατοπίσεις ενώ αποτυγχάνει να προσομοιώσει τα μικρότερα υδατορεύματα, λόγω του μεγάλου μεγέθους των αρχικών κυψελίδων. Η 3^η προσομοίωση (Σχ. 4.13), δημιουργεί ένα πολύ αναλυτικό υδρογραφικό δίκτυο, προσομοιώνει τα μικρότερα υδατορεύματα λόγω του μικρού μεγέθους των αρχικών κυψελίδων, ταυτόχρονα όμως παρουσιάζει μεγάλο αριθμό υδατορευμάτων και επιπλέον καταβαθμούς τα οποία στην πραγματικότητα δεν υπάρχουν.

Όπως έγινε φανερό από την ανάλυση που προηγήθηκε, η 2^η προσομοίωση έδωσε αποτελέσματα που προσεγγίζουν κατά τον βέλτιστο τρόπο το πραγματικό τοπογραφικό και υδρογραφικό δίκτυο της λεκάνης απορροής δείχνοντας ότι η επιλογή μιας προσομοίωσης «μέσης» ανάλυσης είναι η καταλληλότερη και είναι αυτή που χρησιμοποιείται στη συνέχεια κατά την εφαρμογή του υδρολογικού μοντέλου στις λεκάνες απορροής Lucky Hills.

4.5 Βαθμονόμηση

4.5.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Η βαθμονόμηση ενός κατανεμημένου υδρολογικού μοντέλου είναι πολύ σημαντική αφού πρακτικά πρόκειται για τη συστηματική διαδικασία προσαρμογής των τιμών των παραμέτρων, ώστε το μοντέλο να προσεγγίσει με τον βέλτιστο τρόπο το πραγματικό επεισόδιο για την προκαθορισμένη χρονική περίοδο. Μετά από κάθε

προσαρμογή μιας παραμέτρου, γίνεται σύγκριση των αποτελεσμάτων ώστε να φανεί αν υπάρχει βελτίωση ή όχι.

Όπως έχει αναφερθεί, η βαθμονόμηση γίνεται για όλα τα επιλεγμένα επεισόδια μαζί, συγκρίνοντας για την λεκάνη LH104 τα προσομοιωμένα και τα πραγματικά υδρογραφήματα, εξετάζοντας για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά,

- (α) το σχήμα του υδρογραφήματος
- (β) τον συνολικό όγκο απορροής στην έξοδο της λεκάνης
- (γ) τον μέγιστο ρυθμό απορροής και
- (δ) τον χρόνο επίτευξης του μεγίστου ρυθμού ροής

Οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται για την βαθμονόμηση του μοντέλου επιλέχθηκαν μεταξύ αυτών που έχουν προσδιοριστεί πειραματικά στις λεκάνες Lucky Hills και η τιμή τους έχει σχετικά μεγάλο βαθμό αβεβαιότητας και περιορισμένη χωρική και χρονική μεταβλητότητα. Μετά από την διαδικασία βαθμονόμησης, οι τιμές των παραμέτρων που προκύπτουν πρέπει να είναι ρεαλιστικές γιατί είναι δυνατόν να επιτευχθούν εξαιρετικά υδρογραφήματα αλλά με τιμές παραμέτρων οι οποίες δεν είναι αντιπροσωπευτικές των φυσικών χαρακτηριστικών της εξεταζόμενης λεκάνης (Grayson et al., 1992). Η επαναλαμβανόμενη διαδικασία βαθμονόμησης δοκιμής-σφάλματος (trial-and-error) που χρησιμοποιήθηκε, βασίστηκε στην χρήση διαφορετικών συνδυασμών παραμέτρων, οι αρχικές τιμές των οποίων είχαν δοθεί από τους διαχειριστές των λεκανών Lucky Hills (Goodrich, προσωπική επικοινωνία) και η διακύμανσή τους έγινε μέσα στα όρια που έχουν τεθεί στη βιβλιογραφία για λεκάνες με παρόμοια χαρακτηριστικά.

Η τελική επιλογή έγινε μετά από οπτικό έλεγχο μεταξύ του μετρημένου υδρογραφήματος και αυτού που προκύπτει από την προσομοίωση, ώστε το προσομοιωμένο υδρογράφημα για την προκαθορισμένη χρονική περίοδο, να προσομοιάζει με τον βέλτιστο τρόπο το μετρούμενο. Πρόκειται για μια εμπειρική, σχετικά «επίπονη» διαδικασία, η οποία όμως διασφαλίζει τη διατήρηση της συνέπειας με τον εννοιολογικό ορισμό των εξεταζόμενων παραμέτρων και γι' αυτό εξακολουθεί να χρησιμοποιείται ευρέως (μεταξύ άλλων Panday and Huyakorn, 2004; Moriasi et al., 2007; Pandey et al., 2008; Bahat et al., 2009; Zeweldi et al., 2011; Kim et al., 2012).

4.5.2 Εφαρμογή

Η βαθμονόμηση του κατανεμημένου υδρολογικού μοντέλου έγινε με την χρήση ενός ανεξάρτητου σετ τεσσάρων επεισοδίων διαφορετικού μεγέθους και αρχικών συνθηκών. Συγκεκριμένα (Πίνακας 4.1), χρησιμοποιήθηκαν τα επεισόδια της 14^{ης} Ιουλίου 1973 (κατηγορία «μικρό»), της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 και της 19^{ης} Ιουλίου 1974 (κατηγορία «μεσαίο») και 27^{ης} Ιουλίου 1973 (κατηγορία «μεγάλο»).

Με τη χρήση της διαδικασίας δοκιμής-σφάλματος έγινε βαθμονόμηση για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά, ξεκινώντας από τις αρχικές τιμές των παραμέτρων (§ 4.3.1). Συγκεκριμένα, η βαθμονόμηση για το κάθε επεισόδιο ξεχωριστά έγινε με τον ακόλουθο τρόπο: Αρχικά, έγιναν ρυθμίσεις μόνο για τις παραμέτρους της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας K_s και της αρχικής εδαφικής υγρασίας θ_{ini} ενώ και οι δύο συντελεστές τραχύτητας (n_{ch} και n_{ov}) παρέμειναν σταθεροί. Μετά από κάθε ρύθμιση, το υδρογράφημα που προέκυπτε κάθε φορά από την προσομοίωση συγκρινόταν με το μετρημένο, ώστε να εξεταστεί αν υπήρξε βελτίωση ή όχι. Το σετ των δύο παραμέτρων που έδωσε το βέλτιστο αποτέλεσμα, χρησιμοποιήθηκε στη συνέχεια κατά την διαδικασία ρύθμισης των δύο συντελεστών τραχύτητας και παρέμεινε σταθερό σε όλη τη διαδικασία. Στο τέλος, έγινε μια επιπλέον ρύθμιση της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας K_s και της αρχικής εδαφικής υγρασίας θ_{ini} , σε όποιο επεισόδιο κρίθηκε αναγκαίο, με σκοπό την περαιτέρω βελτίωση των αποτελεσμάτων.

Η κορεσμένη εδαφική αγωγιμότητα K_s , βαθμονομήθηκε για την λεκάνη LH104 και για κάθε μία από τις υπολεκάνες της (LH102 και LH106) μαζί, χρησιμοποιώντας κοινό συντελεστή στις προτεινόμενες διαφορετικές αρχικές τιμές από τους διαχειριστές των λεκανών. Όπως φαίνεται (Πίνακας 4.4), η αρχική τιμή για την υπολεκάνη LH106 ήταν σημαντικά μεγαλύτερη από τις αντίστοιχες τιμές των δύο άλλων, υποδηλώνοντας ότι αναλογικά για την συγκεκριμένη λεκάνη, το ποσοστό του συνολικού νερού που διατίθεται για διήθηση είναι αρκετά μεγαλύτερο από αυτό για απορροή, σε σύγκριση με τα αντίστοιχα ποσοστά των δύο άλλων λεκανών.

Τα 4 σετ των παραμέτρων (ένα για κάθε επεισόδιο) που προέκυψαν έδωσαν μια εικόνα για τα όρια μέσα στα οποία πρέπει να κινηθούν οι παράμετροι αυτές κατά την διαδικασία της ταυτόχρονης βαθμονόμησης των επεισοδίων και οι τιμές τους δίνονται στον Πίνακα 4.8. Συγκεκριμένα, στον Πίνακα αυτό δίνονται οι συντελεστές

με τους οποίους πολλαπλασιάζονται οι αρχικές τιμές των παραμέτρων της εδαφικής υγρασίας θ_{ini} και της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας K_s ενώ για τους συντελεστές τραχύτητας για τη επίγεια ροή n_{ov} και την ροή σε υδατόρευμα n_{ch} , δίνονται οι προτεινόμενες τελικές τιμές.

Πίνακας 4.8. Σειτ παραμέτρων βαθμονόμησης για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά

Ημερ/νία επεισοδίου	Εδαφική υγρασία (συντελεστής)	Συντελεστής τραχύτητας Manning επίγεια n_{ov}	Συντελεστής τραχύτητας Manning υδατόρευμα n_{ch}	Κορεσμένη εδαφική αγωγιμότητα (συντελεστής)
14 Ιουλίου 1973	1.19	0.028	0.021	1.05
06 Σεπτεμβρίου 1976	1	0.030	0.022	1.05
19 Ιουλίου 1974	1	0.033	0.023	1
27 Ιουλίου 1973	1	0.035	0.026	0.85

Στην συνέχεια, έγιναν δοκιμές με διάφορους συνδυασμούς των τιμών των παραμέτρων στα όρια που καθορίστηκαν νωρίτερα, για όλα τα επεισόδια ταυτόχρονα και ο συνδυασμός που έδωσε τα βέλτιστα αποτελέσματα απετέλεσε το τελικό σετ τιμών, το οποίο και χρησιμοποιείται στη συνέχεια κατά την διαδικασία της επαλήθευσης (Πίνακας 4.9).

Πίνακας 4.9. Τελικό σετ παραμέτρων βαθμονόμησης

Εδαφική υγρασία (συντελεστής)	Συντελεστής τραχύτητας Manning επίγεια n_{ov}	Συντελεστής τραχύτητας Manning υδατόρευμα n_{ch}	Κορεσμένη εδαφική αγωγιμότητα K_s (συντελεστής)
1.0	0.032	0.024	0.95

Στη συνέχεια (§4.7.3) θα γίνει έλεγχος της ευαισθησίας των παραμέτρων αυτών, ώστε να διερευνηθεί σε ποιο βαθμό η διακύμανσή τους επηρεάζει τα αποτελέσματα του μοντέλου DELTA/HYDRO.

4.5.3 Στατιστική εκτίμηση απόδοσης του μοντέλου

Όπως αναφέρθηκε, κατά την διάρκεια της βαθμονόμησης η απόδοση του μοντέλου εκτιμήθηκε αρχικά με οπτικό έλεγχο μεταξύ του μετρημένου και του προσομοιωμένου υδρογραφήματος. Η ποσοτική εκτίμηση της απόδοσής του, δηλ. της

ικανότητάς του να αναπαράγει το παρατηρούμενο υδρογράφημα με αποδεκτή ακρίβεια, έγινε χρησιμοποιώντας στατιστικά κριτήρια που έχει προτείνει η ASCE Task Committee (1993) και συγκεκριμένα με την χρήση μιας αντικειμενικής συνάρτησης, του δείκτη Nash-Sutcliffe E, του ποσοστού μεροληψίας PBIAS, του ποσοστού σφάλματος και του δείκτη RSR. Επιπλέον κατασκευάζονται τα σχετικά διαγράμματα διασποράς και υπολογίζεται κάθε φορά ο αντίστοιχος συντελεστής συσχέτισης R^2 . Το κάθε στατιστικό κριτήριο περιγράφεται αναλυτικά στη συνέχεια.

(α) Ο δείκτης E έχει χρησιμοποιηθεί ευρύτατα σε προβλήματα βαθμονόμησης υδρολογικών μοντέλων και δίνεται από την σχέση (Nash and Sutcliffe, 1970),

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (y_t^m - y_t^p)^2}{\sum_{t=1}^n (y_t^m - \bar{y})^2} \quad (4.3)$$

όπου y_t^m και y_t^p η μετρημένη και η προσομοιωμένη τιμή αντίστοιχα μιας παραμέτρου την χρονική στιγμή t και \bar{y} η μέση τιμή της χρονοσειράς της μετρημένης παραμέτρου και nt ο αριθμός των χρονικών βημάτων.

Όπως προκύπτει από την εξίσωση (4.3), ο αδιάστατος δείκτης Nash-Sutcliffe E, ελέγχει κατά πόσο η χρονοσειρά που προκύπτει από την προσομοίωση εκτιμά καλύτερα από την μέση τιμή των μετρήσεων και κυμαίνεται θεωρητικά μεταξύ 1 και $-\infty$. Τιμές του δείκτη κοντά στη μονάδα υποδηλώνουν την ακρίβεια του μοντέλου, όταν $E = 1$, το μοντέλο προσομοιώνει τέλεια τα μετρημένα δεδομένα ενώ αντίθετα όταν $E < 0$, η μέση τιμή των μετρημένων δεδομένων αποτελεί καλύτερο προγνωστικό στοιχείο από το μοντέλο, το οποίο και θεωρείται εντελώς αναξιόπιστο. Για $E = 0$, η προσομοίωση του μοντέλου είναι το ίδιο ακριβής με την μέση τιμή των μετρημένων δεδομένων και κατά συνέπεια η αβεβαιότητα του μοντέλου ταυτίζεται με την αβεβαιότητα των υδρολογικών μετρήσεων.

(β) Το ποσοστό μεροληψίας (PBIAS) μετρά ουσιαστικά την μέση τάση των προσομοιωμένων παραμέτρων να είναι μικρότερες ή μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες μετρημένες, και δίνεται από τη σχέση,

$$PBIAS = \frac{\sum_{t=1}^{nt} (y_t^\pi - y_t^\mu)}{\sum_{t=1}^{nt} (y_t^\mu)} * 100\% \quad (4.4)$$

Τιμές του δείκτη κοντά στο μηδέν (θετικές ή αρνητικές), δείχνουν καλή απόδοση του μοντέλου. Οι θετικές τιμές του δείκτη δηλώνουν υπερεκτίμηση του μοντέλου ενώ αρνητικές, υποεκτίμηση (Moriasi et al., 2007).

(γ) Το ποσοστό σφάλματος (π.χ. όγκου VE, μεγίστου απορροής PE ή χρόνου μεγίστου απορροής TPE) μετρά την ικανότητα του μοντέλου να διατηρεί το υδατικό ισοζύγιο με έμφαση στο συνολικό όγκο απορροής (στο μέγιστο απορροής ή στο χρόνο μεγίστου απορροής αντίστοιχα) και δίνεται από τη σχέση,

$$YE = \frac{Y^\pi - Y^\mu}{Y^\mu} * 100\% \quad (4.5)$$

όπου Y^π , Y^μ η προσομοιωμένη και η μετρημένη τιμή αντίστοιχα για κάποιο από τα παραπάνω χαρακτηριστικά ροής. Τιμές του δείκτη κοντά στο μηδέν (θετικές ή αρνητικές), δείχνουν καλή απόδοση του μοντέλου. Οι θετικές τιμές του δείκτη δηλώνουν υπερεκτίμηση ενώ αρνητικές, υποεκτίμηση (Moriasi et al., 2007).

(δ) Ο δείκτης RSR είναι ο λόγος μέσου τετραγωνικού σφάλματος και της τυπικής απόκλισης παρατηρήσεων (RMSE-observations standard deviation ratio). Ο δείκτης αυτός αποτελεί «εξέλιξη» του δείκτη RMSE, ο οποίος ως γνωστόν χρησιμοποιείται πολύ συχνά ως στατιστικός δείκτης και οι χαμηλές τιμές του θεωρούνται γενικά ως ένδειξη καλής απόδοσης ενός μοντέλου το εύρος των οποίων σχετικά πρόσφατα, οι Singh et al (2004) προσπάθησαν να οριοθετήσουν, χρησιμοποιώντας και την τυπική απόκλιση των παρατηρήσεων. Έτσι οι Moriasi et al., (2007) λαμβάνοντας υπόψη την μελέτη των Singh et al (2004), πρότειναν τον δείκτη RSR που δίνεται από τη σχέση,

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV^\mu} = \left(\frac{\sum_{t=1}^{nt} (y_t^\mu - y_t^\pi)^2}{\sqrt{\sum_{t=1}^{nt} (y_t^\mu - \bar{y}^\mu)^2}} \right)^2 \quad (4.6)$$

Το πλεονέκτημα του δείκτη RSR είναι ότι με τη χρήση και της τυπικής απόκλισης των μετρούμενων τιμών κανονικοποιείται, επιτρέποντας την χρήση του ως στατιστικό μέτρο σε διαφορετικές παραμέτρους. Η τιμή του κυμαίνεται μεταξύ 0 (βέλτιστη τιμή) και μεγάλων θετικών τιμών, ενώ μικρότερες τιμές του δείκτη υποδηλώνουν μικρές τιμές του RMSE και συνεπώς καλή απόδοση του μοντέλου.

4.5.4 Ανάλυση βαθμονόμησης επεισοδίων

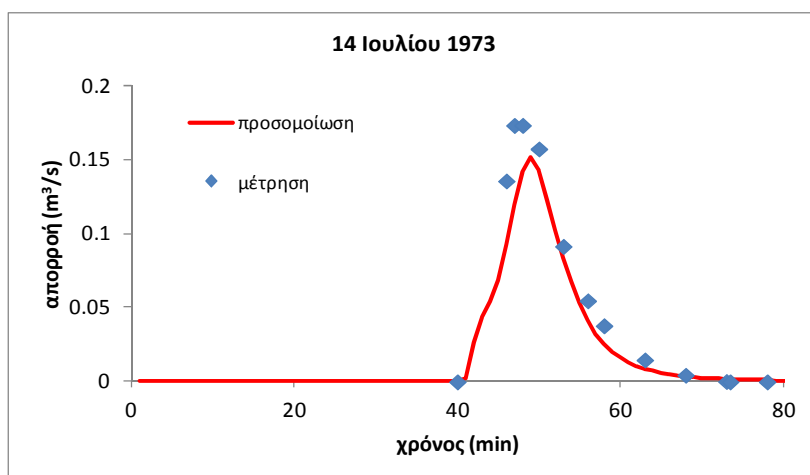
Τα αποτελέσματα με χρήση του κοινού σετ παραμέτρων για τα επιλεγμένα επεισόδια μετά την διαδικασία βαθμονόμησης, δίνονται στον Πίνακα 4.10 και τα σχετικά υδρογραφήματα μετά την προσομοίωση στα Σχήματα 4.14-4.17. Όπως φαίνεται, τα υδρογραφήματα μετά την προσομοίωση βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με τα μετρημένα σχετικά με τον όγκο απορροής, τον μέγιστο ρυθμό απορροής και τον χρόνο επίτευξής του, δείχνοντας ότι το μοντέλο μπορεί να προσομοιώσει με μεγάλη ακρίβεια επεισόδια διαφορετικού μεγέθους αποτυπώνοντας τις διακυμάνσεις της μετρημένης βροχόπτωσης στην προσομοιωμένη απορροή.

Πίνακας 4.10 Αποτελέσματα προσομοίωσης των επεισοδίων βαθμονόμησης

Ημερ/νία επεισοδίου	Μέγιστος ρυθμός απορροής (m ³ /s)		Όγκος απορροής (m ³)		Χρόνος μέγιστου ρυθμού απορροής (min)	
	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση
14 Ιουλίου 1973	0.17	0.15	116.4	88.8	48	49
06 Σεπτεμβρίου 1976	0.44	0.43	235.8	246.6	29	31
19 Ιουλίου 1974	0.39	0.40	288.0	272.4	30	29
27 Ιουλίου 1973	0.93	1.05	792.0	942.6	23	25

Συγκεκριμένα, όπως φαίνεται από τον Πίνακα 4.10, ο συνολικός όγκος απορροής κυμάνθηκε, για τα μετρημένα επεισόδια μεταξύ 116.4 και 792 m³ και για τα προσομοιωμένα μεταξύ 88.8 και 942.6 m³ ενώ το μέγιστο απορροής κυμάνθηκε για τα μετρημένα επεισόδια μεταξύ 0.17 και 0.93 m³/s και για τα προσομοιωμένα μεταξύ 0.15 και 1.05 m³/s. Τέλος, το εύρος τιμών του χρόνου επίτευξής του μεγίστου απορροής ήταν για τα μετρημένα και προσομοιωμένα επεισόδια 23 με 48 λεπτά και 25 με 49 λεπτά αντίστοιχα. Στη συνέχεια ακολουθεί αναλυτική περιγραφή για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.14, στο μικρότερο επεισόδιο (14 Ιουλίου 1973) εμφανίζεται μια μικρή καθυστέρηση στον κλάδο ανόδου του υδρογραφήματος με ταυτόχρονη υποεκτίμηση του μέγιστου ρυθμού απορροής (περίπου 11.8%), ενώ ο κλάδος καθόδου προηγείται ελαφρά του πραγματικού.

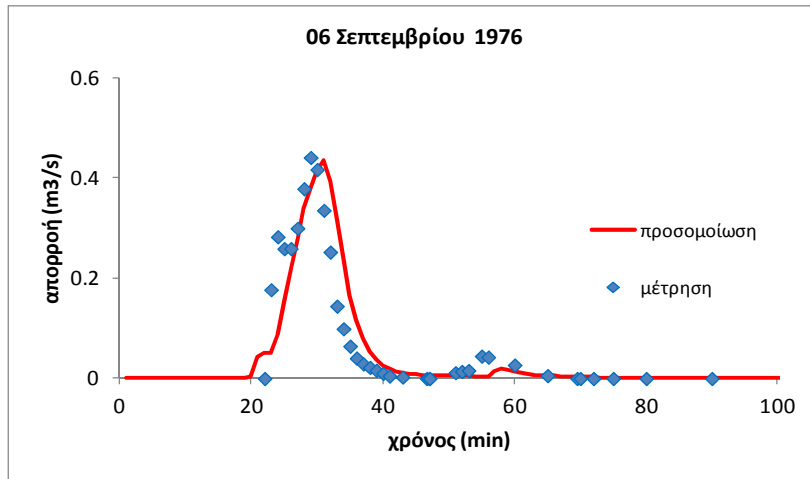


Σχήμα 4.14. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 14^{ης} Ιουλίου 1973

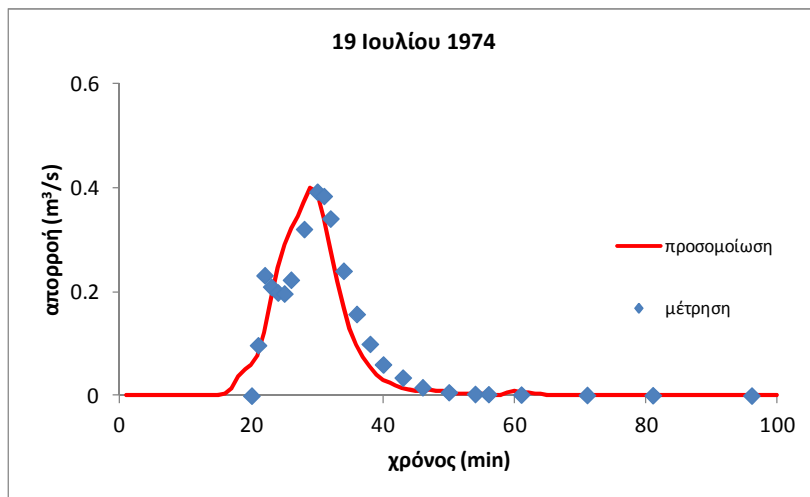
Εξετάζοντας το σχετικό νετόγραμμα (Σχ. 4.2β), φαίνεται ότι υπήρξε αρχικά μια μικρής έντασης βροχόπτωση που κράτησε αρκετό διάστημα (36 λεπτά περίπου), ενώ στη συνέχεια η ολιγόλεπτη αυξημένη βροχόπτωση, δεν ήταν αρκετή ώστε το μοντέλο να μπορέσει να προσομοιώσει το μέγιστο της απορροής έστω και καθυστερημένα, αφού την αμέσως επόμενη χρονική περίοδο, η βροχόπτωση έχει πολύ μικρή ένταση και συνεπώς η τροφοδοσία από την επίγεια ροή μειώνεται σημαντικά με αποτέλεσμα στη συνέχεια το μοντέλο πλέον να διodeύει απλά το νερό μέσω των υδατορευμάτων προς την έξοδο.

Έτσι στη συνέχεια διερευνήθηκε, αν είναι πιθανό να υπάρχει κάποιος ιδιαίτερος λόγος που να δικαιολογεί την συμπεριφορά του μοντέλου για το συγκεκριμένο επεισόδιο. Για το σκοπό αυτό εξετάστηκαν οι παράμετροι εισόδου που διαφοροποιούνται ανάλογα με το κάθε επεισόδιο και συγκεκριμένα, η αρχική εδαφική υγρασία θ_{mi} και η βροχόπτωση.

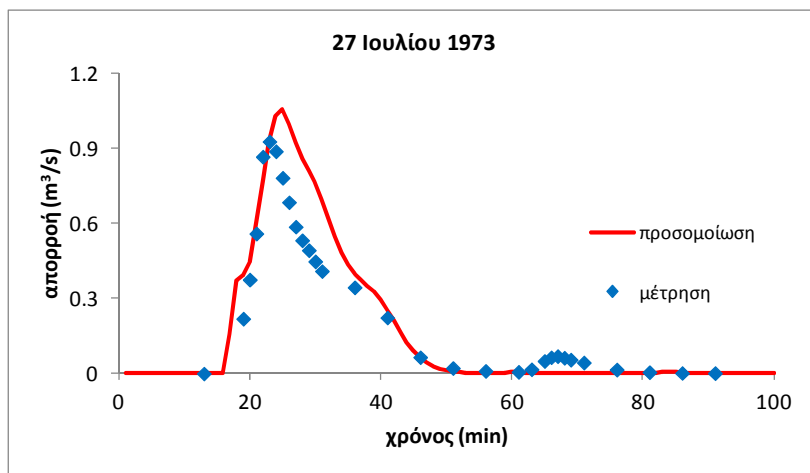
Μελετώντας τον Πίνακα 4.5 (§4.3.1), όπου παρουσιάστηκαν οι αρχικές εδαφικές υγρασίες, φαίνεται ότι όλα τα επεισόδια βαθμονόμησης εμφανίζουν σχετικά



Σχήμα 4.15. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976

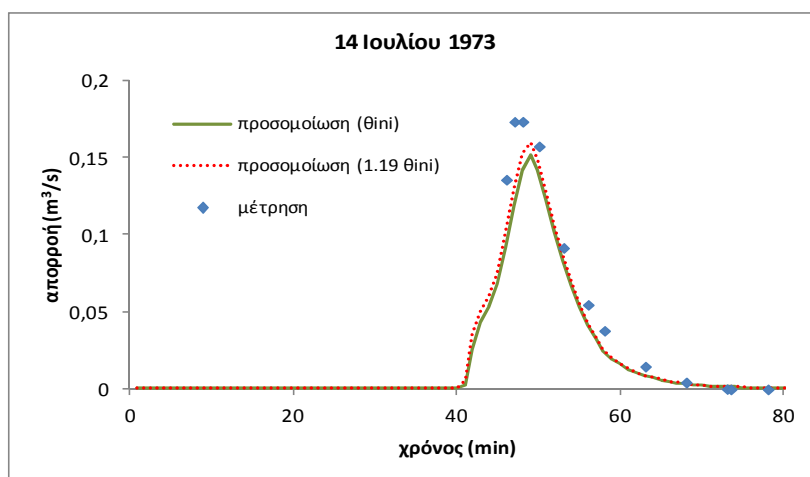


Σχήμα 4.16. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 19^{ης} Ιουλίου 1974



Σχήμα 4.17. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 27^{ης} Ιουλίου 1973

παρόμοιες αρχικές τιμές δείχνοντας ότι αρχικά το έδαφος είναι ξηρό ($0.064 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ μέχρι $0.100 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$). Διερευνήθηκε λοιπόν στη συνέχεια, κατά πόσο μια εσφαλμένη τιμή της αρχικής υγρασίας θ_{ini} για το συγκεκριμένο επεισόδιο, θα μπορούσε να προκαλέσει, σε συνδυασμό με το συγκεκριμένο νετόγραμμα, υποεκτίμηση του μεγίστου απορροής από το μοντέλο. Για το λόγο αυτό έγιναν δοκιμές, με αύξηση της αρχικής υγρασίας κατά 1% κάθε φορά, ξεκινώντας από την αρχική τιμή του Πίνακα 4.5, $\theta_{ini} = 0.100 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η αύξηση της τιμής της κατά 19% περίπου, βελτιώνει λίγο την προσομοίωση δίνοντας το υδρογράφημα του Σχήματος 4.18 ενώ περαιτέρω αύξησή της δεν το διαφοροποιεί σημαντικά.



Σχήμα 4.18. Επεισόδιο της 14^{ης} Ιουλίου 1973: Μετρημένο υδρογράφημα και προσομοιωμένα με αρχική υγρασία θ_{ini} και 1.19 θ_{ini}

Θεωρώντας λοιπόν ότι είναι πιθανό ένα σφάλμα στην αρχική εκτίμηση της εδαφικής υγρασίας, εξετάστηκε στη συνέχεια και η παράμετρος της βροχόπτωσης, με τη μελέτη της βροχομετρικής συμπεριφοράς των υπόλοιπων επεισοδίων βαθμονόμησης σε σχέση με αυτή της 14^{ης} Ιουλίου 1973 και όπως φαίνεται, για τα άλλα τρία επεισόδια αυτή είναι διαφορετική (Σχ. 4.2ε, στ και η). Συγκεκριμένα, στα αρχικά στάδια των επεισοδίων αυτών εμφανίζονται αυξημένες εντάσεις βροχόπτωσης διάρκειας αρκετών λεπτών. Έτσι το μοντέλο, ανάλογα με το επεισόδιο, δημιούργησε υδρογραφήματα με μικρές χρονικές αποκλίσεις (λίγων λεπτών) στους κλάδους ανόδου/καθόδου. Συγκεκριμένα, το προσομοιωμένο υδρογράφημα καθυστερεί (Σχ. 4.15, 6 Σεπτεμβρίου 1976) ή προηγείται (Σχ. 4.16, 19 Ιουλίου 1974) του μετρημένου ενώ η εικόνα του είναι πιο σύνθετη στο επεισόδιο της 27^{ης} Ιουλίου 1973 (Σχ. 4.17).

Και στις τρεις όμως περιπτώσεις, το μοντέλο κατορθώνει να φτάσει ή και να ξεπεράσει το μέγιστο απορροής.

Αντίθετα, στο επεισόδιο της 14^{ης} Ιουλίου 1973 (Σχ. 4.2β), στο αρχικό στάδιο και για ένα μεγάλο διάστημα, από το 13^ο μέχρι το 36^ο λεπτό περίπου, η βροχόπτωση έχει πολύ μικρή ένταση και μάλιστα μικρότερη από την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα για οποιαδήποτε από τις τρεις λεκάνες απορροής. Η εικόνα λοιπόν που έχει το υδρογράφημά του, ίσως να αποτελεί ένδειξη ότι το μοντέλο κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας που χρησιμοποιείται από το μοντέλο DELTA/HYDRO σε συνδυασμό με το συγκεκριμένο υετόγραμμα, δεν ανακατανέμει με το βέλτιστο τρόπο την υγρασία του εδαφικού προφίλ, κατά την χρονική περίοδο που η ένταση της βροχόπτωσης είναι μικρότερη από την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα. Επιπλέον, λαμβάνοντας υπόψη τα σφάλματα που μπορεί να δημιουργήσει η μη γραμμικότητα διαδικασιών που σχετίζονται με τις πραγματικές διεργασίες στο έδαφος, ιδιαίτερα για επεισόδια τέτοιου μεγέθους, είναι πολύ πιθανή η υπερεκτίμηση της διήθησης από το μοντέλο για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα, με αποτέλεσμα την γρηγορότερη απομάκρυνση της υγρασίας από τα ανώτερα προς τα κατώτερα εδαφικά στρώματα.

Στη συνέχεια εξετάστηκαν τα μεσαίου μεγέθους επεισόδια της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 (Σχ. 4.15) και της 19^{ης} Ιουλίου 1974 (Σχ. 4.16). Όπως φαίνεται, εμφανίζουν εξαιρετική συμφωνία και στους δύο κλάδους των υδρογραφημάτων με χρονικές μετατοπίσεις μέχρι 3 min και για τα δύο επεισόδια, οι οποίες βρίσκονται μέσα στα αποδεκτά όρια και σχολιάζονται στη συνέχεια.

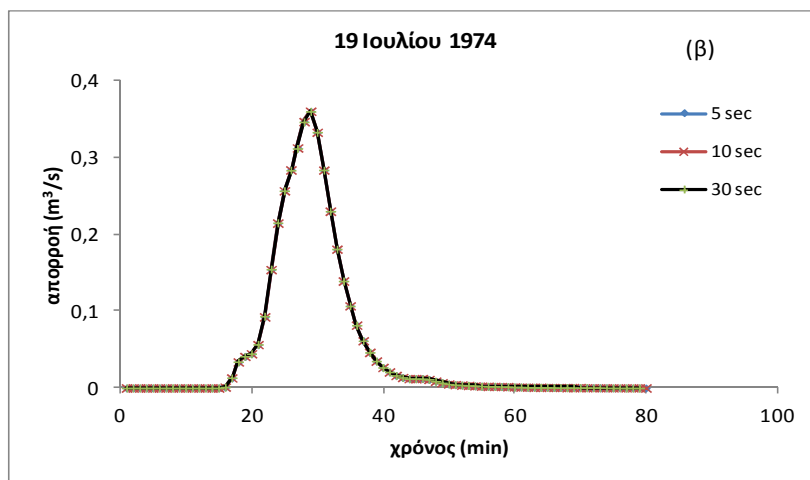
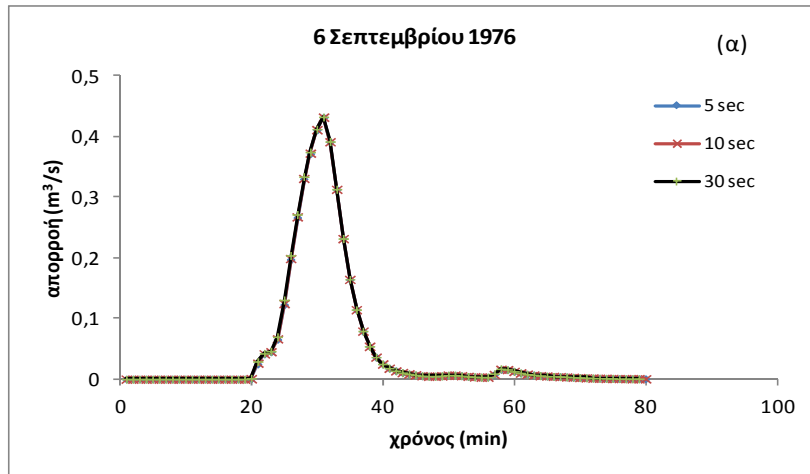
Συγκεκριμένα, στο επεισόδιο της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976, υπάρχει μια συνολική μετατόπιση του υδρογραφήματος προς τα δεξιά (2-3 λεπτά), όμως το σχήμα είναι σε εξαιρετική συμφωνία με αυτό του μετρημένου υδρογραφήματος ενώ το μοντέλο καταφέρνει να προσομοιώσει ικανοποιητικά το δευτερεύον, σημαντικά μικρότερο μέγιστο που βρίσκεται μεταξύ του 52^{ου} και 60^{ου} λεπτού (Σχ. 4.15), το οποίο οφείλεται σε επανατροφοδοσία της ροής από βροχή που καταγράφεται μόνο από το βροχόμετρο RG 83 (Σχ. 4.2ε). Η μικρή αυξομείωση που εμφανίζεται στην μετρημένη απορροή στον κλάδο ανόδου (μεταξύ 24-27 λεπτού), δεν προσομοιώνεται από το μοντέλο. Σημειώνεται ότι από την μελέτη των υετογραμμμάτων των δύο βροχομέτρων (Σχ. 4.2ε), φαίνεται ότι στα πρώτα 27 λεπτά βροχόπτωση καταγράφεται μόνο από το βροχόμετρο RG 83 (με μια απότομη ελάττωση μεταξύ 20-24 λεπτού) ενώ από το 28^ο

μέχρι το 41^ο λεπτό, καταγράφεται βροχόπτωση αντίστοιχου μεγέθους και διάρκειας, μόνο από το βροχόμετρο RG 384.

Στο επεισόδιο της 19^{ης} Ιουλίου 1974, το προσομοιωμένο υδρογράφημα φαίνεται να προηγείται 1-2 λεπτά του πραγματικού, το σχήμα του είναι και εδώ σε εξαιρετική συμφωνία με αυτό του μετρημένου ενώ το μοντέλο δεν καταφέρνει να «αποτυπώσει» και σε αυτό το επεισόδιο, την μικρή (2-3 λεπτά) αυξομείωση της απορροής, η οποία «καθυστερεί» τον πραγματικό κλάδο ανόδου και κάνει ουσιαστικά το προσομοιωμένο υδρογράφημα να προηγείται προσωρινά. Από την μελέτη πάντως των υετογραμμάτων και από τα δύο βροχόμετρα (Σχ. 4.2στ), η εικόνα είναι διαφορετική από αυτή του επεισοδίου της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976, αφού αυτή τη φορά η αυξομείωση της έντασης της βροχόπτωσης στο βροχόμετρο RG 83 είναι πολύ μικρότερου μεγέθους ενώ κατά την διάρκεια της μείωσης αυτής, το βροχόμετρο RG 384 συνεχίζει να καταγράφει αυξημένης έντασης βροχόπτωση, συντηρώντας την απορροή.

Στη συνέχεια διερευνήθηκε αν είναι πιθανό να υπάρχει κάποιος ιδιαίτερος λόγος που το μοντέλο δεν αποτυπώνει την μικρή αυξομείωση της απορροής στους κάδους ανόδου και των δύο υδρογραφημάτων. Για το σκοπό αυτό εξετάστηκε η πιθανότητα η εικόνα τους να οφείλεται στην επιλογή του υπολογιστικού χρονικού βήματος $\Delta t = 1$ λεπτό, που χρησιμοποιείται στις προσομοιώσεις.

Στη συνέχεια λοιπόν γίνεται πιο αναλυτική προσομοίωση με μικρότερα χρονικά βήματα, για την επίγεια ροή και την ροή σε υδατόρευμα. Συγκεκριμένα, έγιναν δοκιμές με μικρότερες τιμές χρονικού βήματος, 30 δευτ/των, 10 δευτ/των και 5 δευτ/των (αντί των 60 δευτ/των που χρησιμοποιεί αρχικά το μοντέλο). Τα υδρογραφήματα που προέκυψαν, για το επεισόδιο της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 (Σχ. 4.19α) και της 19^{ης} Ιουλίου 1974 (Σχ. 4.19β), δεν διαφέρουν από αυτά των αρχικών προσομοιώσεων και κατά συνέπεια συμπεραίνεται ότι οι συγκεκριμένες αυξομειώσεις των πραγματικών υδρογραφημάτων δεν θα μπορούσαν να «αποτυπωθούν» από το μοντέλο ακόμα και με επιλογή μικρότερου χρονικού βήματος.



Σχήμα 4.19. Προσομοιωμένα υδρογραφήματα των επεισοδίων της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 και της 19^{ης} Ιουλίου 1974 με χρονικό βήμα 5, 10 και 30 δευτ/τα, για επίγεια ροή και ροή σε υδατόρευμα.

Είναι πάντως πιθανό, η εικόνα των κλάδων ανόδου και των δύο υδρογραφημάτων να έχει επηρεαστεί από την επιλογή ενός άλλου χρονικού βήματος, αυτού της αρχικής αναγωγής των μετρημένων αθροιστικών υψών βροχής σε συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα. Η αναγωγή αυτή, με χρονικό βήμα 1 λεπτού, έχει γίνει στα υετογράμματα όλων των επεισοδίων, οπότε η «εξομάλυνση» που έχουν υποστεί μπορεί να έχει «απορροφήσει» πραγματικά μέγιστα (ή ελάχιστα) έντασης βροχόπτωσης, τα οποία και καθορίζουν, σε μικρότερο ή μεγαλύτερο βαθμό ανάλογα με το επεισόδιο, τις λεπτομέρειες της εικόνας ενός υδρογραφήματος.

Πάντως στις προσομοιώσεις της υδρολογικής συμπεριφοράς μιας λεκάνης απορροής πρέπει να λαμβάνεται υπόψη ότι γενικά, η φυσική αντίδρασή της στις μεταβολές της βροχόπτωσης μπορεί άλλοτε να είναι πιο γρήγορη (και άλλοτε πιο αργή) και χωρικά διαφορετική από αυτή των επιλεγμένων τιμών των παραμέτρων του

μοντέλου δημιουργώντας μεταξύ άλλων, ένα «κατώφλι αντίδρασης», διάρκειας λίγων (ή περισσότερων) λεπτών. Στο πλαίσιο αυτό, όταν η διακύμανση διαρκεί μεγαλύτερο χρονικό διάστημα (6 Σεπτεμβρίου 1975, δευτερεύον μικρό μέγιστο), το μοντέλο καταφέρνει να την προσομοιώσει πολύ ικανοποιητικά (Σχ. 4.15).

Τέλος στο μεγάλο επεισόδιο της 27^{ης} Ιουλίου 1973 (Σχ. 4.17), εμφανίζεται πολύ καλή συμφωνία στον κλάδο ανόδου, με μία υπερεκτίμηση του μέγιστου ρυθμού απορροής κατά (14% περίπου) και μια μικρή (2 λεπτά) καθυστέρηση στον χρόνο επίτευξής του. Ο κλάδος καθόδου ξεκινά στο προσομοιωμένο υδρογράφημα λίγο αργότερα, ακολουθεί όμως την πτωτική τάση του πραγματικού και τις ιδιαιτερότητες του σχήματός του (απότομη αλλαγή κλίσης, στο 36^ο λεπτό στο προσομοιωμένο και στο 31^ο λεπτό στο πραγματικό), συγκλίνοντας με αυτόν μετά το 43^ο λεπτό, υπερεκτιμώντας έτσι τον όγκο απορροής. Όπως φαίνεται από την μελέτη του Σχήματος 4.2(η), το επεισόδιο αυτό εμφανίζει για 3 λεπτά, εξαιρετικά μεγάλη ένταση βροχόπτωσης (σχεδόν 222 mm/h, την μέγιστη όλων των επεισοδίων), η οποία καταγράφεται στο βροχόμετρο RG 384 ενώ στο ίδιο διάστημα το βροχόμετρο RG 83 καταγράφει μόλις 36 mm/h, δημιουργώντας έντονη ανισοκατανομή των διαθέσιμων για ροή φορτίων νερού.

Φαίνεται λοιπόν ότι η εικόνα που παρουσιάζει το προσομοιωμένο υδρογράφημα, μπορεί να αποδοθεί στην ανισοκατανομή της εξαιρετικά μεγάλης ένστασης βροχόπτωσης που δημιουργεί υπερβολικό φορτίο νερού στα εφήμερα υδατορεύματα που βρίσκονται πιο κοντά στο βροχόμετρο RG 384 (κυρίως στην υπολεκάνη LH106 και το δυτικό τμήμα της λεκάνης LH104 που περιλαμβάνει το δεύτερο μεγαλύτερο υδατόρευμα, το Νο 44), ιδιαίτερα στα σημεία που διασταυρώνονται οι επιμέρους κλάδοι τους, φορτίο το οποίο το μοντέλο φαίνεται να μην διοδεύει αρκετά γρήγορα προς την έξοδο. Η άποψη αυτή επιβεβαιώνεται στην συνέχεια, όταν πλέον η βροχόπτωση στο βροχόμετρο RG 384 ελαττώνεται, η ροή σχετικά ομαλοποιείται και φαίνεται να συντηρείται κυρίως από την βροχόπτωση που καταγράφεται από το βροχόμετρο RG 83 για σχετικά μεγάλο διάστημα (περίπου 20 λεπτά), οπότε και το προσομοιωμένο υδρογράφημα ακολουθεί με εξαιρετική ακρίβεια το μετρημένο. Η συμπεριφορά αυτή του μοντέλου, συνάδει με τη γενική παρατήρηση που έγινε νωρίτερα σχετικά με την χωρική και χρονική διαφορετικότητα της φυσικής αντίδρασης μιας λεκάνης απορροής στις μεταβολές της βροχόπτωσης από αυτή των επιλεγμένων τιμών των παραμέτρων του μοντέλου.

Το δευτερεύον, πολύ μικρότερο μέγιστο που βρίσκεται μεταξύ 65⁰⁰ και 75⁰⁰ λεπτού και οφείλεται στη βροχόπτωση που καταγράφεται μόνο από το βροχόμετρο RG 83 (Σχ. 4.2η), δεν προσομοιώνεται από το μοντέλο, πιθανώς γιατί η βροχή που διατηρήθηκε από το 43^ο λεπτό και μετά καταγραφόταν μόνο από το βροχόμετρο RG 384 και δεν ήταν αρκετή ώστε το μοντέλο να συντηρήσει αξιόλογη ροή, η οποία στη συνέχεια θα αυξανόταν με τη συμβολή της μικρής βροχόπτωσης που καταγράφει το βροχόμετρο RG 83.

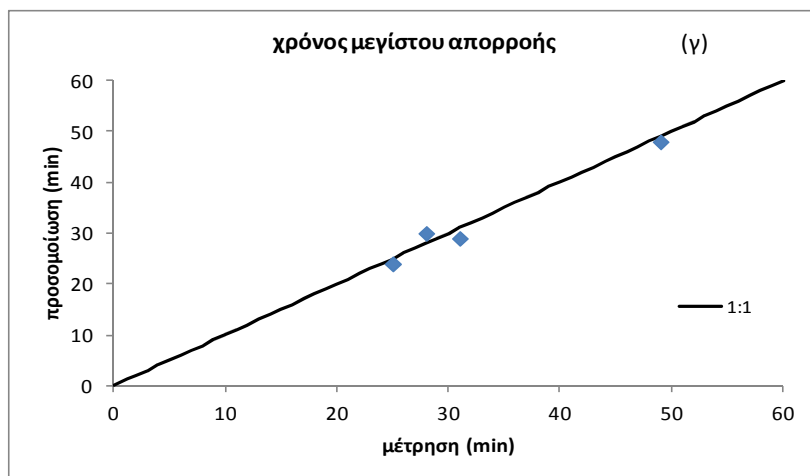
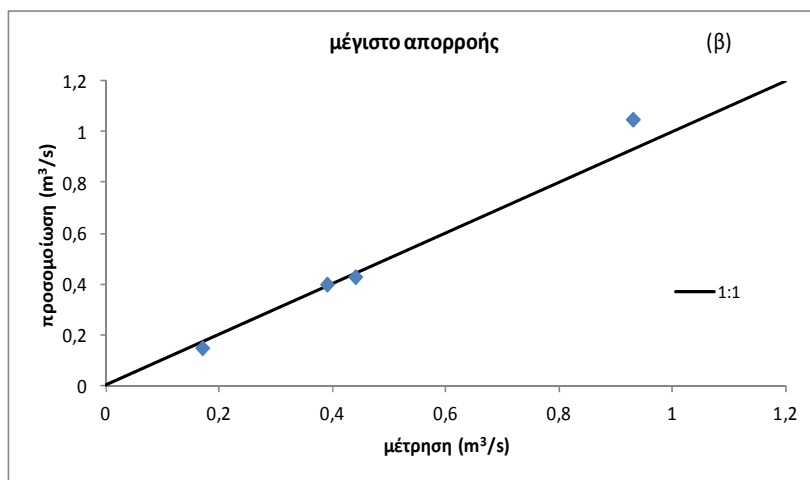
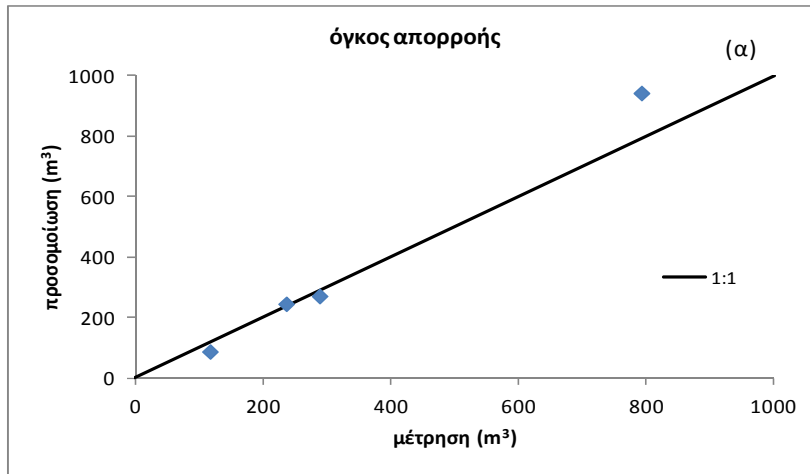
Τέλος, όπως προκύπτει από τη μελέτη του Πίνακα 4.10 και απεικονίζεται στα υδρογραφήματα όλων των επεισοδίων (Σχ. 4.14-4.17), ο χρόνος εμφάνισης του μεγίστου απορροής είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τον μετρημένο, με αποκλίσεις μόλις 1-2 λεπτών.

4.5.5 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων

Η ποσοτική εκτίμηση της απόδοσής του μοντέλου, δηλ. της ικανότητάς του να αναπαράγει το παρατηρούμενο υδρογράφημα με αποδεκτή στατιστικά ακρίβεια, έγινε χρησιμοποιώντας τα κριτήρια που παρουσιάστηκαν αναλυτικά στην §4.5.3. Για το υπολογισμό των στατιστικών αυτών κριτηρίων χρησιμοποιήθηκαν οι προσομοιωμένες και οι μετρημένες τιμές του συνολικού όγκου απορροής, του μεγίστου απορροής και του χρόνου επίτευξης του καθώς και της απορροής τις χρονικές στιγμές που υπήρχαν πραγματικές μετρήσεις.

Στο Σχ. 4.20 απεικονίζονται αρχικά τα διαγράμματα διασποράς του συνολικού όγκου απορροής (Σχ. 4.20α, $R^2 = 0.99$), του μεγίστου απορροής (Σχ. 4.20β, $R^2 = 0.99$) και του χρόνου επίτευξης του μεγίστου απορροής (Σχ. 4.20γ, $R^2 = 0.97$), απ' όπου είναι φανερή η πολύ μικρή διασπορά των τιμών και η εξαιρετική συσχέτισή τους.

Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται αναλυτικά στη συνέχεια στον Πίνακα 4.11, με τις τιμές του δείκτη E, του PBIAS και του δείκτη RSR να βρίσκονται μέσα στα όρια που έχουν θέσει οι Moriasi et al., (2007), για την καλή ως πολύ καλή προσομοίωση και δείχνοντας ότι το μοντέλο DELTA/HYDRO μπορεί να προσομοιώσει με μεγάλη ακρίβεια επεισόδια διαφορετικού μεγέθους, αποτυπώνοντας τις διακυμάνσεις της μετρημένης βροχόπτωσης στην προσομοιωμένη απορροή.



Σχήμα 4.20. Συσχέτιση του μετρημένου και προσομοιωμένου (α) όγκου απορροής (β) μεγίστου απορροής και (γ) χρόνου μέγιστου απορροής για τα επεισόδια βαθμονόμησης

Πίνακας 4.11. Στατιστικά αποτελέσματα των επεισοδίων βαθμονόμησης

Ημερ/νία επεισοδίου	E Nash- Sutcliff	VE (%)	PE (%)	TPE (%)	PBIAS (%)	RSR
14 Ιουλίου 1973	0.90	-23.7	-13.4	-2.1	-21.9	0.31
06 Σεπτεμβρίου 1976	0.76	3.7	-1.6	-6.9	5.7	0.49
19 Ιουλίου 1974	0.74	-6.1	2.2	6.7	-6.2	0.33
27 Ιουλίου 1973	0.75	18.9	14.1	-4.1	18.9	0.50

Συγκεκριμένα, ο δείκτης Nash-Sutcliffe όπως φαίνεται στον Πίνακα 4.11, για το επεισόδιο της 14^{ης} Ιουλίου 1974 έχει την τιμή 0.90, δείχνοντας ότι παρά την υποεκτίμηση τόσο του συνολικού όγκου απορροής (VE=-23.7%) όσο και του ρυθμού απορροής (PBIAS=-21.9%), στατιστικά θεωρείται ότι έχει πολύ καλή προσαρμογή. Για τα υπόλοιπα επεισόδια, η τιμή του δείκτη κυμαίνεται γύρω στο 0.75 και οφείλεται κυρίως στην μικρή χρονική μετατόπιση των υδρογραφημάτων σε σχέση με τα μετρημένα, όπως φάνηκε στα Σχήματα 4.14-4.17.

Το ποσοστό μεροληψίας για το επεισόδιο της 27^{ης} Ιουλίου 1973 είναι PBIAS =18.9% , απεικονίζοντας την μέση τάση των τιμών της προσομοιωμένης απορροής να είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες μετρημένες ενώ για τα άλλα δύο επεισόδια, απεικονίζει την εξαιρετική συμφωνία προσομοιωμένων-μετρημένων τιμών.

Οι τιμές του δείκτη RSR, είναι μεταξύ 0.31 και 0.5, επιβεβαιώνοντας την συνολικά πολύ καλή απόδοση του μοντέλου. Τέλος, η πολύ καλή συμφωνία μετρημένου/προσομοιωμένου μεγίστου απορροής αλλά και χρόνου εμφάνισής του επιβεβαιώνεται και από τις χαμηλές τιμές των ποσοστών σφάλματος PE (μεταξύ -13.4 και 14.1%) και TPE (μεταξύ -6.9 και 6.7%) αντίστοιχα.

4.5.6 Συμπεράσματα

Αρχικά πρέπει να επισημάνουμε, ότι η ανάλυση που έγινε για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά έδωσε ιδιαίτερη έμφαση σε λεπτομέρειες, σε μια προσπάθεια να θέσει τα όρια που μπορεί να κινηθεί η ακρίβεια στην προσομοίωση βραχύβιων επεισοδίων, μικρότερης ή μεγαλύτερης έντασης και διάρκειας, σε μικρές λεκάνες απορροής, από το μοντέλο DELTA/HYDRO. Επιπλέον, κατά την διάρκεια της βαθμονόμησης, εντοπίστηκαν σημεία που χρήζουν περαιτέρω ανάλυσης στο πλαίσιο αξιολόγησης της συνολικής συμπεριφοράς του μοντέλου και θα μελετηθούν σε επόμενες

παραγράφους. Μεταξύ αυτών είναι η συμπεριφορά του μοντέλου κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας σε ιδιαίτερες συνθήκες και η επίδραση της χρονικής και χωρικής ανισοκατανομής της βροχόπτωσης όχι μόνο στην συνολική απορροή της λεκάνης LH104 αλλά και σε αυτή των δύο επιμέρους υπολεκανών, LH102 και LH106.

Στο πλαίσιο αυτό, η εικόνα που παρουσίασαν τα προσομοιωμένα επεισόδια βαθμονόμησης είναι εξαιρετική, λαμβάνοντας μάλιστα υπόψη το μέγεθος των επεισοδίων και των λεκανών Lucky Hills όπου, όπως σημειώνουν οι Smith et al., (1995) ακόμη και μικρά σφάλματα στις μετρήσεις μπορούν να προκαλέσουν πολύ μεγαλύτερα σφάλματα στην μετρημένη απορροή σε αντίθεση με μεγαλύτερες λεκάνες όπου τυχόν τοπικά σφάλματα στατιστικά αλληλοεξουδετερώνονται

Όπως φάνηκε, στις προσομοιώσεις της υδρολογικής συμπεριφοράς μιας λεκάνης απορροής πρέπει να λαμβάνεται υπόψη ότι η φυσική αντίδρασή της στις μεταβολές της βροχόπτωσης μπορεί να είναι χρονικά και χωρικά διαφορετική από αυτή των επιλεγμένων τιμών των παραμέτρων του μοντέλου. Στο πλαίσιο αυτό, οι μικρές χρονικές αποκλίσεις χαρακτηριστικών μεγεθών των μετρημένων/προσομοιωμένων υδρογραφημάτων, όπως π.χ. έναρξης ή μεγίστου απορροής ή ακόμη και η συνολική χρονική μετατόπισή τους είναι μέσα στα αποδεκτά όρια, όπως επισημαίνει και ο D. Goodrich (1-6 λεπτά, προσωπική επικοινωνία). Επιπλέον όπως σημειώνουν οι Smith et al. (1995), δεν σχετίζονται απαραίτητα με προβλήματα των συγκεκριμένων λεκανών, αφού είναι στην κλίμακα των σφαλμάτων που παρουσιάζουν τα ρολόγια που χρησιμοποιούνται από τα όργανα μέτρησης.

4.6 Επαλήθευση

4.6.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Η επαλήθευση του κατανεμημένου υδρολογικού μοντέλου έγινε με την χρήση ενός ανεξάρτητου σετ επεισοδίων που αποτελείται από πέντε επεισόδια, διαφορετικού μεγέθους και αρχικών συνθηκών. Αρχικά η επαλήθευση έγινε για τα επεισόδια της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1975 (κατηγορία «μικρό»), της 1^{ης} Αυγούστου 1974 και της 28^{ης} Ιουλίου 1974 (κατηγορία «μεσαίο») και της 12^{ης} Ιουλίου 1975 (κατηγορία «μεγάλο»). Το σετ των παραμέτρων που χρησιμοποιείται έχει προκύψει, όπως αναφέρθηκε, από την διαδικασία βαθμονόμησης (Πίνακας 4.9, § 4.5.2). Στη

συνέχεια, η επαλήθευση συνεχίστηκε περαιτέρω, με σκοπό να δοκιμαστούν οι δυνατότητες του μοντέλου και να δοθεί μια εικόνα της προγνωστικής του ικανότητας στην περίπτωση ενός επεισοδίου πιο περίπλοκου από αυτά που χρησιμοποιήθηκαν στην βαθμονόμηση. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε το επεισόδιο της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977, το οποίο είναι μεγάλης διάρκειας (συνολικά 275 λεπτά, το μεγαλύτερο όλων), αποτελεί συνδυασμό δύο διαδοχικών πολύπλοκων επεισοδίων και παρουσιάζει συνολικά τέσσερα μέγιστα απορροής.

4.6.2 Ανάλυση επαλήθευσης των επεισοδίων

Τα αποτελέσματα για τα επιλεγμένα επεισόδια μετά την διαδικασία επαλήθευσης δίνονται στον Πίνακα 4.12 και τα σχετικά υδρογραφήματα μετά την προσομοίωση στα Σχήματα 4.21-4.25. Όπως φαίνεται, τα υδρογραφήματα μετά την προσομοίωση βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με τα μετρημένα σχετικά με τον όγκο απορροής, το μέγιστο ρυθμό απορροής και το χρόνο επίτευξής του, επιβεβαιώνοντας ότι το μοντέλο μπορεί να προσομοιώσει με μεγάλη ακρίβεια επεισόδια διαφορετικού μεγέθους, αποτυπώνοντας τις διακυμάνσεις της βροχόπτωσης στην προσομοιωμένη απορροή.

Πίνακας 4.12 Αποτελέσματα των επεισοδίων επαλήθευσης

Ημερ/νία επεισοδίου	Μέγιστος ρυθμός απορροής (m ³ /s)		Όγκος απορροής (m ³)		Χρόνος μέγιστου ρυθμού απορροής (min)	
	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση
7 Σεπτεμβρίου 1975	0.20	0.20	72.0	73.2	15	16
28 Ιουλίου 1974	0.40	0.38	194.4	205.2	16	16
1 Αυγούστου 1974	0.26	0.27	216.6	195.0	21	21
12 Ιουλίου 1975	1.06	1.04	456.0	452.4	17	18
26 Σεπτεμβρίου 1977	0.76	0.87	864.0	1011.6	240	239

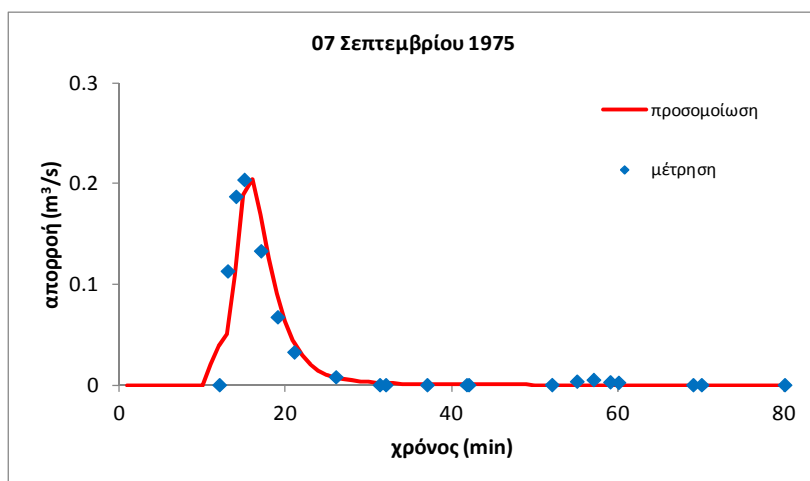
Συγκεκριμένα, όπως φαίνεται από τον Πίνακα 4.12, ο συνολικός όγκος απορροής κυμάνθηκε, για τα μετρημένα επεισόδια μεταξύ 72 και 864 m³, και για τα προσομοιωμένα μεταξύ 73.2 και 1011.6 m³ ενώ ο μέγιστος ρυθμός απορροής κυμάνθηκε για τα μετρημένα επεισόδια μεταξύ 0.2 και 1.06 m³/s και για τα προσομοιωμένα μεταξύ 0.2 και 1.04 m³/s. Τέλος, το εύρος τιμών του χρόνου

επίτευξης του μεγίστου απορροής ήταν τα μετρημένα και προσομοιωμένα επεισόδια 15 με 239 λεπτά και 16 με 240 λεπτά αντίστοιχα. Στη συνέχεια γίνεται αναλυτική περιγραφή για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά.

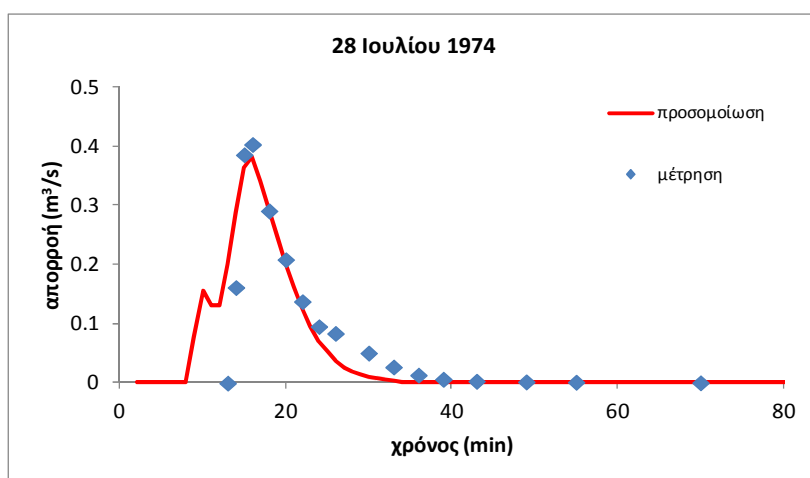
Όπως φαίνεται (Σχ. 4.21), στο μικρότερο επεισόδιο (7 Σεπτεμβρίου 1975) υπάρχει μια μικρή μετατόπιση του προσομοιωμένου υδρογραφήματος προς τα δεξιά (1-2 λεπτά) με το σχήμα του να είναι σε εξαιρετική συμφωνία με αυτό του μετρημένου. Από το σχετικό υετόγραμμα (Σχ. 4.2α), είναι φανερό ότι υπήρξε αρχικά μια μικρής διάρκειας (μεταξύ 8⁰⁰ και 12⁰⁰ λεπτού) αλλά σημαντικής έντασης βροχόπτωση (116.4 mm/h, καταγραφή του βροχομέτρου RG 83) ενώ στη συνέχεια η βροχόπτωση σχεδόν σταματά, για αρχίσει και πάλι μετά το 32⁰ λεπτό για περίπου 12 λεπτά με πολύ μικρή ένταση, μικρότερη της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας. Το μοντέλο προσομοιώνει με εξαιρετική ακρίβεια το μέγιστο απορροής, ενώ η σχεδόν αμελητέα απορροή (0.005 m³/s) μετά το 50⁰ λεπτό δεν προσομοιώνεται, αφού με την 15-λεπτη απουσία βροχής, δεν διατηρήθηκε η επίγεια ροή οπότε και έπαυσε η τροφοδοσία των υδατορευμάτων, με αποτέλεσμα η επανέναρξη της βροχής να μην είναι αρκετή (χρονικά και ποσοτικά) ώστε το μοντέλο να δημιουργήσει ξανά μετρήσιμη απορροή. Σημειώνεται ότι το συγκεκριμένο επεισόδιο είναι εξαιρετικά μικρό, το μικρότερο από όλα τα επεισόδια που χρησιμοποιούνται στη διαδικασία βαθμονόμησης/επαλήθευσης, ενώ είναι το πρώτο όπου κατά τη διάρκειά του, η βροχόπτωση σταματά για σχετικά αρκετά μεγάλο μάλιστα διάστημα για να ξεκινήσει και πάλι, με σημαντικά μικρότερη ένταση και διάρκεια από την αρχική. Έτσι λοιπόν, η εικόνα του προσομοιωμένου υδρογραφήματος είναι εξαιρετική, λαμβάνοντας μάλιστα υπόψη όπως αναφέρθηκε στην § 4.5.4, το σημαντικό μέγεθος των σφαλμάτων που μπορεί να δημιουργήσει η μη γραμμικότητα των διεργασιών που σχετίζονται με τις πραγματικές διεργασίες στο έδαφος, ιδιαίτερα σε επεισόδια τέτοιου μεγέθους.

Στο επεισόδιο της 28^{ης} Ιουλίου 1974 (μεσαίο επεισόδιο), το προσομοιωμένο υδρογράφημα είναι σε καλή συμφωνία με το μετρημένο (Σχ. 4.22). Συγκεκριμένα, ο κλάδος ανόδου του ξεκινά 4 λεπτά περίπου πριν από το μετρημένο ενώ παρουσιάζει επιπλέον μία μικρή αυξομείωση της απορροής (μεταξύ 10⁰⁰-12⁰⁰ λεπτού περίπου), η οποία δεν φαίνεται να δικαιολογείται από την εικόνα που παρουσιάζουν τα υετογράμματα των δύο βροχομέτρων (Σχ. 4.2γ) και μπορεί να αποδοθεί στη διαφορετική αντίδραση (χωρικά και χρονικά) των επιλεγμένων τιμών των παραμέτρων του μοντέλου από τη φυσική αντίδραση των λεκανών απορροής. Στη

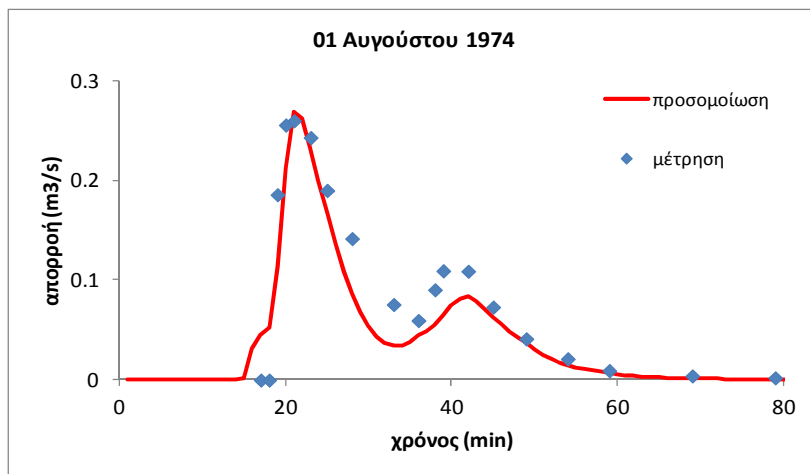
συνέχεια, ο κλάδος ανόδου είναι σε συμφωνία με τον μετρημένο, με τα μέγιστα απορροής σχεδόν να ταυτίζονται χρονικά (υποεκτιμάται μόλις κατά 5%). Οι δύο κλάδοι καθόδου μέχρι το 22^ο περίπου λεπτό, εμφανίζουν σχεδόν την ίδια συμπεριφορά ενώ από το χρονικό αυτό σημείο και μετά, ο προσομοιωμένος συνεχίζει με τον ίδιο ρυθμό ενώ ο μετρημένος καθυστερεί, δείχνοντας να επανατροφοδοτείται από υδατικό φορτίο, το οποίο όμως δεν δικαιολογείται από τα υετογραφήματα των δύο βροχομέτρων (Σχ. 4.2γ). Αν αποκλειστεί η περίπτωση προβλήματος του οργάνου μέτρησης στην έξοδο της λεκάνης, η συμπεριφορά αυτή μπορεί να αποδοθεί στη φυσική αντίδραση μεμονωμένων χαρακτηριστικών των λεκανών που συντήρησαν την απορροή, τα οποία δεν είναι γνωστά σε εμάς και για το λόγο αυτό δεν μπορούν να ληφθούν υπόψη στην προσομοίωση.



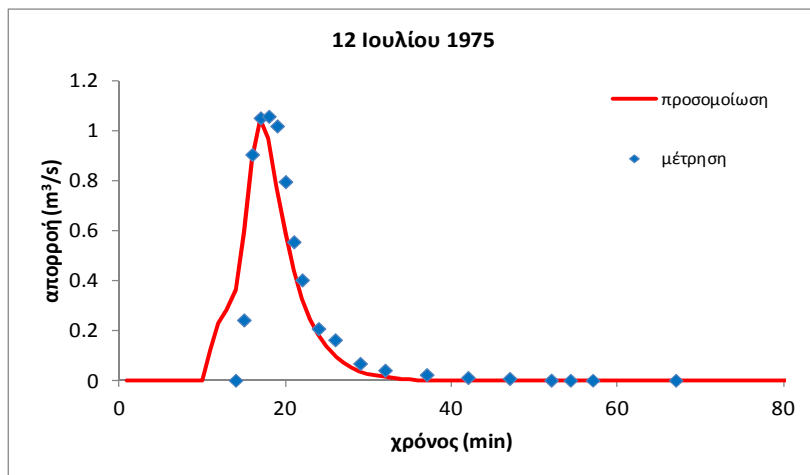
Σχήμα 4.21. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1975



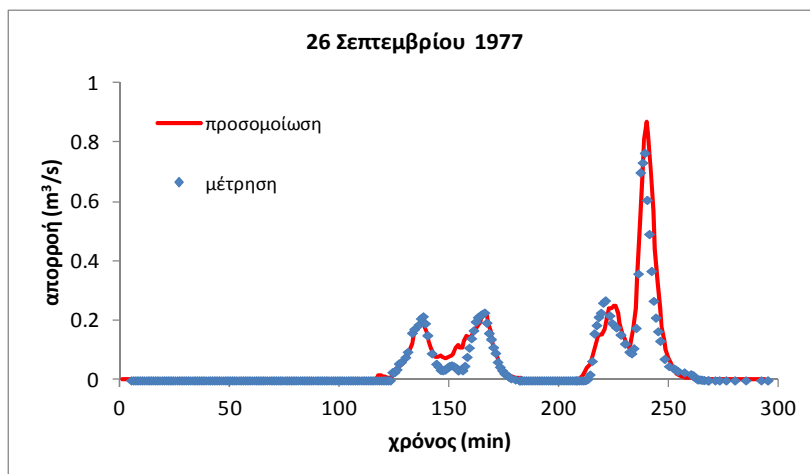
Σχήμα 4.22. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 28^{ης} Ιουλίου 1974



Σχήμα 4.23. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 1^{ης} Αυγούστου 1974



Σχήμα 4.24. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 12^{ης} Ιουλίου 1975



Σχήμα 4.25. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977

Στο επεισόδιο της 1^{ης} Αυγούστου 1974 (μεσαίο), το προσομοιωμένο υδρογράφημα είναι σε εξαιρετική συμφωνία με το μετρημένο (Σχ. 4.23). Το αποτέλεσμα αυτό είναι πολύ σημαντικό αφού και αυτό το επεισόδιο είναι αρκετά σύνθετο, παρουσιάζοντας και δευτερεύον, μικρότερου μεγέθους αλλά σχετικά μεγάλης έντασης και διάρκειας μέγιστο απορροής, το οποίο προσομοιώνεται πολύ καλά από το μοντέλο. Συγκεκριμένα, το πρώτο μέρος του υδρογραφήματος είναι σε εξαιρετική συμφωνία με το μετρημένο τόσο στον κλάδο ανόδου όσο και στον κλάδο καθόδου ενώ υπολογίζεται με εξαιρετική ακρίβεια (χρονική και ποσοτική) το μέγιστο απορροής. Στη συνέχεια ξεκινά, από το 34^ο λεπτό, ο κλάδος ανόδου του δευτερεύοντος μεγίστου, που οφείλεται στην επανατροφοδοσία της επίγειας ροής από την βροχόπτωση που καταγράφεται, με αυξημένη ένταση μετά το 30^ο λεπτό για πολύ λίγο, κυρίως στο βροχόμετρο RG 83. Το δευτερεύον μέγιστο, ποσοτικά υποεκτιμάται (κατά 24% περίπου) αλλά χρονικά είναι σε απόλυτη ταύτιση με το μετρημένο, όπως ακριβώς και ο κλάδος καθόδου που το ακολουθεί. Όπως φαίνεται από το σχετικό υετόγραμμα (Σχ. 4.2δ), μετά το 15^ο λεπτό αρχίζει η σημαντική πτώση της βροχόπτωσης που καταγράφει το βροχόμετρο RG 83 και σε λίγο μικρότερο βαθμό το βροχόμετρο RG 384, οπότε δικαιολογημένα μετά το 21^ο λεπτό αρχίζει ο καθοδικός κλάδος του υδρογραφήματος, ο οποίος ανακόπτεται στο 33^ο λεπτό, όπως αναφέρθηκενωρίτερα. Το δευτερεύον μέγιστο βροχόπτωσης (μετά το 30^ο λεπτό) διαρκεί για 4 λεπτά (βροχόμετρο RG 83) και με μικρότερη ένταση για 5 λεπτά (βροχόμετρο RG 384) μην τροφοδοτώντας επαρκώς την προσομοιωμένη δευτερεύουσα απορροή.

Στο επεισόδιο της 12^{ης} Ιουλίου 1975 (μεγάλο), το προσομοιωμένο υδρογράφημα είναι σε εξαιρετική συμφωνία με το μετρημένο (Σχ. 4.24), με τον κλάδο ανόδου του προσομοιωμένου υδρογραφήματος να ξεκινά 4 λεπτά νωρίτερα αλλά αμέσως μετά να ταυτίζεται απόλυτα με τον μετρημένο ενώ προσεγγίζεται εξαιρετικά τόσο το μέγιστο απορροής όσο και ο κλάδος καθόδου που το ακολουθεί. Όπως φαίνεται από το σχετικό υετόγραμμα (Σχ. 4.2ζ), η αρχική 3-λεπτη σχετικά ισχυρή βροχόπτωση αυξάνει σημαντικά την επιφανειακή εδαφική υγρασία με αποτέλεσμα, η βροχόπτωση που καταγράφεται μετά το 5^ο λεπτό στο βροχόμετρο RG 83 και το 8^ο λεπτό στο βροχόμετρο RG 384, να τροφοδοτήσει γρήγορα με τις απαραίτητες ποσότητες την επίγεια ροή, ώστε από το 10^ο λεπτό περίπου και μετά να αρχίσει η απορροή στην έξοδο της λεκάνης.

Στο περίπλοκο και μεγάλης διάρκειας επεισόδιο της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977 (μεγάλο), το προσομοιωμένο υδρογράφημα είναι σε εξαιρετική συμφωνία με το

μετρημένο (Σχ. 4.25). Συνολικά, η πρώτη κορυφή του πρώτου μέρους του υδρογραφήματος υποεκτιμάται (κατά περίπου 13.5%), όπως και η πρώτη κορυφή του δεύτερου μέρους (κατά περίπου 8%) ενώ η δεύτερη υπερεκτιμάται (κατά περίπου 13%). Ο χρόνος που φτάνει το υδρογράφημα σε όλες τις κορυφές είναι (κατά σειρά εμφάνισης, 138° λεπτό, 166° λεπτό, 224° λεπτό και 240° λεπτό) και βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με τον μετρημένο (138° λεπτό, 165° λεπτό, 220° λεπτό και 239° λεπτό, αντίστοιχα). Οι δύο διαφορετικές περιόδους βροχόπτωσης-απορροής διαχωρίζονται από ένα μικρό διάστημα χωρίς βροχόπτωση, που έχει ως αποτέλεσμα να σταματήσει η ροή στα εφήμερα υδατορεύματα των λεκανών, χωρίζοντας το επεισόδιο σε δύο επιμέρους περιόδους απορροής με διαφορετικά χαρακτηριστικά. Όπως φαίνεται λοιπόν (Σχ. 4.25), η πρώτη περίοδος απορροής προσομοιώνεται πολύ καλά, αποδίδοντας εξαιρετικά και τα δύο μέγιστα, με μια μικρή υπερεκτίμηση του όγκου ροής (περίπου 10%), λόγω της σχετικής υπερεκτίμησής του στο χρονικό διάστημα μεταξύ των δύο μεγίστων. Η δεύτερη περίοδος του υδρογραφήματος ξεκινά με μόλις 4 λεπτά καθυστέρηση, 210 λεπτά μετά την έναρξη του επεισοδίου, δείχνοντας την ικανότητα του μοντέλου να αντιδρά άμεσα στην βροχόπτωση σε κορεσμένα (ή πολύ κοντά στον κορεσμό) επιφανειακά εδαφικά στρώματα. Τέτοια αντίδραση δεν υπήρξε στο μικρό επεισόδιο της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1975 που αναλύθηκε νωρίτερα, όμως τα δύο επεισόδια δεν μπορούν να συγκριθούν άμεσα, αφού προφανώς εμφανίζουν διαφορετικά χαρακτηριστικά. Η 4-λεπτη χρονική καθυστέρηση προκαλεί συνολική μετατόπιση του δεύτερου μέρους του υδρογραφήματος προς τα δεξιά, η οποία ανακόπτεται μετά την έναρξη του δεύτερου και μεγαλύτερο κλάδου ανόδου, ο οποίος προσομοιώνεται εξαιρετικά. Ο κλάδος καθόδου καθυστερεί, εξαιτίας της τροφοδοσίας από το τελευταίο μεγάλο ποσό βροχόπτωσης που καταγράφει το βροχόμετρο RG 83 και αποτυπώνεται από το μοντέλο στην απορροή.

Όπως φαίνεται από το σχετικό υετόγραμμα (Σχ. 4.2θ), μετά το 110° λεπτό αρχίζουν τα σημαντικά ποσά βροχόπτωσης, με την απορροή να ξεκινά μετά το 125° λεπτό αφού η βροχόπτωση που καταγράφεται νωρίτερα (πριν το 80° λεπτό), δεν δημιουργεί μετρήσιμη απορροή. Στη συνέχεια για 15 περίπου λεπτά, η βροχόπτωση εξασθενεί και αυξομειώνεται, αλλά παραμένει σχετικά σημαντική (βροχόμετρο RG 83), οπότε και το μοντέλο διατηρεί εξίσου σημαντικά ποσά απορροής. Από το 170° λεπτό και για 30 περίπου λεπτά η βροχόπτωση μηδενίζεται όπως και η απορροή, για να αρχίσει και πάλι, μετά το 215° λεπτό περίπου, οριοθετώντας τη έναρξη του δεύτερου και σημαντικότερου μέρους του υδρογραφήματος.

Τέλος, όπως προκύπτει από τη μελέτη του Πίνακα 4.12 και απεικονίζεται στα υδρογραφήματα όλων των επεισοδίων (Σχ. 4.21-4.25), ο χρόνος εμφάνισης του μεγίστου απορροής είναι σε απόλυτη ταύτιση για τα επεισόδια της 28^{ης} Ιουλίου 1974 και της 1^{ης} Αυγούστου 1974 ενώ εμφανίζει απόκλιση 1 λεπτού για τα υπόλοιπα.

4.6.3 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων

Η ποσοτική εκτίμηση της απόδοσης του μοντέλου, δηλ. της ικανότητάς του να αναπαράγει το παρατηρούμενο υδρογράφημα με αποδεκτή στατιστικά ακρίβεια, έγινε όπως στην § 4.5.4. Για το υπολογισμό των στατιστικών αυτών κριτηρίων χρησιμοποιήθηκαν και εδώ οι προσομοιωμένες και οι μετρημένες τιμές του συνολικού όγκου απορροής, του μεγίστου απορροής και του χρόνου επίτευξης του καθώς και της απορροής στις χρονικές στιγμές που υπήρχαν πραγματικές μετρήσεις.

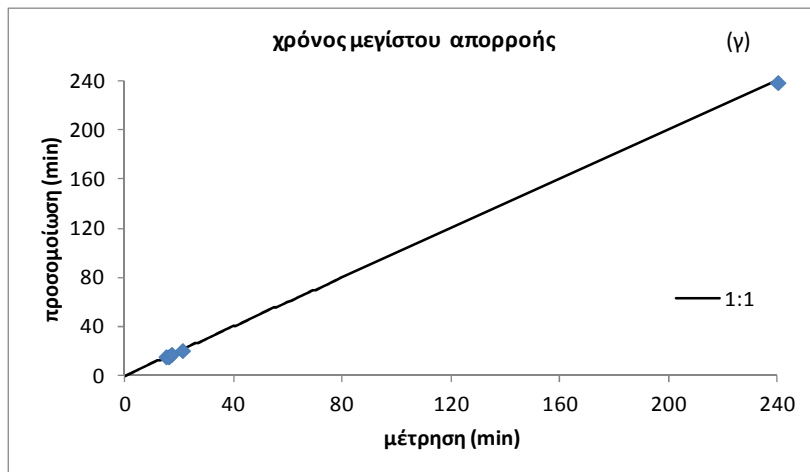
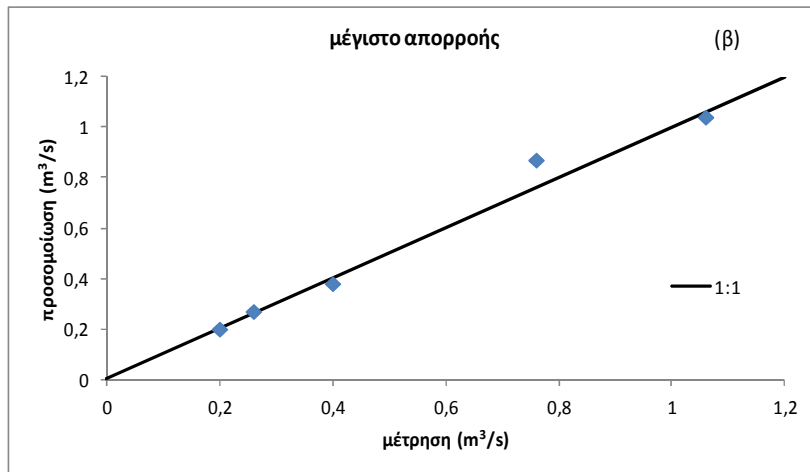
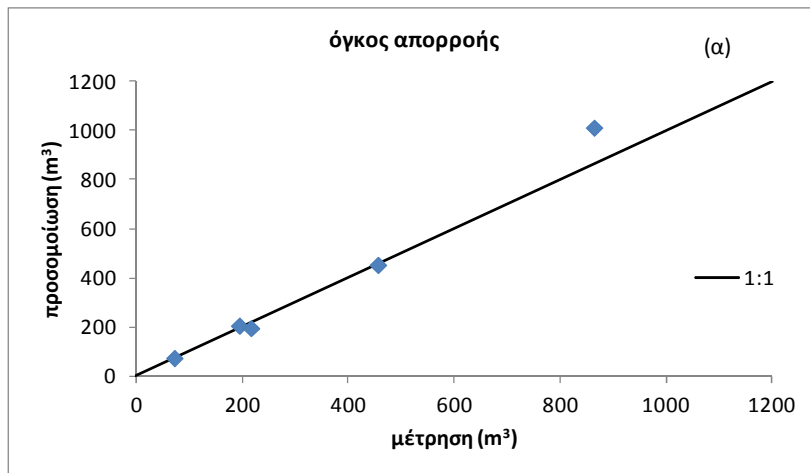
Στο Σχήμα 4.26 απεικονίζονται τα διαγράμματα διασποράς του συνολικού όγκου απορροής (Σχ. 4.26α, $R^2 = 0.99$), του μεγίστου απορροής (Σχ. 4.26β, $R^2 = 0.98$) και του χρόνου επίτευξης του μεγίστου απορροής (Σχ. 4.26γ, $R^2 = 0.99$), απ' όπου είναι φανερή η πολύ μικρή διασπορά των τιμών και η εξαιρετική συσχέτισή τους.

Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται αναλυτικά στη συνέχεια στον Πίνακα 4.13, με τις τιμές του δείκτη E, του PBIAS και του δείκτη RSR να βρίσκονται μέσα στα όρια που έχουν θέσει οι Moriasi et al., (2007), για την καλή ως πολύ καλή προσομοίωση και επιβεβαιώνοντας ότι το μοντέλο DELTA/HYDRO μπορεί να προσομοιώσει με μεγάλη ακρίβεια επεισόδια διαφορετικού μεγέθους, αποτυπώνοντας τις διακυμάνσεις της μετρημένης βροχόπτωσης στην προσομοιωμένη απορροή.

Συγκεκριμένα, ο δείκτης Nash-Sutcliffe E κυμαίνεται μεταξύ 0.81 και 0.90, επιβεβαιώνοντας την πολύ καλή απόδοση του μοντέλου και δείχνοντας ότι στατιστικά όλα τα επεισόδια έχουν πολύ καλή προσαρμογή.

Το ποσοστό μεροληψίας (PBIAS) έχει θετικές τιμές για όλα τα επεισόδια υποδηλώνοντας την μικρή μέση τάση υπερεκτίμηση της ένστασης απορροής (από 4.9 μέχρι 17.7%) με μόνη εξαίρεση αυτό της 12^{ης} Ιουλίου 1975 όπου υπάρχει πολύ μικρή τάση υποεκτίμησης (-3.1%), απεικονίζοντας την εξαιρετική συμφωνία προσομοιωμένων-μετρημένων τιμών.

Οι τιμές του δείκτη RSR είναι μεταξύ 0.31 και 0.44 και επιβεβαιώνουν την συνολικά πολύ καλή απόδοση του μοντέλου ενώ και το ποσοστό σφάλματος όγκου VE δείχνει μικρή υπερεκτίμηση (μικρότερο του 6% και μόνο για ένα επεισόδιο, έχει



Σχήμα 4.26. Συσχέτιση του μετρημένου και προσομοιωμένου (α) όγκου απορροής (β) μέγιστου απορροής και (γ) χρόνου μέγιστου απορροής για τα επεισόδια επαλήθευσης

Πίνακας 4.13 Στατιστικά αποτελέσματα των επεισοδίων επαλήθευσης

Ημερ/νία επεισοδίου	E Nush- Sutcliffe	VE (%)	PE (%)	TPE (%)	PBIAS (%)	RSR
07 Σεπτεμβρίου 1975	0.84	1.7	0.0	6.7	7.2	0.40
28 Ιουλίου 1974	0.90	5.5	-5.4	0.0	4.9	0.31
01 Αυγούστου 1974	0.86	10.0	3.3	0.0	16.1	0.36
12 Ιουλίου 1975	0.88	-0.8	-10.4	5.9	-3.1	0.34
26 Σεπτεμβρίου 1977	0.81	17.1	13.2	-0.4	17.7	0.44

τιμή μεγαλύτερη από 10%) και σχεδόν ταύτιση για το επεισόδιο της 12^{ης} Ιουλίου 1975 (-0.8%). Τέλος, η πολύ καλή συμφωνία μετρημένου/προσομοιωμένου μεγίστου απορροής αλλά και χρόνου εμφάνισής του επιβεβαιώνεται και από τις χαμηλές τιμές των ποσοστών σφάλματος, για το PE (μεταξύ -10.4% και 13.2%) και για το TPE (μεταξύ -0.4% και 6.7%).

4.6.4 Συμπεράσματα

Κατά την διάρκεια της επαλήθευσης, επιβεβαιώθηκε η ικανότητα του μοντέλου DELTA/HYDRO να προσομοιώνει με μεγάλη ακρίβεια επεισόδια διαφορετικού μεγέθους και πολυπλοκότητας. Επιπλέον, εντοπίστηκαν και πάλι σημεία τα οποία, όπως φάνηκε και κατά την διαδικασία βαθμονόμησης, χρήζουν περαιτέρω ανάλυσης και θα μελετηθούν σε επόμενες παραγράφους.

4.7 Ανάλυση ευαισθησίας του μοντέλου DELTA/HYDRO στις παραμέτρους εισόδου

4.7.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται ως παράμετροι εισόδου ενός υδρολογικού μοντέλου διέπονται από πλήθος αβεβαιοτήτων εξ' αιτίας:

(α) σφαλμάτων στις μετρήσεις (συστηματικών/τυχαίων) (β) σφαλμάτων που σχετίζονται με τη χρονική διακύμανση συνεχών μεταβλητών που εκτιμώνται όμως

από διακριτές μετρήσεις (γ) σφαλμάτων που σχετίζονται με τη χωρική διακύμανση επιφανειακών διεργασιών που περιγράφονται όμως από σειρά σημειακών μετρήσεων (δ) σφαλμάτων διεργασιών αναγωγής παραμέτρων.

Είναι λοιπόν σημαντικό να γίνει ανάλυση της ευαισθησίας του μοντέλου στις παραμέτρους εισόδου, ο υπολογισμός των οποίων παρουσιάζει μεγάλο βαθμό αβεβαιότητας, ώστε να προσδιοριστεί οι διακυμάνσεις ποιών από αυτές έχουν την μεγαλύτερη επίδραση στα αποτελέσματα (Yatheendradas et al., 2008). Πρόκειται ουσιαστικά για τις παραμέτρους που χρησιμοποιήθηκαν στην διαδικασία βαθμονόμησης, οι οποίες δεν μπορούν να μετρηθούν άμεσα στο πεδίο με μεγάλο βαθμό ακρίβειας. Σε αυτές προστίθεται και η παράμετρος της βροχόπτωσης για την οποία, όπως φάνηκε κατά τη διαδικασία βαθμονόμησης/επαλήθευσης, η χωρική και χρονική ανισοκατανομή της έχει σημαντική επίδραση στον υπολογισμό της απορροής και κατά τους Bahat et al., (2009), αποτελεί τη σημαντικότερη πηγή αβεβαιότητας κατά την μοντελοποίηση άνυδρων και ημι-άνυδρων λεκανών, όπως οι λεκάνες Lucky Hills.

Στη συνέχεια λοιπόν, θα μελετηθεί αρχικά η ευαισθησία του κώδικα DELTA/HYDRO στη βροχόπτωση και στη συνέχεια στην αρχική υγρασία του εδάφους θ_{ini} , την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα K_s και τους συντελεστές τραχύτητας Manning για επίγεια ροή n_{ov} και ροή σε υδατόρευμα n_{ch} ενώ τέλος θα γίνει σύγκριση της επίδρασης των χωρικών διακυμάνσεων της βροχόπτωσης με αυτές που οφείλονται στην αβεβαιότητα των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν κατά την διαδικασία βαθμονόμησης.

4.7.2 Ευαισθησία του μοντέλου DELTA/HYDRO στα δεδομένα βροχόπτωσης

4.7.2.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Η παράμετρος της βροχόπτωσης αποτελεί σημαντικό παράγοντα αβεβαιότητας, με την χωρική και χρονική κατανομή της να επηρεάζει σημαντικά την ευαισθησία των υδρολογικών μοντέλων ακόμη και για μικρές λεκάνες, όπως οι ημι-άνυδρες Lucky Hills (Goodrich et al., 1995). Γενικά, για τάξη μεγέθους λεκανών της κλίμακας αυτής υιοθετείται, στις περισσότερες περιπτώσεις, η υπόθεση της χωρικά ομοιόμορφης κατανομής της βροχόπτωσης. Παλαιότερες όμως μελέτες με χρήση υδρολογικών μοντέλων (Goodrich, 1990; Smith et al., 1995; Faures et al., 1995) και

πρόσφατες (Bahat et al., 2009) αλλά και με χρήση πειραματικών διατάξεων (Fiener and Auerswald, 2009), έδειξαν ότι η υπόθεση αυτή δεν πρέπει να θεωρηθεί επαρκής.

Σημειώνεται, ότι γενικά την «φυσική» χωρική διακύμανση της βροχόπτωσης μπορούν να επηρεάσουν πολλοί παράγοντες ακόμη και για την κλίμακα μεγέθους των λεκανών Lucky Hills. Σ' αυτούς, όπως αναφέρουν οι Goodrich, (1990) και οι Faures et al., (1995), συμπεριλαμβάνονται ο άνεμος, η κλίση του εδάφους καθώς και η τύρβη που αναπτύσσεται στην περιοχή της τοποθεσίας του οργάνου ενώ γενικά, προβλήματα μπορεί να δημιουργηθούν και από τα μηχανικά σφάλματα των οργάνων μέτρησης.

Ιδιαίτερα για τις λεκάνες Lucky Hills, ο Goodrich (1990), μελετώντας ένα αριθμό επεισοδίων βροχόπτωσης, παρατήρησε σημαντικές διαφορές στις καταγεγραμμένες τιμές από τα δύο διαφορετικά βροχόμετρα RG 83 και RG 384, που ήταν εγκατεστημένα στην περιοχή και απέχουν μεταξύ τους λιγότερο από 300m. Οι διαφορετικές αυτές τιμές, χρησιμοποιήθηκαν στη μοντελοποίηση της απορροής με χρήση του μοντέλου KINEROS (Goodrich, 1990), με συνέπεια να εμφανιστούν μεγάλες διακυμάνσεις τόσο στην ένταση όσο και στον συνολικό όγκο απορροής. Λίγο αργότερα οι Faures et al., (1995), μελετώντας την ίδια περιοχή και με χρήση του ίδιου μοντέλου, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι για την εφαρμογή κατανεμημένων μοντέλων σε λεκάνες της τάξης των 5 εκταρίων, στις οποίες κυριαρχούν καταγίδες κατακόρυφης μεταφοράς είναι απαραίτητη η γνώση της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης τουλάχιστον στην ίδια κλίμακα, επιβεβαιώνοντας ότι η χρήση μόνο ενός βροχομέτρου στην μοντελοποίηση της απορροής μπορεί να οδηγήσει σε μεγάλες αποκλίσεις.

Τα συμπεράσματα και από τις δύο μελέτες για τις λεκάνες Lucky Hills, προέκυψαν από την ανάλυση της ευαισθησίας του μοντέλου KINEROS οπότε και εξαρτώνται, ως ένα βαθμό, από την δομή και τα χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου μοντέλου. Στη συνέχεια λοιπόν, θα γίνει ανάλογη ανάλυση με χρήση του κατανεμημένου μοντέλου DELTA/HYDRO, ώστε να μελετηθεί η ευαισθησία στον υπολογισμό των χαρακτηριστικών της απορροής λόγω της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης.

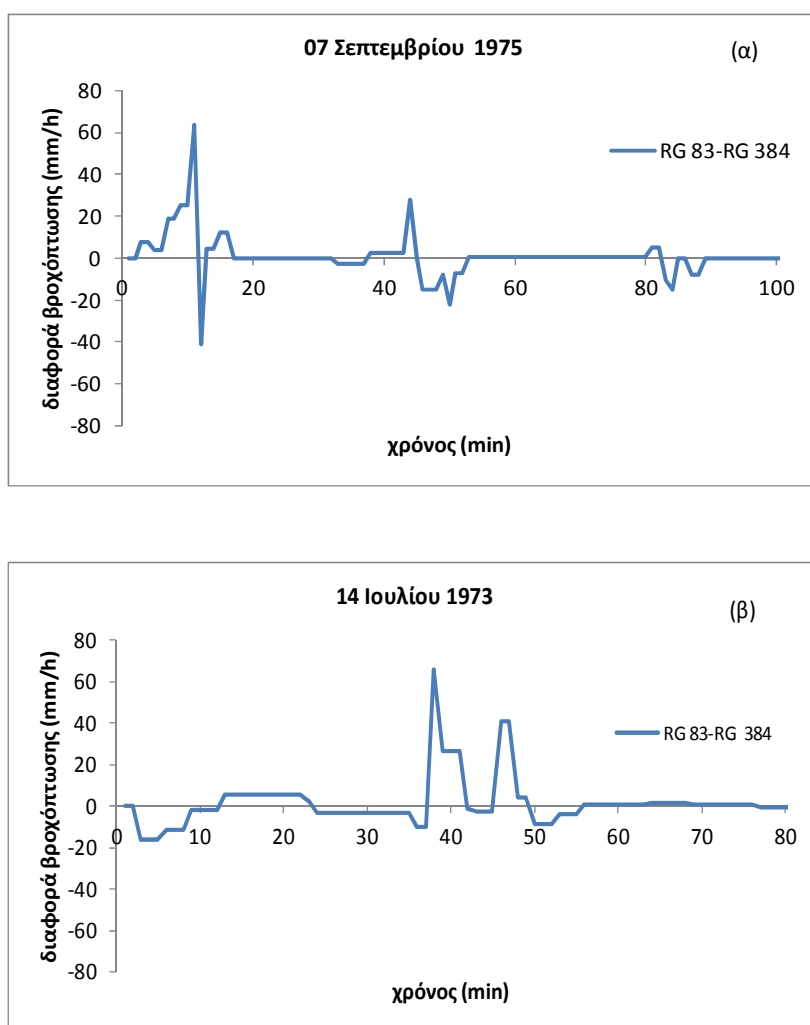
4.7.2.2 Ανάλυση δεδομένων βροχόπτωσης

Στις διαδικασίες βαθμονόμησης/επαλήθευσης που περιγράφηκαν

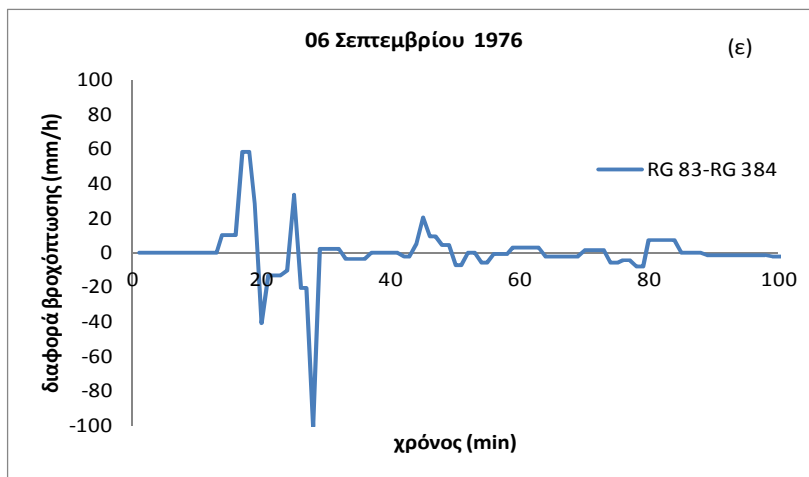
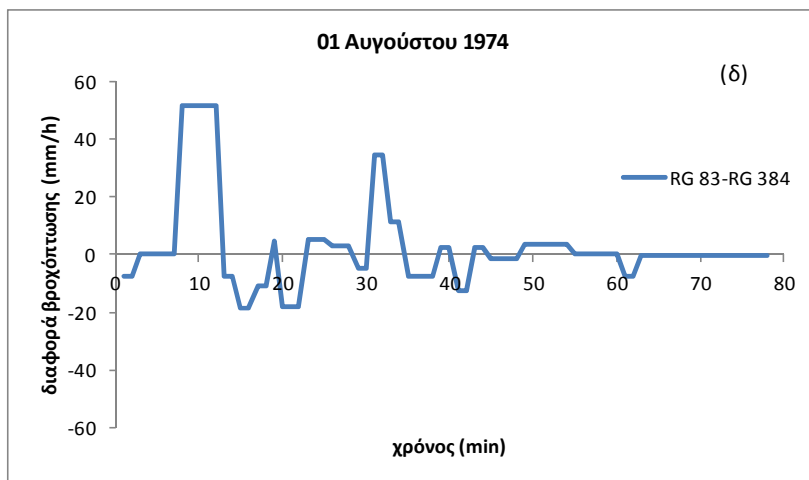
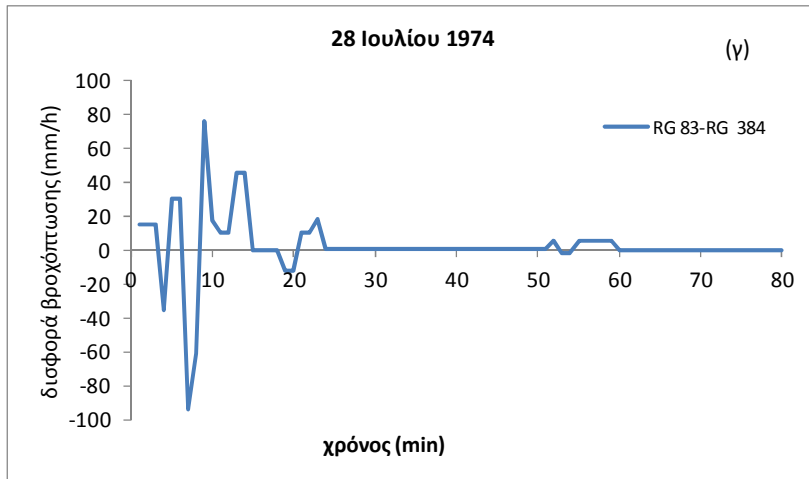
προηγουμένως, χρησιμοποιήθηκαν συνδυαστικά δεδομένα βροχόπτωσης και από τους δύο διαθέσιμους βροχομετρικούς μετρητικούς σταθμούς. Συγκεκριμένα πρόκειται για τον σταθμό RG 384 που απέχει 120 μέτρα περίπου από το κέντρο των λεκανών Lucky Hills σχήμα (Σχ. 4.1) και για τον σταθμό RG 83 που απέχει περίπου 180 μέτρα από το κέντρο της λεκάνης LH-106. Για κάθε επεισόδιο, η βροχή που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση προέρχεται και από τους δύο βροχομετρικούς σταθμούς, μετά την εφαρμογή κατάλληλου αλγόριθμου όπως περιγράφηκε στην §4.3.2.3.

Χρησιμοποιώντας τα στοιχεία του Πίνακα 4.1 για τα επεισόδια βαθμονόμησης/επαλήθευσης, υπολογίστηκαν για τον κάθε βροχομετρικό σταθμό, οι τυπικές αποκλίσεις (stdev) και οι μέσες τιμές (avgR) της αθροιστικής βροχόπτωσης. Συγκεκριμένα, για τον βροχομετρικό σταθμό RG 384, οι υπολογισμοί έδωσαν τις τιμές $stdev_{384} = 14.92\text{mm}$ και $avgR_{384} = 23.74\text{mm}$ και για τον RG 83, τις τιμές $stdev_{83} = 12.76\text{mm}$ και $avgR_{83} = 24.53\text{mm}$, αντίστοιχα. Όπως φαίνεται, αντίθετα με τη μέση τιμή, οι τυπικές αποκλίσεις παρουσιάζουν σχετικά αξιοσημείωτη διαφορά, κάτι αναμενόμενο εξ' αιτίας των σημαντικών διαφορών σε κάθε επεισόδιο ανά βροχόμετρο, οι οποίες μάλιστα για συγκεκριμένα επεισόδια (1^{ης} Αυγούστου 1974 και 28^{ης} Ιουλίου 1974) ξεπερνούν το 20%. Επιπλέον, όπως φαίνεται από τον Πίνακα 4.1, οι μεγαλύτερες διαφορές (μεταξύ 12,5% και 22,5% περίπου) εμφανίζονται στα επεισόδια με μικρό και μεσαίο μέγεθος (με εξαίρεση αυτό της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976) ενώ για τα μεγάλα επεισόδια, οι διαφορές είναι μικρότερες του 8%. Σημειώνεται πάντως ότι για ένα συζευγμένο μοντέλο όπως το DELTA/HYDRO, η παράμετρος που παίζει τον σημαντικότερο ρόλο στους υπολογισμούς δεν είναι η αθροιστική βροχόπτωση αλλά η ένταση της βροχόπτωσης, η οποία όπως φαίνεται από τη μελέτη των μεμονωμένων υετογραμμάτων του κάθε επεισοδίου (Σχ. 4.2), μπορεί να παρουσιάζει μεγάλη διαφορά. Για το λόγο αυτό στη συνέχεια, (Σχ. 4.27), παρουσιάζεται η χρονική διακύμανση της διαφοράς της βροχόπτωσης μεταξύ των δύο σταθμών κατά την εξέλιξη του κάθε επεισοδίου, η οποία δίνει τη δυνατότητα να απεικονιστούν ιδιαιτερότητες της κατανομής της. Συγκεκριμένα όπως φαίνεται, υπάρχει γενικά μια μετακίνηση των «κυμάτων» βροχόπτωσης ανάλογα με το επεισόδιο, από τη θέση που βρίσκεται ο ένας σταθμός προς τη θέση του άλλου. Έτσι, για τα επεισόδια της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1975 (Σχ. 4.27α), της 28^{ης} Ιουλίου 1974 (Σχ. 4.27γ), της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 (Σχ. 4.27ε) και της 19^{ης} Ιουλίου 1974 (Σχ. 4.27στ) φαίνεται μια συνεχής μετακίνηση, μικρότερου ή μεγαλύτερου μεγέθους, από τη θέση

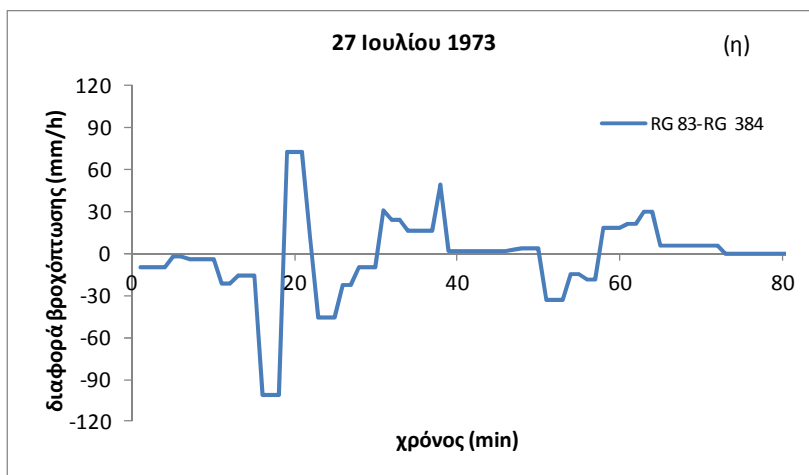
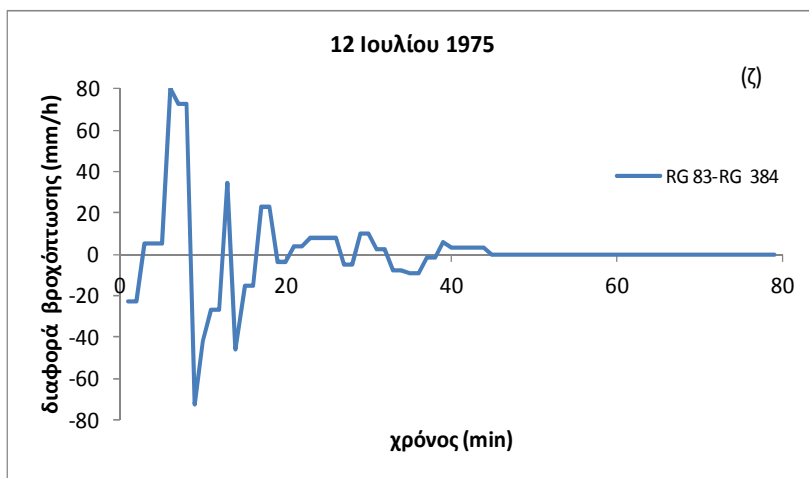
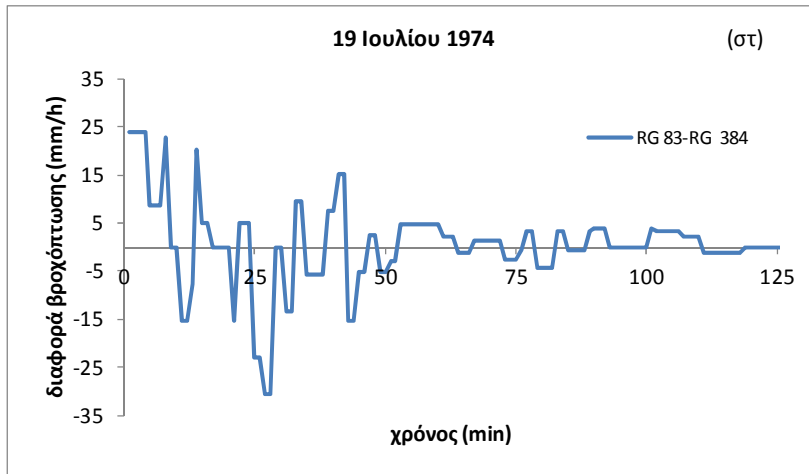
του βροχομετρικού σταθμού RG 83 προς αυτή του RG 384 ενώ αντίθετη διαδρομή φαίνεται να ακολουθείται για τα επεισόδια της 12^{ης} Ιουλίου 1975 (Σχ. 4.27ζ) και της 27^{ης} Ιουλίου 1973 (Σχ. 4.27η). Για τα υπόλοιπα, αυτά της 14^{ης} Ιουλίου 1973 (Σχ. 4.27β), της 1^{ης} Αυγούστου 1974 (Σχ. 4.27δ) και της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977 (Σχ. 4.27θ), η εικόνα είναι λίγο πιο περίπλοκη, με τα «κύματα» να είναι μεγαλύτερης διάρκειας, εμφανίζοντας σε ένα βαθμό στατικότητα και αυξομειώσεις στο μέγεθός τους.



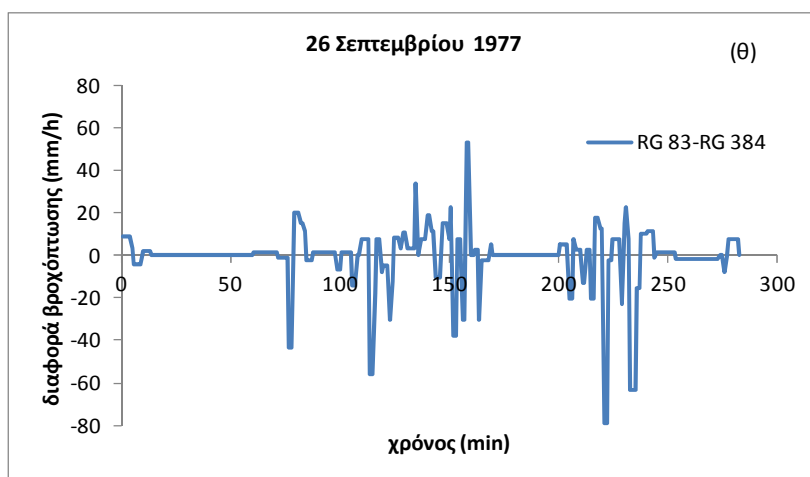
Σχήμα 4.27. Χρονική διακύμανση της διαφοράς βροχόπτωσης των δύο βροχομετρικών σταθμών RG 83 και RG 384 για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά



Σχήμα 4.27. (συνέχεια)



Σχήμα 4.27. (συνέχεια)



Σχήμα 4.27. (συνέχεια)

4.7.2.3 Ανάλυση της ευαισθησίας του μοντέλου DELTA/HYDRO στα δεδομένα βροχόπτωσης

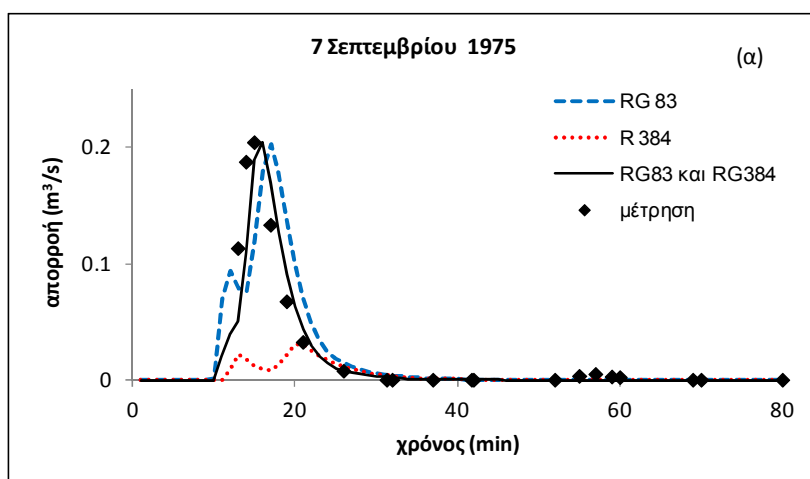
Στην διαδικασία της ανάλυσης της ευαισθησίας στα δεδομένα βροχόπτωσης που περιγράφεται στη συνέχεια, έγιναν προσομοιώσεις για όλα τα επεισόδια (βαθμονόμησης/επαλήθευσης), χρησιμοποιώντας τις μετρήσεις από κάθε βροχομετρικό σταθμό ανεξάρτητα, με κοινή τιμή για ολόκληρη τη λεκάνη, ώστε να εκτιμηθεί η διαφοροποίηση στα αποτελέσματα σε σχέση με αυτά της συνδυαστικής χρήσης των δύο βροχόμετρων.

Τα υδρογραφήματα των προσομοιώσεων αυτών για όλα τα επεισόδια με χρήση του κώδικα DELTA/HYDRO παρουσιάζονται μαζί με τα μετρημένα και τα προσομοιωμένα από τη συνδυαστική χρήση και των δύο βροχομέτρων, στο Σχήμα 4.28.

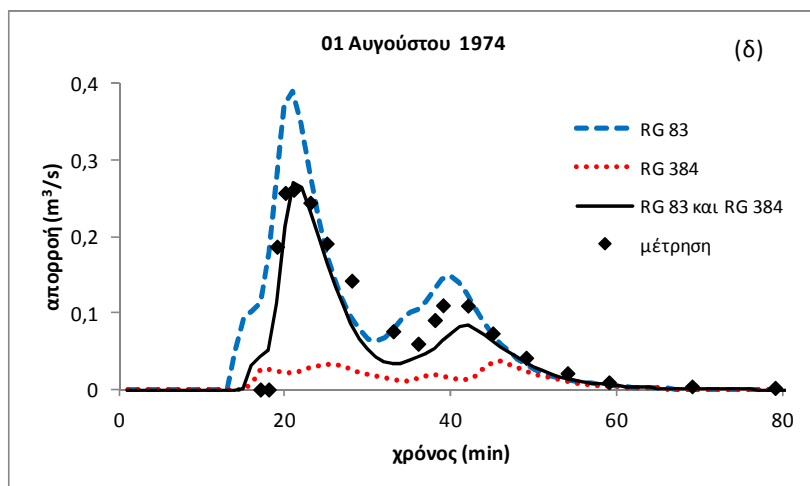
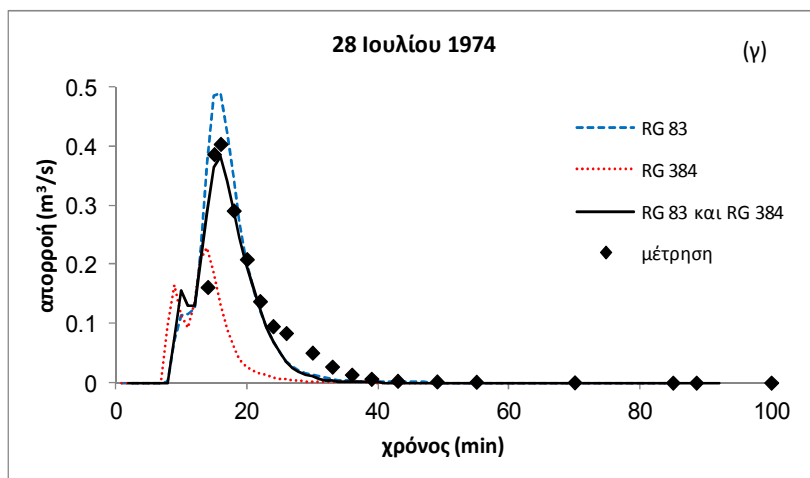
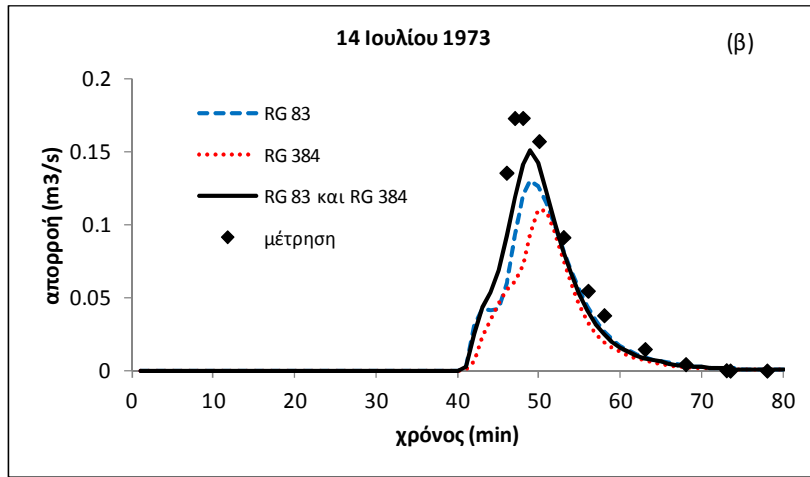
Όπως φαίνεται, η προσομοίωση με δεδομένα βροχόπτωσης μόνο από ένα σταθμό δίνει σημαντικά διαφορετικά υδρογραφήματα, με εξαίρεση αυτό του μικρού επεισοδίου της 14^{ης} Ιουλίου 1973, όπου φαίνεται ότι οποιοσδήποτε από τους δύο βροχομετρικούς σταθμούς θα ήταν αρκετός για την προσομοίωσή του με αρκετή ακρίβεια, δίνοντας εικόνα συγκρίσιμη με αυτή της συνδυαστικής χρήσης. Για τα υπόλοιπα, η χρήση μόνο του ενός βροχομέτρου, άλλοτε του RG 83 και άλλοτε του 384, δεν θα μπορούσε να αποδώσει με αποδεκτή ακρίβεια την εικόνα της πραγματικής απορροής ενώ για το μικρό επεισόδιο της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1975 (Σχ. 4.28α) και τα μεσαία της 1^{ης} Αυγούστου 1974 (Σχ. 4.28δ) και της 28^{ης} Ιουλίου 1974 (Σχ. 4.28γ), οι διαφορές των υδρογραφημάτων είναι εξαιρετικά μεγάλες. Ιδιαίτερα για

το επεισόδιο της 28^{ης} Ιουλίου 1974 (Σχ. 4.28γ) πρέπει να παρατηρήσουμε ότι και τώρα εμφανίζονται οι αυξομειώσεις στο κλάδο ανόδου των προσομοιωμένων υδρογραφημάτων με χρήση του κάθε βροχομέτρου ξεχωριστά, η οποία είναι πιο εμφανής για το RG 384 (αν και αυτό δίνει πολύ μικρή απορροή), επιβεβαιώνοντας τις παρατηρήσεις της §4.6.2. Επιπλέον, η εικόνα του υδρογραφήματος επεισοδίου της 27^{ης} Ιουλίου 1973 (Σχ. 4.28η), επιβεβαιώνει την παρατήρηση που έγινε κατά την ανάλυση της συμπεριφοράς του στην §4.5.4, ότι δηλαδή η υπερεκτίμηση της απορροής του οφείλεται στη μεγάλης έντασης βροχόπτωση που καταγράφει το βροχόμετρο RG 384 προκαλώντας αρχικά ένα ιδιαίτερα μεγάλο μέγιστο απορροής και στη συνέχεια, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.28η και ενώ έχει αρχίσει ο κλάδος καθόδου, ένα μικρότερο αλλά εξίσου σημαντικό δευτερεύον μέγιστο, περίπου στο 30^ο λεπτό.

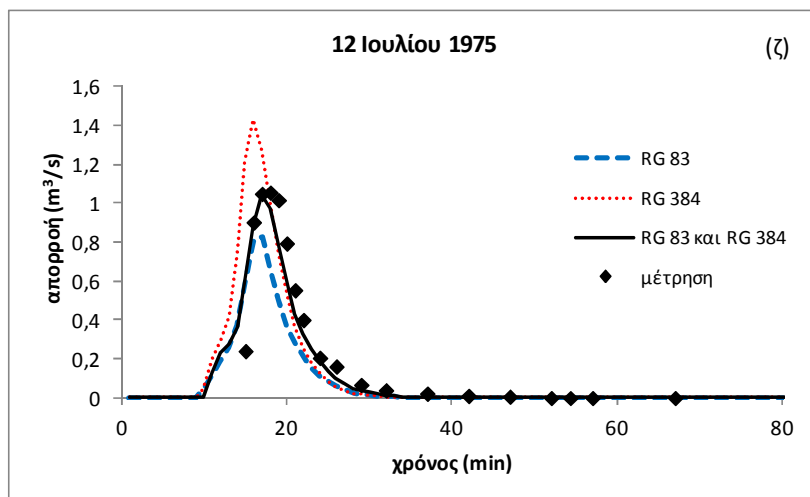
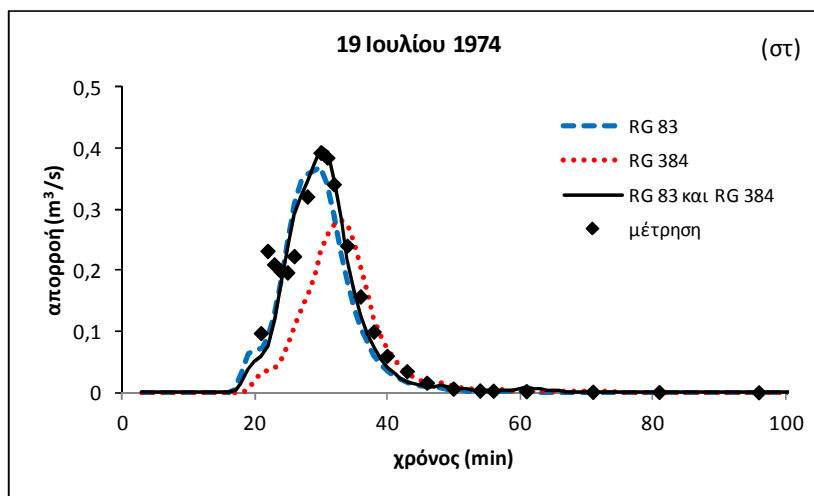
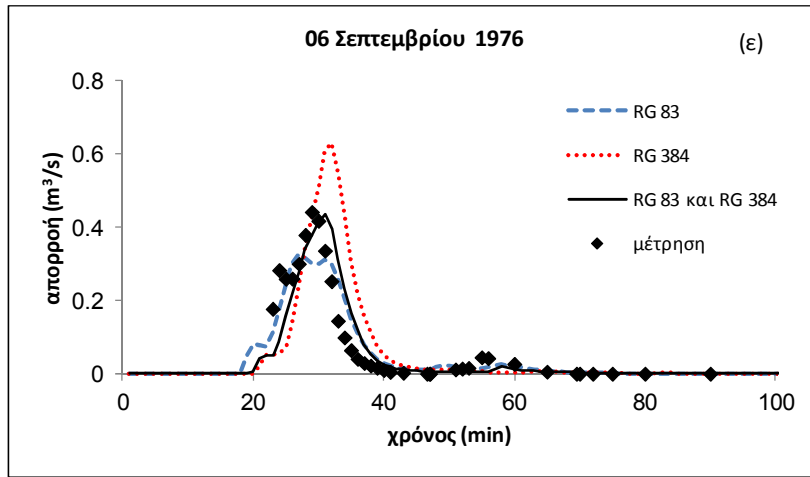
Τέλος, για τα επεισόδια της 14^{ης} Ιουλίου 1973 (Σχ. 4.28β) και της 19^{ης} Ιουλίου 1974 (Σχ. 4.28στ), τα μέγιστα απορροής στα υδρογραφήματα από τον κάθε σταθμό είναι μικρότερα από τα αντίστοιχα από τη συνδυαστική τους χρήση, επιβεβαιώνοντας την άποψη ότι σε μια υδρολογική λεκάνη υπάρχουν ιδιαίτερα χαρακτηριστικά τα οποία ανάλογα με το επεισόδιο επηρεάζουν σε διαφορετικό βαθμό την απορροή της.



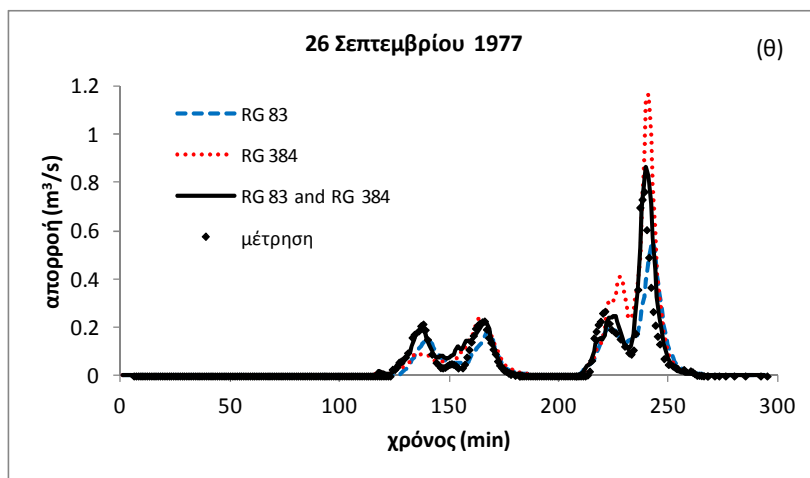
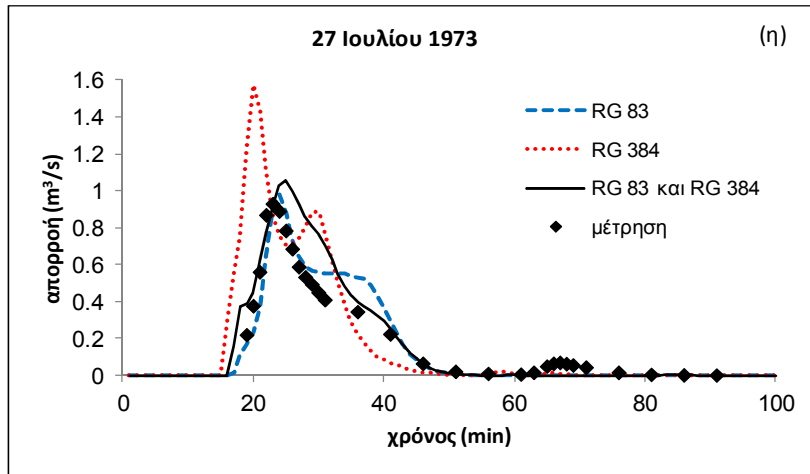
Σχήμα 4.28. Προσομοιωμένα υδρογραφήματα για το κάθε επεισόδιο με χρήση δεδομένων από κάθε βροχομετρικό σταθμό ξεχωριστά (RG 83 και RG 384). Παρουσιάζονται για σύγκριση τα αντίστοιχα μετρημένα υδρογραφήματα καθώς και αυτά από τις προσομοιώσεις με τη συνδυαστική χρήση και των δύο βροχομετρικών σταθμών



Σχήμα 4.28. (συνέχεια)

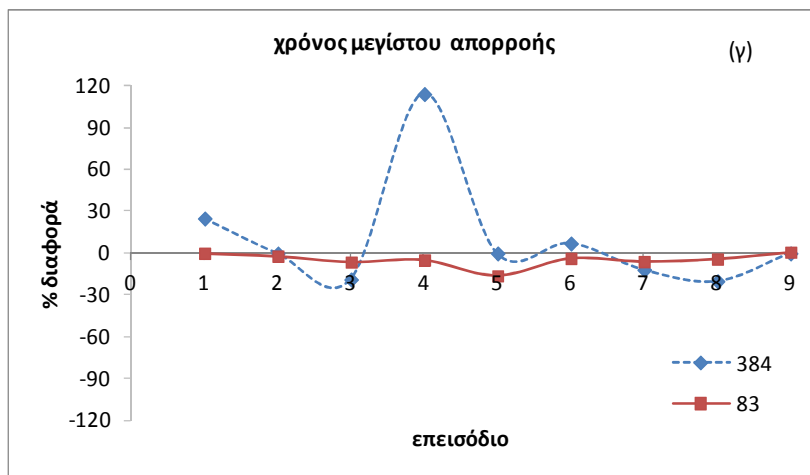
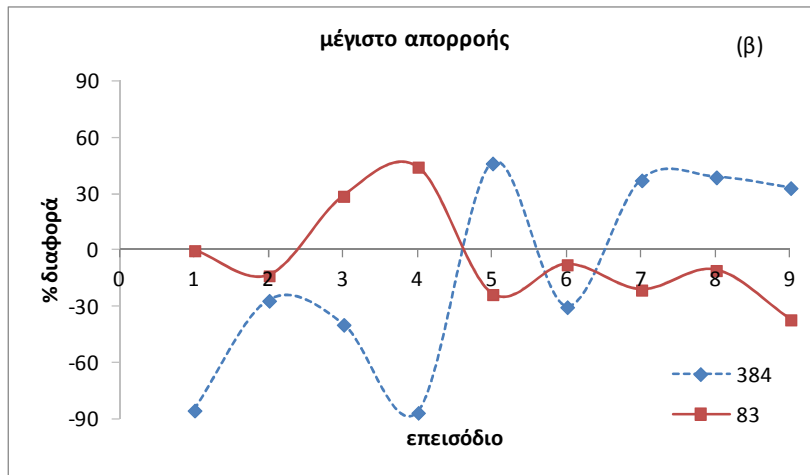
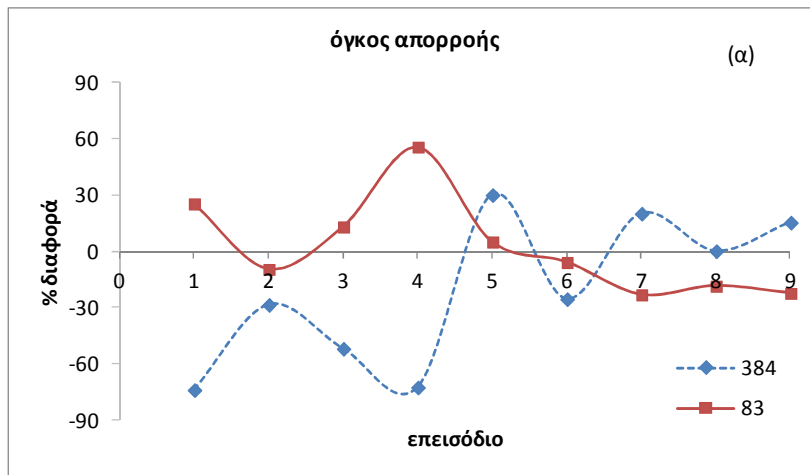


Σχήμα 4.28. (συνέχεια)



Σχήμα 4.28. (συνέχεια)

Η ευαισθησία του μοντέλου στις διακυμάνσεις της βροχόπτωσης με στοιχεία του κάθε βροχομέτρου ξεχωριστά σε σχέση με τα αποτελέσματα από τη συνδυαστική χρήση και των δύο, εξετάζεται συγκρίνοντας τις μεταβολές στον συνολικό όγκο, το μέγιστο ρυθμό απορροής και τον χρόνο επίτευξής του. Συγκεκριμένα, στο Σχήμα 4.29 απεικονίζονται οι ποσοστιαίες διακυμάνσεις για κάθε επεισόδιο ανά βροχομέτρο σε σχέση με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης με συνδυαστική χρήση και των δύο βροχομέτρων. Σημειώνεται ότι τα επεισόδια είναι τοποθετημένα με αύξουσα σειρά μετρημένου όγκου απορροής. Όπως φαίνεται, για το σταθμό RG 384, το εύρος της διακύμανσης κυμαίνεται μεταξύ -73.8% και 30.2% περίπου για τον όγκο απορροής, μεταξύ -85% και 46% περίπου για το μέγιστο απορροής και μεταξύ -11.8% και 114.3% περίπου για τον χρόνο μεγίστου απορροής. Αντίστοιχα, για τον σταθμό RG 83, το εύρος της διακύμανσης είναι μικρότερο και κυμαίνεται μεταξύ -23.1% και



Σχήμα 4.29. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις για κάθε επεισόδιο ανά βροχόμετρο σε σχέση με τα αποτελέσματα της προσομοίωσης με συνδυαστική χρήση και των δύο βροχομετρικών σταθμών

55.7% για τον όγκο απορροής, μεταξύ -36.8% και 44.4% για το μέγιστο απορροής και μεταξύ -16.1% και 0.8% για τον χρόνο μεγίστου απορροής.

Όπως φαίνεται (Σχ. 4.29γ), για όλα τα επεισόδια, ανεξάρτητα του μεγέθους τους, εμφανίζεται μικρή ευαισθησία στον χρόνο επίτευξης του μεγίστου απορροής, ιδιαίτερα για τα δεδομένα που προέρχονται από το σταθμό RG 83. Η μεγάλη απόκλιση, για το επεισόδιο της 1^{ης} Αυγούστου 1974 (μεσαίο, Νο4), με χρήση δεδομένων του σταθμού RG 384 δεν αξιολογείται ως σημαντική αφού οφείλεται στην «κυματοειδή» εικόνα του υδρογραφήματος όπου προτάσσεται ένα τυχαίο μέγιστο μεταξύ άλλων, το οποίο έχει ουσιαστικά αμελητέα διαφορά από τα υπόλοιπα (Σχ. 4.28δ).

Γενικά, όπως προκύπτει από τη συγκριτική μελέτη των επεισοδίων (Σχ. 4.29(α-β), αυτά της 14^{ης} Ιουλίου 1973 (μικρό, Νο2) και της 19^{ης} Ιουλίου 1974 (μεσαίο, Νο6) εμφανίζουν την μικρότερη ευαισθησία στην διακύμανση της βροχόπτωσης λόγω χρήσης του κάθε σταθμού ξεχωριστά και την μεγαλύτερη αυτά της 28^{ης} Ιουλίου 1974 (μεσαίο, Νο3) και της 1^{ης} Αυγούστου 1974 (μεσαίο, Νο4), τα οποία υπενθυμίζεται ότι εμφανίζουν το μεγαλύτερο ποσοστό διαφοράς αθροιστικής βροχόπτωσης ανά βροχόμετρο (περίπου 20%), όπως φάνηκε στον Πίνακα 4.1. Το μοντέλο, με χρήση μόνο του βροχομέτρου RG 83, δείχνει μικρότερη ευαισθησία, όσο αυξάνεται το μέγεθος των επεισοδίων, από το επεισόδιο της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 (μεσαίο, Νο5) και μετά, όπως γίνεται και με χρήση μόνο του βροχομέτρου RG 384, μόνο όμως για τον όγκο απορροής. Στα μικρότερα επεισόδια, το μοντέλο δείχνει συγκρίσιμη ευαισθησία και για τα δύο βροχόμετρα.

Ειδικότερα, από το επεισόδιο της 19^{ης} Ιουλίου 1974 (μεσαίο, Νο6) και μετά, τόσο ο όγκος όσο και το μέγιστο απορροής με χρήση μόνο του βροχομέτρου RG 83 υποεκτιμούνται ενώ με χρήση μόνο του βροχομέτρου του RG 384, από το επεισόδιο της 12^{ης} Ιουλίου 1975 (μεγάλο, Νο7), υπερεκτιμούνται. Όλα τα επεισόδια, εκτός από αυτά της 14^{ης} Ιουλίου 1973 (μικρό, Νο2), της 19^{ης} Ιουλίου 1974 (μεσαίο, Νο6) και μόνο για τον όγκο απορροής αυτό της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 (μεσαίο, Νο5), παρουσιάζουν αντίστροφες διακυμάνσεις δηλ. όταν γίνεται υποεκτίμηση από το μοντέλο με χρήση του ενός βροχομέτρου, γίνεται υπερεκτίμηση με χρήση του άλλου και το αντίστροφο. Η εικόνα αυτή συνάδει σε μικρότερο ή μεγαλύτερο βαθμό με την μετακίνηση των «κυμάτων» βροχόπτωσης ανάλογα με το επεισόδιο, όπως περιγράφηκε νωρίτερα.

Η γενικότερη εικόνα πάντως της συγκριτικής μελέτης των επεισοδίων (Σχ. 4.29(α-β), δείχνει ότι τα μικρότερα από αυτά, εμφανίζουν μεγάλες αυξομειώσεις στον βαθμό ευαισθησίας τους στις διακυμάνσεις της βροχόπτωσης ενώ μια σχετική τάση σταθεροποίησης, σε μεγάλες όμως τιμές (πάνω από 20%) φαίνεται στα μεγαλύτερα επεισόδια. Με παράλληλη μελέτη του Πίνακα 4.1 και του Σχήματος 4.29(α-β), φαίνεται ότι η διακύμανση της βροχόπτωσης γενικά προκαλεί πολλαπλάσια διακύμανση του μεγέθους απορροής.

Η συνδυαστική χρήση των δύο βροχομέτρων δείχνει όχι μόνο να εξομαλύνει αλλά και να βελτιώνει τα αποτελέσματα, επιβεβαιώνοντας ουσιαστικά την ανάγκη χρήσης περισσότερων του ενός βροχομέτρων ακόμη και σε λεκάνες πολύ μικρού μεγέθους, τουλάχιστον για αυτές που παρουσιάζουν παρόμοια χαρακτηριστικά με τις λεκάνες Lucky Hills και για επεισόδια βροχόπτωσης μικρής διάρκειας αλλά μεγάλης έντασης, όπως αυτά που εξετάστηκαν. Αξίζει να αναφερθεί ότι οι Grayson et al., (1992), μελετώντας το επεισόδιο της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977 με χρήση μόνο του βροχομέτρου RG 83 και μην μπορώντας να εξηγήσουν την συστηματική υποεκτίμηση του πρωτεύοντος μεγίστου απορροής από την εφαρμογή του υδρολογικού μοντέλου THALES, συμπέραναν ότι αυτό υπερεκτιμούσε την διήθηση και προχώρησαν σε ανάλογες προσαρμογές των σχετικών παραμέτρων εισόδου. Για το ίδιο επεισόδιο, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.28θ, το μοντέλο DELTA/HYDRO επίσης υποεκτιμά το πρωτεύον μέγιστο απορροής με χρήση μόνο του βροχομέτρου RG 83, αλλά με συνδυαστική χρήση και του βροχομέτρου RG 384 το προσομοιώνει πολύ καλά.

4.7.2.4 Συμπεράσματα

Για ένα συζευγμένο μοντέλο όπως το DELTA/HYDRO, η παράμετρος που παίζει τον σημαντικότερο ρόλο στους υπολογισμούς είναι η ένταση της βροχόπτωσης και όχι η αθροιστική τιμή της, οπότε για επεισόδια όπως τα εξεταζόμενα δηλ. μικρής διάρκειας αλλά μεγάλης έντασης, δικαιολογείται η εμφάνιση σημαντικών διαφορών στα αποτελέσματα. Με τη χρήση δύο βροχομέτρων και χρήση σχήματος παρεμβολής, επιτυγχάνεται καλύτερη αναπαράσταση της χωρικής μεταβλητότητας του πεδίου βροχόπτωσης ενώ επιπλέον δίνεται η δυνατότητα μερικής «αποκατάστασης» των λαθών στις μετρήσεις (τυχαίων ή μη). Το πρόβλημα γίνεται εντονότερο όταν προσομοιώνονται συμβάντα του μεγέθους των εξεταζόμενων, αφού τότε αναλογικά

το σφάλμα των μετρήσεων μπορεί να αποτελεί μεγάλο ποσοστό των παρατηρούμενων τιμών. Στο πλαίσιο αυτό, ο καταναμημένος χαρακτήρας του μοντέλου παρουσιάζει ιδιαίτερη σημασία αφού ανάλογα με το επεισόδιο, η θέση των δύο σταθμών παρουσιάζει διαφορετική σημαντικότητα, η οποία αναγνωρίζεται από το μοντέλο και αποτυπώνεται στον μέγιστο βαθμό κατά την διάρκεια της προσομοίωσης κάθε επεισοδίου.

4.7.3 Ευαισθησία του μοντέλου DELTA/HYDRO στις παραμέτρους βαθμονόμησης

4.7.3.1 Εισαγωγικά στοιχεία

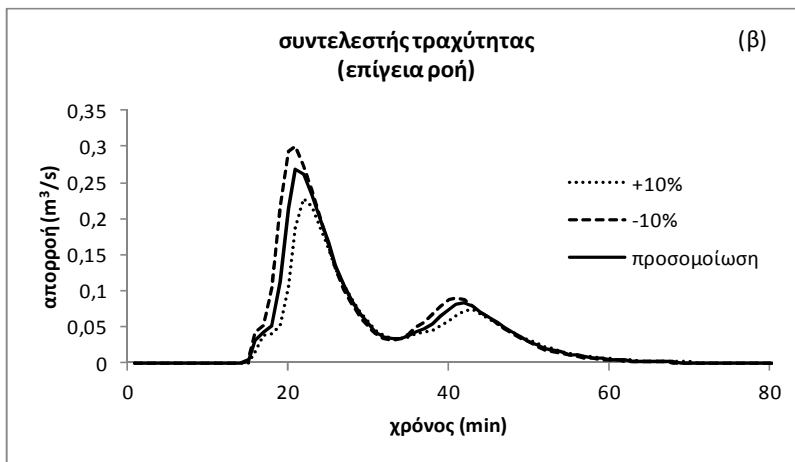
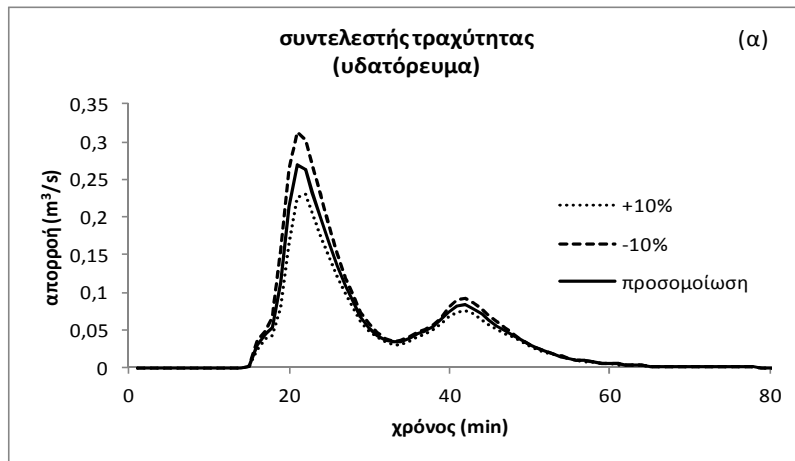
Η ευαισθησία του μοντέλου στις μεμονωμένες διακυμάνσεις κατά +/-10%, της αρχικής υγρασίας του εδάφους θ_{mi} , της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας K_s και των συντελεστών τραχύτητας Manning για επίγεια ροή n_{ov} και ροή σε υδατόρευμα n_{ch} , εξετάζεται συγκρίνοντας όπως και στη βροχόπτωση, τα ίδια χαρακτηριστικά της απορροής. Σε όλα τα επεισόδια εφαρμόστηκαν οι ίδιες διακυμάνσεις ώστε να δοθεί πληρέστερη εικόνα της ευαισθησίας του μοντέλου.

4.7.3.2 Ανάλυση ευαισθησίας του μοντέλου DELTA/HYDRO στις παραμέτρους βαθμονόμησης

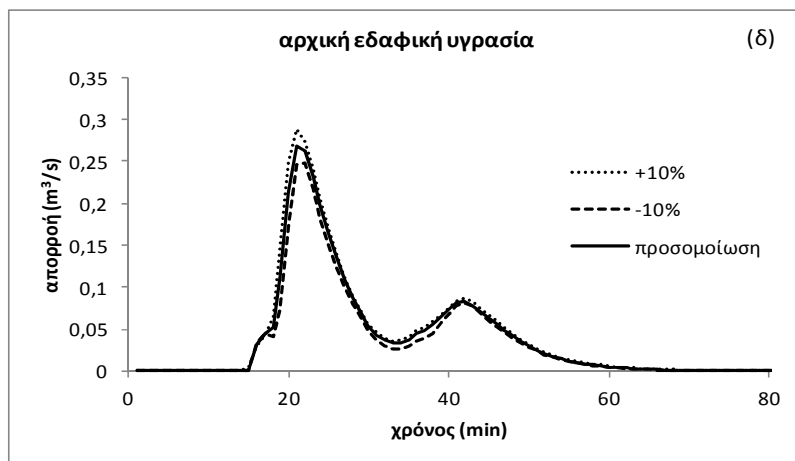
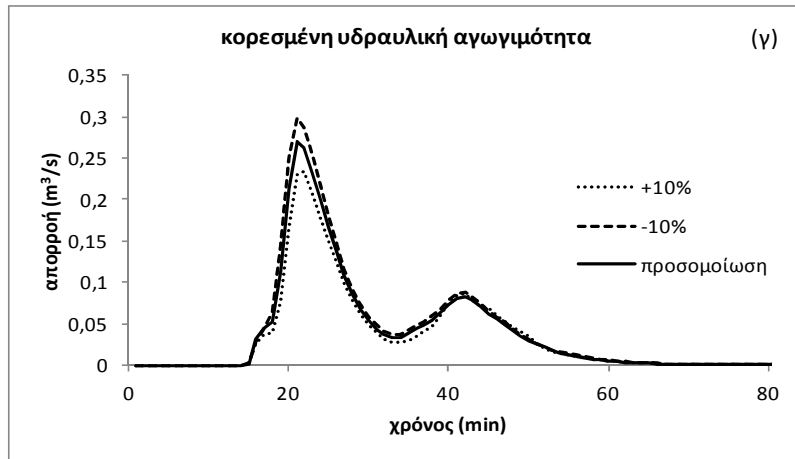
Αρχικά στο Σχήμα 4.30, παρουσιάζονται αναλυτικά τα αποτελέσματα με διακύμανση κατά +/-10% για κάθε παράμετρο βαθμονόμησης ξεχωριστά, συγκρίνοντάς τα με τα αντίστοιχα χωρίς διακύμανση, για το επιλεγμένο επεισόδιο της 1^{ης} Αυγούστου 1974, το οποίο είναι μεσαίου μεγέθους και αρκετά πολύπλοκο, με πρωτεύον και δευτερεύον μέγιστο απορροής.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.30 (α,β), τα υδρογραφήματα που προέκυψαν για τους δύο συντελεστές τραχύτητας υπερεκτιμούν/υποεκτιμούν τον μέγιστο ρυθμό απορροής και τον συνολικό όγκο απορροής κατά αντίστοιχο περίπου ποσοστό της ελάττωσης/αύξησης των παραμέτρων. Συγκεκριμένα, μικρότερες τιμές του συντελεστή τραχύτητας για την ροή σε υδατόρευμα έχουν σαν αποτέλεσμα αύξηση της ταχύτητάς της, οπότε αυτή φτάνει πιο γρήγορα στην έξοδο με συνέπεια και οι δύο κλάδοι ανόδου (πρωτεύον και δευτερεύον) να είναι πιο απότομοι (Σχ. 4.30α) ενώ επιπλέον, τόσο ο όγκος όσο και ο μέγιστος ρυθμός απορροής να είναι αυξημένοι.

Στους αντίστοιχους κλάδους καθόδου η ροή ελαττώνεται ακολουθώντας την ελάττωση της βροχόπτωσης. Όμοια, οι μικρότερες τιμές του συντελεστή τραχύτητας για την επίγεια ροή έχουν σαν αποτέλεσμα την αύξηση της ταχύτητάς της, οπότε η τροφοδοσία των υδατορευμάτων γίνεται γρηγορότερα με αυξημένες ποσότητες νερού, με συνέπεια και αυτή τη φορά, οι δύο κλάδοι ανόδου να είναι πιο απότομοι,



Σχήμα 4.30. Επεισόδιο της 1^{ης} Αυγούστου 1974: Προσομοιωμένα υδρογραφήματα χωρίς και με διακύμανση +/-10% των παραμέτρων βαθμονόμησης



Σχήμα 4.30. (συνέχεια)

με επίσης μεγαλύτερους μέγιστους ρυθμούς απορροής (Σχ. 4.30β). Οι κλάδοι καθόδου, τώρα ταυτίζονται πολύ γρήγορα αφού η ελάττωση της βροχής περιορίζει την τροφοδοσία των υδατορευμάτων από την επίγεια ροή, τα οποία πλέον απλά διοδεύουν το νερό προς την έξοδο, με τον ίδιο τρόπο όπως και πριν την διακύμανση.

Η τιμή της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας επηρεάζει την διαθέσιμη για επίγεια ροή περίσσεια βροχόπτωσης και όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.30γ, η ελάττωση (ή αύξησή) της, ελαττώνει (ή αυξάνει) τον ρυθμό διήθησης προσθέτοντας (ή αφαιρώντας), διαθέσιμα ποσά επίγειας ροής και κατά συνέπεια αυξάνει (ή ελαττώνει) το συνολικό όγκο απορροής, χωρίς να επηρεάζει τον χρόνο επίτευξης του μέγιστου ρυθμού της.

Τέλος, η παράμετρος στην οποία φαίνεται ότι το μοντέλο παρουσιάζει τη μικρότερη ευαισθησία είναι η αρχική υγρασία του εδάφους (Σχ. 4.30δ). Το

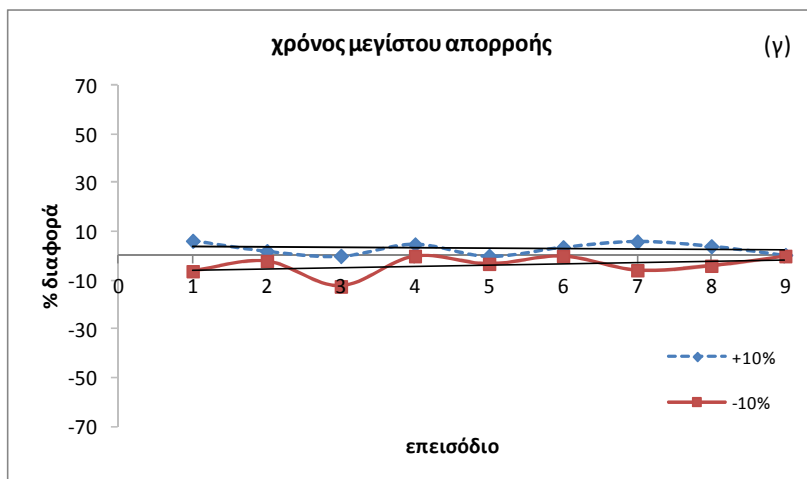
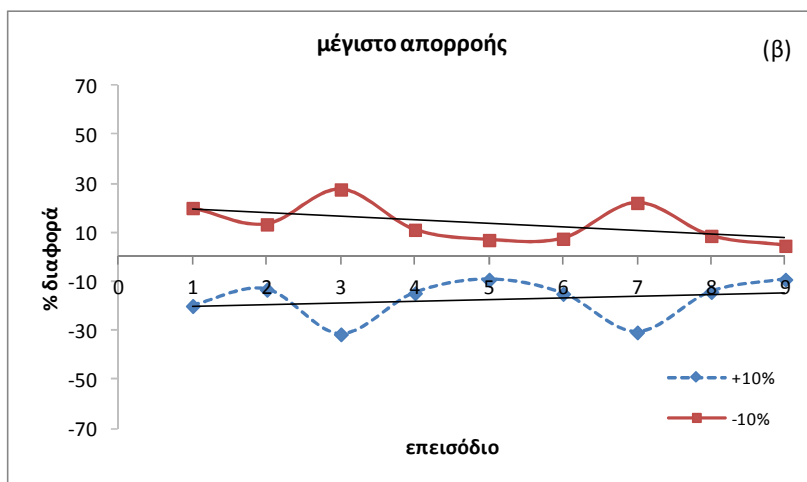
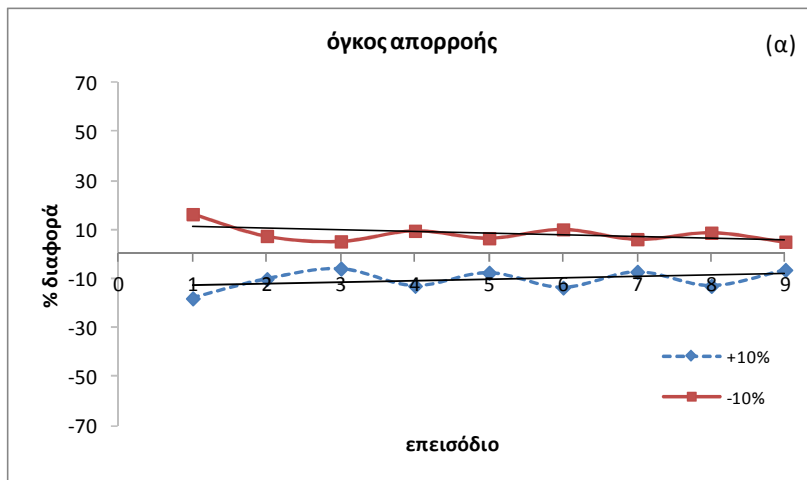
εξεταζόμενο επεισόδιο παρουσιάζει μεγαλύτερη τιμή αρχικής υγρασίας ($\theta_{mi} = 0.251 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) από όλα τα υπόλοιπα επεισόδια, αφού είχε προηγηθεί σχετικά πρόσφατα, το μεσαίο επεισόδιο της 28^{ης} Ιουλίου 1974. Τόσο η αύξηση όσο και η ελάττωση της αρχικής υγρασίας προκαλεί μικρές μεταβολές στον συνολικό όγκο και το μέγιστο απορροής.

Αναφορικά με το χρόνο επίτευξης του μεγίστου απορροής, Σχ. 4.30(α-δ), οι διακυμάνσεις των τεσσάρων παραμέτρων, ανάλογα με την περίπτωση, προκαλούν μεταβολές της τάξης 1 λεπτού.

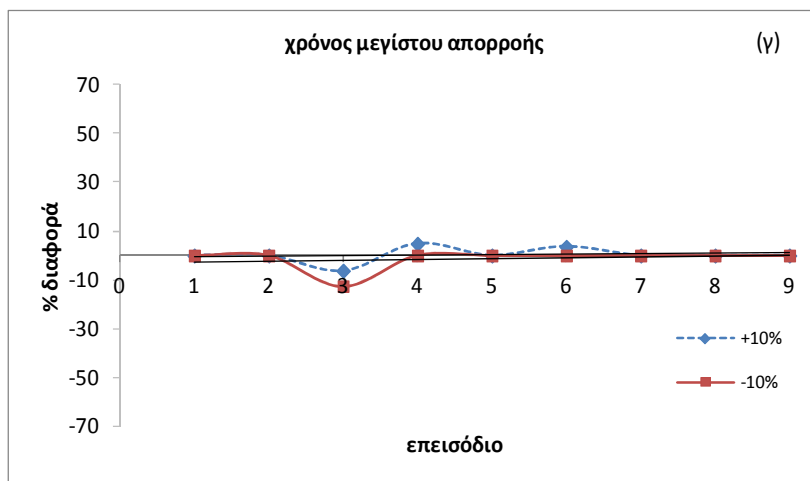
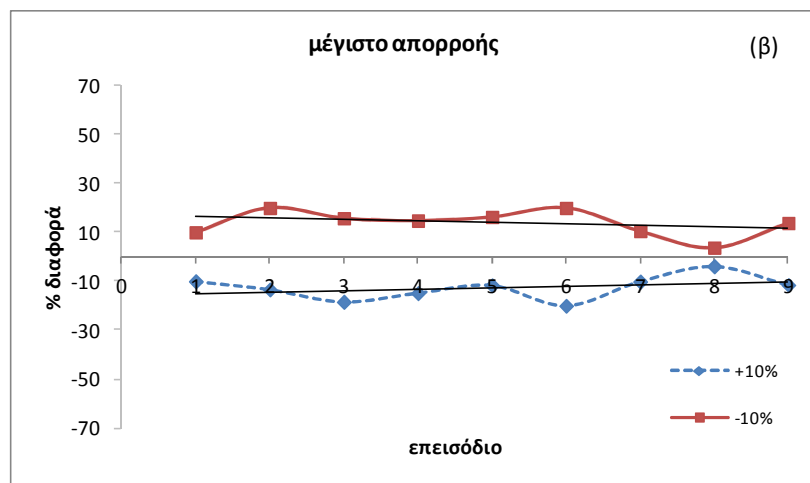
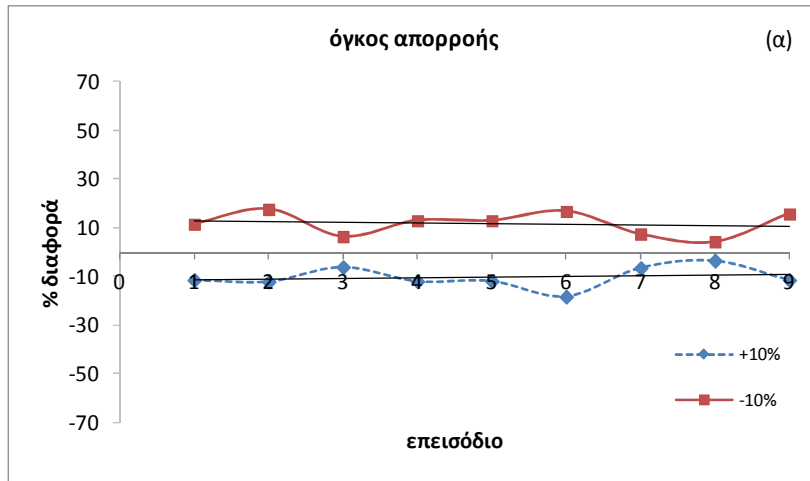
Στη συνέχεια, στα Σχήματα 4.31-4.34, παρουσιάζονται οι συγκεντρωτικές ποσοστιαίες μεταβολές για όλα τα επεισόδια. Υπενθυμίζεται ότι τα επεισόδια είναι τοποθετημένα με αύξουσα σειρά μετρημένου όγκου απορροής, με αρίθμηση ίδια με αυτή της § 4.7.2.3 ενώ σαν αναφορά χρησιμοποιούνται τα αποτελέσματα του μοντέλου με τιμές παραμέτρων χωρίς διακύμανση.

Συγκεκριμένα στο Σχήμα 4.31, δίνονται για όλα τα επεισόδια οι ποσοστιαίες διακυμάνσεις για μεταβολές κατά +/-10% στον συντελεστή τραχύτητας για ροή σε υδατόρευμα n_{ch} , στο Σχήμα 4.32 για επίγεια ροή n_{ov} , ενώ στα Σχήματα 4.33 και 4.34 οι ποσοστιαίες διακυμάνσεις για την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα K_s και την αρχική υγρασία του εδάφους θ_{mi} , αντίστοιχα.

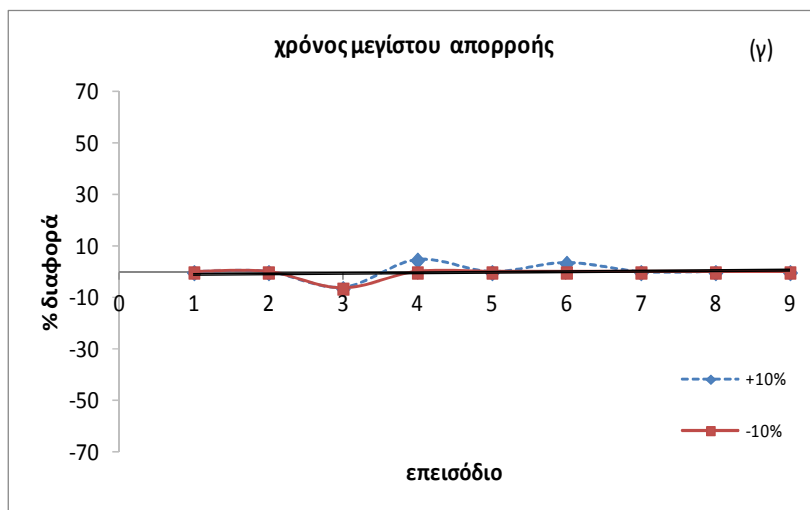
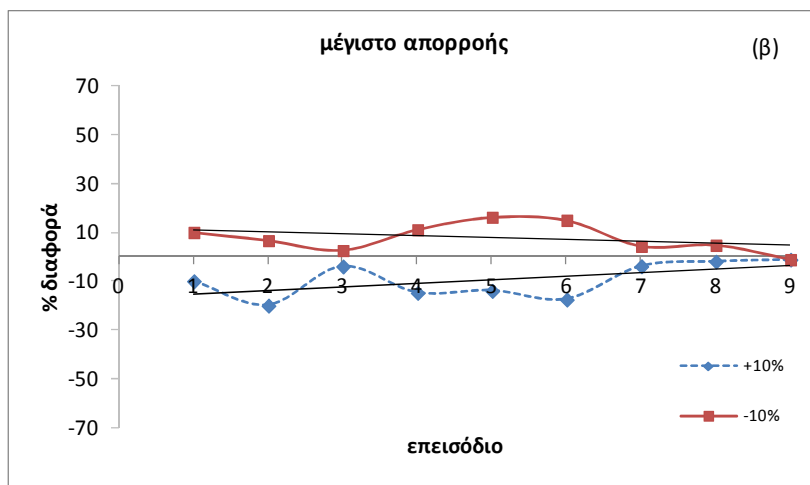
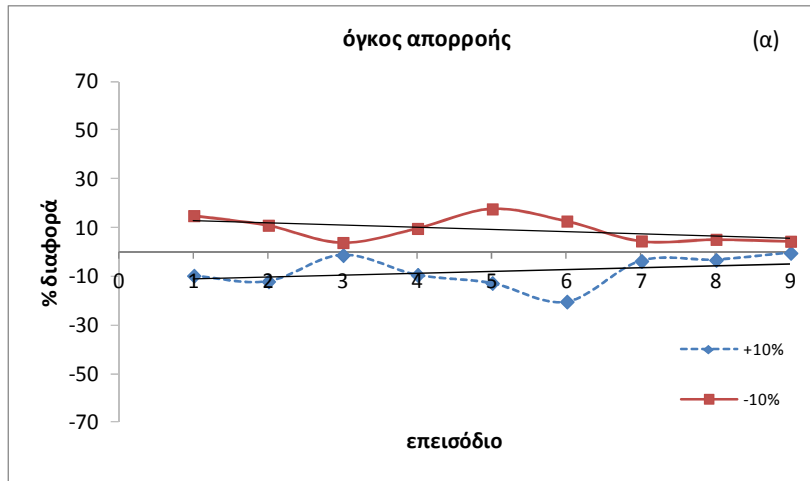
Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.31 (α,β), η διακύμανση κατά +/-10% του συντελεστή τραχύτητας για ροή στο υδατόρευμα n_{ch} προκαλεί περίπου της ίδιας τάξης μεταβολές (+/-10%) στον συνολικό όγκο απορροής με πολύ μικρή τάση βαθμιαίας ελάττωσης με την αύξηση του μεγέθους των επεισοδίων και μεγαλύτερες μεταβολές στο μέγιστο ρυθμό απορροής, οι οποίες επίσης ελαττώνονται βαθμιαία. Γενικά πάντως, θα περίμενε κανείς η διακύμανση της τραχύτητας στα υδατορεύματα να έχει σημαντικά μεγαλύτερη επίδραση στα αποτελέσματα κι αυτό γιατί όλη η ροή που δημιουργείται στη λεκάνη περνά υποχρεωτικά από αυτά, πριν καταλήξει στην έξοδο. Φαίνεται λοιπόν ότι η μικρή έκταση που αυτά καταλαμβάνουν στη συγκεκριμένη λεκάνη απορροής, περιορίζει και την επίδραση της τραχύτητας στην συμπεριφορά τους.



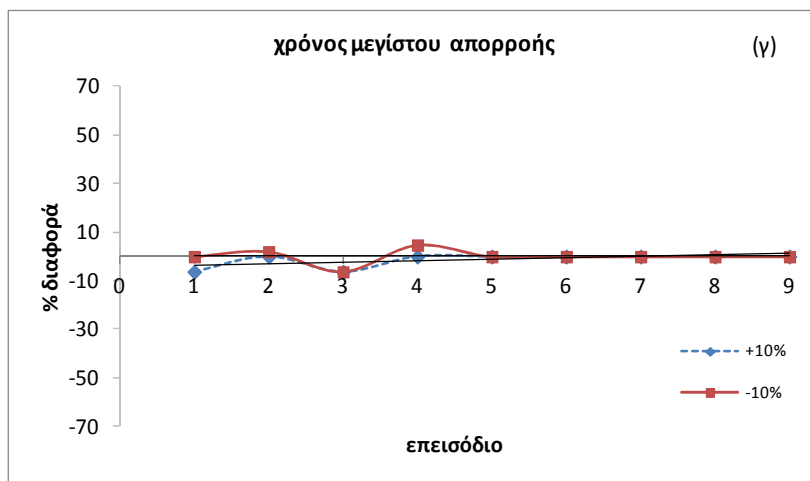
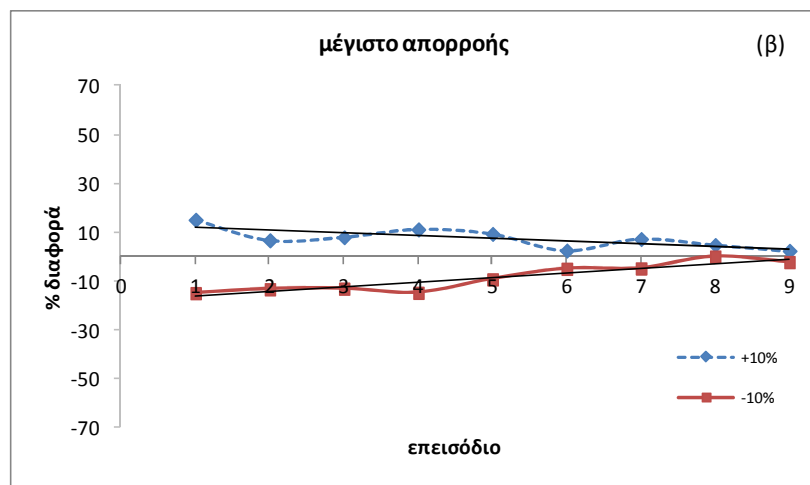
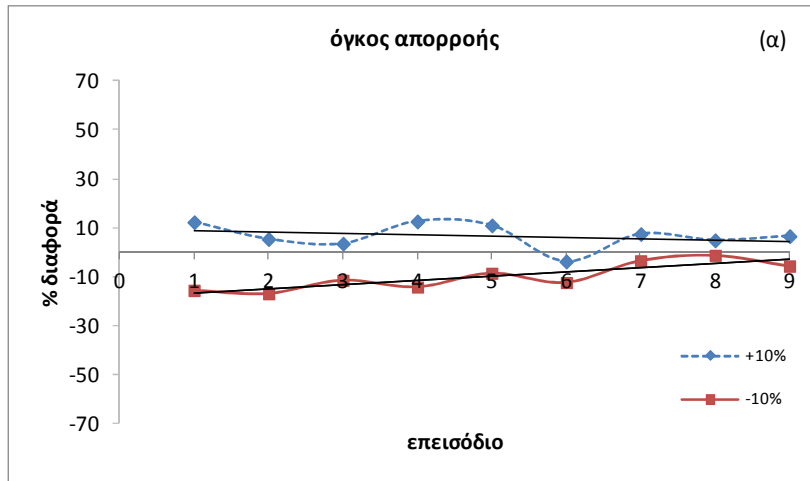
Σχήμα 4.31. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών απορροής για όλα τα επεισόδια για διακύμανση +/-10% του συντελεστή τραχύτητας n_{ch} σε υδατόρευμα



Σχήμα 4.32. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών απορροής για όλα τα επεισόδια για διακύμανση +/-10% του συντελεστή τραχύτητας n_{ov} για επίγεια ροή



Σχήμα 4.33. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών απορροής για όλα τα επεισόδια για διακύμανση +/-10% της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας K_s



Σχήμα 4.34. Ποσοστιαίες διακυμάνσεις των χαρακτηριστικών απορροής για όλα τα επεισόδια για διακύμανση +/-10% της αρχικής εδαφικής υγρασίας θ_{ini}

Το μοντέλο πάντως φαίνεται να είναι αρκετά ευαίσθητο στις διακυμάνσεις των παραμέτρων που σχετίζονται με την επιφανειακή απορροή και συγκεκριμένα του συντελεστή τραχύτητας για επίγεια ροή n_{ov} , (Σχ. 4.32α,β) και της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας K_s , (Σχ. 4.33α,β), επαληθεύοντας το συμπέρασμα των Goodrich et al., (1995) και Woolhiser et al., (1996), ότι στις λεκάνες απορροής Lucky Hills αλλά και γενικότερα σε λεκάνες τέτοιας κλίμακας μεγέθους, η επίγεια ροή παίζει τον σημαντικότερο ρόλο. Ιδιαίτερα η συμπεριφορά του μοντέλου στην διακύμανση του συντελεστή τραχύτητας για επίγεια ροή n_{ov} , προκαλεί τις μεγαλύτερες μεταβολές τόσο στον συνολικό όγκο όσο και στο μέγιστο απορροής (Σχ. 4.32α,β). Αν και όσο μεγαλώνουν τα επεισόδια, η επίδραση αυτή ιδιαίτερα για την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα K_s γίνεται σημαντικά μικρότερη, η διακύμανσή της ανά επεισόδιο είναι μεγάλη, υποδηλώνοντας την μη γραμμικότητα της αντίδρασης των διεργασιών που σχετίζονται με το έδαφος σε μια λεκάνη απορροής. Η εικόνα του Σχήματος 4.33(α,β) είναι αναμενόμενη, αφού όπως αναφέρουν οι Maneta et al., (2008) γενικά η τιμή της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας K_s ιδιαίτερα για τις ημι-άνυδρες λεκάνες, εμπεριέχει μεγάλο βαθμό χωρικής μεταβλητότητας, εξαιτίας της δομής του υπεδάφους τους και συνεπώς είναι δυνατόν αυτή να μεταβάλλεται ακανόνιστα, ανάλογα με την υδρολογική προϊστορία του κάθε επεισοδίου. Η επίδραση των διακυμάνσεών της ελαττώνεται πάντως με την αύξηση του μεγέθους του επεισοδίου, αφού όπως αναφέρουν οι Smith et al., (1995), η αυξημένη βροχόπτωση υπερκαλύπτει αυτές και κατά συνέπεια και την επίδραση της χωρικά μεταβαλλόμενης χωρητικότητας διήθησης.

Από την μελέτη των Σχημάτων 4.16(α-γ), η παράμετρος που φαίνεται να έχει την μικρότερη επίδραση στα χαρακτηριστικά της απορροής και συνεπώς το μοντέλο παρουσιάζει τη μικρότερη ευαισθησία, είναι η αρχική υγρασία του εδάφους θ_{ini} , με το μέγιστο ρυθμό απορροής να επηρεάζεται λίγο περισσότερο από τον συνολικό όγκο της (Σχ. 4.34α,β). Ειδικότερα, οι μεταβολές για το μέγιστο ρυθμό απορροής γίνονται σημαντικά μικρότερες όσο μεγαλώνουν τα επεισόδια, επιβεβαιώνοντας το συμπέρασμα των Castillo et al., (2003) ότι σε ημι-άνυδρες λεκάνες με Χορτόναιο μηχανισμό δημιουργίας απορροής και για βροχοπτώσεις μεγάλης έντασης, η απορροή είναι πιο ομοιόμορφη και δεν εξαρτάται από την αρχική εδαφική υγρασία.

Τέλος, η διακύμανση των τεσσάρων παραμέτρων φαίνεται να επηρεάζει τον χρόνο επίτευξης του μεγίστου απορροής (Σχ. 4.31γ-4.34γ) ανάλογα με την περίπτωση, προκαλώντας μεταβολές από 0 μέχρι 5 λεπτά.

4.7.3.3 Συμπεράσματα

Το μοντέλο παρουσιάζει την μικρότερη ευαισθησία στην αρχική εδαφική υγρασία θ_{mi} και την μεγαλύτερη στις παραμέτρους που σχετίζονται με την επιφανειακή απορροή, σε μεγάλο βαθμό τον συντελεστή τραχύτητας για επίγεια ροή n_{ov} και σε μικρότερο την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα K_s , ευαισθησία που ελαττώνεται όσο αυξάνεται το μέγεθος των επεισοδίων. Γενικά, η ευαισθησία του μοντέλου στις μεταβολές των παραμέτρων είναι μεγαλύτερη για τα μικρότερα επεισόδια επιβεβαιώνοντας τη διαπίστωση ότι η επίδραση της αβεβαιότητας των παραμέτρων μιας λεκάνης απορροής σε ένα τέτοιου τύπου μοντέλο, ελαττώνεται όσο αυξάνεται το μέγεθος των επεισοδίων (Senarath et al., 2000).

4.7.4 Σύγκριση ευαισθησίας παραμέτρων εισόδου

Από την ανάλυση της §4.7.2 φάνηκε ότι η ευαισθησία του μοντέλου DELTA/HYDRO στην χωρική διακύμανση της βροχόπτωσης είναι πολύ μεγάλη, με τα χαρακτηριστικά της απορροής να μεταβάλλονται σημαντικά. Το εύρος μάλιστα της μεταβολής εμφανίζει μεγάλες αυξομειώσεις, με τάση σχετικής σταθεροποίησης σε τιμές όμως πάνω από 20%, για τα μεγαλύτερα επεισόδια.

Η αντίστοιχη ανάλυση της §4.7.3 για την ευαισθησία του μοντέλου DELTA/HYDRO στη διακύμανση των παραμέτρων βαθμονόμησης έδειξε πολύ μικρότερο εύρος τιμών διακύμανσης, το οποίο πάντως διαφέρει ανάλογα με την παράμετρο και το μέγεθος του επεισοδίου ενώ η γενική εικόνα εμφανίζει μία τάση ελάττωσης του με την αύξηση του μεγέθους των επεισοδίων.

Από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων αυτών, αναδεικνύεται η σημασία της γνώσης της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης κατά την διαδικασία της προσομοίωσης της υδρολογικής συμπεριφοράς μιας λεκάνης απορροής από ένα κατανεμημένο μοντέλο. Η απουσία ενός από τα δύο βροχόμετρα με επακόλουθο τη χρησιμοποίηση ομογενούς κατανομής της βροχόπτωσης έδειξε ότι μπορεί να οδηγήσει σε σημαντικά λανθασμένες εκτιμήσεις όγκου και μεγίστου απορροής, όπως

άλλωστε συμπέραναν παλαιότερα οι Faures et al. (1995) και επιβεβαίωσαν πιο πρόσφατα οι Canfield and Goodrich (2003), με άμεσο επακόλουθο την λανθασμένη οριοθέτηση των τιμών των παραμέτρων κατά την διαδικασία βαθμονόμησης ενός μοντέλου.

4.8 Εσωτερική συνοχή του μοντέλου DELTA/HYDRO

4.8.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Η εσωτερική συνοχή ενός καταναμημένου μοντέλου είναι πολύ σημαντική αφού επαληθεύει έμμεσα την δυναμική του και επιβεβαιώνει τον ρεαλιστικό χαρακτήρα του τρόπου που αυτό προσομοιώνει τη συμπεριφορά μιας πραγματικής λεκάνης απορροής.

Η μελέτη της εσωτερικής συνοχής του μοντέλου DELTA/HYDRO έγινε εξετάζοντας τα υδρογραφήματα των δύο ένθετων υπολεκανών, της LH 102 και της LH 106 με την χρήση των επεισοδίων που χρησιμοποιήθηκαν στην βαθμονόμηση και την επαλήθευση για την λεκάνη LH 104. Κατά την διαδικασία, συγκρίθηκαν για την κάθε υπολεκάνη, τα προσομοιωμένα και τα μετρημένα υδρογραφήματα εξετάζοντας για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά, το σχήμα του υδρογραφήματος, τον συνολικό όγκο απορροής στην έξοδό της λεκάνης, τον μέγιστο ρυθμό απορροής και τον χρόνο επίτευξής του ενώ στο τέλος έγινε και ποσοτική εκτίμηση της απόδοσης του μοντέλου χρησιμοποιώντας στατιστικά κριτήρια. Το σετ των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκε είναι αυτό που προέκυψε από την διαδικασία βαθμονόμησης

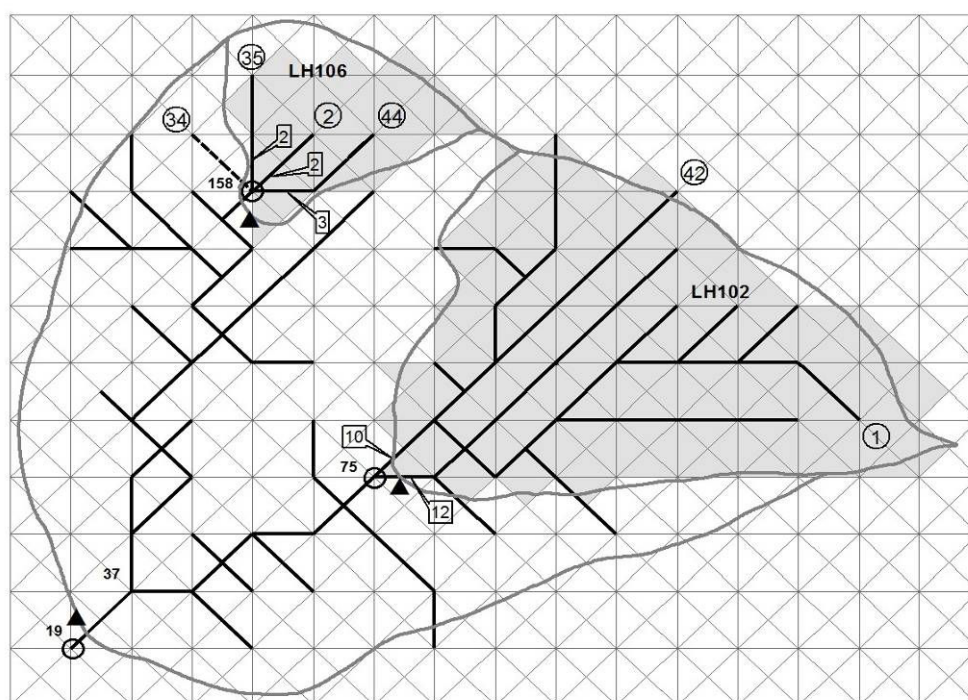
Επιπλέον στη συνέχεια γίνεται αναλυτική παρουσίαση για τέσσερα επιλεγμένα επεισόδια, αντιπροσωπευτικά της εικόνας των συνολικών αποτελεσμάτων. Συγκεκριμένα, παρουσιάζονται τα επεισόδια της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 και της 19ης Ιουλίου 1974 (μεσαία επεισόδια), της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977 (μεγάλο, πολύπλοκο) τα οποία παρουσιάζουν πολύ καλά αποτελέσματα και αυτό της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1975 (το μικρότερο επεισόδιο όλων) που παρουσιάζει λιγότερο καλά αποτελέσματα.

4.8.2 Περιγραφή των υπολεκανών LH 102 και LH 106

Οι δύο υπολεκάνες βρίσκονται στο βορειότερο τμήμα των λεκανών Lucky Hills (Σχ. 4.1) και συγκεκριμένα η LH 102 στα βορειοανατολικά και η LH 106 στα βορειοδυτικά. Κατά την μελέτη που ακολουθεί, χρησιμοποιήθηκε η ίδια χωρική ανάλυση και τριγωνοποίηση με αυτή της μελέτης της λεκάνης LH 104 που έχει προηγηθεί, ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση των αποτελεσμάτων. Η απορροή έχει μετρηθεί στην έξοδο κάθε υπολεκάνης (Σχ. 4.35).

4.8.2.1 Υπολεκάνη LH 102

Η υπολεκάνη LH 102 (με έκταση 1.46 εκτάρια) όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.35, οριοθετείται από 148 τρίγωνα (γκρι σκίαση), η συνεισφορά των οποίων λαμβάνεται υπόψη κατά την υδρολογική μελέτη της. Το μοντέλο DELTA_CAR



Σχήμα 4.35. Λεκάνες απορροής Lucky Hills, όπου τα γκρι τρίγωνα οριοθετούν τις προσομοιωμένες από το μοντέλο DELTA/HYDRO υπολεκάνες LH 102 και LH 106. Με τους αριθμούς σε κύκλο δίνονται τα υδατορεύματα ενώ σε ορθογώνιο πλαίσιο, οι καταβαθμοί. Οι μετρητικοί σταθμοί παριστάνονται με τα μαύρα τρίγωνα στην έξοδο κάθε υπολεκάνης και η προσομοιωμένη θέση τους δίνεται από τους «κυκλωμένους» κόμβους.

έχει δημιουργήσει τις διαδρομές επιφανειακής ροής (με μέγιστη κλίση 19.4%) και τους καταβαθμούς (με μέγιστη κλίση 16.5%) ενώ το μοντέλο DELTA_NET έχει δώσει την τελική μορφή του υδρογραφικού δικτύου σχηματοποιώντας 12

«δευτερεύοντα» υδατορεύματα και τμήμα του πρωτεύοντος υδατορεύματος (IR=1), μέχρι την αρχή του καταβαθμού JR=13. Ο κόμβος με τον αριθμό 75 στον οποίο καταλήγουν ο JR=10 καταβαθμός του υδατορεύματος IR=42 και ο JR=12 καταβαθμός του πρωτεύοντος υδατορεύματος IR=1, θεωρείται από το μοντέλο DELTA/HYDRO ως έξοδος της υπολεκάνης LH 102 και βρίσκεται σε συμφωνία με την θέση που βρίσκεται ο μετρητικός σταθμός, ο οποίος και θεωρείται η πραγματική έξοδος (Σχημ. 4.35).

4.8.2.2 Υπολεκάνη LH 106

Η υπολεκάνη LH 106 (με έκταση 0.36 εκτάρια), όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.35, οριοθετείται από 30 τρίγωνα (γκρι σκίαση), η συνεισφορά των οποίων λαμβάνεται υπόψη κατά την υδρολογική μελέτη της. Το μοντέλο DELTA_CAR έχει δημιουργήσει τις διαδρομές επιφανειακής ροής (με μέγιστη κλίση 11.9%) και τους καταβαθμούς (με μέγιστη κλίση 9.8%) ενώ το μοντέλο DELTA_NET έχει δώσει την τελική μορφή του υδρογραφικού δικτύου σχηματοποιώντας 3 υδατορεύματα, μέχρι την αρχή του καταβαθμού JR=4, του δευτερεύοντος υδατορεύματος 44 (ο δεύτερος μεγαλύτερος μετά το πρωτεύον υδατόρευμα). Ο κόμβος με τον αριθμό 158 στον οποίο καταλήγουν ο JR=2 καταβαθμός του δευτερεύοντος υδατορεύματος IR=35, ο JR=2 καταβαθμός του δευτερεύοντος υδατορεύματος IR=2 και ο JR=3 καταβαθμός του δευτερεύοντος υδατορεύματος IR=44, θεωρείται από το μοντέλο DELTA/HYDRO ως έξοδος της υπολεκάνης LH 102 και βρίσκεται σε συμφωνία με την θέση που βρίσκεται ο μετρητικός σταθμός, ο οποίος και θεωρείται η πραγματική έξοδος (Σχ. 4.35). Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.35, στον κόμβο με τον αριθμό 158 καταλήγει και το υδατόρευμα IR=34 (διακεκομμένη γραμμή), το οποίο με την συγκεκριμένη τριγωνοποίηση από το μοντέλο DELTA/HYDRO βρίσκεται εκτός των ορίων της υπολεκάνης LH 106 (ανήκει στην LH 104). Το μοντέλο δίνει την δυνατότητα στο χρήστη να επιλέξει, αν θέλει ή όχι να συμπεριλάβει και την απορροή από το συγκεκριμένο υδατόρευμα στους υπολογισμούς. Επειδή λοιπόν θεωρείται ότι λόγω θέσης, συνεισφέρει στην απορροή της υπολεκάνης LH 106, επιλέχθηκε το υδατικό του φορτίο να συμπεριληφθεί στους υπολογισμούς που παρουσιάζονται στη συνέχεια.

4.8.3 Εφαρμογή

4.8.3.1 Ανάλυση εσωτερικής συνοχής κώδικα DELTA/HYDRO

Η μελέτη της εσωτερικής συνοχής του κώδικα DELTA/HYDRO, έγινε εξετάζοντας τα υδρογραφήματα των δύο ένθετων υπολεκανών LH 102 και LH 106, με την χρήση των επεισοδίων που χρησιμοποιήθηκαν στην βαθμονόμηση και την επαλήθευση. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται αναλυτικά για την υπολεκάνη LH 102 στον Πίνακα (4.14α) και για την υπολεκάνη LH 106 στον Πίνακα (4.14β).

Πίνακας 4.14. Αποτελέσματα προσομοίωσης (α) για την υπολεκάνη LH 102 και (β) για την υπολεκάνη LH 106

Ημερ/νία επεισοδίου	Μέγιστος ρυθμός απορροής (m ³ /s)		Όγκος απορροής (m ³)		Χρόνος μέγιστου ρυθμού απορροής (min)	
	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση
7 Σεπτεμβρίου 1975	0.09	0.29	36.0	67.8	15	13
14 Ιουλίου 1973	0.06	0.09	35.4	40.8	45	45
28 Ιουλίου 1974	0.14	0.32	66.0	120.0	18	14
1 Αυγούστου 1974	0.09	0.30	66.0	174.0	21	17
06 Σεπτεμβρίου 1976	0.14	0.22	102.0	102.0	29	29
19 Ιουλίου 1974	0.12	0.11	90.0	66.0	29	26
12 Ιουλίου 1975	0.35	0.68	157.8	222.6	17	14
27 Ιουλίου 1973	0.27	0.64	219.0	445.8	23	22
26 Σεπτεμβρίου 1977	0.26	0.40	349.8	354.0	243	239

(α)

Ημερ/νία επεισοδίου	Μέγιστος ρυθμός απορροής (m ³ /s)		Όγκος απορροής (m ³)		Χρόνος μέγιστου ρυθμού απορροής (min)	
	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση
7 Σεπτεμβρίου 1975	0.01	0.01	4.2	1.8	15	12
14 Ιουλίου 1973	0.01	0.01	4.8	4.2	46	44
28 Ιουλίου 1974	0.04	0.06	18.0	12.0	19	15
1 Αυγούστου 1974	0.02	0.04	15.0	13.2	16	15
06 Σεπτεμβρίου 1976	0.05	0.04	25.2	24.6	29	28
19 Ιουλίου 1974	0.04	0.05	28.2	22.8	36	33
12 Ιουλίου 1975	0.09	0.10	40.2	25.8	16	13
27 Ιουλίου 1973	0.07	0.14	55.2	46.2	22	18
26 Σεπτεμβρίου 1977	0.10	0.08	83.4	55.8	243	237

(β)

Όπως φαίνεται από τον Πίνακα 4.14(α), για τη λεκάνη LH 102 ο συνολικός όγκος απορροής κυμάνθηκε για τα μετρημένα επεισόδια μεταξύ 34.4 και 349.8 m³ και για τα προσομοιωμένα μεταξύ 40.8 και 445.8 m³, ενώ για το μέγιστο απορροής κυμάνθηκε για τα μετρημένα επεισόδια μεταξύ 0.06 και 0.35 m³/s και για τα προσομοιωμένα μεταξύ 0.09 και 0.68 m³/s. Τέλος, το εύρος τιμών του χρόνου επίτευξης του μεγίστου απορροής ήταν τα μετρημένα και προσομοιωμένα επεισόδια, 15 με 243 λεπτά και 13 με 239 λεπτά, αντίστοιχα.

Όπως φαίνεται από τον Πίνακα 4.14(β), για τη λεκάνη LH 106 ο συνολικός όγκος απορροής κυμάνθηκε για τα μετρημένα επεισόδια μεταξύ 4.2 και 83.4 m³, και για τα προσομοιωμένα μεταξύ 1.8 και 55.8 m³, ενώ για το μέγιστο απορροής κυμάνθηκε για τα μετρημένα επεισόδια μεταξύ 0.01 και 0.09 m³/s και για τα προσομοιωμένα μεταξύ 0.01 και 0.14 m³/s. Τέλος, το εύρος τιμών του χρόνου επίτευξης του μεγίστου απορροής ήταν τα μετρημένα και προσομοιωμένα επεισόδια, 15 με 243 λεπτά και 12 με 237 λεπτά, αντίστοιχα.

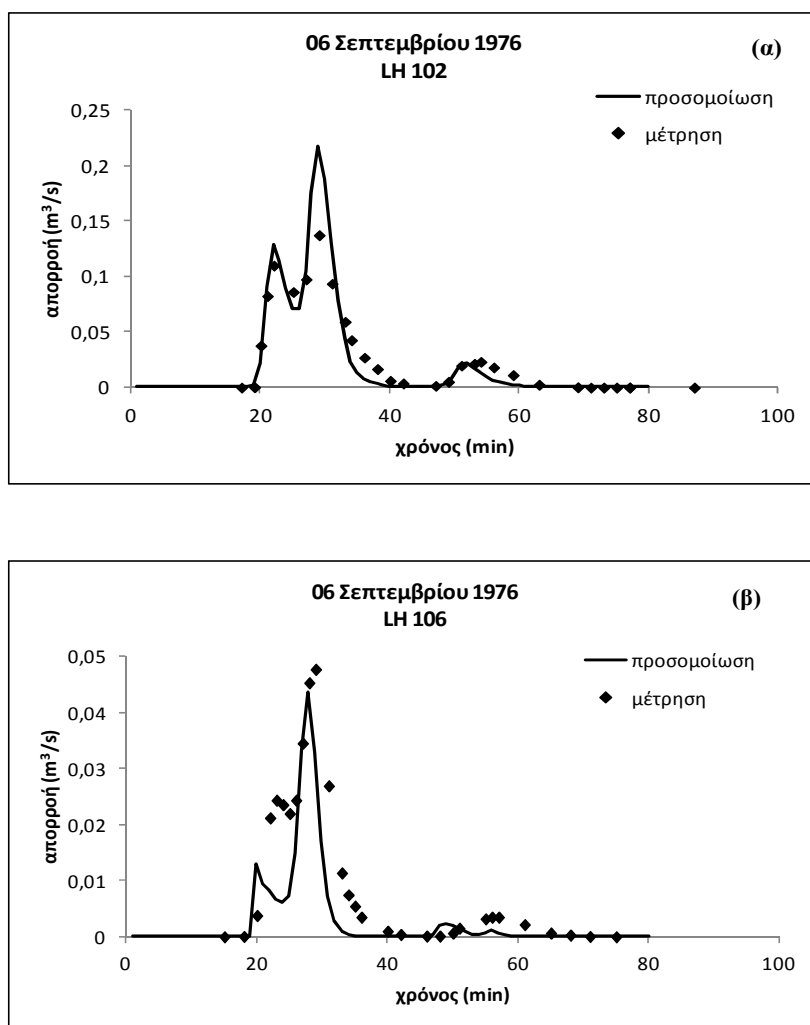
4.8.3.2 Ανάλυση εσωτερικής συνοχής του μοντέλου DELTA/HYDRO για επιλεγμένα επεισόδια

Όπως φαίνεται από τα υδρογραφήματα των τριών επιλεγμένων επεισοδίων (6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976, Σχ. 4.36α,β, 19^{ης} Ιουλίου 1974, Σχ.4.37α,β και 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977, Σχ. 4.38α,β), μετά την προσομοίωση βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με τα μετρημένα σχετικά με τον όγκο απορροής, τον μέγιστο ρυθμό ροής και τον χρόνο επίτευξής του και για τις δύο λεκάνες, δείχνοντας ότι το μοντέλο εμφανίζει σε πολύ μεγάλο βαθμό, εσωτερική συνοχή.

Έμφαση δίνεται στα δύο πρώτα επεισόδια (και γι' αυτό παρουσιάζονται αναλυτικά), αφού κατά την διαδικασία βαθμονόμησης (§ 4.5.4), είχε γίνει ιδιαίτερη αναφορά στην μη αποτύπωση της μικρής «αυξομείωσης» της απορροής στους κλάδους ανόδου και των δύο επεισοδίων. Όπως φαίνεται λοιπόν από τα Σχήματα 4.36-4.37, οι μικρές αυξομειώσεις εμφανίζονται και στα μετρημένα υδρογραφήματα των δύο υπολεκανών και αποτυπώνονται στα προσομοιωμένα, με αρκετή ακρίβεια.

Φαίνεται λοιπόν, ότι χωρίς να μπορεί να αποκλειστεί η πιθανότητα της εν μέρει επίδρασης της χρονικής αναγωγής της μετρημένης βροχόπτωσης όπως έχει αναφερθεί προηγούμενα, η διαφορετικότητα της φυσικής αντίδρασης της λεκάνης LH 104 από την προσομοιωμένη ως σύνολο από αυτή των υπολεκανών LH 102 και LH

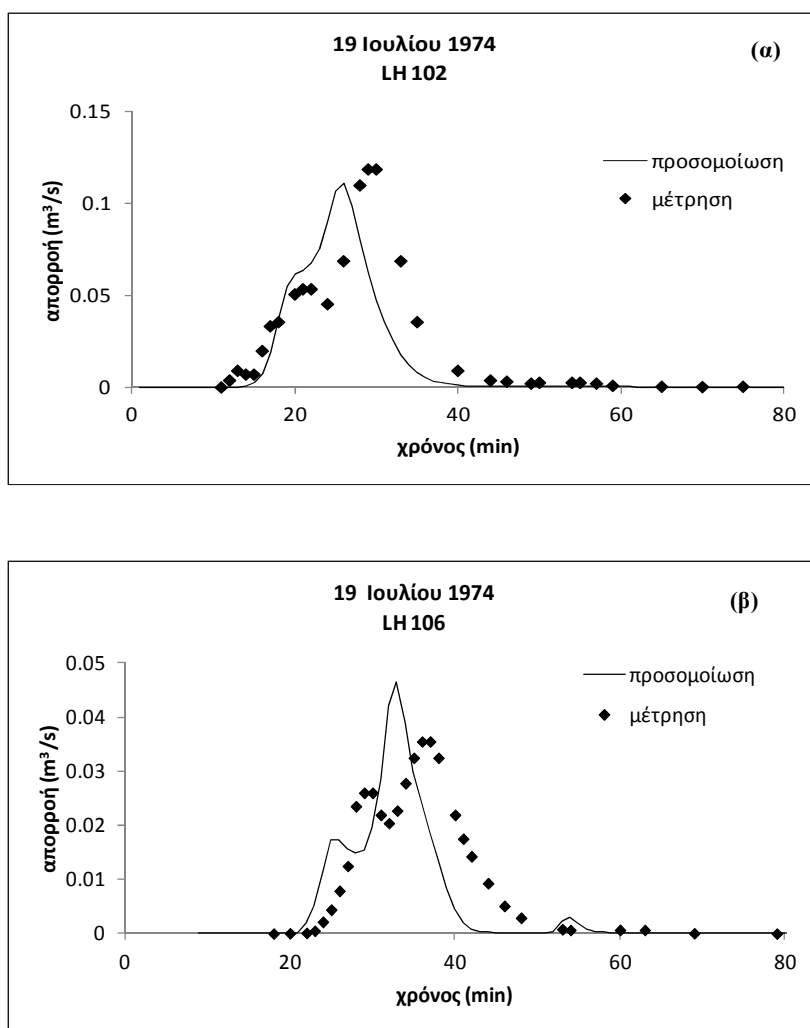
106 να είναι η αιτία της εικόνας των προσομοιωμένων υδρογραφημάτων κατά την διάρκεια της βαθμονόμησης, που αν και ήταν εξαιρετική, δεν απέδωσε τις συγκεκριμένες αυξομειώσεις απορροής.



Σχήμα 4.36. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 6^{ης} Σεπτεμβρίου 1976 για τις υπολεκάνες (α) LH 102 και (β) LH 106

Συγκεκριμένα, η θέση των δύο υπολεκανών σε σχέση με τα δύο βροχόμετρα (Σχ. 4.1) είναι τέτοια (βρίσκονται πολύ κοντά σε αυτά), που δίνει την δυνατότητα στο μοντέλο να ενσωματώσει άμεσα τις διακυμάνσεις της βροχόπτωσης και στη συνέχεια να τις αποτυπώσει στην προσομοίωση της απορροής κάθε υπολεκάνης. Έτσι επιβεβαιώνονται τα προηγούμενα συμπεράσματα σχετικά με την σημαντικότητα της επίδρασης της χωρικής διακύμανσης των δεδομένων της βροχόπτωσης, στην προσομοίωση της υδρολογικής συμπεριφοράς μιας λεκάνης απορροής. Στη συνέχεια

όμως, το υδατικό φορτίο από την κάθε υπολεκάνη χρειάστηκε να διανύσει ένα μεγάλο τμήμα υδατορευμάτων με διαφορετικά χαρακτηριστικά (το υπόλοιπο του IR=1 για την LH 102 και το υπόλοιπο του IR=44 για την LH 106) και να «συναντηθεί», ποσοτικά διαφοροποιημένο και έχοντας κινηθεί γενικά σε διαφορετικούς χρόνους στον κόμβο 37, λίγο πριν την έξοδο 19 της λεκάνης LH 104 (Σχ. 4.35).

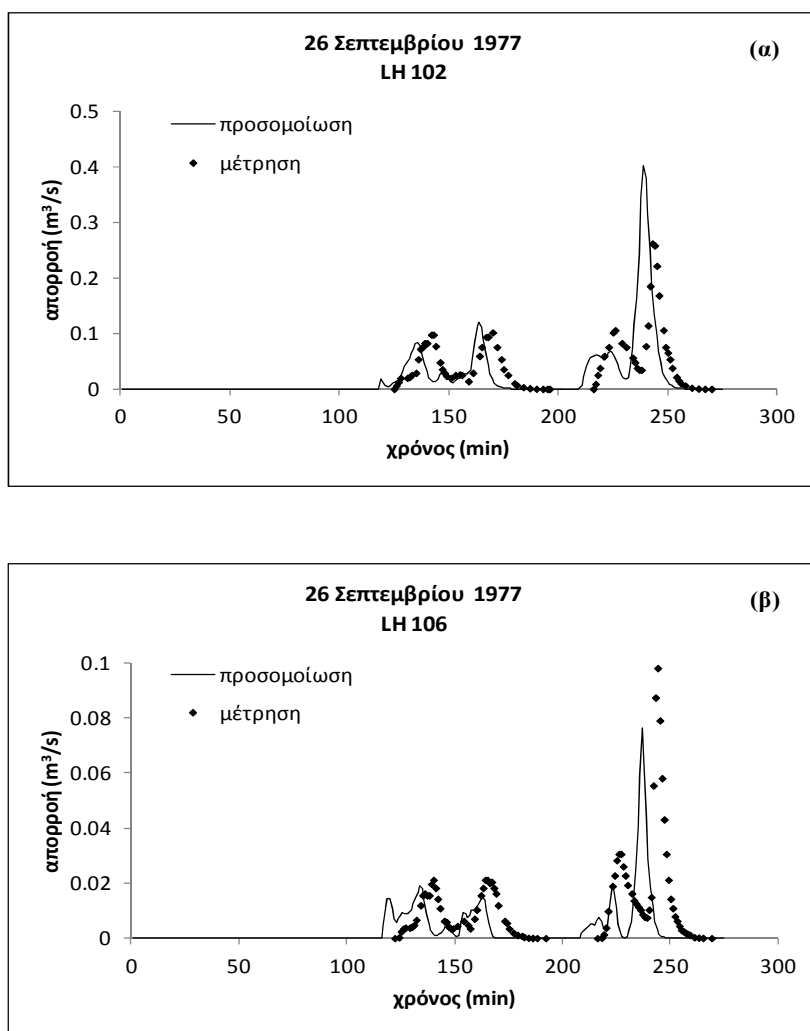


Σχήμα 4.37. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 19^{ης} Ιουλίου 1974 για τις υπολεκάνες (α) LH 102 και (β) LH 106

Έτσι φαίνεται ότι τελικά το μοντέλο εν μέρει, δεν μπόρεσε για τις απομακρυσμένες περιοχές της LH 104 να αποτυπώσει χωρικά και χρονικά στον ίδιο βαθμό, τις διακυμάνσεις της βροχόπτωσης όπως έκανε για τις κοντινότερες LH 102 και LH 106 ενώ παράλληλα δεν αποδόθηκε από τις επιλεγμένες παραμέτρους του, η διεργασία της «φυσικής ομογενοποίησης» που εμφανίζεται όσο αυξάνεται το μέγεθος

μιας λεκάνης απορροής και η οποία υποβαθμίζει το ρόλο των μικρής κλίμακας χαρακτηριστικών της.

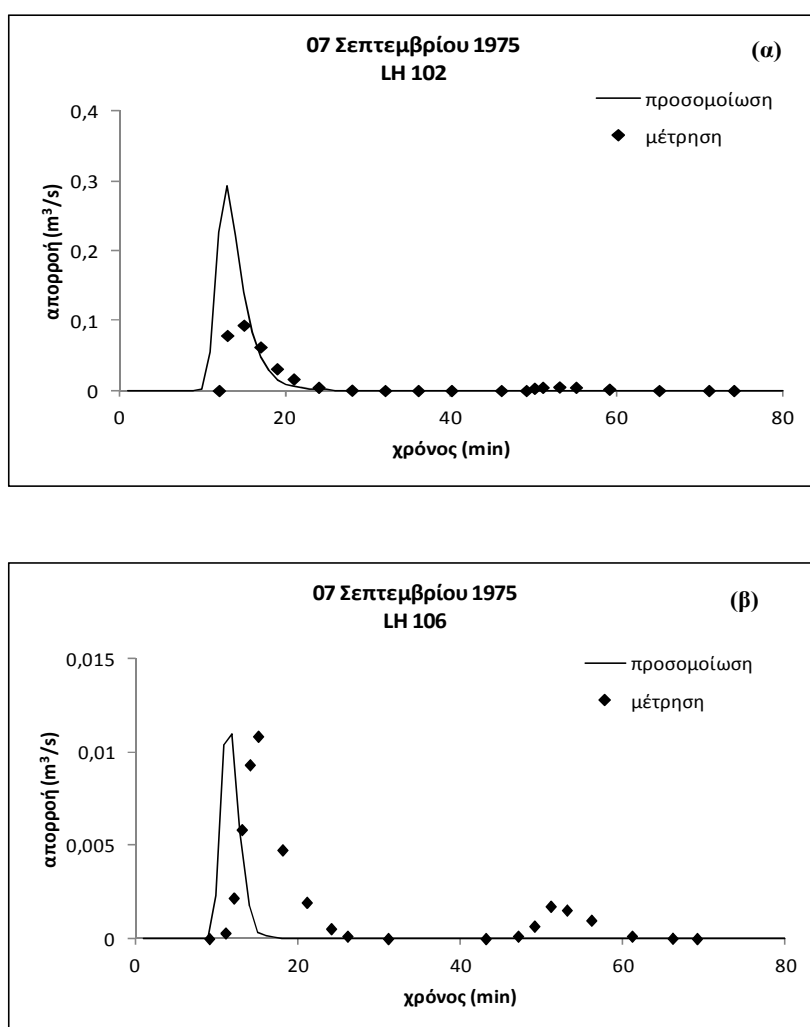
Στη συνέχεια, για το περίπλοκο επεισόδιο της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977 (Σχ. 4.38), τα προσομοιωμένα υδρογραφήματα είναι σε εξαιρετική συμφωνία με τα μετρημένα. Οι δύο διαφορετικές περιόδους βροχόπτωσης-απορροής διαχωρίζονται και εδώ από ένα μικρό διάστημα χωρίς απορροή στα εφήμερα υδατορεύματα και των δύο λεκανών. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.38, η πρώτη περίοδος του υδρογραφήματος προσομοιώνεται πολύ καλά, ιδιαίτερα για την υπολεκάνη LH 102 ενώ η δεύτερη ξεκινά λίγο νωρίτερα και για τις δύο υπολεκάνες, με αποτέλεσμα να φτάνουν στο μέγιστο απορροής λίγο νωρίτερα από το μετρημένο.



Σχήμα 4.38. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977 για τις υπολεκάνες (α) LH 102 και (β) LH 106

Τα υδρογραφήματα του επεισοδίου της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1975 (Σχ. 4.39), και για τις δύο υπολεκάνες εμφανίζουν μετά την προσομοίωση, μέτρια συμφωνία με τα μετρημένα.

Όπως φαίνεται, το μοντέλο αποτυπώνει συνολικά τις διακυμάνσεις της απορροής και στις δύο υπολεκάνες, αλλά δεν καταφέρνει να τις αποδώσει στο επιθυμητό μέγεθος τους, υπολογίζοντας για την LH 106, λίγο νωρίτερα (3 λεπτά) αλλά με ποσοτική ακρίβεια το μέγιστο, υποεκτιμώντας όμως τον όγκο απορροής ενώ για την LH 102, αποδίδει καλύτερα τις διακυμάνσεις της απορροής από αυτές της LH 106 αλλά υποεκτιμά σημαντικά τον όγκο της.



Σχήμα 4.39. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 7^{ης} Σεπτεμβρίου 1975 για τις υπολεκάνες (α) LH 102 και (β) LH 106

Επιπλέον και στα μετρημένα υδρογραφήματα των δύο υπολεκανών εμφανίζεται (περίπου στο 51^ο λεπτό) το δευτερεύον και εξαιρετικά μικρό μέγιστο

απορροής (μεταξύ 0.002-0.005 m³/s), αντίστοιχο με αυτό της LH 104, το οποίο είχε εμφανιστεί λίγο αργότερα (στο 57^ο λεπτό) και συζητήθηκε στην § 4.6.3 κατά τη διάρκεια της διαδικασία επαλήθευσης του μοντέλου.

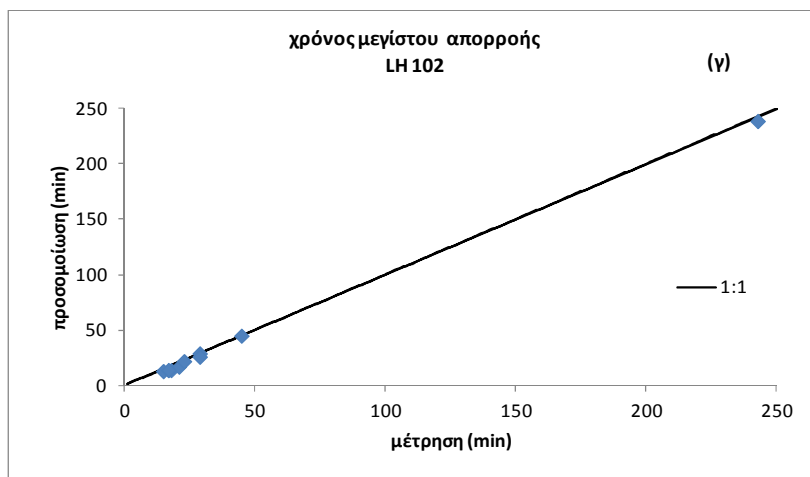
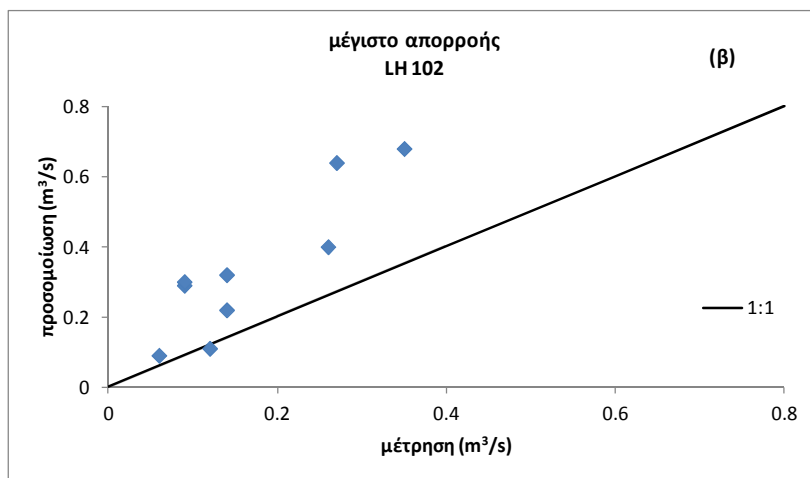
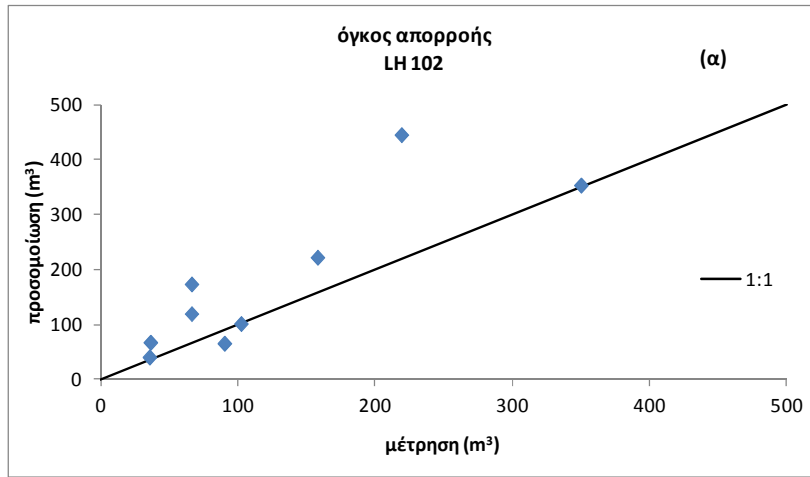
4.8.3.3 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων

Στη συνέχεια εφαρμόστηκαν στατιστικά κριτήρια για την εκτίμηση της εσωτερικής συνοχής του μοντέλου, δηλ. της ικανότητάς του να αναπαράγει το μετρημένο υδρογράφημα σε εσωτερικά σημεία των λεκανών Lucky Hills. Για το υπολογισμό των στατιστικών αυτών κριτηρίων χρησιμοποιήθηκαν, οι προσομοιωμένες και οι μετρημένες τιμές του συνολικού όγκου απορροής, του μεγίστου απορροής και του χρόνου επίτευξής του, συνολικά για όλα τα επεισόδια.

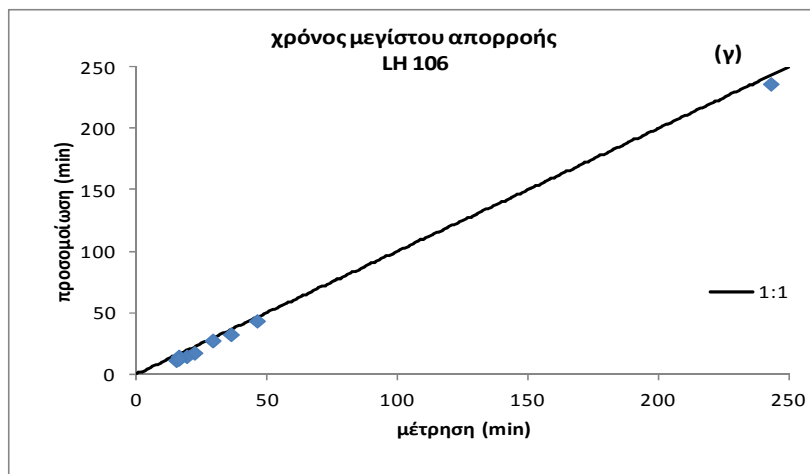
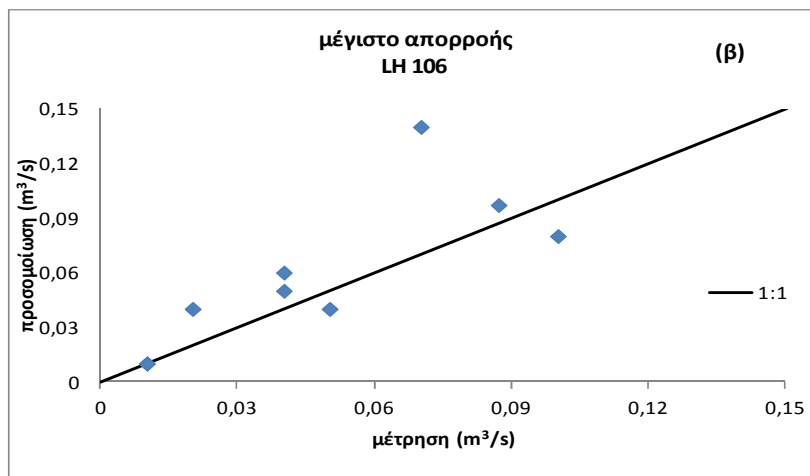
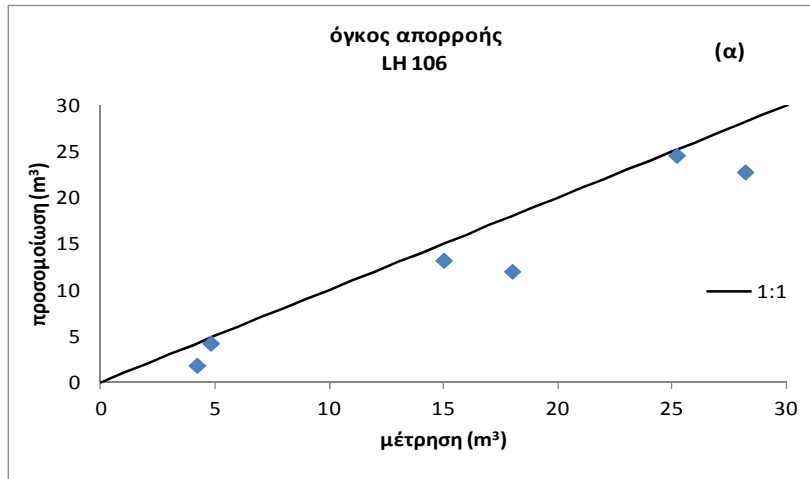
Στο Σχήμα 4.40, απεικονίζονται για στην LH 102, οι γραμμικές συσχετίσεις, του συνολικού όγκου απορροής (Σχ.4.40α, $R^2 = 0.71$), του μεγίστου απορροής (Σχ. 4.40β, $R^2 = 0.79$) και του χρόνου επίτευξης του μεγίστου απορροής (Σχ.4.40γ, $R^2 = 0.99$). Στο Σχήμα 4.41 απεικονίζονται για στην LH 106, οι γραμμικές συσχετίσεις, του συνολικού όγκου απορροής (Σχ. 4.41α, $R^2 = 0.96$), του μεγίστου απορροής (Σχ. 4.41β, $R^2 = 0.62$) και του χρόνου επίτευξης του μεγίστου απορροής (Σχ. 4.41γ, $R^2 = 0.99$).

Από την μελέτη των αποτελεσμάτων είναι φανερή η εξαιρετική συσχέτιση του χρόνου επίτευξης του μεγίστου απορροής και για τις δύο λεκάνες. Όσον αφορά στην υπολεκάνη LH 102, φαίνεται μια σχετική διασπορά των τιμών με συστηματική υπερεκτίμηση η οποία είναι μεγαλύτερη στο μέγιστο απορροής και για τα μεγαλύτερα επεισόδια. Για την υπολεκάνη LH 106, η διασπορά των τιμών για τον συνολικό όγκο απορροής είναι πολύ μικρή με εξίσου μικρή υποεκτίμηση ενώ και εδώ, το μέγιστο απορροής εμφανίζει μια σχετική διασπορά των τιμών, με πολύ μικρότερη όμως υπερεκτίμηση από αυτή της LH 102.

Στον Πίνακα 4.15, δίνονται τα αποτελέσματα μετά την εφαρμογή των στατιστικών κριτηρίων για τις δύο υπολεκάνες και συγκρίνονται με αυτά για την



Σχήμα 4.40. Συσχέτιση για όλα τα επεισόδια του μετρημένου και προσομοιωμένου (α) όγκου απορροής (β) μέγιστου απορροής και (γ) χρόνου μέγιστου απορροής για την υπολεκάνη LH 102



Σχήμα 4.41. Συσχέτιση για όλα τα επεισόδια του μετρημένου και προσομοιωμένου (α) όγκου απορροής (β) μέγιστου απορροής και (γ) χρόνου μέγιστου απορροής για την υπολεκάνη LH 106

λεκάνη LH 104, για την οποία χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία του Πίνακα 4.10 (βαθμονόμησης) και του Πίνακα 4.12 (επαλήθευσης). Ο δείκτης Nash-Sutcliffe (E)

παίρνει για την υπολεκάνη LH 106 πολύ καλές τιμές ($E=0.99$ για το μέγιστο και $E=0.79$ για τον όγκο απορροής) δείχνοντας την πολύ καλή απόδοση του μοντέλου για την υπολεκάνη αυτή. Οι αντίστοιχες τιμές για την υπολεκάνη LH 102 είναι μικρότερες, ιδιαίτερα για τον όγκο απορροής ($E=0.56$), δείχνοντας ότι στατιστικά δεν έχει πολύ καλή προσαρμογή. Οι τιμές για ολόκληρη την λεκάνη LH 104 είναι πολύ καλές, ($E=0.90$ για το μέγιστο και $E=0.92$ για τον όγκο απορροής), επιβεβαιώνοντας ότι συνολικά οι λεκάνες Lucky Hills έχουν προσομοιωθεί από το μοντέλο DELTA/HYDRO πολύ καλά.

Πίνακας 4.15. Στατιστικά αποτελέσματα για τις υπολεκάνες LH 102, LH 106 και τη λεκάνη LH 104

Υπολεκάνη/Λεκάνη	Μέγιστος ρυθμός απορροής (m^3/s)			Όγκος απορροής (m^3)		
	E	PBIAS (%)	RSR	E	PBIAS (%)	RSR
LH 102	0.65	101	0.59	0.56	42	0.66
LH 106	0.99	9.2	0.06	0.79	-24.7	0.46
LH 104	0.90	4.0	0.32	0.92	10.4	0.28

Το ποσοστό μεροληψίας (PBIAS) έχει θετικές τιμές για όλα τα επεισόδια, υποδηλώνοντας την πολύ μικρή υπερεκτίμηση του μεγίστου απορροής για την LH 106 (PBIAS=9.2%), και συνολικά για την LH 104 (PBIAS=4%) και την σαφώς μεγάλη (PBIAS=101%) για την LH 102. Σχετικά με τον όγκο απορροής, μόνο για την LH 106 εμφανίζεται αρνητικό ποσοστό μεροληψίας (PBIAS= -24.7%), πιστοποιώντας την μικρή υποεκτίμηση, όπως αναφέρθηκε νωρίτερα.

Τέλος, οι τιμές του δείκτη RSR, επιβεβαιώνουν την πολύ καλή απόδοση του μοντέλου για την LH 106, ιδιαίτερα για το μέγιστο απορροής και συνολικά για την LH 104 και την λιγότερο καλή για την LH 102.

4.8.4 Συμπεράσματα

Κατά τη διάρκεια της μελέτης, φάνηκε ο ρόλος που μπορούν να παίξουν τα διαφορετικά χαρακτηριστικά σε κλίμακα υπολεκάνης στη συνολική εικόνα της προσομοίωσης μιας λεκάνης απορροής ενώ αναδύθηκε και πάλι ο σημαντικός ρόλος της χωρικής και χρονικής κατανομής της βροχόπτωσης.

Τα αποτελέσματα της μελέτης έδειξαν ότι το μοντέλο DELTA/HYDRO εμφανίζει εσωτερική συνοχή, με τα προσομοιωμένα και μετρημένα υδρογραφήματα να βρίσκονται σε καλή συμφωνία σχετικά με τον όγκο απορροής, τον μέγιστο ρυθμό ροής και τον χρόνο επίτευξής του και συνεπώς είναι ικανό να προσομοιώσει ικανοποιητικά και ροές σε εσωτερικά σημεία των λεκανών απορροής Lucky Hills.

Ιδιαίτερα για την υπολεκάνη LH 106 τα αποτελέσματα είναι πολύ καλά ενώ η υποεκτίμηση του όγκου απορροής ήταν αναμενόμενη λόγω της γνωστής ανομοιογένειας των χαρακτηριστικών του υπεδάφους που παρουσιάζει η συγκεκριμένη υπολεκάνη (Goodrich, 1990, Grayson et al., 1992) και τα οποία δεν είναι δυνατόν να αποτυπωθούν στις παραμέτρους που χρησιμοποιούνται στην περιγραφή των διεργασιών υπόγειας ροής. Για την υπολεκάνη LH 102, τα αποτελέσματα θεωρούνται αρκετά καλά ενώ η συστηματική υπερεκτίμηση από τον κώδικα, τόσο του μεγίστου όσο και του όγκου απορροής, πιθανολογείται ότι οφείλεται στην ύπαρξη χαρακτηριστικών της υπολεκάνης, μικρότερης κλίμακας που δεν είναι γνωστά στο χρήστη και συνεπώς δεν μπορούν να ληφθούν υπόψη από το μοντέλο κατά τη διαδικασία προσομοίωσης.

4.9 Κατακόρυφη κίνηση της εδαφικής υγρασίας

4.9.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Η προσομοίωση της κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας αποτελεί τμήμα του μοντέλου διήθησης που δεν μπορεί να ελεγχθεί άμεσα για τις εξεταζόμενες λεκάνες απορροής εξ' αιτίας της απουσίας πειραματικών δεδομένων. Θεωρητικά, η ορθότητα της προσομοίωσης έχει ελεγχθεί έμμεσα, μέσω της διαδικασίας βαθμονόμησης/επαλήθευσης του μοντέλου DELTA/HYDRO αφού η καλή συμφωνία μεταξύ των μετρημένων και των προσομοιωμένων υδρογραφημάτων για κάθε επεισόδιο, προϋποθέτει ως ένα βαθμό και την καλή απόδοση και του κλάδου του μοντέλου που προσομοιώνει την κατακόρυφη κίνηση της εδαφικής υγρασίας.

Στη συνέχεια, σε μια προσπάθεια περαιτέρω ελέγχου της φυσικής συνέπειας του σχετικού μοντέλου, γίνεται μελέτη της διακύμανσης της εδαφικής υγρασίας θ με το βάθος σε συγκεκριμένα στιγμιότυπα, καταγράφοντας την εξέλιξη της κίνησης του μετώπου διαβροχής σε επιλεγμένες επιφανειακές μονάδες, διαφορετικών υπολεκανών για δύο διαφορετικά επεισόδια.

4.9.2 Εφαρμογή

Για την μελέτη της κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας χρησιμοποιήθηκαν τρεις επιφανειακές μονάδες με αριθμούς 150, 608 και 673 που ανήκουν σε διαφορετικές υπολεκάνες (LH 102, LH 104 και LH 106 αντίστοιχα), όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.42, όπου παρουσιάζεται η πραγματική θέση στις λεκάνες απορροής Lucky Hills των τριγώνων στα οποία αυτές ανήκουν. Στον Πίν. 4.16 που ακολουθεί, δίνονται τα χαρακτηριστικά για την κάθε μια ξεχωριστά.

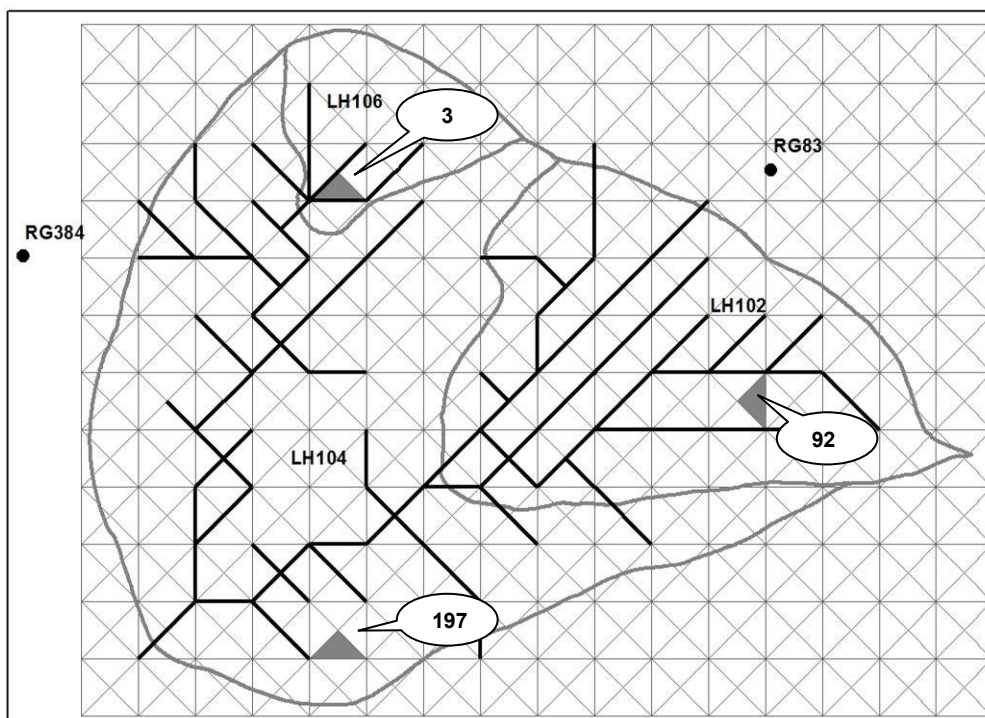
Πίνακας 4.16. Στοιχεία επιφανειακών μονάδων

LH	mu (αρ)	ncascd	JR	IR	ntr	κλίση (%)	w ₃₈₄	w ₈₃
102	4 (150)	2	4	1	92	10.8	6.5·10 ⁻²	0.93
104	2(608)	1	17	1	197	11.7	0.68	0.31
106	3 (673)	4	1	2	3	9	0.76	0.24

Όπως φαίνεται στον Πίνακα 4.16, από την υπολεκάνη LH 102 επιλέχθηκε η επιφανειακή μονάδα 150, η οποία είναι η 4^η (mu=4) στην επιφανειακή διαδρομή 2 (ncascd=2), η οποία με τη σειρά της καταλήγει στον καταβαθμό 4 (JR=4) του υδατορεύματος 1 (IR=1, πρωτεύον). Η επιφανειακή μονάδα ανήκει στο τρίγωνο 92 (ntr=92), έχει κλίση 10.8% ενώ οι συντελεστές βαρύτητας για το κάθε βροχόμετρο είναι w₃₈₄=6.5·10⁻² και w₈₃=0.93. Τα στοιχεία για τις υπόλοιπες μονάδες που εξετάζονται και ανήκουν στις υπολεκάνες LH 104 και LH 106, παρουσιάζονται αναλυτικά στην δεύτερη και τρίτη γραμμή του Πίνακα 4.16, αντίστοιχα.

Για την μελέτη της κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας χρησιμοποιήθηκαν δύο επεισόδια, της 28^{ης} Ιουλίου 1974 (μεσαίο επεισόδιο) με αρχική υγρασία 0.165 cm³/cm³ και της 14^{ης} Ιουλίου 1973 (μικρό επεισόδιο) με αρχική υγρασία 0.100 cm³/cm³. Το δεύτερο επεισόδιο επιλέχθηκε για περαιτέρω ανάλυση, αφού κατά την διαδικασία βαθμονόμησής του, αναφέρθηκε η πιθανότητα το μοντέλο κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας σε συνδυασμό με το συγκεκριμένο υετόγραμμα να μην μπορεί να ανακατανέμει με το βέλτιστο τρόπο την υγρασία του εδαφικού προφίλ κατά την χρονική περίοδο που η ένταση της βροχόπτωσης είναι μικρότερη από την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα.

Τα χρονικά στιγμιότυπα που αναλύονται στη συνέχεια είναι διαφορετικά για κάθε επεισόδιο και επιλογή έγινε ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του καθενός.



Σχήμα 4.42. Θέση των επιφανειακών μονάδων που χρησιμοποιούνται στη μελέτη της κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας. Δίνεται ο αριθμός του τριγώνου στο οποίο ανήκουν

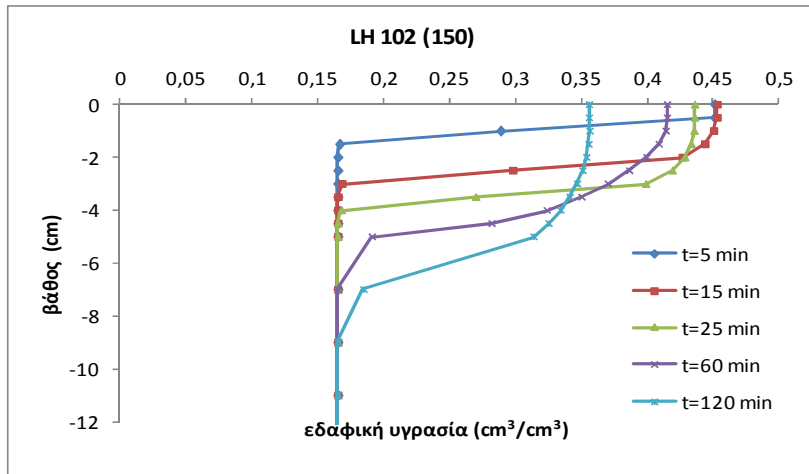
4.9.2.1 Το επεισόδιο της 28^{ης} Ιουλίου 1974

Η ρεαλιστική συμπεριφορά το κλάδου της κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας για το επεισόδιο της 28^{ης} Ιουλίου 1974 αποτυπώνεται στο Σχήμα 4.43, όπου παρουσιάζονται συγκεκριμένα στιγμιότυπα της διακύμανσης της εδαφικής υγρασίας για την κάθε επιφανειακή μονάδα ξεχωριστά, τις χρονικές στιγμές $t=5\text{min}$, 15min , 25min , 60min και 120min . Από τη μελέτη των αποτελεσμάτων του μοντέλου, διαπιστώθηκε ότι οι επιφανειακές μονάδες 150 (LH 102), 608 (LH 104) και 673 (LH 106), φτάνουν στον κόρο οι δύο πρώτες στο 5^ο και τρίτη 6^ο λεπτό. Επιπλέον, από τη μελέτη των σχετικών υετογραμμάτων (Σχ. 4.44) φαίνεται ότι η επιφανειακή μονάδα 150 (LH 102) αν και δέχεται συνολικά περισσότερη βροχόπτωση από τις άλλες δύο (συγκεκριμένα 18.2 mm έναντι 16.2 mm περίπου) εμφανίζει την μικρότερη μέγιστη ένταση βροχόπτωσης (118mm/h έναντι 160 mm/h περίπου). Οι άλλες δύο αν και δέχονται σχεδόν την ίδια βροχόπτωση, η 673 (LH 106) καθυστερεί να φτάσει στον

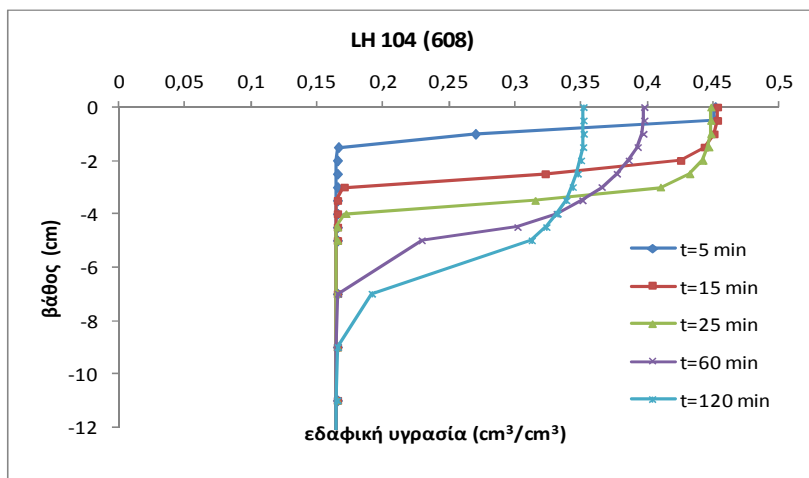
κορεσμό πιθανότατα λόγω της μεγαλύτερης κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας που αυτή παρουσιάζει (§4.3.1, Πίνακας. 4.4).

Στη συνέχεια όπως φαίνεται από τα σχετικά υετογράμματα (Σχ. 4.44), μετά το 23^ο λεπτό περίπου, η βροχόπτωση σχεδόν μηδενίζεται ενώ μετά το 52^ο λεπτό και για μικρό χρονικό διάστημα οι επιφανειακές μονάδες δέχονται πολύ μικρή ποσότητα βροχόπτωσης με κύρια συνεισφορά από το βροχόμετρο RG 83 (Σχ. 4.2γ), η οποία για την επιφανειακή μονάδα 150 (LH 102) είναι μεγαλύτερη εξ' αιτίας του μεγάλου συντελεστή βαρύτητας που εμφανίζει η συγκεκριμένη μονάδα για τον σταθμό RG 83 (Πίνακας 4.16). Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα στο 60^ο λεπτό η επιφανειακή εδαφική υγρασία για την συγκεκριμένη μονάδα να έχει μεγαλύτερη τιμή (Σχ. 4.43) από αυτή των άλλων δύο και συγκεκριμένα $0.415 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$ έναντι $0.398 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$ (608, LH104) και $0.389 \text{ cm}^3 / \text{cm}^3$ (673, LH106).

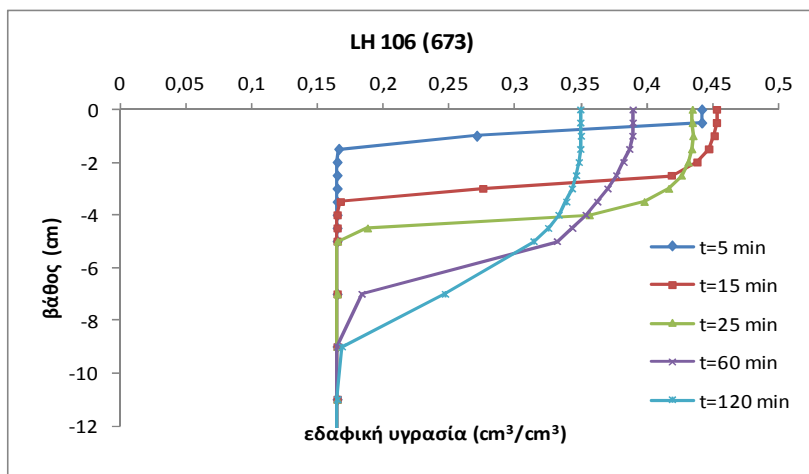
Στη συνέχεια, το μοντέλο DELTA/HYDRO «έτρεξε» για 1 ώρα επιπλέον του αρχικά καθορισμένου υπολογιστικού χρόνου με μηδενική βροχόπτωση, με σκοπό να απεικονιστεί η εικόνα της κίνησης του εδαφικού προφίλ υγρασίας χωρίς επιφανειακή τροφοδοσία, δηλαδή σε συνθήκες στράγγισης, αξιοποιώντας τις δυνατότητες του μοντέλου, όπως αναφέρθηκε στην §3.5.2. Όπως φαίνεται από τις σχετικές καμπύλες (Σχ. 4.43, $t=120 \text{ min}$), η εικόνα που παρουσιάζουν τα τρία προφίλ υγρασίας είναι σχεδόν παρόμοια για τα πρώτα 5 cm περίπου ενώ στη συνέχεια το μέτωπο διαβροχής για τις επιφανειακές μονάδες 150 (LH 102) και 608 (LH 104) δεν ξεπερνά τα 9 cm περίπου ενώ για την επιφανειακή μονάδα 673 (LH 106), όπως ήταν αναμενόμενο λόγω της μεγαλύτερης κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας, φτάνει στο ίδιο χρονικό διάστημα σε μεγαλύτερα βάθη, στα 11 cm περίπου.



(α)

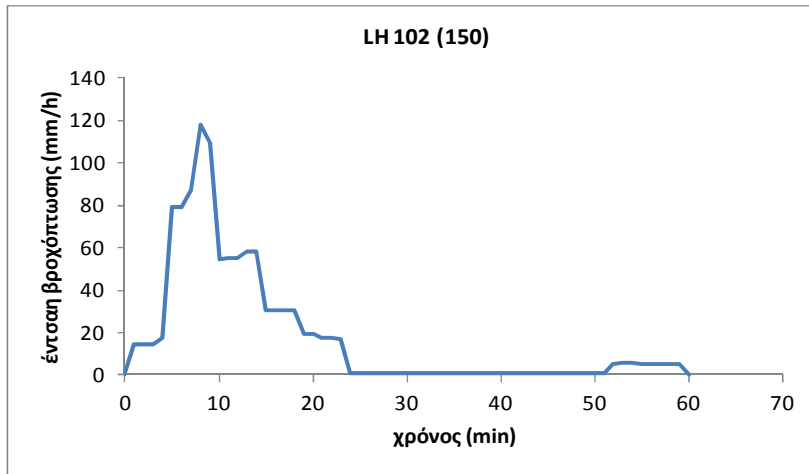


(β)

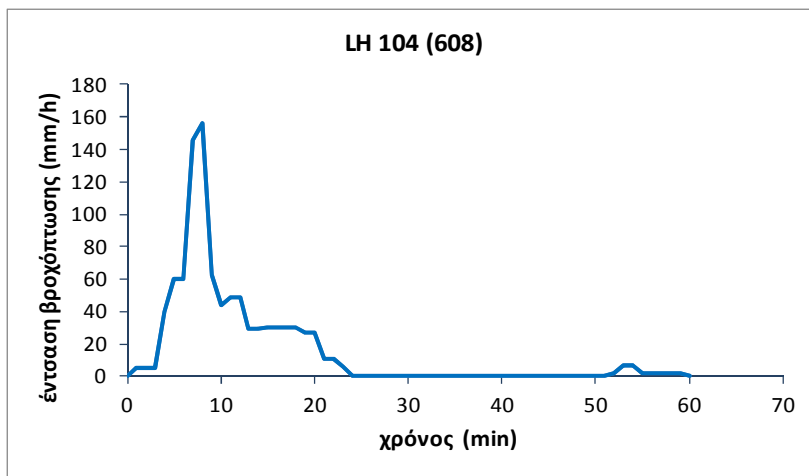


(γ)

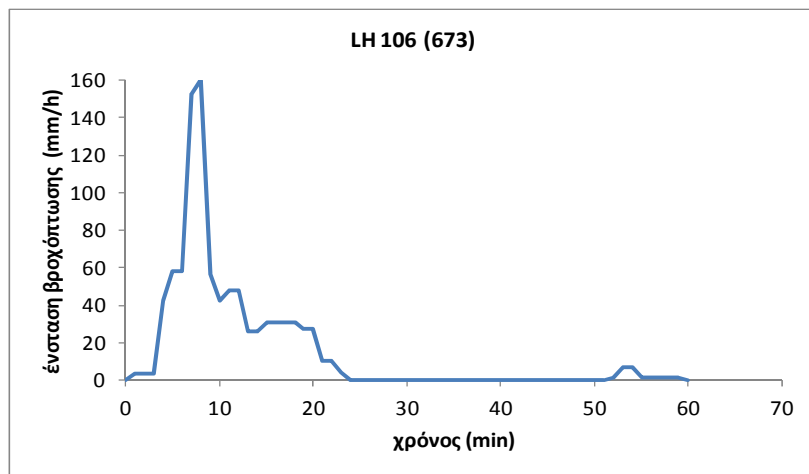
Σχήμα 4.43. Στιγμιότυπα της κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας για το επεισόδιο της 28^{ης} Ιουλίου 1974



(α)



(β)



(γ)

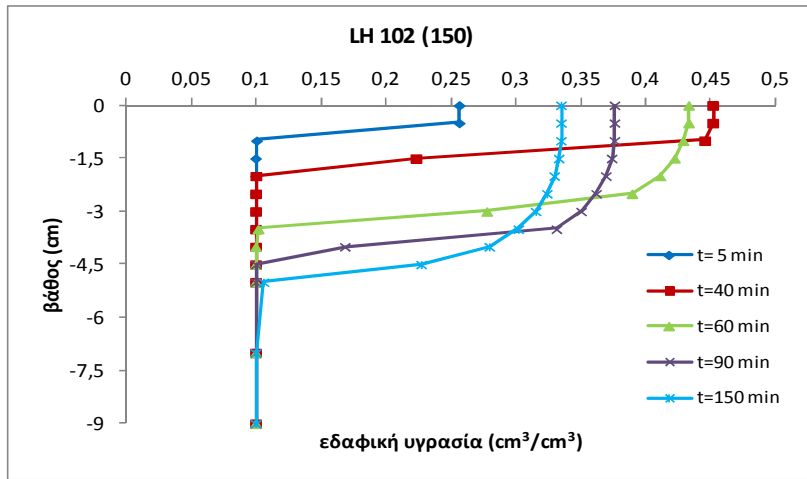
Σχήμα 4.44. Επεισόδιο 28^ης Ιουλίου 1974. Βροχόπτωση σε κάθε επιφανειακή μονάδα

4.9.2.2 Το επεισόδιο της 14^{ης} Ιουλίου 1973

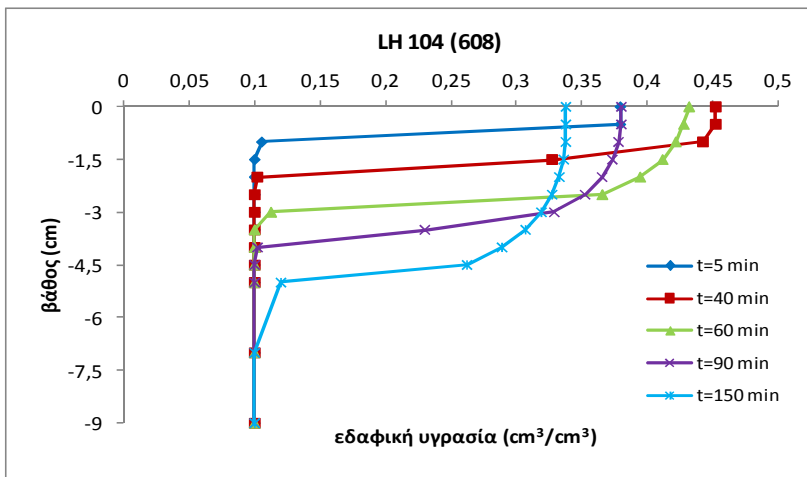
Η ρεαλιστική συμπεριφορά το κλάδου της υπόγειας ροής και για το επεισόδιο της 14^{ης} Ιουλίου 1973 αποτυπώνεται στη συνέχεια και στο Σχήμα 4.45, όπου παρουσιάζονται συγκεκριμένα στιγμιότυπα της διακύμανσης της εδαφικής υγρασίας, για την κάθε επιφανειακή μονάδα ξεχωριστά (τις χρονικές στιγμές $t=5\text{min}$, 40min , 60min , 90min και 150min). Ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στην χρονική περίοδο (μεταξύ 13^{ου} και 36^{ου} λεπτού περίπου) για την οποία παρουσιάζονται διαδοχικά στιγμιότυπα ανά λεπτό από το 20^ο μέχρι το 24^ο λεπτό (Σχ. 4.46) όταν, όπως φαίνεται από τα σχετικά υετογράμματα (Σχ. 4.47), η ένταση της βροχόπτωσης σε όλες τις επιφανειακές μονάδες είναι μικρότερη από την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα.

Όπως είναι αναμενόμενο, μετά τη μελέτη του επεισοδίου της 28^{ης} Ιουλίου 1974, οι επιφανειακές μονάδες 608 (LH 104) και 673 (LH 106) δέχονται σχεδόν ίδια βροχόπτωση ενώ η επιφανειακή μονάδα 150 (LH 102) διαφορετική, αυτή τη φορά 8.5% περίπου περισσότερη από τις άλλες δύο (15.1 mm έναντι 13.9 mm περίπου), έχοντας για το συγκεκριμένο επεισόδιο και μεγαλύτερη μέγιστη ένταση βροχόπτωσης από τις άλλες δύο, όπως φαίνεται από τα αντίστοιχα υετογράμματα (Σχ. 4.47).

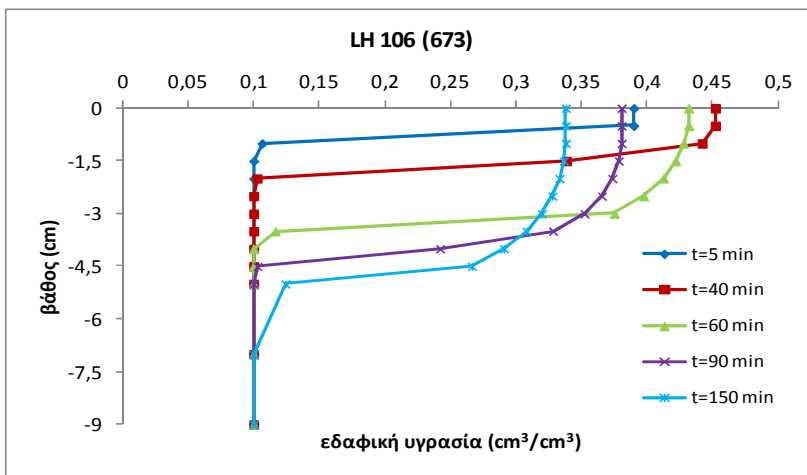
Από τη μελέτη των διαγραμμάτων εδαφικής υγρασίας (Σχ. 4.46), οι επιφανειακές μονάδες 608 (LH 104) και 673 (LH 106) κατά την έναρξη του εξεταζόμενου διαστήματος (20^ο λεπτό), εμφανίζουν σχεδόν παρόμοια επιφανειακή εδαφική υγρασία (0.308 και 0.304 cm^3/cm^3 , αντίστοιχα) με αυτή της 1^{ης} να είναι λίγο μεγαλύτερη λόγω της ελαφρά αυξημένης βροχόπτωσης που έχει δεχθεί σε σχέση με της 2^{ης} μέχρι τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή (Σχ. 4.47) αλλά και λόγω της μεγαλύτερης κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας που εμφανίζει η 2^η, απομακρύνοντας γρηγορότερα την επιφανειακή υγρασία, όπως ήδη αναφέρθηκε.



(α)

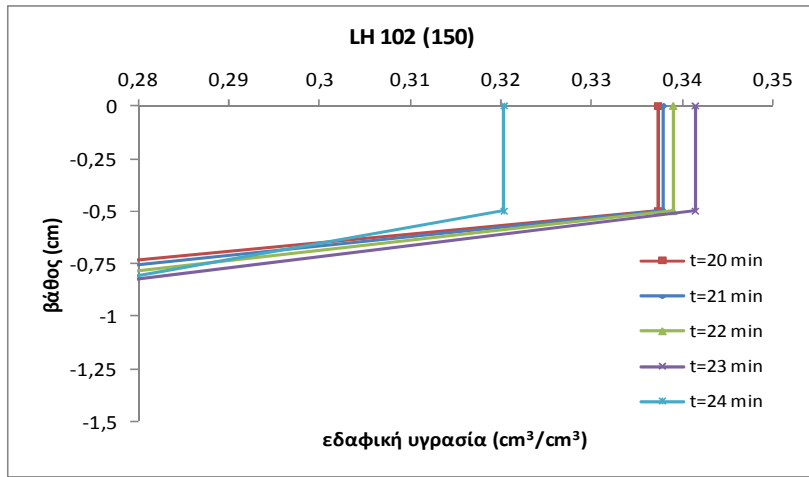


(β)

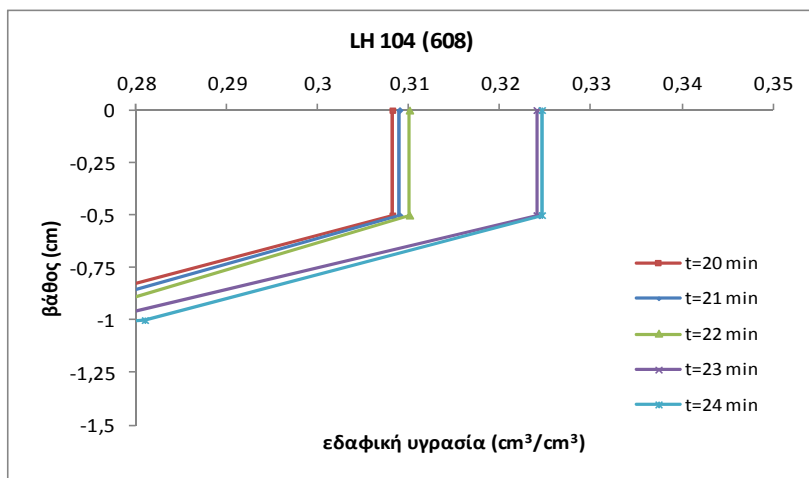


(γ)

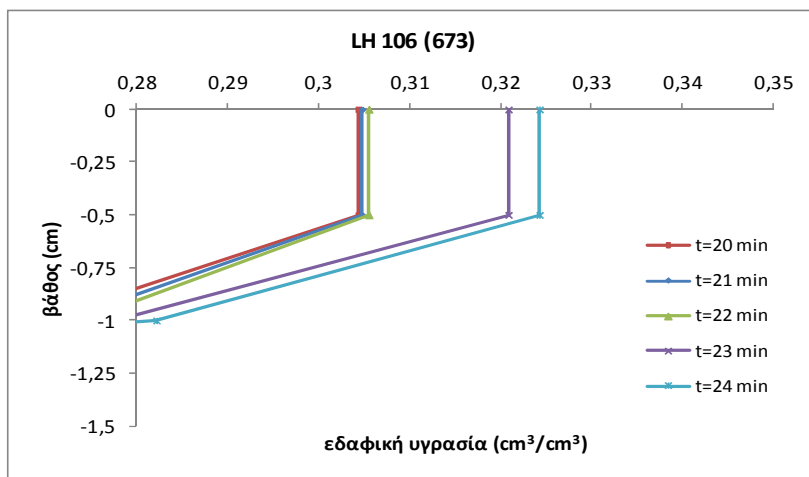
Σχήμα 4.45. Στιγμιότυπα της κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας για το επεισόδιο της 14^{ης} Ιουλίου 1973



(α)

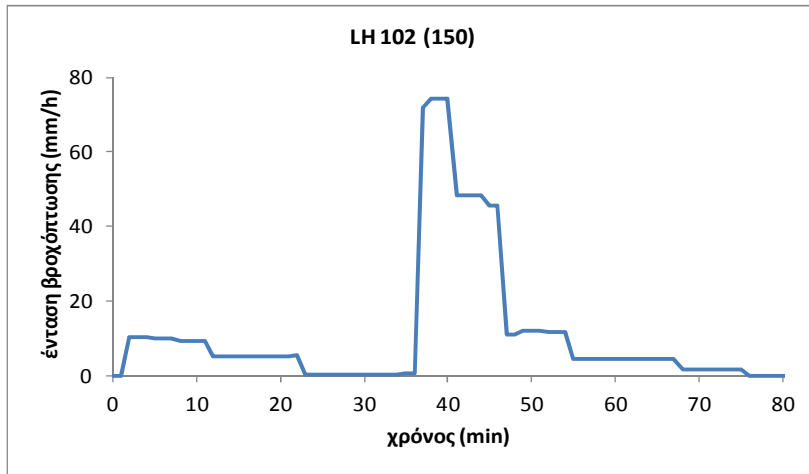


(β)

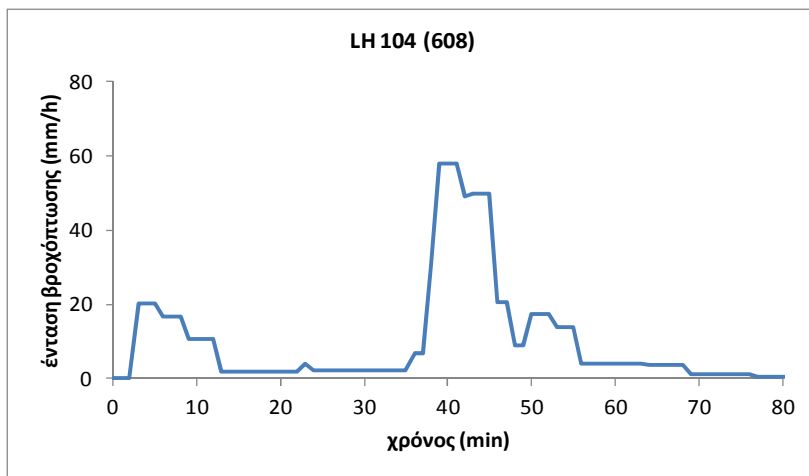


(γ)

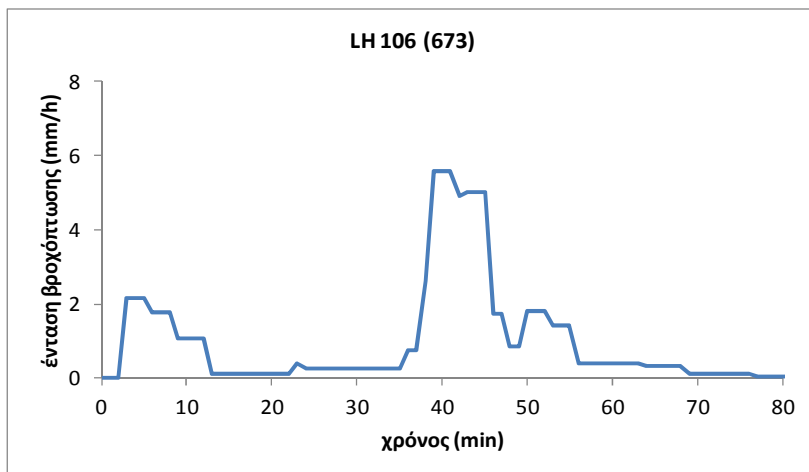
Σχήμα 4.46. Ενδεικτικά στιγμιότυπα ανά 1 λεπτό της κατακόρυφης ροής της εδαφικής υγρασίας για το επεισόδιο της 14^{ης} Ιουλίου 1973, για το χρονικό διάστημα 20-24min.



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 4.47. Επεισόδιο 14^{ης} Ιουλίου 1973. Βροχόπτωση σε κάθε επιφανειακή μονάδα.

Αντίθετα, η επιφανειακή μονάδα 150 (LH 102) εμφανίζει για την ίδια χρονική στιγμή μεγαλύτερη επιφανειακή εδαφική υγρασία από τις άλλες δύο ($0.337 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$) αφού έχοντας την μικρότερη κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, απομακρύνει από τα επιφανειακά στρώματα την εδαφική υγρασία με πιο αργό ρυθμό από αυτές ενώ επιπλέον όπως φαίνεται από τα σχετικά υετογράμματα (Σχ. 4.47), μετά το 12° λεπτό και μέχρι το 22° περίπου, δέχεται σημαντικότερα ποσά βροχόπτωσης από ότι οι άλλες δύο. Η εικόνα όμως στη συνέχεια γίνεται διαφορετική για την επιφανειακή αυτή μονάδα, αφού μετά το 23° λεπτό (Σχ. 4.46), η επιφανειακή εδαφική υγρασία ελαττώνεται κάτι που συνεχίζεται μέχρι το 36° λεπτό, όπου πέφτει στα ($0.282 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, από τη μελέτη των συνολικών αποτελεσμάτων) για να αρχίσει να ανεβαίνει στο αμέσως επόμενο λεπτό και από το 38° λεπτό και μετά να εμφανίζει συμπεριφορά παρόμοια με αυτή των άλλων δύο επιφανειακών μονάδων ($t=40\text{min}$, Σχ. 4.45). Η συμπεριφορά της επιφανειακής αυτής μονάδας είναι αναμενόμενη, όπως φαίνεται από την μελέτη των σχετικών υετογραμμάτων (Σχ. 4.47) και του Πίνακα 4.16. Συγκεκριμένα (Σχ. 4.47α), από το 23° λεπτό μέχρι και το 36° λεπτό η βροχόπτωση είναι πολύ μικρή (της τάξεως του 0.2 mm/h) και όπως φαίνεται από το σχετικό υετόγραμμα (Σχ. 4.2β), σ' αυτό το χρονικό διάστημα αξιοσημείωτη βροχόπτωση καταγράφει μόνο το βροχόμετρο RG 384, το οποίο συνεισφέρει με συντελεστή βαρύτητας $w_{384}=6.5 \cdot 10^{-2}$ έναντι του πολύ μεγαλύτερου $w_{83}=0.93$ του βροχόμετρου RG 83, στην συνολική βροχόπτωση της συγκεκριμένης επιφανειακής μονάδας. Αντίθετα οι άλλες δύο επιφανειακές μονάδες δέχονται μεγαλύτερα ποσά βροχόπτωσης, λόγω του μεγαλύτερου συντελεστή βαρύτητας w_{384} από τον αντίστοιχο w_{83} , ο οποίος, όπως φαίνεται στον Πίνακα 4.16 είναι σχεδόν τριπλάσιος για την 673 (LH 106) και διπλάσιος για την 608 (LH 104). Μετά το 58° λεπτό περίπου, η ένταση της βροχόπτωσης είναι μικρότερη από την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα σε όλες τις υπολεκάνες και όπως φαίνεται από το Σχήμα 4.45 ($t=60 \text{ min}$), τα αντίστοιχα μέτωπα διαβροχής συνεχίζουν να έχουν την αναμενόμενη συμπεριφορά.

Στη συνέχεια, το μοντέλο DELTA/HYDRO «έτρεξε» και πάλι για 1 ώρα επιπλέον του αρχικά καθορισμένου υπολογιστικού χρόνου (ήταν 90 λεπτά), με μηδενική βροχόπτωση με σκοπό να απεικονιστεί και γι' αυτό το επεισόδιο η εικόνα της κίνησης του εδαφικού προφίλ υγρασίας χωρίς επιφανειακή τροφοδοσία, σε συνθήκες στράγγισης. Όπως φαίνεται από τις σχετικές καμπύλες (Σχ. 4.45, $t=150 \text{ min}$), η εικόνα που παρουσιάζουν τα τρία προφίλ υγρασίας είναι σχεδόν παρόμοια αν και όπως φαίνεται, όσο διάστημα συνεχιζόταν η τροφοδοσία του επιφανειακού

στρώματος από την αυξομειούμενη βροχόπτωση, τα αντίστοιχα εδαφικά προφίλ παρουσίαζαν σημαντικές διαφορές λόγω της συνεχούς ανακατανομής της εδαφικής υγρασίας. Όπως ήταν αναμενόμενο και σ' αυτό το επεισόδιο, λόγω της μεγαλύτερης κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας για την επιφανειακή μονάδα 673 (LH 106), το μέτωπο διαβροχής της φτάνει σε μεγαλύτερα βάθη, σημαντικά μικρότερα πάντως (μέχρι 7 cm περίπου), από τα αντίστοιχα του επεισοδίου της 28^{ης} Ιουλίου 1974, αφού το επεισόδιο αυτό είναι σημαντικά μικρότερου μεγέθους.

4.9.3 Συμπεράσματα

Η μελέτη της διακύμανσης της εδαφικής υγρασίας με το βάθος, σε συγκεκριμένα στιγμιότυπα και σε επιλεγμένες επιφανειακές μονάδες, διαφορετικών υπολεκανών και επεισοδίων με χρήση του μοντέλου DELTA/HYDRO, έδωσε την αναμενόμενη γενικά εικόνα της εξέλιξης της κίνησης του μετώπου διαβροχής. Το μοντέλο διήθησης φαίνεται να ανακατανέμει σωστά στο εσωτερικό του εδάφους τα ποσά βροχόπτωσης που δέχονται τα επιφανειακά στρώματα ενώ η διαφορετικότητα της αντίδρασης που παρουσίασε κάθε επιφανειακή μονάδα δείχνει τον διακριτό ρόλο που μπορεί να έχουν σε κάθε μια από αυτές, οι κατανεμημένες παράμετροι ενός υδρολογικού μοντέλου κατά την εξέλιξη ενός επεισοδίου.

Από την παραπάνω μελέτη φάνηκε ότι είναι σημαντική όχι μόνο η χωρική κατανομή της βροχόπτωσης αλλά και η χρονική, κάτι που έγινε ιδιαίτερα εμφανές στο επεισόδιο της 14^{ης} Ιουλίου 1973. Στο επεισόδιο αυτό, η χωρο-χρονική κατανομή της βροχόπτωσης φαίνεται τελικά να έπαιξε τον κυρίαρχο ρόλο στην εικόνα που παρουσίασε το υδρογράφημα του επεισοδίου το οποίο είχε μελετηθεί αναλυτικά κατά την διάρκεια της βαθμονόμησης (§4.5.4) αφού η ανακατανομή της εδαφικής υγρασίας ακόμη και στα χρονικά διαστήματα που η ένταση της βροχόπτωσης είναι μικρότερη από την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα είχε την αναμενόμενη εικόνα και δεν έγινε εμφανής κάποια αστοχία του μοντέλου. Αντίθετα όπως φάνηκε, οι αυξομειώσεις της βροχόπτωσης στο αρχικό στάδιο του επεισοδίου ήταν τέτοιες ώστε μετέβαλαν συνεχώς τα διαθέσιμα ποσά στην επιφάνεια του εδάφους, κρατώντας χαμηλές τιμές επιφανειακής εδαφικής υγρασίας, με συνεχείς εναλλαγές μεταξύ κορεσμένου-ακόρεστου, ιδιαίτερα σε τμήματα της υπολεκάνης LH 102 στην οποία ανήκει ένα μεγάλο μέρος του δικτύου που τροφοδοτεί το πρωτεύον υδατόρευμα (Σχ. 4.42). Το αποτέλεσμα ήταν η αύξηση της βροχόπτωσης που ακολούθησε να βρει

επιφανειακές μονάδες της συγκεκριμένης υπολεκάνης σχετικά ξηρές, οπότε όπως φάνηκε αντέδρασαν καθυστερημένα, περιορίζοντας τη συνεισφορά τμημάτων της στην τροφοδοσία του πρωτεύοντος υδατορεύματος.

4.10 Επίδραση της μεταβολής της ανάλυσης του πλέγματος της γεωμετρικής προσομοίωσης της τοπογραφίας

4.10.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Στη συνέχεια, γίνεται μελέτη της επίδρασης του μεγέθους πλέγματος της γεωμετρικής ανάλυσης της τοπογραφίας στα αποτελέσματα του μοντέλου, ώστε να αξιολογηθεί η επιλογή της χρήσης της αυξημένων απαιτήσεων υπολογιστικού χώρου και χρόνου «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης. Ο έλεγχος γίνεται με την χρήση της γεωμετρικής προσομοίωσης «χαμηλής» ανάλυσης, για να διαπιστωθεί κατά πόσο το μοντέλο DELTA/HYDRO μπορεί να δώσει εξίσου ή λιγότερο καλά αποτελέσματα.

Ιδιαίτερα για τις λεκάνες Lucky Hills, αρχικά ο Goodrich (1990) με χρήση του μοντέλου KINEROS και αργότερα οι Lopes and Canfield (2004) με χρήση του βελτιωμένου μοντέλου KINEROS2 διαπίστωσαν ότι οι προσομοιώσεις με «χαμηλότερη» γεωμετρική ανάλυση δίνουν συστηματικά χαμηλότερο μέγιστο και όγκο απορροής, γεγονός που απέδωσαν στην ελάττωση του αριθμού των υδατορευμάτων. Τα συμπεράσματα και από τις δύο μελέτες εξαρτώνται ως ένα βαθμό από την δομή και τα χαρακτηριστικά του μοντέλου που χρησιμοποίησαν. Ανάλογη λοιπόν μελέτη θα γίνει στη συνέχεια, ώστε να διερευνηθεί η επίδραση της «χαμηλότερης» γεωμετρικής ανάλυσης στον υπολογισμό των χαρακτηριστικών μεγεθών της απορροής, με χρήση του κατανεμημένου μοντέλου DELTA/HYDRO.

Τα χαρακτηριστικά της γεωμετρικής προσομοίωσης «χαμηλής» ανάλυσης, παρουσιάστηκαν στην §4.4.2. Τα τρίγωνα που έχουν προκύψει από την ανάλυση αυτή έχουν μεγαλύτερο μέγεθος από αυτό των τριγώνων που έχουν χρησιμοποιηθεί μέχρι στιγμής σε όλους τους υπολογισμούς ενώ τους έχουν αποδοθεί μετά την εφαρμογή του μοντέλου DELTA_NET, όλα τα χαρακτηριστικά που αντιστοιχούν στην νέα διαφοροποιημένη τριγωνοποίηση της περιοχής.

Η μελέτη της επίδρασης του μεγέθους πλέγματος της γεωμετρικής ανάλυσης της τοπογραφίας στα αποτελέσματα του μοντέλου, γίνεται στη συνέχεια εξετάζοντας όλα τα επεισόδια, που χρησιμοποιήθηκαν στην βαθμονόμηση και την επαλήθευση.

Κατά την διαδικασία, συγκρίνονται τα προσομοιωμένα και τα πραγματικά υδρογραφήματα, εξετάζοντας για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά, το σχήμα του υδρογραφήματος, τον συνολικό όγκο απορροής στην έξοδό της λεκάνης, τον μέγιστο ρυθμό απορροής και τον χρόνο επίτευξής του ενώ στο τέλος γίνεται και ποσοτική εκτίμηση της απόδοσης του μοντέλου χρησιμοποιώντας στατιστικά κριτήρια. Το σετ των παραμέτρων που χρησιμοποιείται είναι αυτό που προέκυψε από την διαδικασία βαθμονόμησης του μοντέλου, με χρήση της «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης (§ 4.5.2) κάτι που σύμφωνα με τους Sulis et al. (2011) είναι απαραίτητο, ώστε να μπορεί να γίνει εκτίμηση της επίδρασης της προσομοίωσης της τοπογραφίας στις υδρολογικές διεργασίες που καθορίζουν την αντίδραση μιας λεκάνης απορροής.

4.10.2 Εφαρμογή

4.10.2.1 Προσομοίωση της τοπογραφίας των λεκανών LH 104 με χρήση «μέσης» και «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης

Η προσομοίωση με χρήση της «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης (Προσομοίωση 2, αναλυτική περιγραφή στην § 4.4.3), η οποία μέχρι στιγμής έχει χρησιμοποιηθεί σε όλους τους υπολογισμούς, οριοθέτησε τη λεκάνη απορροής LH 104 χρησιμοποιώντας 437 τρίγωνα (Σχ. 4.9) με συνολικό εμβαδόν 4,3482 Km² ενώ δημιούργησε υδρογραφικό δίκτυο με 44 υδατορεύματα, το πρωτεύον και τα 43 «δευτερεύοντα» (Πίνακας 4.17), με συνολικό μήκος υδατορευμάτων 1973,88 m.

Η αντίστοιχη προσομοίωση με χρήση της «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης (Προσομοίωση 1, αναλυτική περιγραφή στην § 4.4.2), οριοθέτησε τη λεκάνη απορροής χρησιμοποιώντας 227 τρίγωνα (Σχ. 4.6) με συνολικό εμβαδόν 4,4279 Km² ενώ δημιούργησε υδρογραφικό δίκτυο με 20 υδατορεύματα, το πρωτεύον και τα 19 «δευτερεύοντα» (Πίνακας 4.17), με συνολικό μήκος υδατορευμάτων 1336,75 m. Η προσομοίωση αυτή δίνει γενικά μια πιο «εξομαλυσμένη» εικόνα της τοπογραφίας, με μέση κλίση των διαδρομών επίγειας ροής 7.9% (έναντι 8.8% της προσομοίωσης «μέσης» ανάλυσης) και καταβαθμών 6.6% (έναντι 7.2% της προσομοίωσης «μέσης» ανάλυσης). Επιπλέον υπενθυμίζεται ότι, η προσομοίωση αυτή όπως αναφέρθηκε στην §4.4.2, αν και διατηρεί την γενικότερη δενδρική μορφή του πραγματικού υδρογραφικού δικτύου, εμφανίζει σημαντικές μετατοπίσεις ενώ αποτυγχάνει να

προσομοιώσει τα μικρότερα υδατορεύματα λόγω του μεγάλου μεγέθους των αρχικών κυψελίδων, δίνοντας μια πολύ προσεγγιστική περιγραφή του.

Σημειώνεται ότι η εμβαδομέτρηση της λεκάνης απορροής όπως αυτή οριοθετείται από την εξωτερική περίμετρο (Σχ. 4.1, διακεκομμένη εξωτερική καμπύλη γραμμή) δίνει εμβαδόν 4,3807 Km², περίπου.

Πίνακας 4.17. Χαρακτηριστικά της προσομοίωσης «χαμηλής» και «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης των λεκανών LH 104

Γεωμετρική ανάλυση	Αριθμός τριγώνων	Αριθμός υδατ/των	Μήκος καταβαθμών (m)	Επιφάνεια (Km ²)	Μέση κλίση διαδρομών επιγ. ροής (%)	Μέση κλίση καταβαθμών (%)
μέση	437	44	1973.88	4,3482	8.8	7.2
χαμηλή	227	20	1336.75	4,4279	7.9	6.6

4.10.2.2 Ανάλυση της συμπεριφοράς των λεκανών Lucky Hills με χρήση της προσομοίωσης «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης

Τα αναλυτικά αποτελέσματα των προσομοιώσεων χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης για κάθε επεισόδιο παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.18 μαζί με αυτά της «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης. Στη συνέχεια στο Σχήμα 4.48, δίνονται τα σχετικά υδρογραφήματα μαζί με τα αντίστοιχα μετρημένα. Επιπλέον, στο Σχήμα 4.49 που ακολουθεί, παρουσιάζεται η ανά επεισόδιο διακύμανση των τιμών των μετρήσεων και των προσομοιώσεων με τις δύο αναλύσεις για τον όγκο απορροής (Σχ. 4.49α), το μέγιστο απορροής (Σχ. 4.49β), και το χρόνο επίτευξής του (Σχ. 4.49γ). Σημειώνεται ότι όλα τα επεισόδια είναι τοποθετημένα με αύξουσα σειρά μετρημένου όγκου απορροής και αρίθμηση ίδια με αυτή της § 4.7.2.3).

Όπως φαίνεται (Πίνακας 4.18), ο συνολικός όγκος απορροής κυμάνθηκε για τη «χαμηλή» ανάλυση μεταξύ 37.8 και 1054.8 m³ και για τη «μέση» μεταξύ 73.2 και 1011.6 m³ ενώ για το μέγιστο απορροής κυμάνθηκε για τη «χαμηλή» μεταξύ 0.1 και 0.84 m³/s και για τη «μέση» μεταξύ 0.15 και 1.05 m³/s. Τέλος, το εύρος τιμών του χρόνου επίτευξης του μεγίστου απορροής ήταν στη «χαμηλή» και τη «μέση», 16 με 240 λεπτά και 16 με 239 λεπτά, αντίστοιχα.

Στη συνέχεια, από την μελέτη του Σχήματος 4.48 φαίνεται ότι σε όλα τα επεισόδια διατηρείται, σε μεγαλύτερη ή μικρότερη κλίμακα, το γενικότερο «σχήμα» του προσομοιωμένου με «μέση» ανάλυση υδρογραφήματος, δείχνοντας ότι το

μοντέλο DELTA/HYDRO διατηρεί ως ένα βαθμό την συνοχή του ακόμα και με απώλεια λεπτομερειών στα τοπογραφικά δεδομένα, όπως συμβαίνει όταν χρησιμοποιούνται μεγαλύτερα πλέγματα. Στη συνέχεια, η σύγκριση των διακυμάνσεων των τιμών των μετρήσεων και των προσομοιώσεων διαφορετικής

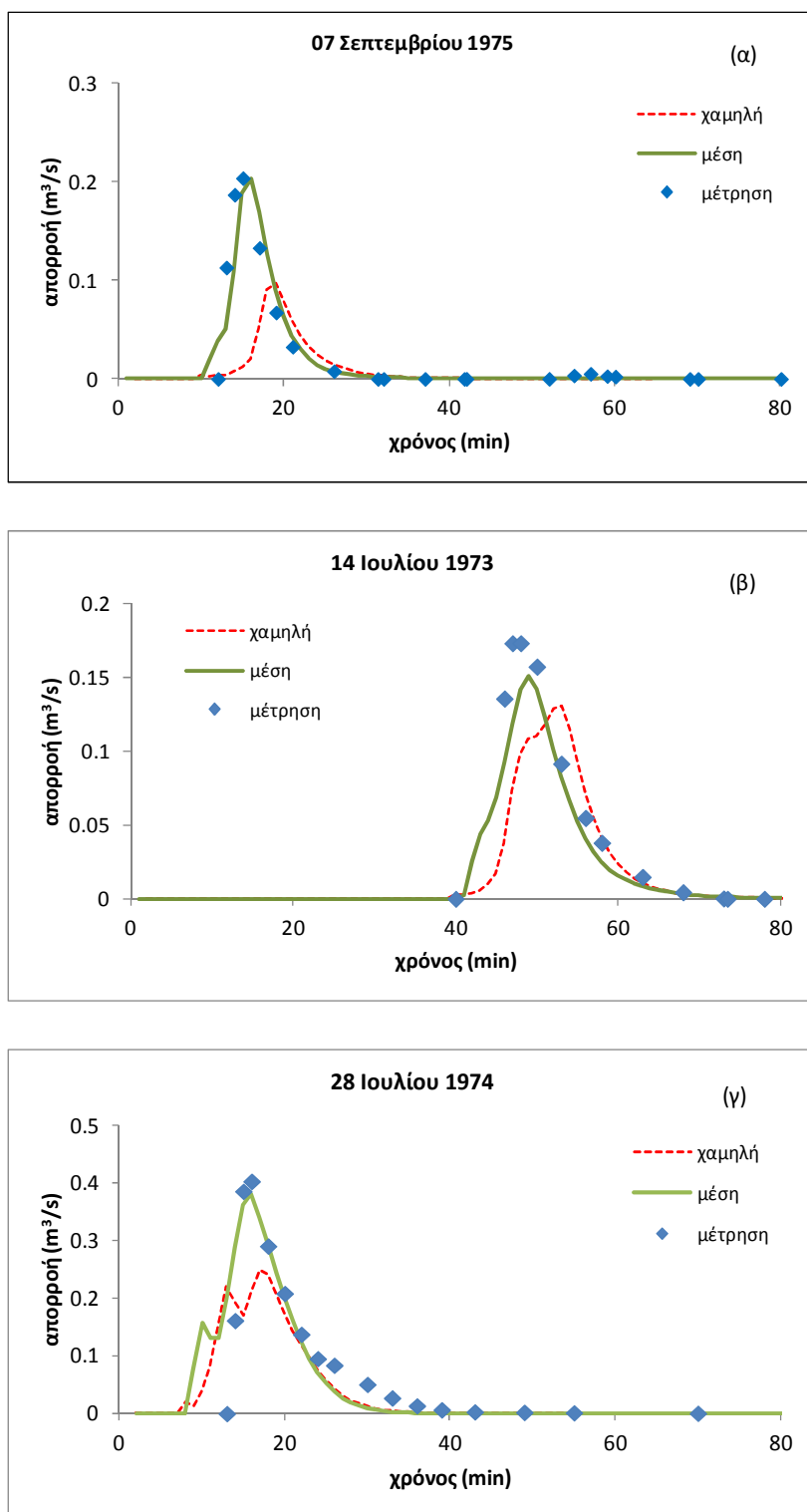
Πίνακας 4.18. Αποτελέσματα προσομοίωσης «χαμηλής» και «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης των λεκανών Lucky Hills

Ημερ/νία επεισοδίου	Μέγιστος ρυθμός απορροής (m ³ /s)		Όγκος απορροής (m ³)		Χρόνος μέγιστου ρυθμού απορροής (min)	
	Προσ/ση (μέση)	Προσ/ση (χαμηλή)	Προσ/ση (μέση)	Προσ/ση (χαμηλή)	Προσ/ση (μέση)	Προσ/ση (χαμηλή)
7 Σεπτεμβρίου 1975	0.20	0.10	73.2	37.8	16	18
14 Ιουλίου 1973	0.15	0.13	88.8	81.4	49	52
28 Ιουλίου 1974	0.38	0.25	205.2	156.6	16	16
1 Αυγούστου 1974	0.27	0.16	195.0	69.6	21	23
06 Σεπτεμβρίου 1976	0.43	0.39	246.6	210.6	31	31
19 Ιουλίου 1974	0.40	0.34	272.4	232.2	29	28
12 Ιουλίου 1975	1.04	0.63	452.4	310.8	18	16
27 Ιουλίου 1973	1.05	0.84	942.6	716.4	25	26
26 Σεπτεμβρίου 1977	0.87	0.60	1011.6	1054.8	239	240

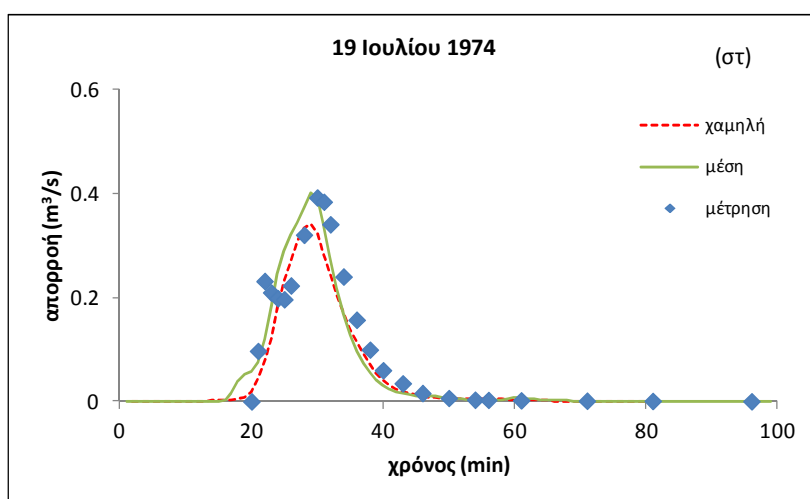
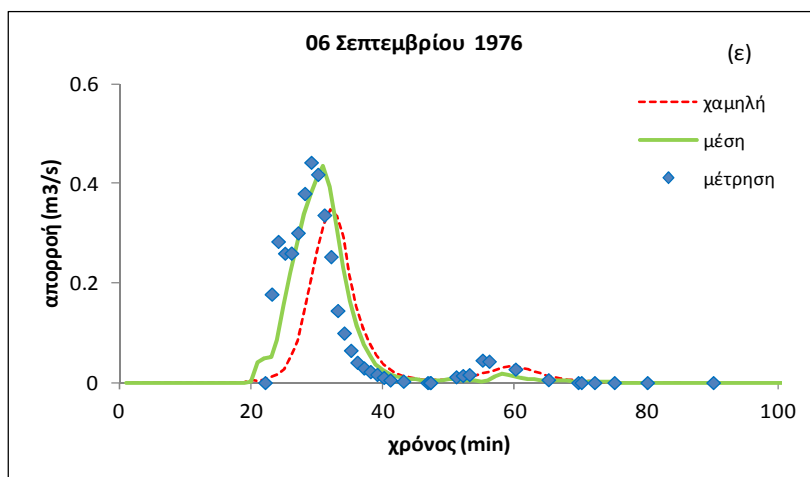
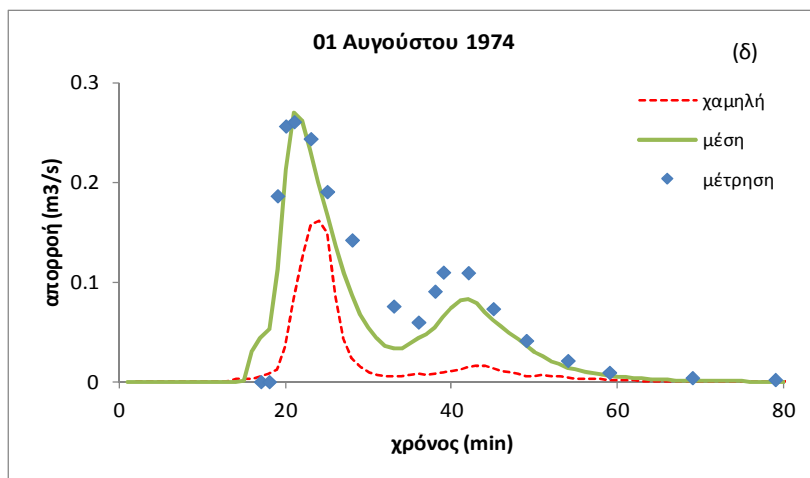
ανάλυσης (Σχ. 4.49α,β), δείχνει ότι η υποεκτίμηση των προσομοιώσεων με «χαμηλή» ανάλυση από το μοντέλο DELTA/HYDRO για τον όγκο και το μέγιστο απορροής γίνεται για τα μεγαλύτερα επεισόδια (7, 8 και 9) πιο σημαντική για το τελευταίο όμως (9^ο, 26 Σεπτεμβρίου 1977), μόνο για το μέγιστο απορροής. Όσον αφορά στο χρόνο επίτευξης του μέγιστου απορροής, εμφανίζονται ίσες ή λίγο μεγαλύτερες τιμές, με εξαίρεση τα επεισόδια της 19^{ης} Ιουλίου 1974 (6^ο) και της 12^{ης} Ιουλίου 1975 (7^ο), όπου το μέγιστο εμφανίζεται νωρίτερα, ένα και δύο λεπτά αντίστοιχα (Πίνακας 4.18).

Μελετώντας τα αποτελέσματα, διαπιστώνεται, η ποιοτική συμφωνία με τις μελέτες των Goodrich (1990) και Lopes and Canfield (2004) για τις λεκάνες Lucky Hills. Πράγματι, παρά την «τεχνητή» αύξηση της επιφάνειας της λεκάνης (Πίνακας 4.17, από 4,3482 Km² σε 4,4279 Km²), εξ' αιτίας των μεγαλύτερων σφαλμάτων κατά την προσέγγιση των εξωτερικών ορίων της λόγω του μεγέθους των αρχικών κυψελίδων, η οποία θεωρητικά θα μπορούσε να αυξήσει τα διαθέσιμο υδατικό φορτίο, η ολοκληρωμένη μελέτη δείχνει ότι τελικά η εικόνα της ελάττωσης τόσο του όγκου όσο και του μέγιστου απορροής αλλά και η καθυστέρηση στην επίτευξη του μέγιστου όπως παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.49, πρέπει να θεωρούνται, ως ένα βαθμό

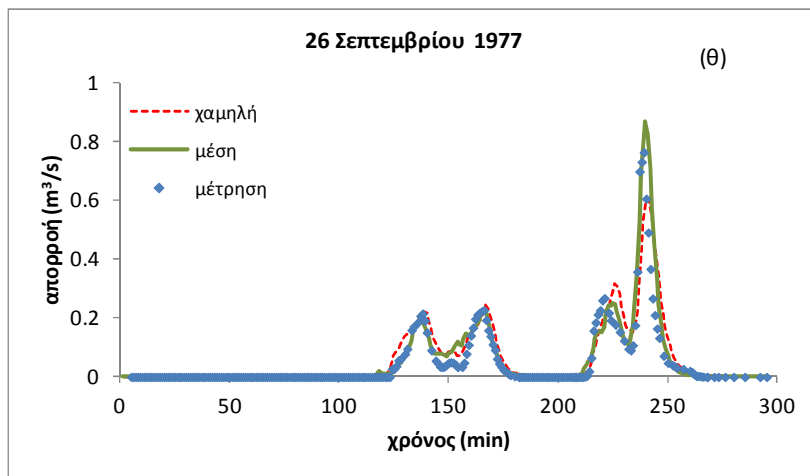
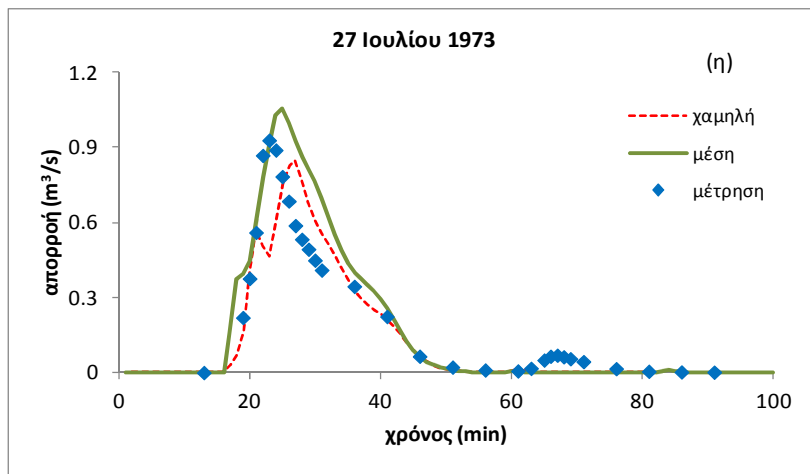
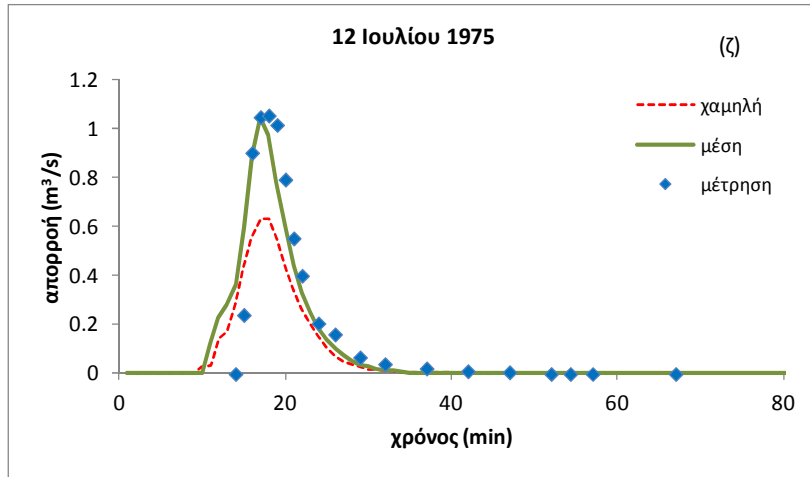
αναμενόμενες, αφού η συμπεριφορά του μοντέλου είναι συνδυαστικό αποτέλεσμα πολλών διαφορετικών παραγόντων.



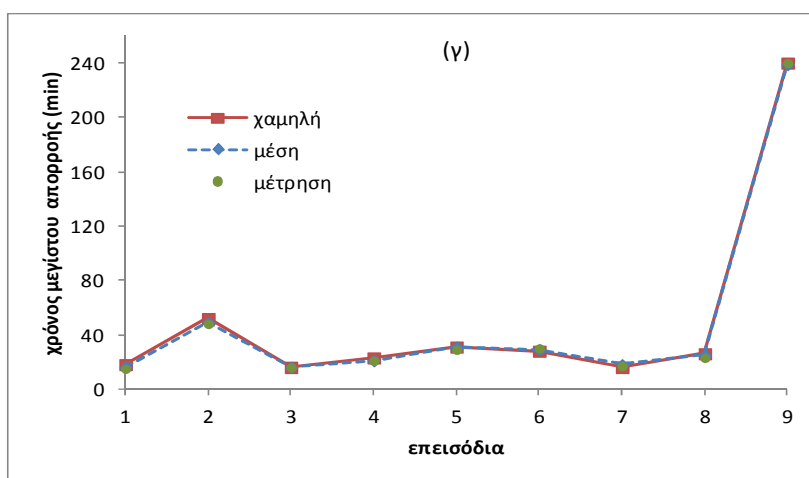
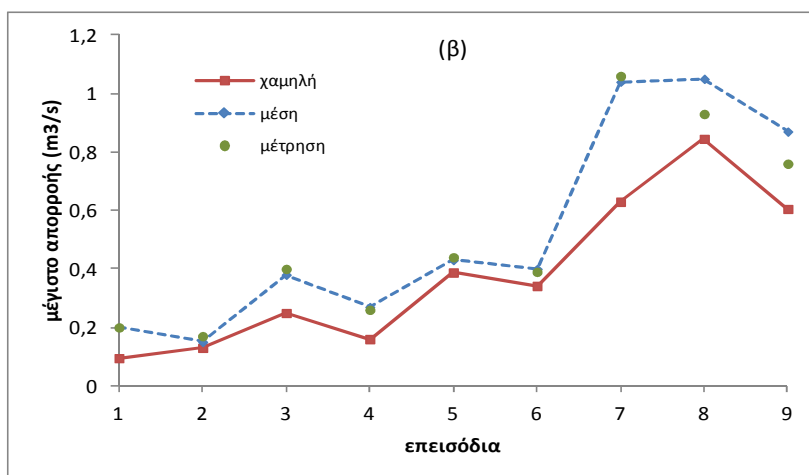
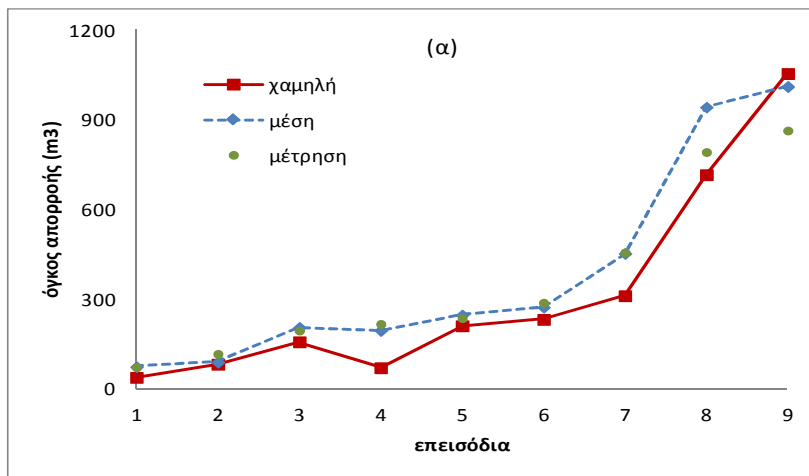
Σχήμα 4.48. Προσομοιωμένα υδρογραφήματα για το κάθε επεισόδιο με χρήση δεδομένων «χαμηλής» και «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης. Παρουσιάζονται για σύγκριση και τα αντίστοιχα μετρημένα υδρογραφήματα.



Σχήμα 4.48. (συνέχεια)



Σχήμα 4.48. (συνέχεια)



Σχήμα 4.49. Διακύμανση ανά επεισόδιο των τιμών των μετρήσεων και των προσομοιώσεων με «χαμηλή» και «μέση» γεωμετρική ανάλυση

Συγκεκριμένα όπως αναφέρθηκε, η «χαμηλή» ανάλυση ελαττώνει τις κλίσεις τόσο στις διαδρομές επίγειας ροής όσο και στα υδατορεύματα, με συνέπεια μεγαλύτερη επιφανειακή παγίδευση νερού στις μικροκοιλότητες του εδάφους (§4.4.4, εξ. 4.45). Κάτι τέτοιο έχει ως άμεσο αποτέλεσμα την αύξηση των ποσών νερού που δεσμεύονται από τη διήθηση και ως έμμεσο την ελάττωση του διαθέσιμου νερού για τροφοδοσία των καταβαθμών των υδατορευμάτων, με συνέπεια την συνολική ελάττωση της απορροής στην έξοδο της λεκάνης.

Επιπλέον, η καθυστέρηση στον χρόνο επίτευξης του μεγίστου απορροής η οποία εμφανίζεται στα υδρογραφήματα σχεδόν όλων των επεισοδίων (Σχ. 4.48 και Πίνακας 4.18) φαίνεται να οφείλεται στο συνδυασμό δύο διαφορετικών παραγόντων. Από τη μία πλευρά, η μεγαλύτερη επιφανειακή παγίδευση νερού καθυστερεί την έναρξη και των δύο ροών (επίγειας και σε υδατορεύματα) ενώ από την άλλη, η επίγεια ροή χρειάζεται μεγαλύτερο χρόνο για να τροφοδοτήσει τους καταβαθμούς των υδατορευμάτων αφού οι μεμονωμένες επιφανειακές διαδρομές τώρα είναι μεγαλύτερου μήκους και μικρότερης κλίσης. Κάτι αντίστοιχο συμβαίνει και με τους καταβαθμούς, με συνέπεια να διαρκεί τώρα συνολικά περισσότερο χρόνο η επιφανειακή κίνηση του νερού και τελικό αποτέλεσμα να καθυστερεί η «άφιξη» της απορροής στην έξοδο της λεκάνης. Η επίδραση του δεύτερου παράγοντα μετριάζεται πάντως από το πιο περιορισμένο υδρογραφικό δίκτυο που δημιουργείται από την χρήση της «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης, αφού οι μικρότεροι καταβαθμοί δεν προσομοιώνονται και άρα το συνολικό τους μήκος περιορίζεται (Πίνακας 4.17), γεγονός που θεωρητικά συνεπάγεται μικρότερους χρόνους κίνησης του νερού σε αυτούς (Du et al., 2009). Σημειώνεται πάντως ότι το πιο περιορισμένο υδρογραφικό δίκτυο έχει θεωρηθεί παράγοντας που συμβάλει άλλοτε σε περιορισμένη αύξηση του μεγίστου απορροής (Du et al., 2009) και άλλοτε σε συστηματική ελάττωσή του (Goodrich, 1990; Lopes and Canfield, 2004).

Στην βιβλιογραφία με χρήση προσομοιώσεων «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης, εμφανίζονται διαφορετικά αποτελέσματα για επεισόδια και περιοχές με διαφορετικά χαρακτηριστικά. Συγκεκριμένα, εμφανίζεται είτε ελάττωση του μεγίστου απορροής (Du et al., 2009) και επιπλέον, καθυστέρηση στον χρόνο επίτευξης του (Goodrich, 1990; Parsons et al., 1997; Lopes and Canfield, 2004; Kim et al., 2012), είτε αύξηση του μεγίστου απορροής (Wolock and Price, 1994; Vivoni et al., 2005; Soulis et al., 2011) ή τέλος εμφανίζονται αποτελέσματα ανεξάρτητα του μεγέθους ανάλυσης, για υποθετική όμως λεκάνη απορροής (Orlandini and Rosso, 1996).

Συμπερασματικά λοιπόν, η συμπεριφορά ενός μοντέλου σε διαφορετικής ανάλυσης προσομοίωση της τοπογραφίας, ως συνδυασμός πολλών παραγόντων μπορεί να δώσει διαφορετικά αποτελέσματα ανάλογα, μεταξύ άλλων, με το μέγεθος και τη χρονική διάρκεια ενός επεισοδίου, τα φυσικά χαρακτηριστικά της εξεταζόμενης λεκάνης απορροής (μέγεθος, τοπογραφία, έδαφος, ύπαρξη δευτερογενών ροών κ.ά.), το μέγεθος της χρησιμοποιούμενης κάθε φορά γεωμετρικής ανάλυσης, την ευαισθησία και το είδος του εκάστοτε χρησιμοποιούμενου γεωμετρικού μοντέλου (κανονικού πλέγματος, περιγράμματος ή τριγωνικού ακανόνιστου πλέγματος).

4.10.2.3 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων

Στη συνέχεια, εφαρμόστηκαν στατιστικά κριτήρια για την εκτίμηση της απόδοσης του μοντέλου DELTA/HYDRO με χρήση της προσομοίωσης «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης των λεκανών Lucky Hills. Για τους υπολογισμούς χρησιμοποιήθηκαν οι προσομοιωμένες και οι μετρημένες τιμές του συνολικού όγκου απορροής, του μεγίστου απορροής και του χρόνου επίτευξής του, συνολικά για όλα τα επεισόδια. Τα αποτελέσματα παρουσιάστηκαν αναλυτικά στον Πίνακα 4.18 και συγκρίνονται με αυτά με χρήση της προσομοίωσης «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης.

Στον Πίνακα 4.19 που ακολουθεί, δίνονται τα αποτελέσματα μετά την εφαρμογή των στατιστικών κριτηρίων. Ο δείκτης Nash-Sutcliffe (E) παίρνει για τη «χαμηλή» γεωμετρική ανάλυση τις τιμές, $E=0.67$ για το μέγιστο και $E=0.49$ για τον όγκο απορροής, επιβεβαιώνοντας την μέτρια απόδοση του μοντέλου DELTA/HYDRO και δείχνοντας ότι οι λεκάνες Lucky Hills με χρήση της συγκεκριμένης ανάλυσης δεν έχουν προσομοιωθεί ικανοποιητικά, σε αντίθεση με την εξαιρετική εικόνα για την «μέση» γεωμετρική ανάλυση ($E=0.90$ για το μέγιστο και $E=0.92$ για τον όγκο απορροής).

Πίνακας 4.19 Στατιστικά αποτελέσματα της προσομοίωσης «χαμηλής» και «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης των λεκανών LH 104 για όλα τα επεισόδια

Γεωμετρική ανάλυση	Μέγιστος ρυθμός απορροής			Όγκος απορροής		
	E	PBIAS (%)	RSR	E	PBIAS (%)	RSR
χαμηλή	0.67	-26.3	0.57	0.49	-10.8	0.71
μέση	0.90	4.0	0.32	0.92	10.4	0.28

Το ποσοστό μεροληψίας (PBIAS) έχει αρνητικές τιμές, υποδηλώνοντας την συστηματική υποεκτίμηση, σχετικά μεγάλη για το μέγιστο απορροής (PBIAS=-26.3%) και πολύ μικρότερη για τον όγκο (PBIAS= -10.8%) ενώ οι τιμές του δείκτη RSR επιβεβαιώνουν την μέτρια απόδοση του μοντέλου με χρήση της «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης (RSR>0.5) σε αντίθεση με την εξαιρετική του απόδοση (RSR<0.5) με χρήση της «μέσης».

4.10.3 Συμπεράσματα

Από τη μελέτη της επίδρασης της χρήσης «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης στα αποτελέσματα του μοντέλου DELTA/HYDRO, διαπιστώνεται η ποιοτική συμφωνία με προηγούμενες μελέτες για την ίδια περιοχή (Goodrich, 1990; Lopes and Canfield, 2004). Όπως φάνηκε το μοντέλο διατηρεί ως ένα βαθμό την συνοχή του προσεγγίζοντας ικανοποιητικά, το γενικότερο σχήμα τόσο των μετρημένων όσο και των προσομοιωμένων με «μέση» γεωμετρική ανάλυση υδρογραφημάτων, υποεκτιμά τον όγκο και το μέγιστο απορροής ενώ γενικά καθυστερεί στο χρόνο επίτευξης του μεγίστου απορροής. Λαμβάνοντας μάλιστα υπόψη ότι εξ' αρχής η προσομοίωση του πραγματικού υδρογραφικού δικτύου με χρήση της «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης ήταν πολύ προσεγγιστική, εμφανίζοντας σημαντικές μετατοπίσεις και αποτυγχάνοντας να προσομοιώσει τα μικρότερα υδατορεύματα, τα αποτελέσματα είναι αναμενόμενα και αρκετά ικανοποιητικά.

Φαίνεται λοιπόν τελικά, ότι η επιλογή της χρήσης της «μέτριας» γεωμετρικής ανάλυσης της τοπογραφίας δίνει τα βέλτιστα αποτελέσματα, επιβεβαιώνοντας ότι ορθώς χρησιμοποιήθηκε στην υδρολογική μελέτη των λεκανών Lucky Hills.

Κεφάλαιο 5.

Περαιτέρω εφαρμογή του μοντέλου DELTA/HYDRO

5.1 Γενικά

Στη συνέχεια δοκιμάζονται περαιτέρω οι δυνατότητες του μοντέλου με σκοπό να δοθεί μια πιο ολοκληρωμένη εικόνα της προγνωστικής του ικανότητας, με την μελέτη (α) ενός ακόμη επεισοδίου στην λεκάνη απορροής Lucky Hills με μέγεθος σημαντικά μεγαλύτερο από τα υπόλοιπα, το οποίο χαρακτηρίζεται ως «ακραίο» και (β) ενός πολύπλοκου επεισοδίου 24ωρης διάρκειας, σε μικρή λεκάνη απορροής με διαφορετικά χαρακτηριστικά από την προηγούμενη, η οποία βρίσκεται στην περιοχή Arkansas των Η.Π.Α.

5.2 Λεκάνες απορροής Lucky Hills: Το «ακραίο» επεισόδιο της 17^{ης} Ιουλίου 1975

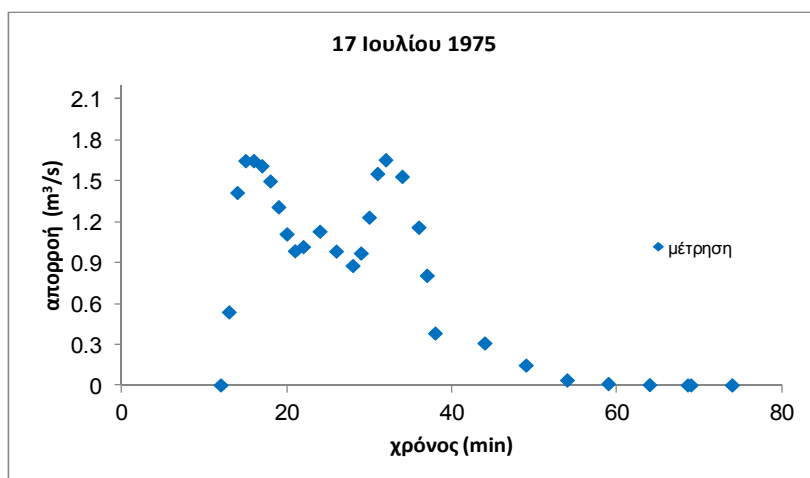
5.2.1 Εισαγωγικά στοιχεία

Το επεισόδιο που μελετάται στη συνέχεια είναι αυτό της 17^{ης} Ιουλίου 1975, το οποίο χαρακτηρίζεται ως «ακραίο» αφού αν και έχει συγκρίσιμη χρονική διάρκεια με αυτά που έχουν μέχρι στιγμής εξεταστεί, εμφανίζει συνολικό όγκο απορροής σημαντικά μεγαλύτερο από αυτά.

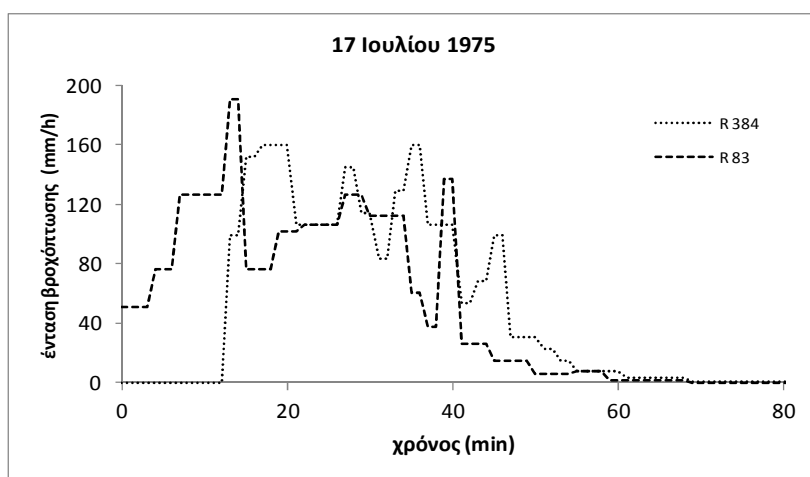
Συγκεκριμένα για το επεισόδιο αυτό μετρήθηκε συνολικός όγκος απορροής 2072.4 m³ σε 60 λεπτά περίπου, σχεδόν 30 φορές μεγαλύτερος από αυτόν του μικρότερου επεισοδίου όλων (Πίνακας 5.1), εμφανίζοντας επιπλέον δύο μέγιστα απορροής, με τιμή το καθένα 1.65 m³/s περίπου. Η βροχή που καταγράφεται από τα δύο βροχόμετρα είναι 72.6 mm (RG 83) και 70.6 mm (RG 384) ενώ η αρχική εδαφική υγρασία είναι 0.193 cm³/cm³.

Στο Σχήμα 5.1 που ακολουθεί, δίνεται το υδρογράφημα της μετρημένης απορροής και στο Σχήμα 5.2 το αντίστοιχο νετόγραμμα. Το σετ των παραμέτρων που χρησιμοποιείται για τη μελέτη είναι αυτό που προέκυψε από την διαδικασία βαθμονόμησης του μοντέλου με χρήση της «μέσης» γεωμετρικής ανάλυσης της

τοπογραφίας, το οποίο χρησιμοποιήθηκε στη μελέτη όλων των υπόλοιπων επεισοδίων για την περιοχή Lucky Hills (Πιν. 5.9).



Σχήμα 5.1. Υδρογράφημα του επεισοδίου της 17^{ης} Ιουλίου 1975



Σχήμα 5.2. Υετόγραμμα του επεισοδίου της 17^{ης} Ιουλίου 1975

5.2.2 Ανάλυση του επεισοδίου

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης δίνονται στον Πίνακα 5.1 και τα σχετικά υδρογραφήματα στο Σχήμα 5.3 που ακολουθεί.

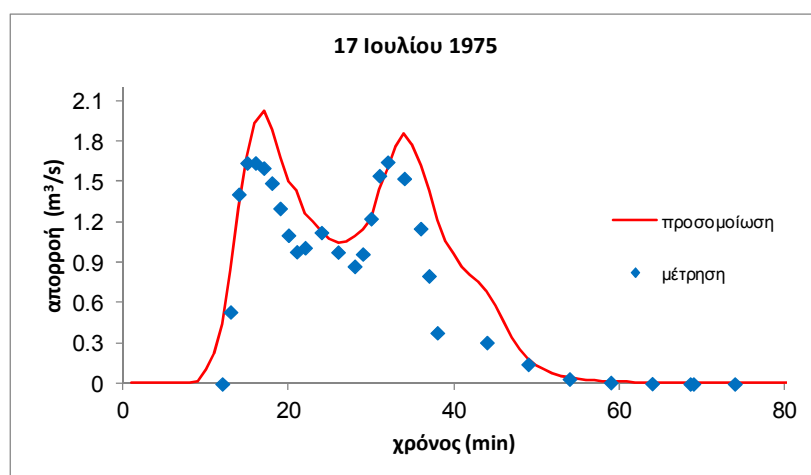
Όπως φαίνεται στον Πίνακα 5.1, ο μετρημένος συνολικός όγκος απορροής ήταν 2072.4 m^3 και ο προσομοιωμένος 2727.6 m^3 ενώ το μέγιστο απορροής $1.65 \text{ m}^3/\text{s}$ και $2.02 \text{ m}^3/\text{s}$ αντίστοιχα και επιπλέον τα δευτερεύοντα μέγιστα $1.64 \text{ m}^3/\text{s}$ και $1.86 \text{ m}^3/\text{s}$ αντίστοιχα. Τέλος, το μετρημένο πρώτο μέγιστο απορροής δίνεται στο 16^ο

λεπτό και στο προσομοιωμένο στο 17^ο ενώ το δεύτερο στο 32^ο και στο 34^ο λεπτό, αντίστοιχα.

Πίνακας 5.1. Αποτελέσματα προσομοίωσης του «ακραίου» επεισοδίου της 17^{ης} Ιουλίου 1975 και για τα δύο μέγιστα του υδρογραφήματος

Ημερ/νία επεισοδίου	Ρυθμός 1 ^{ου} /2 ^{ου} μέγιστου απορροής (m ³ /s)		Όγκος απορροής (m ³)		Χρόνος 1 ^{ου} /2 ^{ου} μέγιστου ρυθμού απορροής (min)	
	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση
17 Ιουλίου 1975	1.64/1.65	2.02/1.86	2072.4	2727.6	16/32	17/34

Στη συνέχεια, από τη μελέτη του Σχήματος 5.3, φαίνεται ότι το προσομοιωμένο και το μετρημένο υδρογράφημα είναι σε πολύ καλή συμφωνία και



Σχήμα 5.3. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 17^{ης} Ιουλίου 1975

για τους τέσσερεις κλάδους. Συγκεκριμένα και οι δύο κλάδοι ανόδου προσομοιώνονται με μεγάλη χρονική ακρίβεια ενώ στους αντίστοιχους κλάδους καθόδου εμφανίζεται μια καθυστέρηση, μικρή στον 1^ο (2-3 λεπτά) και μεγαλύτερη (κλιμακωτά μέχρι 8 λεπτά) στα κατώτερα τμήματα του 2^{ου}, αποκλίσεις που όπως έχει ήδη αναφερθεί είναι μέσα στα αποδεκτά όρια. Το μετρημένο υδρογράφημα εμφανίζει δύο σχεδόν ίδιας έντασης μέγιστα απορροής, τα οποία προσομοιώνονται πολύ καλά χρονικά (απόκλιση 2 λεπτά) αλλά και ποσοτικά (υπερεκτίμηση περίπου 22% στο πρώτο και 12% στο δεύτερο) κάτι που γίνεται και για το συνολικό όγκο απορροής (υπερεκτίμηση κατά 31% περίπου), (Πίνακας 5.1).

Από τη μελέτη του σχετικού υετογράμματος (Σχ. 5.2), φαίνεται ότι το επεισόδιο χαρακτηρίζεται από ένα 60-λεπτο περίπου με σταθερά μεγάλης ένστασης βροχόπτωση με μικρές αυξομειώσεις και για τα δύο βροχόμετρα. Μάλιστα για πάνω από 30 λεπτά παρουσιάζει τιμές μεγαλύτερες των 100 mm/h, δείχνοντας μια κατά διαστήματα κίνηση «κυμάτων» της, από το βροχόμετρο RG 83 προς το βροχόμετρο RG 384, διατηρώντας όμως πάντα και στα δύο, ένα σημαντικό μέγεθος σταθερό όγκο βροχής. Συγκεκριμένα, στο πρώτο μέρος του υετογράμματος, βροχόπτωση καταγράφει μόνο το βροχόμετρο RG 83, η οποία μάλιστα ξεπερνά για 2 λεπτά τα 180 mm/h ενώ αμέσως μετά ελαττώνεται περίπου στο μισό αλλά ξεκινά η καταγραφή σημαντικών ποσών από το βροχόμετρο RG 384. Είναι η χρονική στιγμή που η απορροή έχει φτάσει στη μέγιστη τιμή της και στη συνέχεια αρχίζει ο 1^{ος} κλάδος καθόδου (Σχ. 5.3). Η πορεία του διακόπτεται στο 26^ο λεπτό (απόλυτη χρονική ταύτιση μετρημένου/προσομοιωμένου), αφού μεταξύ 19^{ου} - 21^{ου} λεπτού, η βροχόπτωση από το RG 384 (Σχ. 5.2) αρχίζει να ελαττώνεται ενώ η βροχόπτωση από το βροχόμετρο RG 83 αρχίζει να αυξάνεται και πάλι. Το δευτερεύον μέγιστο εμφανίζεται στο 32^ο λεπτό (34^ο στην προσομοίωση), με την βροχόπτωση από το βροχόμετρο RG 83 και από το σημείο αυτό και μετά να ελαττώνεται πολύ γρήγορα αφού παρεμβληθεί (μετά το 38^ο λεπτό) ένα 2-λεπτης διάρκειας μέγιστο. Στο ίδιο χρονικό διάστημα αντίστοιχη εικόνα καταγράφεται και από το βροχόμετρο RG 384, με μια καθυστέρηση λίγων λεπτών λόγω της μετακίνησης «κυμάτων» βροχόπτωσης προς αυτό αλλά με μεγαλύτερα ποσά από αυτά του βροχόμετρου RG 83. Τέλος, ο απότομος καθοδικός κλάδος και στα δύο υδρογραφήματα ανακόπτεται προσωρινά (στο 38^ο στο μετρημένο και στο 42^ο λεπτό στο προσομοιωμένο), από την πρόσκαιρη επανατροφοδότηση όπως αναφέρθηκε διαδοχικά και από τα δύο βροχόμετρα (Σχ. 5.2, μετά το 36^ο λεπτό) ενώ στη συνέχεια οι δύο κλάδοι των υδρογραφημάτων ταυτίζονται απόλυτα (Σχ. 5.3).

5.2.3 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων

Η ποσοτική εκτίμηση της απόδοσής του μοντέλου, δηλ. της ικανότητάς του να αναπαράγει το παρατηρούμενο υδρογράφημα με αποδεκτή στατιστικά ακρίβεια, έγινε όπως στην §5.5.4. Για το υπολογισμό των στατιστικών αυτών κριτηρίων χρησιμοποιήθηκαν και εδώ οι προσομοιωμένες και οι μετρημένες τιμές του

συνολικού όγκου απορροής, του μεγίστου απορροής και του χρόνου επίτευξης του καθώς και της απορροής στις χρονικές στιγμές που υπήρχαν πραγματικές μετρήσεις.

Στον Πίνακα 5.2 που ακολουθεί, δίνονται τα αποτελέσματα στατιστικών δεικτών που χρησιμοποιήθηκαν. Όπως φαίνεται, ο δείκτης Nash-Sutcliffe έχει την τιμή 0.74, δείχνοντας ότι στατιστικά το «ακραίο» αυτό επεισόδιο έχει καλή προσαρμογή και υποδηλώνοντας ότι προσομοιώνεται πολύ ικανοποιητικά από τον μοντέλο DELTA/HYDRO, όπως φαίνεται και από η τιμή του δείκτη RSR (=0.50). Το ποσοστό σφάλματος όγκου και μεγίστου απορροής δείχνει την υπερεκτίμησή τους, όπως και το ποσοστό μεροληψίας (PBIAS=23.6, για την ένταση απορροής), αλλά είναι μέσα στα αποδεκτά όρια. Τέλος, το μεγάλο ποσοστό σφάλματος στον χρόνο επίτευξης του μεγίστου απορροής (TPE=46.9%) δεν θεωρείται σημαντική αστοχία του μοντέλου και οφείλεται στο γεγονός ότι η πρώτη κορυφή υπερεκτιμάται από το μοντέλο περισσότερο από τη δεύτερη, αν και οι μετρημένες τιμές τους βρίσκονται πολύ κοντά, με αποτέλεσμα να δίνεται η πρώτη ως μέγιστο αντί της πραγματικά, δεύτερης.

Πίνακας 5.2. Στατιστικά αποτελέσματα του «ακραίου» επεισοδίου της 17^{ης} Ιουλίου 1975

Ημερ/νία επεισοδίου	E Nash- Sutcliffe	VE (%)	PE (%)	TPE (%)	PBIAS (%)	RSR
17 Ιουλίου 1975	0.74	31.6	22.5	46.9	23.6	0.50

5.2.4 Συμπεράσματα

Η προσομοίωση του επεισοδίου της 17^{ης} Ιουλίου 1975 με χρήση του μοντέλου DELTA/HYDRO είναι πολύ ικανοποιητική δείχνοντας ότι το μοντέλο μπορεί να αποδώσει με επιτυχία επεισόδια μικρής διάρκειας, που χαρακτηρίζονται όμως από πολύ μεγάλη ένταση και όγκο βροχόπτωσης, απεικονίζοντας με ακρίβεια τις χρονικές και ποσοτικές διακυμάνσεις του όγκου απορροής.

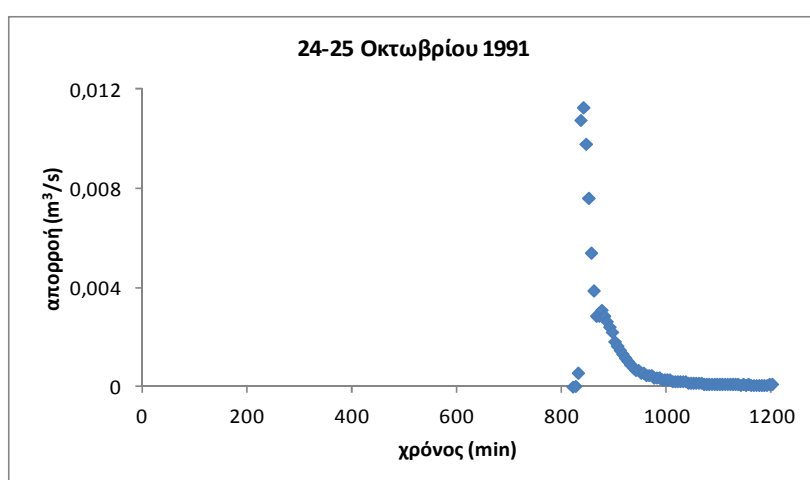
5.3 Πειραματικές λεκάνες απορροής Moores Creek: Ένα 24ωρο επεισόδιο

5.3.1 Εισαγωγικά στοιχεία

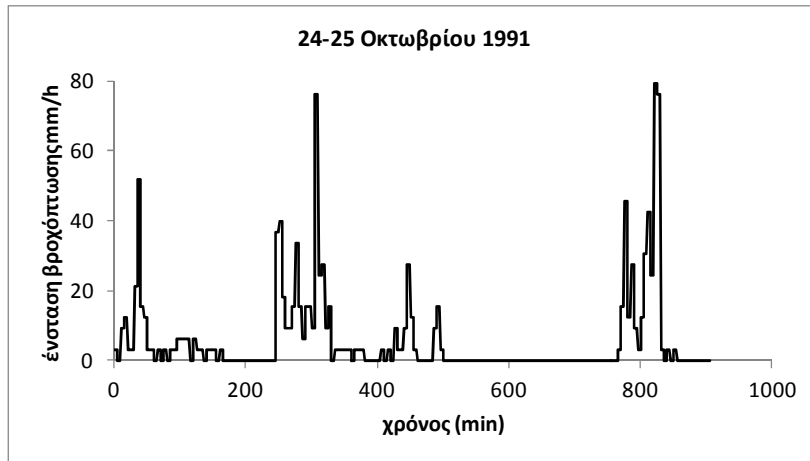
Ο στόχος της εφαρμογής του μοντέλου στις λεκάνες απορροής Moores Creek είναι να δοκιμαστεί αυτό σε μια περιοχή με διαφορετικά εδαφικά, τοπογραφικά και υδρολογικά χαρακτηριστικά από αυτά των λεκανών Lucky Hills. Πρόκειται για μια προσομοίωση χωρίς προηγούμενη βαθμονόμηση του μοντέλου («blind» simulation) λόγω έλλειψης διαθέσιμων στοιχείων.

Το επεισόδιο που μελετάται στη συνέχεια έχει 24ωρη διάρκεια (24-25 Οκτωβρίου 1991), με την βροχόπτωση να ξεκινά στις 7:20 π.μ. στις 24 Οκτωβρίου 1991 και την απορροή να μετριέται για πρώτη φορά στις 9:00 μ.μ. της ίδιας μέρας. Το μέγιστο απορροής ήταν $0.011 \text{ m}^3/\text{s}$ και ο συνολικά μετρημένος όγκος της, 27.5 m^3 . Το συνολικό ύψος βροχής που καταγράφηκε ήταν 90.6 mm.

Στο Σχήμα 5.4 που ακολουθεί, δίνεται το υδρογράφημα της μετρημένης απορροής και στο Σχήμα 5.5 το αντίστοιχο υετόγραμμα.



Σχήμα 5.4. Υδρογράφημα του επεισοδίου της 24^{ης}-25^{ης} Οκτωβρίου 1991



Σχήμα 5.5. Υετόγραμμα του επεισοδίου της 24^{ης}-25^{ης} Οκτωβρίου 1991

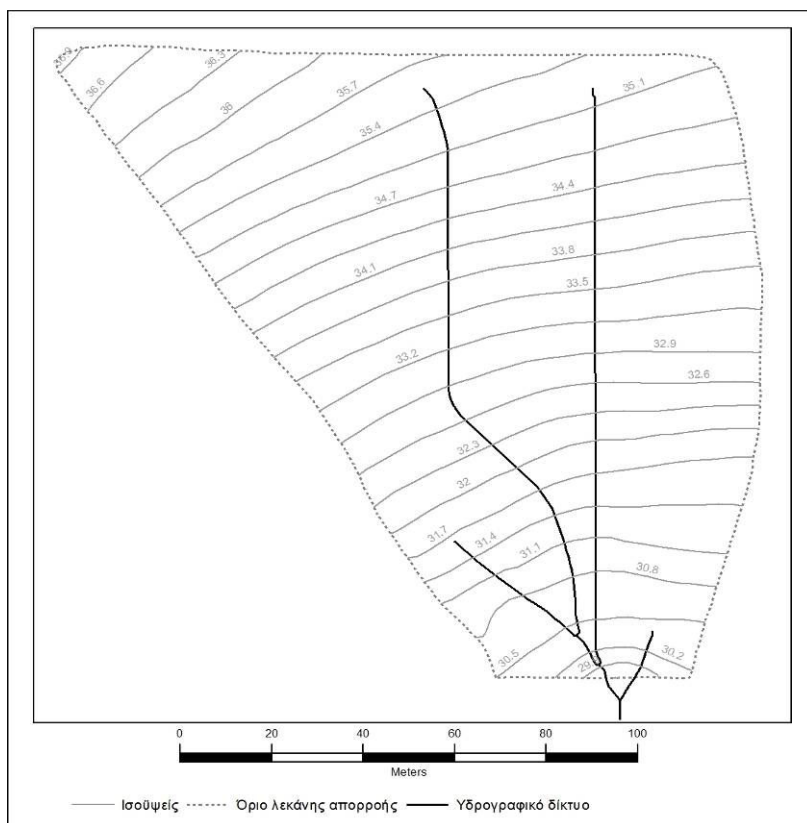
5.3.2 Χαρακτηριστικά λεκανών απορροής

Οι λεκάνες απορροής της περιοχής Moores Creek βρίσκονται στο βορειοδυτικό Arkansas στην περιοχή Washington County και αποτελούν ένα από τους κύριους τροφοδότες της λίμνης Lincoln. Ο μετρητικός σταθμός I (WM) που βρίσκεται σε αυτή, καταγράφει την απορροή μιας πολύ μικρής υπολεκάνης, με συνολική έκταση μικρότερη του 1.5 εκταρίου, η οποία οριοθετείται από την εστιγμένη καμπύλη γραμμή του Σχήματος 5.6. Στην ευρύτερη περιοχή είναι εγκατεστημένο ένα μόνο αυτόματο καταγραφικό βροχόμετρο το οποίο βρίσκεται εκτός της υπολεκάνης και δίνει μετρήσεις ανά 5-λεπτο (Edwards et al., 1994).

Ο τύπος του εδάφους που καλύπτει την περιοχή είναι κυρίως πηλώδης, με το ανώτερο στρώμα να ανήκει στην υποκατηγορία λεπτόκοκκο αμμοπηλώδες, να καλύπτεται από γρασίδι και σε μεγάλο ποσοστό από υπολείμματα λιπασμάτων που προέρχονται από κοπριά πουλερικών. Η υπολεκάνη δεν έχει πολύπλοκη τοπογραφία και οι κλίσεις είναι γενικά μικρότερες του 4-5%.

Οι μετρήσεις του επεισοδίου βροχόπτωσης που χρησιμοποιούνται στην παρούσα μελέτη αποτελούν μέρος πειραματικών μετρήσεων στο πλαίσιο προγράμματος ανάλυσης της ποιότητας των επιφανειακών και υπόγειων νερών της περιοχής, με την ονομασία Moores Creek Project (Edwards et al., 1994). Σύμφωνα με αυτή, η ευρύτερη περιοχή δέχεται μεγάλα ποσά βροχής από έντονες τοπικές αλλά μικρής διάρκειας θερμικές καταιγίδες, από την άνοιξη μέχρι το φθινόπωρο και η υδρολογική της απόκριση είναι συνδυασμός Χορτόνειας και κατά Dunne απορροής. Παρόλα αυτά, επειδή απορροή καταγράφεται στο μετρητικό σταθμό I (WM) μόνο όταν συμβαίνουν ισχυρές καταιγίδες και τα υδατορεύματα που δημιουργούνται είναι

εφήμερα, δεν θεωρείται ότι μπορούν να τροφοδοτηθούν από βραδεία απορροή κατά τη διάρκεια ενός τέτοιου επεισοδίου και συνεπώς αυτή δεν λαμβάνεται υπόψη κατά τους σχετικούς υπολογισμούς (Edwards et al., 1994).



Σχήμα 5.6. Η υπολεκάνη της περιοχής Moores Creek και το υδρογραφικό της δίκτυο.

5.3.3. Εδαφικά και υδρολογικά δεδομένα

Ο τύπος του εδάφους που καλύπτει την υπολεκάνη της περιοχής Moores Creek ανήκει στην ευρύτερη κατηγορία αυτού των λεκανών Lucky Hills (αμμοπηλώδης) και συνεπώς στην προσομοίωση που έγινε χρησιμοποιήθηκαν τα βιβλιογραφικά εδαφικά δεδομένα του Πίνακα 5.2.

Οι συντελεστές τραχύτητας Manning για την επίγεια ροή (n_{ov}) και την ροή σε υδατόρευμα (n_{ch}) πήραν και οι δύο την τιμή $0.040 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$, κοινή και για τους δύο. Αντίστοιχα, στην κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα K_s δόθηκε η τιμή 3.3 cm/h ενώ για την αρχική εδαφική υγρασία θ_{ini} θεωρήθηκε ότι μια τιμή κοντά στην υπολειμματική υγρασία θ_r προσεγγίζει την πραγματική, αφού πριν από το εξεταζόμενο επεισόδιο είχαν προηγηθεί $4 \frac{1}{2}$ μήνες ανομβρίας. Έτσι η τιμή που

χρησιμοποιήθηκε ήταν $0.045 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ (10% μεγαλύτερη από την θ_r). Όλες οι παραπάνω τιμές προτάθηκαν από τον D. Edwards επιστημονικό υπεύθυνο του Moores Creek Project μετά από προσωπική επικοινωνία. Επιπλέον, οι εδαφικές παράμετροι θεωρήθηκαν ενιαίες σε ολόκληρη την υπολεκάνη αφού δεν υπήρχαν διαθέσιμα χωρικά κατανεμημένα δεδομένα. Το ίδιο έγινε και για τη βροχόπτωση, η οποία καταγράφηκε στον μοναδικό βροχομετρικό σταθμό της περιοχής.

5.3.4 Γεωμετρική προσομοίωση λεκανών απορροής

Για την περιοχή δεν ήταν διαθέσιμος τοπογραφικός χάρτης αλλά χρησιμοποιήθηκε χάρτης από την τελική έκθεση του Moores Creek Project (Edwards et al., 1994), ο οποίος δεν ήταν ακριβής. Η ψηφιοποίησή του έγινε από 4322 σημεία ενώ η περιοχή θεωρήθηκε ενιαία κατά την ανάλυση του DELTA/HYDRO από άποψη χρήσεων γης και εδαφικών χαρακτηριστικών και οριοθετήθηκε αρχικά από ένα ορθογώνιο παραλληλόγραμμο με διαστάσεις 176m x 169m έτσι ώστε να συμπεριλαμβάνεται ολόκληρη την προς μελέτη υπολεκάνη (Σχ. 5.6).

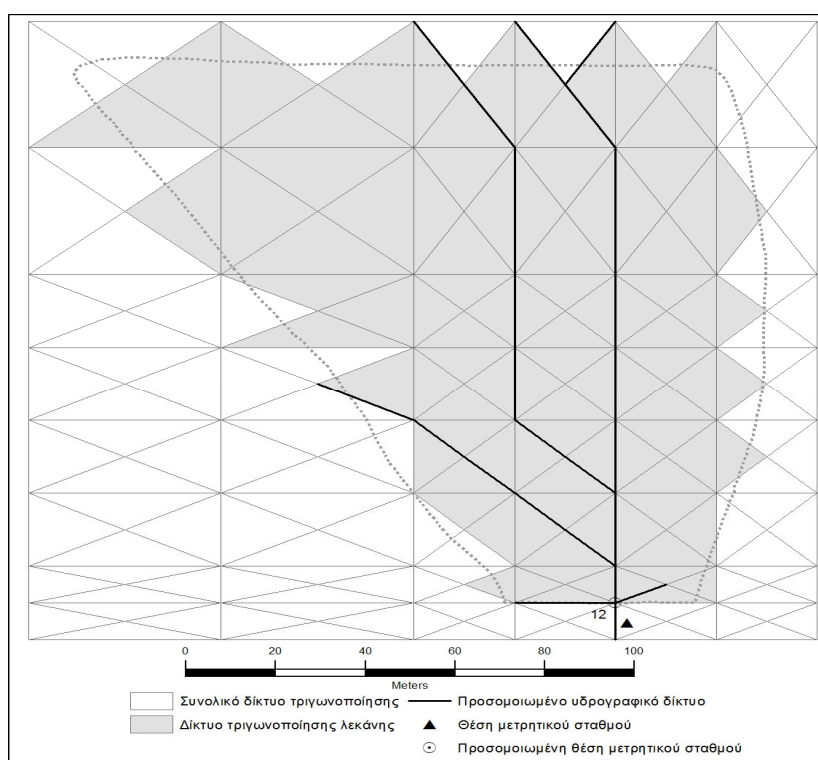
Στη συνέχεια, μετά από μελέτη του πραγματικού υδρογραφικού δικτύου (Σχ. 5.6), πραγματοποιήθηκε αριθμός προσομοιώσεων της τοπογραφίας με χρησιμοποίηση γεωμετρικού πλέγματος διαφορετικής ανάλυσης, ώστε τα αποτελέσματα να είναι συγκρίσιμα με αυτό και επιλέχτηκε η προσομοίωση που περιγράφεται αναλυτικά στη συνέχεια.

Στην προσομοίωση αυτή το ορθογώνιο παραλληλόγραμμο χωρίστηκε αρχικά σε 3x4 ορθογώνιες κυψελίδες με τα χαρακτηριστικά που δίνονται στον Πίνακα 5.3. Όπως φαίνεται, οι κυψελίδες δεν είναι ισομεγέθεις, αφού ο χωρισμός του έγινε ώστε χρησιμοποιώντας «πολλαπλή» ανάλυση να προσεγγισθεί με το βέλτιστο τρόπο η περιοχή της υπολεκάνης και το υδρογραφικό της δίκτυο. Στη συνέχεια, έγινε αυτόματα ισομερής διαχωρισμός κάθε κυψελίδας, ορίστηκαν οι διαγώνιοι και δημιουργήθηκαν 111 κόμβοι σχηματίζοντας με τη σειρά τους 192 τρίγωνα (Σχ. 5.7).

Πίνακας 5.3. Χαρακτηριστικά ανάλυσης ορθογώνιων κυψελίδων για την προσομοίωση

Δx		Δy	
Αριθμός κυψελίδων	Μήκος (m)	Αριθμός κυψελίδων	Μήκος (m)
1	86	1	20
2	45	2	40
-	-	1	69

Από τα τρίγωνα αυτά, τα 94 (γκρι σκίαση) οριοθέτησαν την υπολεκάνη και είναι αυτά που ελήφθησαν υπόψη από τον κώδικα DELTA/HYDRO κατά την υδρολογική μελέτη της. Στη συνέχεια το μοντέλο DELTA_NET καθόρισε το υδρογραφικό δίκτυο σχηματοποιώντας 6 υδατορεύματα, το «πρωτεύον» και 5 «δευτερεύοντα».



Σχήμα 5.7. Τριγωνοποίηση των λεκανών με προσομοίωση «πολλαπλής» ανάλυσης

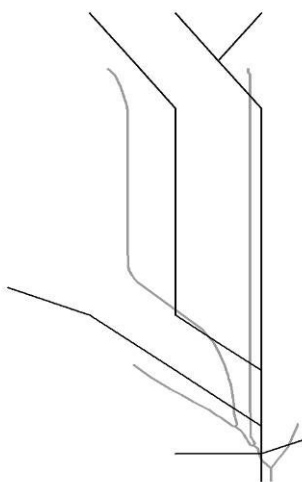
Στον Πίνακα 5.4 δίνονται επιπλέον χαρακτηριστικά του υδρολογικού δικτύου της προσομοίωσης. Όπως φαίνεται, ο μέγιστος αριθμός καταβαθμών ανά υδατόρευμα είναι 10, ο μέγιστος αριθμός δευτερευόντων υδατορευμάτων ανά καταβαθμό είναι 2 ενώ ο μέγιστος αριθμός διαδρομών επίγειας ροής που καταλήγουν σε ένα καταβαθμό είναι 14. Η «έξοδος» της λεκάνης απορροής που προκύπτει από το μοντέλο DELTA_NET αντιστοιχεί στον κόμβο που έχει τον αριθμό 12 και βρίσκεται σε

σχετική συμφωνία με την θέση που βρίσκεται ο μετρητικός σταθμός, ο οποίος θεωρείται ως η πραγματική «έξοδος» (Σχ. 5.7) και όπως φαίνεται, η θέση του είναι μετατοπισμένη κατά 7-8m περίπου από την ευθεία που οριοθετεί τη λεκάνη, ευθεία πάντως που πρέπει να θεωρηθεί περισσότερο τεχνητό παρά φυσικό όριό της.

Πίνακας 5.4. Χαρακτηριστικά του υδρολογικού δικτύου που προέκυψε από την προσομοίωση

υδατ/τα	επιφ. διαδρομές	κατ/θμοί	μέγιστος αριθμός καταβ/υδατ	μέγιστος αριθμός δευτ. υδατ/καταβ	μέγιστος αριθμός επιφ. διαδ/καταβ	αριθμός κόμβου (έξοδος)
6	106	24	10	2	14	12

Στο Σχήμα 5.8 φαίνονται μαζί και τα δύο υδρογραφικά δίκτυα (πραγματικό και προσομοίωση με το DELTA/HYDRO), τα οποία βρίσκονται σε αρκετά καλή συμφωνία.



Σχήμα 5.8. Σύγκριση του προσομοιωμένου (μαύρο) και του πραγματικού (γκρι) δικτύου απορροής με τριγωνοποίηση «πολλαπλής» ανάλυσης

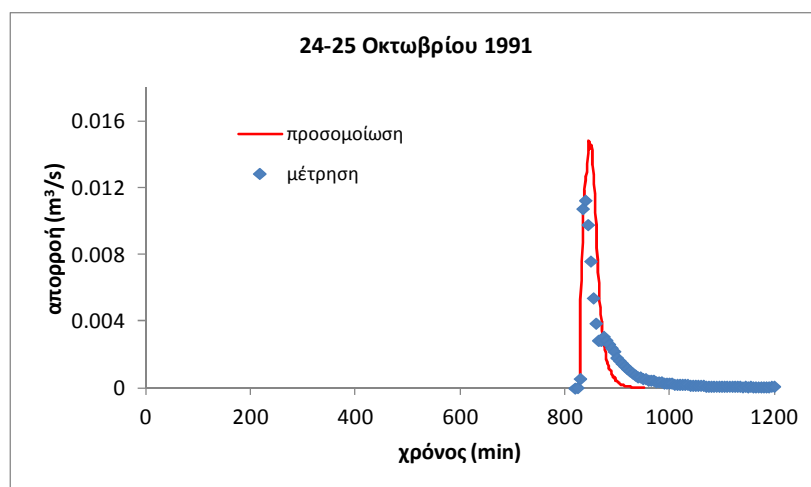
5.3.5 Ανάλυση του επεισοδίου

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης δίνονται στον Πίνακα 5.5 και τα σχετικά υδρογραφήματα στο Σχήμα 5.9 που ακολουθεί.

Όπως φαίνεται στον Πίνακα 5.5, ο μετρημένος συνολικός όγκος απορροής ήταν 27.5 m^3 και ο προσομοιωμένος 28.5 m^3 ενώ το μέγιστο απορροής $0.011 \text{ m}^3/\text{s}$ και $0.015 \text{ m}^3/\text{s}$ αντίστοιχα. Τέλος, το μετρημένο μέγιστο απορροής δίνεται στο 840° λεπτό και στο προσομοιωμένο στο 846° λεπτό.

Πίνακας 5.5. Αποτελέσματα προσομοίωσης του επεισοδίου της 24^{ης}-25^{ης} Οκτωβρίου 1991

Ημερ/γία επεισοδίου	Μέγιστος ρυθμός απορροής (m^3/s)		Όγκος απορροής (m^3)		Χρόνος μέγιστου ρυθμού απορροής (min)	
	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση	Μέτρηση	Προσ/ση
24-25 Οκτωβρίου 1991	0.011	0.015	27.5	28.5	840	846



Σχήμα 5.9. Προσομοιωμένο και μετρημένο υδρογράφημα για το επεισόδιο της 24^{ης}- 25^{ης} Οκτωβρίου 1991

Στη συνέχεια, από τη μελέτη του Σχήματος 5.9, φαίνεται ότι η απεικόνιση του μετρημένου υδρογραφήματος από το μοντέλο DELTA/HYDRO είναι πολύ ικανοποιητική λαμβάνοντας υπόψη (α) την απουσία βαθμονόμησης του μοντέλου και (β) τις ανακρίβειες που εισήγαγε στην προσομοίωση η χρησιμοποίηση προσεγγιστικού χάρτη της τοπογραφίας της περιοχής.

Όπως φαίνεται, ο κλάδος ανόδου του προσομοιωμένου υδρογραφήματος (Σχ. 5.9) ξεκινά 4 λεπτά περίπου μετά από το μετρημένο αλλά στη συνέχεια βρίσκεται σε συμφωνία με αυτόν. Όμως, όταν ο δεύτερος φτάσει στη μέγιστη τιμή του, αυτός του προσομοιωμένου θα συνεχίσει την άνοδό του υπερεκτιμώντας το μέγιστο κατά περίπου 36.4%, φτάνοντας σε αυτό 6 λεπτά αργότερα (στο 846° λεπτό). Έτσι ο κλάδος καθόδου ξεκινά στο προσομοιωμένο υδρογράφημα αργότερα, ακολουθεί όμως την μεγάλη πτωτική τάση του μετρημένου. Η συμφωνία τους διακόπτεται από την απότομη αλλαγή κλίσης του μετρημένου, ο οποίος από το 865° λεπτό και μετά και για ένα 25-λεπτο περίπου, δίνει σχεδόν σταθερή απορροή. Η συμπεριφορά αυτή του μετρημένου υδρογραφήματος είναι δικαιολογημένη, αφού η μελέτη του σχετικού υετογράμματος (Σχ. 5.5), δείχνει επανατροφοδότηση της ροής από υδατικό φορτίο που προέρχεται από τη βροχόπτωση στην τελευταία περίοδο του (μετά το 800° λεπτό και για 30 περίπου λεπτά). Στην περίοδο μάλιστα αυτή εμφανίζεται ο μέγιστος ρυθμός βροχόπτωσης ολόκληρου του επεισοδίου (περίπου 79.2 mm/h μετά το 821° λεπτό και για ένα 4λεπτο). Στη συνέχεια, μετά το 875° λεπτό, ο κλάδος καθόδου ξεκινά και πάλι, με πολύ μικρότερη κλίση από αυτήν της αρχικής του φάσης. Στο αντίστοιχο διάστημα, ο κλάδος καθόδου του προσομοιωμένου υδρογραφήματος συνεχίζει με την ίδια κλίση, περατώνοντας την απορροή πολύ γρηγορότερα από την μετρημένη.

Μελετώντας αναλυτικότερα το υετόγραμμα (Σχ. 5.5), αυτό φαίνεται ότι χωρίζεται σε 4 διακριτές περιόδους, καθεμία από τις οποίες δίνει σημαντική βροχόπτωση όπως απεικονίζεται στον Πίνακα 5.6 που ακολουθεί, στον οποίο παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά της καθεμιάς. Είναι αξιοσημείωτο ότι αν και μέχρι την έναρξη της 4^{ης} περιόδου (περίπου στο 766° λεπτό) έχει πέσει κάτι λιγότερο από τα 2/3 της συνολικής βροχόπτωσης, η απορροή ξεκινά πολύ αργότερα, μόλις στο 825° λεπτό. Στην εικόνα αυτή του υδρογραφήματος φαίνεται να συμβάλλουν πολλοί παράγοντες που χαρακτηρίζουν τόσο την υπολεκάνη όσο και το συγκεκριμένο επεισόδιο βροχόπτωσης.

Συγκεκριμένα, αρχικά το έδαφος ήταν εντελώς ξηρό, με αποτέλεσμα όλη η βροχή που έπεφτε να διατίθεται για την κάλυψη των αναγκών της διήθησης, οι οποίες ήταν ιδιαίτερα αυξημένες και λόγω του είδους του εδάφους (αμμοπηλώδες, μεγάλος συντελεστής κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας). Επιπλέον και μετά τον κορεσμό του εδάφους, η ροή καθυστερούσε να ξεκινήσει αφού ο συνδυασμός αυξημένου

Πίνακας 5.6. Περίοδοι υετογράμματος του επεισοδίου της 24^{ης}- 25^{ης} Οκτωβρίου 1991

Περίοδοι υετογράμματος	Διάρκεια (min)	Ύψος βροχόπτωσης (mm)	Μέγιστη ένταση βροχόπτωσης (mm/h)
1 ^η	166	16.6	51.6
2 ^η	137	32.9	76.2
3 ^η	96	8.6	27.6
4 ^η	92	32.5	79.2

συντελεστή τραχύτητας και μικρής κλίσης, αύξανε τα απαιτούμενα ποσά νερού για την πλήρωση των εδαφικών μικροκοιλοτήτων. Ο παραπάνω μάλιστα συνδυασμός διατηρεί στη συνέχεια χαμηλές τις ταχύτητες ροής με αποτέλεσμα η επίγεια ροή να τροφοδοτεί με μεγάλη καθυστέρηση από την έναρξη της βροχόπτωσης, τα ούτως ή άλλως περιορισμένα υδατορεύματα και στη συνέχεια να μην μπορεί να συντηρήσει τη ροή τους αφού η διαθέσιμη βροχόπτωση έχει στο μεταξύ ελαττωθεί. Όσο όμως το επεισόδιο συνεχίζεται και μετά την έναρξη της 4^{ης} περιόδου του υετογράμματος (Σχ. 5.5), οι ανάγκες της διήθησης φαίνεται ότι πλέον έχουν καλυφθεί σε μεγαλύτερο βαθμό από ότι νωρίτερα, οπότε η ροή ξεκίνησε πιο γρήγορα ενώ συντηρήθηκε περισσότερο, με μεγαλύτερης έντασης βροχόπτωση σε μικρότερο χρονικό διάστημα.

Το προσομοιωμένο υδρογράφημα κατάφερε σε ικανοποιητικό βαθμό να αποδώσει την εικόνα του επεισοδίου, λαμβάνοντας μάλιστα υπόψη και την έλλειψη βαθμονόμησης. Αξιοσημείωτη είναι συμφωνία μεταξύ προσομοιωμένων και μετρημένων χρόνων έναρξης απορροής και επίτευξης του μεγίστου της (με τον πρώτο να καθυστερεί μόλις 4 και 6 λεπτά αντίστοιχα) γεγονός που έχει ιδιαίτερη σημασία, αν αναλογιστεί κανείς ότι πρόκειται για ένα επεισόδιο που αποτελείται από 3 διαδοχικές περιόδους σημαντικής βροχόπτωσης χωρίς απορροή, η οποία τελικά ξεκινά την 4^η περίοδο, 820 λεπτά μάλιστα από την έναρξή του.

Επιπλέον, αν και η απουσία τοπογραφικού χάρτη επηρέασε την ακρίβεια της απεικόνισης της υπολεκάνης και του υδρογραφικού της δικτύου από τον γεωμετρικό κλάδο του μοντέλου, τον σημαντικότερο ρόλο στην εικόνα του υδρογραφήματος, ιδιαίτερα του κλάδου καθόδου του, πιστεύεται ότι έπαιξε η απουσία κατανεμημένων δεδομένων εισόδου, ιδιαίτερα αυτών της βροχόπτωσης, στερώντας από το μοντέλο τη

δυνατότητα να προσομοιώσει με τον βέλτιστο τρόπο τη φυσική αντίδραση του συστήματος.

5.3.6 Στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων

Η ποσοτική εκτίμηση της απόδοσής του μοντέλου, δηλ. της ικανότητάς του να αναπαράγει το παρατηρούμενο υδρογράφημα με αποδεκτή στατιστικά ακρίβεια, έγινε όπως στην §5.5.4. Για το υπολογισμό των στατιστικών αυτών κριτηρίων χρησιμοποιήθηκαν και εδώ οι προσομοιωμένες και οι μετρημένες τιμές του συνολικού όγκου απορροής, του μεγίστου απορροής και του χρόνου επίτευξής του καθώς και της απορροής στις χρονικές στιγμές που υπήρχαν πραγματικές μετρήσεις.

Στον Πίνακα 5.7 που ακολουθεί, δίνονται τα αποτελέσματα των στατιστικών δεικτών που χρησιμοποιήθηκαν. Όπως φαίνεται, ο δείκτης Nash-Sutcliffe έχει την τιμή 0.14, δείχνοντας ότι στατιστικά το επεισόδιο δεν έχει καλή προσαρμογή και υποδηλώνοντας ότι δεν προσομοιώνεται ικανοποιητικά από τον κώδικα DELTA/HYDRO, όπως φαίνεται και από η τιμή του δείκτη RSR (=0.93). Το ποσοστό σφάλματος όγκου είναι πολύ μικρό αλλά το αντίστοιχο του μεγίστου απορροής δείχνει την υπερεκτίμησή της, κάτι που απεικονίζεται και το ποσοστό μεροληψίας (PBIAS=25.9%) για την ένταση απορροής.

Πίνακας 5.7. Στατιστικά αποτελέσματα του επεισοδίου της 24^{ης}- 25^{ης} Οκτωβρίου 1991

E Nash- Sutcliffe	VE (%)	PE (%)	TPE (%)	PBIAS (%)	RSR
0.14	3.7	36.4	0.7	25.9	0.93

5.3.7 Συμπεράσματα

Η προσομοίωση του επεισοδίου της 24^{ης}- 25^{ης} Οκτωβρίου 1991 για τη υπολεκάνη της περιοχής Moores Creek με χρήση του μοντέλου DELTA/HYDRO είναι πολύ ικανοποιητική. Η εικόνα της πιστεύεται ότι θα ήταν πολύ βελτιωμένη αν είχε προηγηθεί βαθμονόμηση του μοντέλου και υπήρχαν διαθέσιμα κατανεμημένα δεδομένα βροχόπτωσης αλλά και τοπογραφικός χάρτης της περιοχής.

Τα αποτελέσματα του Moores Creek είναι μια πρώτη ένδειξη ότι το μοντέλο μπορεί να χρησιμοποιηθεί με αρκετή αξιοπιστία στην μελέτη επεισοδίων

βροχόπτωσης-απορροής μεγάλης διάρκειας σε μικρές λεκάνες απορροής, με ποικίλα εδαφικά, τοπογραφικά και υδρολογικά χαρακτηριστικά, ακόμα και σε περιπτώσεις πλημμελούς γνώσης των εδαφικών παραμέτρων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6.

Συμπεράσματα-Μελλοντική έρευνα

6.1 Συμπεράσματα

Αντικείμενο της παρούσας διδακτορικής διατριβής είναι η δημιουργία ενός νέου καταναμεμένου υδρολογικού μοντέλου για την προσομοίωση της συμπεριφοράς μικρών λεκανών απορροής πολύπλοκης τοπογραφίας με ημι-ακανόνιστη τριγωνοποίηση εδάφους.

Για το σκοπό αυτό αρχικά σχεδιάστηκε και δημιουργήθηκε γεωμετρικό μοντέλο για την προσομοίωση των διαδρομών επιφανειακού νερού σε μια λεκάνη απορροής, το οποίο σε κάθε τριγωνική εδαφική επιφάνεια οριοθέτησε τις διαδρομές επίγεια ροής ως διαδοχικές τριγωνικές ή τραπεζοειδείς επιφάνειες και της ροής σε υδατόρευμα ως διαδοχικές τριγωνικές ακμές.

Στη συνέχεια σχεδιάστηκε και δημιουργήθηκε το υδρολογικό μοντέλο, το οποίο αποτελείται από τα μοντέλα διήθησης και κίνησης του επιφανειακού νερού. Το μοντέλο διήθησης, περιγράφει την διήθηση σε συνθήκες επιφανειακής κατάκλυσης ή μη, χρησιμοποιώντας την προσέγγιση των Green και Ampt (Rawls et al., 1993) σε συνδυασμό με την τροποποίηση των Mein και Larson (Mein and Larson, 1973) και την κατακόρυφη κίνηση του εδαφικού νερού με την εξίσωση Richards (Rawls et al., 1993) με χρήση του μετασχηματισμού των Pan και Wierenga (Pan and Wierenga, 1995). Το μοντέλο είναι σε σύζευξη με αυτό της κίνησης του επιφανειακού νερού ως επίγεια ροή, το οποίο περιγράφεται, όπως και η ροή σε υδατόρευμα με τη χρήση της μονοδιάστατης εξίσωσης της συνέχειας και της προσέγγισης κινηματικού κύματος. Οι συνιστώσες της κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας και της επιφανειακής ροής συνδέονται μεταξύ τους μέσω του ύψους πίεσης του εδαφικού νερού και της επιφανειακής διήθησης. Η οριακή συνθήκη στην επιφάνεια για την κίνηση της εδαφικής υγρασίας καθορίζεται από τις επιφανειακές συνθήκες ενώ ο ρυθμός διήθησης ελέγχεται από την υγρασία και τις ιδιότητες του εδάφους.

Όλες οι εξισώσεις επιλύονται στον υπολογιστικό χώρο που οριοθετούν οι διαδρομές επιφανειακού νερού που δημιουργούνται από την εφαρμογή του γεωμετρικού μοντέλου ενώ παράλληλα αναπτύσσονται βάσεις δεδομένων πολλαπλής

χρηστικότητα (γεωμετρικών, υδρολογικών κ.α. πληροφοριών) για μελλοντική χρήση.

Η σύζευξη του γεωμετρικού και του υδρολογικού μοντέλου συνθέτει το καταναμημένο υδρολογικό μοντέλο DELTA/HYDRO, ο κώδικας του οποίου είναι «ανοιχτός» και «προσβάσιμος», δίνοντας την δυνατότητα στο χρήστη να επέμβει για να τροποποιήσει τα υπάρχοντα μοντέλα ή να προσθέσει νέα π.χ. τριγωνοποίηση Delaunay, μεταφορά ρυπαντών, υπόγεια ροή κ.ά.

Το μοντέλο βαθμονομήθηκε και επαληθεύτηκε για την αντικειμενικά δύσκολη περίπτωση των μικρών λεκανών Lucky Hills που βρίσκονται στην Arizona των Η.Π.Α, οι οποίες δέχονται τους καλοκαιρινούς μήνες μεγάλα ποσά βροχής από έντονες τοπικές αλλά μικρής διάρκειας θερμικές καταιγίδες. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν εννέα επεισόδια βροχόπτωσης-απορροής με διαφορετικά χαρακτηριστικά, την περίοδο Ιουλίου-Σεπτεμβρίου των ετών 1973-1977 ενώ στην περιοχή ήταν εγκατεστημένα δύο βροχόμετρα.

Οι στόχοι που επιτεύχθηκαν με την ολοκλήρωση της παρούσας διδακτορικής διατριβής συνοψίζονται στα εξής:

(α) Αναπτύχθηκε το καταναμημένο υδρολογικό μοντέλο DELTA/HYDRO για την προσομοίωση της συμπεριφοράς μικρών λεκανών απορροής πολύπλοκης τοπογραφίας. Το πρωτότυπο μοντέλο αποτελείται από ένα σύνθετο γεωμετρικό μοντέλο και ένα συζευγμένο υδρολογικό μοντέλο διήθησης-απορροής. Το μοντέλο έχει το πλεονέκτημα αρχικά της βέλτιστης αποτύπωσης των παραμέτρων της επιφάνειας του εδάφους και στη συνέχεια των υδρολογικών χαρακτηριστικών του, φτάνοντας στο επίπεδο της πιο μικρής υπολογιστικής μονάδας επιφάνειας, κάτι που του προσδίδει καταναμημένο χαρακτήρα και το κάνει ιδιαίτερα χρήσιμο στην ανάλυση μικρών αλλά πολύπλοκων λεκανών απορροής. Το μοντέλο είναι γρήγορο και ακριβές ενώ η εφαρμογή του σε μικρές λεκάνες απορροής ανέδειξε την πολυπλοκότητα, ακόμη και σε τέτοιες κλίμακες, των διεργασιών που σχετίζονται με την υδρολογική συμπεριφορά τους.

(β) Στο πλαίσιο του γεωμετρικού μοντέλου, για τον ακριβή γεωμετρικό καθορισμό των επιφανειακών διαδρομών νερού (επίγεια ροή και ροή σε υδατόρευμα) προτάθηκε και εφαρμόστηκε μια νέα μέθοδος, η οποία βασίζεται στην τριγωνοποίηση του εδάφους με χρήση ημι-ακανόνιστων τριγωνικών στοιχείων (semi-TIN). Η

προτεινόμενη μέθοδος, σχηματοποιεί όλες τις δυνατές ανεξάρτητες διαδρομές επίγειας ροής και ροής σε υδατορεύματα χρησιμοποιώντας τριγωνικές ή τραπεζοειδείς επιφάνειες και τριγωνικές ακμές. Η μέθοδος, δίνει τη δυνατότητα μελέτης των δύο ροών σε πλήρη σύζευξη και όχι ξεχωριστά ή μόνο σε τριγωνικές ακμές όπως σε άλλες ΤΙΝ προσεγγίσεις, αφού η επίγεια ροή μπορεί να διοδευτεί από όλες τις κεκλιμένες τριγωνικές επιφάνειες και στη συνέχεια, αν συντρέχουν οι κατάλληλες προϋποθέσεις, να συνεχίσει σε διαδοχικές πλευρές τριγωνικών επιφανειών ως ροή πλέον σε υδατόρευμα. Επιπλέον, το μοντέλο δίνει τη δυνατότητα πολλαπλής γεωμετρικής ανάλυσης με την προσομοίωση που προκύπτει να έχει φυσική σημασία ενώ κάθε γεωμετρική διαδρομή ροής μπορεί να «μεταφέρει» εκτός από νερό και οποιαδήποτε άλλη παράμετρο που κινείται ακολουθώντας την λογική της βαρύτητας. Οι ιδιότητες αυτές, σε συνδυασμό με τον καταναμεμημένο χαρακτήρα του, δίνουν στο μοντέλο τη δυνατότητα να χρησιμοποιηθεί και για άλλες, πιο στοχευμένες χρήσεις όπως η μεταφορά ρυπαντών και ιζημάτων, οι κατολισθήσεις κ.λπ.

(γ) Με την χρήση του γεωμετρικού μοντέλου και χρησιμοποιώντας τη δυνατότητα προσομοίωσης με πολλαπλή ανάλυση, πραγματοποιήθηκαν τρεις προσομοιώσεις διαφορετικής ανάλυσης για τις λεκάνες απορροής Lucky Hills και επιλέχθηκε η βέλτιστη («μέση» ανάλυση), η οποία στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκε κατά την εφαρμογή του υδρολογικού μοντέλου. Με την προσομοίωση αυτή, οι λεκάνες σχηματοποιήθηκαν εξαιρετικά ενώ το υδρογραφικό δίκτυο που δημιουργήθηκε, προσέγγισε σε πολύ καλό βαθμό το πραγματικό, αποτυπώνοντας την δενδρική δομή του με μικρές αποκλίσεις-μετατοπίσεις, προσομοιώνοντας ταυτόχρονα πολύ ικανοποιητικά τα μικρότερα υδατορεύματα. Οι υπόλοιπες προσομοιώσεις αν και διατήρησαν την γενικότερη δενδρική δομή του υδρογραφικού δικτύου, εμφάνισαν μετατοπίσεις («χαμηλή» ανάλυση) και υπερεκτίμηση («υψηλή» ανάλυση) ή υποεκτίμηση («χαμηλή» ανάλυση) του μεγέθους των υδατορευμάτων.

(δ) Η βαθμονόμηση και η επαλήθευση του μοντέλου DELTA/HYDRO έγινε για τις λεκάνες απορροής Lucky Hills χρησιμοποιώντας συνολικά εννέα επεισόδια βροχόπτωσης-απορροής τα οποία παρουσίαζαν διαφορετικά χαρακτηριστικά (αρχικές συνθήκες, χωρική και χρονική κατανομή βροχόπτωσης, διάρκεια). Η ανάλυση έγινε για κάθε επεισόδιο ξεχωριστά δίνοντας ιδιαίτερη έμφαση σε λεπτομέρειες, σε μια

προσπάθεια να ανιχνευτούν τα όρια που μπορεί να κινηθεί η ακρίβεια του μοντέλου στην προσομοίωση βραχύβιων επεισοδίων, μικρότερης ή μεγαλύτερης έντασης και διάρκειας σε μικρές λεκάνες απορροής. Η μελέτη έγινε συγκρίνοντας για την προσομοίωση/παρατήρηση, το σχήμα του υδρογραφήματος, το συνολικό όγκο απορροής στην έξοδο της λεκάνης, το μέγιστο ρυθμό απορροής και το χρόνο επίτευξής του ενώ επιπλέον εφαρμόστηκε αριθμός στατιστικών κριτηρίων. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι το μοντέλο μπορεί να προσομοιώσει με μεγάλη ακρίβεια επεισόδια διαφορετικού μεγέθους εμφανίζοντας πολύ καλή συμφωνία μεταξύ προσομοιωμένων και μετρημένων υδρογραφημάτων. Ο δείκτης Nash-Sutcliffe κυμάνθηκε για τα επεισόδια βαθμονόμησης μεταξύ 0.74-0.90 και για αυτά της επαλήθευσης μεταξύ 0.81-0.90, επιβεβαιώνοντας την πολύ καλή απόδοση του μοντέλου και δείχνοντας ότι στατιστικά το μοντέλο έχει πολύ καλή προσαρμογή σε όλα τα επεισόδια.

(ε) Με την ανάλυση του επεισοδίου της 26^{ης} Σεπτεμβρίου 1977, το οποίο είχε μεγάλη διάρκεια και πολυπλοκότητα, δοκιμάστηκε η δυναμική του μοντέλου σε διαφορετικές συνθήκες αρχικής εδαφικής υγρασίας, δίνοντας μια ευρύτερη εικόνα της προγνωστικής του ικανότητας. Συγκεκριμένα, το επεισόδιο αυτό παρουσίασε δύο διαφορετικές περιόδους βροχόπτωσης-απορροής οι οποίες διαχωρίστηκαν από ένα μικρό διάστημα χωρίς βροχόπτωση, με αποτέλεσμα να σταματήσει προσωρινά πλήρως η ροή στα εφήμερα υδατορεύματα των λεκανών. Και οι δυο περίοδοι του υδρογραφήματος προσομοιώθηκαν εξαιρετικά, ενώ η συμπεριφορά του μοντέλου στην έναρξη της δεύτερης περιόδου επιβεβαίωσε την ικανότητά του να αντιδρά άμεσα στην βροχόπτωση στα ακόρεστα και στα κορεσμένα (ή πολύ κοντά στον κορεσμό) επιφανειακά εδαφικά στρώματα.

(στ) Η μελέτη της ευαισθησίας του μοντέλου ανέδειξε τη σημαντικότητα της παραμέτρου της βροχόπτωσης σε σχέση με τις άλλες παραμέτρους εισόδου. Συγκεκριμένα, η διακύμανσή της μελετήθηκε με προσομοιώσεις με χρήση κάθε φορά μόνο ενός βροχομέτρου και σύγκριση με αυτές που προέκυψαν από τη συνδυαστική χρήση και των δύο. Τα αποτελέσματα έδειξαν μεγάλου εύρους αυξομειώσεις στα χαρακτηριστικά της απορροής με σχετική τάση σταθεροποίησης σε τιμές πάνω από 20% για τα μεγαλύτερα επεισόδια. Για ένα συζευγμένο μοντέλο όπως το DELTA/HYDRO, η παράμετρος της βροχόπτωσης που έπαιξε τον σημαντικότερο

ρόλο στους υπολογισμούς ήταν η έντασή της και όχι η αθροιστική τιμή της, οπότε για επεισόδια όπως τα εξεταζόμενα ήτοι μικρής διάρκειας αλλά μεγάλης έντασης, δικαιολογείται η εμφάνιση τόσο σημαντικών διαφορών. Επιπλέον, από τα αποτελέσματα έγινε φανερό η σημαντικότητα της χρήσης περισσότερων του ενός βροχομέτρων ώστε να επιτυγχάνεται καλύτερη αναπαράσταση της χωρικής μεταβλητότητας του σχετικού πεδίου. Στο πλαίσιο αυτό, ο κατανεμημένος χαρακτήρας του μοντέλου DELTA/HYDRO είχε ιδιαίτερη σημασία αφού ανάλογα με το επεισόδιο, ο κάθε σταθμός παρουσίασε διαφορετική σημαντικότητα, η οποία αναγνωρίστηκε από το μοντέλο και αποτυπώθηκε στον μέγιστο βαθμό κατά την διάρκεια της προσομοίωσης του.

(ζ) Η μελέτη της ευαισθησίας του μοντέλου στις παραμέτρους βαθμονόμησης (συντελεστές τραχύτητας Manning για επίγεια ροή και ροή σε υδατόρευμα, κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα και αρχική εδαφική υγρασία) έδειξε πολύ μικρότερο εύρος διακύμανσης τιμών απ' ό,τι στη βροχόπτωση, το οποίο πάντως ήταν διαφορετικό ανάλογα με την παράμετρο και το μέγεθος του επεισοδίου. Το μοντέλο παρουσίασε τη μικρότερη ευαισθησία στην αρχική εδαφική υγρασία και τη μεγαλύτερη στις παραμέτρους που σχετίζονται με την επιφανειακή απορροή, σε μεγάλο βαθμό στον συντελεστή τραχύτητας για επίγεια ροή και σε μικρότερο στην κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα. Η ευαισθησία του μοντέλου στις μεταβολές των παραμέτρων ήταν μεγαλύτερη για τα μικρότερα επεισόδια επιβεβαιώνοντας τη γενική διαπίστωση ότι σε τέτοιου τύπου μοντέλα η επίδραση της αβεβαιότητας των παραμέτρων μιας λεκάνης απορροής, ελαττώνεται όσο αυξάνεται το μέγεθος των επεισοδίων.

(η) Η μελέτη της εσωτερικής συνοχής του μοντέλου DELTA/HYDRO έγινε εξετάζοντας την υδρολογική συμπεριφορά των δύο ένθετων υπολεκάνων της, LH 102 και LH 106, δείχνοντας ότι το μοντέλο εμφανίζει εσωτερική συνοχή και συνεπώς είναι ικανό να προσομοιώσει ικανοποιητικά και ροές σε εσωτερικά σημεία των λεκανών απορροής. Οι προσομοιώσεις πάντως για την πιο μεγάλη υπολεκάνη LH 102 ήταν λιγότερο καλές απ' ό,τι για την LH 106 και συνολικά για τις λεκάνες LH 104, υποδηλώνοντας τη σημαντικότητα των διαφορετικών χαρακτηριστικών σε κλίμακα υπολεκάνης, η πληρέστερη γνώση και η συνακόλουθη παραμετροποίηση των οποίων πιστεύεται ότι θα βελτιώνει την εικόνα των αποτελεσμάτων.

(θ) Προκειμένου να ελεγχθεί έμμεσα η φυσική συνέπεια του μοντέλου κατακόρυφης κίνησης της εδαφικής υγρασίας, η οποία δεν κατέστη δυνατό να ελεγχθεί άμεσα για τις εξεταζόμενες λεκάνες απορροής εξ' αιτίας της απουσίας πειραματικών δεδομένων, μελετήθηκε η κίνηση του μετώπου διαβροχής σε συγκεκριμένα στιγμιότυπα και επιλεγμένες επιφανειακές μονάδες διαφορετικών υπολεκανών. Η εικόνα που προέκυψε έδειξε ότι το μοντέλο διήθησης ανακατανέμει σωστά στο εσωτερικό του εδάφους τα ποσά βροχόπτωσης που δέχονται τα επιφανειακά στρώματα ενώ η διαφορετικότητα της αντίδρασης που παρουσίασε κάθε επιφανειακή μονάδα, έδειξε το διακριτό ρόλο που έχουν σε κάθε μια από αυτές, οι κατανεμημένες παράμετροι ενός υδρολογικού μοντέλου κατά την εξέλιξη ενός επεισοδίου.

(ι) Η μελέτη της επίδρασης του μεγέθους πλέγματος της γεωμετρικής ανάλυσης της τοπογραφίας στα αποτελέσματα του μοντέλου DELTA/HYDRO έγινε με χρήση της προσομοίωσης «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης. Από τα αποτελέσματα διαπιστώθηκε η ποιοτική συμφωνία με προηγούμενες μελέτες για την ίδια περιοχή ενώ όπως φάνηκε διατηρήθηκε ως ένα βαθμό η συνοχή του μοντέλου, προσεγγίζοντας ικανοποιητικά το γενικότερο σχήμα τόσο των μετρημένων όσο και των προσομοιωμένων με «μέση» γεωμετρική ανάλυση υδρογραφημάτων, υποεκτιμώντας πάντως τον όγκο και το μέγιστο απορροής. Λαμβάνοντας μάλιστα υπόψη ότι η προσομοίωση του πραγματικού υδρογραφικού δικτύου με χρήση της «χαμηλής» γεωμετρικής ανάλυσης ήταν πολύ προσεγγιστική, τα αποτελέσματα ήταν αναμενόμενα και αρκετά ικανοποιητικά.

(ια) Οι δυνατότητες του μοντέλου δοκιμάστηκαν περαιτέρω με την ανάλυση ενός «ακραίου» επεισοδίου με συνολικό όγκο απορροής σχεδόν 30 φορές μεγαλύτερο από αυτόν του μικρότερου επεισοδίου και δύο σημαντικά μέγιστα απορροής. Η προσομοίωση ήταν πολύ ικανοποιητική (δείκτης Nash-Sutcliffe, 0.74) δείχνοντας ότι το μοντέλο μπορεί να αποδώσει με επιτυχία, επεισόδια μικρής διάρκειας τα οποία χαρακτηρίζονται όμως από πολύ μεγάλη ένταση και ύψη βροχής.

(ιβ) Τέλος, περαιτέρω εφαρμογή του μοντέλου χωρίς προηγούμενη βαθμονόμηση (“blind” simulation), έγινε σε μικρή λεκάνη απορροής στο Arkansas των Η.Π.Α. με διαφορετικά χαρακτηριστικά από αυτά των Lucky Hills, ένα πολύπλοκο επεισόδιο 24ωρης διάρκειας, δίνοντας πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα.

6.2 Μελλοντική έρευνα

Το καταναμημένο υδρολογικό μοντέλο DELTA/HYDRO που αναπτύχθηκε εξ ολοκλήρου στα πλαίσια της διατριβής, αξιολογήθηκε στην αντικειμενικά δύσκολη προσομοίωση βραχύβιων επεισοδίων, μικρότερης ή μεγαλύτερης έντασης για μικρές αλλά πολύπλοκης τοπογραφίας λεκάνες απορροής. Ο κώδικας του μοντέλου που δημιουργήθηκε είναι «ανοιχτός» και «προσβάσιμος», δίνοντας την δυνατότητα στο χρήστη να επέμβει για να τροποποιήσει τα υπάρχοντα μοντέλα ή να προσθέσει νέα.

Στο πλαίσιο αυτό, ως αντικείμενα για μελλοντική έρευνα προτείνονται:

- Περαιτέρω αξιολόγησή του μοντέλου με εφαρμογή του σε μεγαλύτερο αριθμό λεκανών απορροής παρόμοιου μεγέθους και για επεισόδια βροχόπτωσης-απορροής με διαφορετικά χαρακτηριστικά, με στόχο την πιστοποίηση της αξιοπιστίας του ως εργαλείου προγνωστικής ανάλυσης επεισοδίων ξαφνικής πλημμύρας (flash flood). Στο πλαίσιο αυτό κρίνεται χρήσιμη η εφαρμογή του μοντέλου σε λεκάνη απορροής στον Ελλαδικό χώρο, λόγω της αυξανόμενης συχνότητας εμφάνισης παρόμοιων επεισοδίων. Για την πραγματοποίηση των παραπάνω είναι βεβαίως απαραίτητη η διασφάλιση της ύπαρξης συστηματικών μετρήσεων πεδίου.

- Σύνδεση με ατμοσφαιρικό μοντέλο πρόγνωσης με στόχο την παροχή αρχικών και οριακών συνθηκών για την εφαρμογή του υδρολογικού μοντέλου σε επιλεγμένες περιοχές. Αρχικά η σύνδεση μπορεί είναι διαδοχική (sequential) ενώ στη συνέχεια θα μπορεί ν' αναπτυχθεί διασυνδεδετικός κώδικας (interface) που θα δίνει την δυνατότητα πλήρους σύζευξης των δύο μοντέλων.

- Σύζευξη του μοντέλου με ένα μοντέλο μεταφοράς ρυπαντών με την επιφανειακή ροή. Η προτεινόμενη μεθοδολογία βασίζεται στην υπόθεση ότι μέχρι τον χρόνο κατάκλυσης, μοναδικός μηχανισμός απομάκρυνσης των ρυπαντών από την επιφάνεια του εδάφους είναι η διήθηση ενώ στη συνέχεια μόνο η επίγεια ροή και η ροή στα υδατορεύματα. Η προσομοίωση της τοπογραφίας με ημι-ακανόνιστη τριγωνοποίηση εδάφους, ο ακριβής προσδιορισμός των επιφανειακών διαδρομών του νερού και ο καταναμημένος χαρακτήρας του μοντέλου σε συνδυασμό με τις βάσεις δεδομένων που αυτό δημιουργεί, δίνουν την δυνατότητα εκτίμησης των συγκεντρώσεων των ρυπαντών σε διαφορετικά σημεία των λεκανών στο πλαίσιο της

ευρύτερης μελέτης της ποιότητας των υδάτινων συστημάτων. Η συγκεκριμένη έρευνα έχει ήδη ξεκινήσει.

- Εφαρμογή του μοντέλου σε λεκάνες απορροής μεγαλύτερου μεγέθους με στόχο να εξαχθούν ολοκληρωμένα συμπεράσματα για τις δυνατότητές του. Και σ' αυτή την περίπτωση είναι αναγκαία η διασφάλιση της ύπαρξης συστηματικών μετρήσεων πεδίου.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abbot, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell and Rasmussen, P.E., 1986. An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique European. «SHE». 2. Structure of a Physically Based Distributing Modeling System. *Journal of Hydrology*, 87, pp.61-77.
- Abriola, L.M., and Rathfelder, K., 1993. Mass balance errors in modeling two-phase immiscible flows: causes and remedies. *Advances in Water Resources*, 16(4), pp. 223–239. doi:10.1016/0309-1708(93)90040-M.
- Akan, A.O., and Yen, B.C., 1981. Mathematical Model of Shallow Water Flow Over Porous Media. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, Vol 107, No. HY4, pp. 479-494.
- Al-Mashidani, G., and Taylor, C., 1974. Finite Element solutions of the shallow water equations-surface runoff. In: J.T. Oden, O.C. Zienkiewicz, R.H. Callagher and C. Taylor (Editors), Finite element methods in flow problems. University of Alabama Press, Huntsville, Ala., pp.385-398.
- Allen, M.B. and Murphy, C.L., 1985. A finite-element collocation technique for variably saturated flows in porous media. *Numerical Methods for PDEs* 3, pp. 229-239.
- Arnone, E., Noto, L. V., Lepore, C., and Bras, R. L, 2011. Physically-based and distributed approach to analyze rainfall-triggered landslides at watershed scale. *Geomorphology*, 133(3-4), pp. 121–131. doi:10.1016/j.geomorph.2011.03.019.
- ASCE Task Committee on Definition of Criteria for Evaluation of Watershed Models of the Watershed Management Committee, Irrigation and Drainage Division (1993). "Criteria for Evaluation of Watershed Models." *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 119(3), pp. 429–442, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1993)119:3(429).
- Bahat, Y., Grodek, T., Lekach, J., and Morin, E., 2009. Rainfall-runoff modeling in a small hyper-arid catchment. *Journal of Hydrology*, 373, pp. 204-217.
- Berg, P., 1999. Long-term simulation of water movement in soils using mass-conserving procedures. *Advances in Water Resources*, 22(5), pp. 419–430. doi:10.1016/S0309-1708(98)00032-3.
- Beven, K., 1984. Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrological Sciences Journal*, 29(4), pp. 425–434. doi:10.1080/02626668409490960

- Blandford, G.E. and Ormsbee, L., 1993. A Diffusion Wave Finite Element Model for Channel Networks. *Journal of Hydrology*, 142, pp. 99-120.
- Borah, D.K., 2011. Hydrologic procedures of storm event watershed models: a comprehensive review and comparison, *Hydrological Processes*, 25(22), pp. 3472–3489, doi:10.1002/hyp.8075.
- Brakensiek, D.L., 1967. Kinematic flood routing. *Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 10 (3), pp. 0340-0343.
- Broadbridge, P. and White, I., 1988. Constant rain rainfall infiltration: versatile nonlinear model 1. Analytical solution. *Water Resources Research*, 24(1), pp. 145-154, doi:10.1029/wr024i001p00145.
- Brutsaert, W.F., 1971. A functional iteration technique for solving the Richards equation applied to two dimensional infiltration problems. *Water Resources Research*, 7(6), pp. 1583-1596.
- Canfield, H.E., and Goodrich, D.C., 2003. Studies of scale and processes in hydrologic modeling on the lucky hills watersheds. *Proceedings First Interagency Conference on Research in the Watersheds*. Oct. 27-30, Benson, AZ., pp. 444-450.
- Castillo, V.M., Gomez-Plaza, A., Mart´inez-Mena, M., 2003. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: a simulation approach. *Journal of Hydrology*, 284(1–4), pp. 114–130.
- Catsaros, N., Robeau, D., Bartzis, J.G., Varvayanni, M., Horsch, G. and Konte, K., 1993. *The DELTA Code: A Computer Code for Simulating the Air/Ground Interaction Zone*. NCSR “Demokritos” DEMO Report 93/17.
- Celia, M.A., Bouloutas, E.T. and Zarba, R.L., 1990. A general mass conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resources Research*, 26(7), pp. 1483-1496.
- Chaudhry, M.H., 1993. *Open-Channel Flow*. Prentice Hall (Ed.), Englewood Cliffs, N.J., 483 pages.
- Clement, T. P., Wise, W. R., and Molz, F. J., 1994. A physically based, two-dimensional, finite-difference algorithm for modeling variably saturated flow. *Journal of Hydrology*, 161(1-4), pp. 71–90. doi:10.1016/0022-1694(94)90121-X.
- Camporese, M., Paniconi, C., Putti, M., and Orlandini, S., 2010. Surface-subsurface flow modeling with path-based runoff routing, boundary condition-based

- coupling, and assimilation of multisource observation data. *Water Resources Research*, 46(2), W02512, doi:10.1029/2008WR007536.
- Daluz Vieira, J.B., 1983. Conditions governing the use of approximations for the Saint-Venant equations for shallow surface water flow. *Journal of Hydrology*, 60, pp. 43–58.
- De Roo, A.P.J., Wesseling C.G., and Ritsema, C.J., 1996. LISEM: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins: I. Theory, input and output. *Hydrological Processes*, 10(8), pp. 1107–1117.
- Diersch, H. G., and Perrochet, P., 1999. On the primary variable switching technique for simulating unsaturated–saturated flows. *Advances in Water Resources*, 23(3), pp. 271–301.
- Du, J., Xie, H., Hu, Y., Xu, Y., and Xu, C.-Y. 2009. Development and testing of a new storm runoff routing approach based on time variant spatially distributed travel time method. *Journal of Hydrology*, 369(1-2), pp. 44–54. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.033
- Faures, J.M., Goodrich, D.C., Woolhiser, D. A., and Sorooshian, S., 1995. Impact of small-scale spatial rainfall variability on runoff modeling, *Journal of Hydrology* 173, pp. 309-326.
- Fennema, R.J. and Chaudhry, M.H., 1990. Explicit Methods for 2-D Transient Free Surface Flows, *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(8), pp. 1013-1034, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1990)116:8(1013).
- Fiedler, F. R., and Ramírez, J. A., 2000. [A Numerical Method for Hydrodynamic Modeling of Overland Flow](#). *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 32(2), pp. 219-239.
- Fiener, P. and Auerswald, K., 2009. Spatial variability of rainfall on a sub-kilometre Scale, *Earth Surf. Process. Landforms*, 34, pp. 848–859
- Forsyth, P. A., Wu, Y. S., and Pruess, K. 1995. Robust numerical methods for saturated-unsaturated flow with dry initial conditions in heterogeneous media. *Advances in Water Resources*, 18(1), pp. 25–38. doi:10.1016/0309-1708(95)00020-J.
- Francipane, A., Ivanov, V. Y., Noto, L. V., Istanbuluoglu, E., Arnone, E., and Bras, R. L. 2012. tRIBS-Erosion: A parsimonious physically-based model for studying catchment hydro-geomorphic response. *Catena*, 92, pp. 216–231. doi:10.1016/j.catena.2011.10.005.

- Fread, D.L., 1993. Chapter 10, Flow Routing, in *Handbook of Hydrology* – Maidment D. R.,(ed), ISBN 0070397325 / 9780070397323, McGraw-Hill, p. 1424.
- Freeze, R.A., and Harlan RL. 1969. Blueprint for a physically-based digitally simulated, hydrologic response model. *Journal of Hydrology*, 9, pp. 237–258.
- Furman, A., 2008. Modeling Coupled Surface–Subsurface Flow Processes: A Review. *Vadose Zone Journal*, 7, pp. 741–756, doi:10.2136/vzj2007.0065.
- Gabutti, B. 1983. On two upwind finite-difference schemes for hyperbolic equations in nonconservation form. *Computers and fluids*, 11(3), pp. 207-230.
- Galbiati, G. and Savi, F., 1995. Evaluation of the comparative influence of soil hydraulic properties and roughness on overland flow at the local scale. *Journal of Agricultural Engineering Resources*, 61, pp.183-190.
- Gandolfi, C. and Savi, F. 2000. A mathematical model for the coupled simulation of surface runoff and infiltration. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 75(1), pp. 49-55.
- Gandoy-Bernasconi, W., and Palacios-Ve'lez, O., 1990. Automatic cascade numbering of unit elements in distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 112, pp. 375–393.
- Gandoy-Bernasconi, W., and Palacios-Ve'lez, O., 1990. Automatic cascade numbering of unit elements in distributed hydrological models, *Journal of Hydrology*, 112, pp. 375–393.
- Garrote, L. and Bras, R.L., 1995. A distributed model for real-time flood forecasting using digital elevation models. *Journal of Hydrology*, 167, pp. 279-306.
- Goodrich, D.C., 1990. Basin scale and runoff model complexity. Univ. of Arizona, Dept. of Hydrology and Water Resources, Technical Report No: HWR 91-010, 361 pp.
- Goodrich, D.C., Woolhiser, D.A., and Keefer, T.O., 1991. Kinematic routing using finite elements on a triangular irregular network. *Water Resources Research*, 27, pp. 995– 1003.
- Goodrich, D.C., Faures J.M., Woolhiser, D.A., Lane, L.L., and Sorooshian, S., 1995. Measurements and analysis of small-scale convective storm rainfall variability. *Journal of Hydrology*, 173, 283-308.

- Govindaraju, R.S., Jones, S.E. and Kavvas, M.L., 1988. On the diffusion wave model for overland, II. Steady state analysis. *Water Resources Research*, 24(5), pp. 745-754, doi: 10.1029/88WR01771.
- Govindaraju, R.S., Kavvas, M.L., 1991. Dynamics of moving boundary overland flows over infiltrating surfaces at hillslopes. *Water Resources Research* 27, pp. 1885–1898.
- Govindaraju, R.S., Kavvas, M.L. and Jones, S.E., 1990. Approximate analytical solutions for overland flows. *Water Resources Research*, 26(12), pp. 2903-2912.
- Grayson, R.B., Moore I.D. and McHanon, T.A., 1992. Physically based hydrologic modelling. 1. A terrain based model for investigative purposes. *Water Resources Research*, 28(10), pp. 2639-2658.
- Grayson, R.B., Bloschl, G., and Moore, I.D., 1995. Distributed Parameter Hydrologic Modelling Using Vector Elevation Data: THALES and TAES-C. In: V.P. Singh (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, pp. 669-696.
- Gunduz, O. and Aral, M., 2005. River networks and groundwater flow: a simultaneous solution of the coupled system. *Journal of Hydrology*, 301, pp. 216-234.
- Hao, X., Zhang, R., and Kravchenko, A. 2005. A mass-conservative switching method for simulating saturated–unsaturated flow. *Journal of Hydrology*, 311(1-4), pp. 254–265. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.01.019
- Haverkamp R., Vauclin M., Touma J., Wierenga P.J. and Vachaud G., 1977. A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration. *Soil Science Society of America Journal*, 41(2), pp. 285-294.
- Haverkamp, R. and Vauclin, M., 1979. A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for transient unsaturated flow problems, *Water Resources Research*, 15(1), pp. 181–187, doi:10.1029/WR015i001-p00181.
- Henderson F.M., 1966. *Open Channel Flow*, The Macmillan Company (Edt.), New York, p. 522.
- Hills, R.G., Porro, I., Hudson, D.B., and Wierenga, P.J., 1989. Modeling One-Dimensional Infiltration into Very Dry Soils. 1). Model Development and Evaluation. *Water Resources Research*, 25(6), pp. 1259-1269.

- Hills, R.G., Hudson, D.B., Porro, and I., Wierenga, P.J., 1989. Modeling One-Dimensional Infiltration into Very Dry Soils. 2. Estimation of Soil Water Parameters and Model Predictions. *Water Resources Research*, 25(6), pp. 1271-1282.
- Hirsch, C., 1992. Numerical computation of internal and external flows, *Vol 2: Computational methods for inviscid and viscous flows*, Wiley (Edt.), Chichester.
- Howes, D.A., Abrahams, A.D., and Pitman, E.B., 2006. One- and two-dimensional modelling of overland flow in semiarid shrubland, Jornada basin, New Mexico, *Hydrological Processes*, 20 (5), pp. 1027-1046. doi: 10.1002/hyp.5922.
- Hromadka, T. and DeVries, J., 1990. Closure to “Kinematic Wave Routing and Computational Error” by T. V. Hromadka II and J. J. DeVries (February, 1988, Vol. 114, No. 2).” *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(2), pp. 288–288. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1990)116:2(288.2)
- Huang, K., Mohanty, B.P., and Van Genuchten, M.T., 1995. A new convergence criterion for the modified Picard iteration method to solve variably saturated flow equation. *Journal of Hydrology*, 178, pp. 69-91.
- Ivanov VY, Vivoni ER, Bras RL, and Entekhabi D., 2004a. The catchment hydrologic response with a fully-distributed triangulated irregular network model. *Water Resources Research*, 40, W11102, DOI:10.1029/2004WR003218.
- Ivanov, V.Y., Vivoni, E.R., Bras, R.L., and Entekhabi, D., 2004b. Preserving high-resolution surface and rainfall data in operational-scale basin hydrology: a fully-distributed, physically-based approach. *Journal of Hydrology*, 298, pp. 80–111.
- Jain, M.K., and Singh, V.P., 2005. DEM-based modelling of surface runoff using diffusion wave equation. *Journal of Hydrology*, 302, pp. 107-126.
- Jayawardena, A.W. and White, J.K., 1979. A finite element distributed catchment model, II - Application to real catchments. *Journal of Hydrology*, 42 (3-4), pp. 231 – 249.
- Jones, J.P., Sudicky, E.A., and McLaren, R.G., 2008. Application of a fully-integrated surface-subsurface flow model at the watershed-scale: A case study. *Water Resources Research*, 44, W03407, doi:10.1029/2006WR005603.
- Julien, P.Y., Saghafian, B., and Odgen, F.L., 1995. Raster-based hydrologic modelling of spatially-variable surface runoff. *Water Resources Bulletin*, 31(3), pp. 523-536.

- Jury W A, Gardner W R, Gardner W H. 1991. *Soil Physics*. (5th ed), New York: John Wiley & Sons.
- Kavetski, D., Binning, P., and Sloan, S. W. 2001. Adaptive time stepping and error control in a mass conservative numerical solution of the mixed form of Richards equation. *Advances in Water Resources*, 24(6), pp. 595–605. doi:10.1016/S0309-1708(00)00076-2
- Kavetski, D., Binning, P., and Sloan, S.W., 2002. Noniterative time stepping schemes with adaptive truncation error control for the solution of Richards equation. *Water Resources Research*, 38(10), 1211, doi:10.1029/2001WR000720.
- Kazezyılmaz-Alhan, C.M., and Medina Jr, M.A., 2007. Kinematic and diffusion waves: analytical and numerical solutions to overland and channel flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2007;133(2), pp. 217–28.
- Kazezyılmaz-Alhan, C.M, Medina Jr, MA and Rao P. 2005. On numerical modeling of overland flow. *Applied Mathematics and Computation*, 166(3), pp. 724–740.
- Kim, J., Warnock, A., Ivanov, V. Y., and Katopodes, N. D., 2012. Coupled modeling of hydrologic and hydrodynamic processes including overland and channel flow. *Advances in Water Resources*, 37, 104–126,doi:10.1016/j.advwatres.2011.11.009
- Kirkland , M.R., Hills, R.G., and Wierenga, P.J., 1992. Algorithms for solving Richards' equation for variably saturated soils. *Water Resources Research*, 28(8), pp. 2049-2058.
- Kollet, S.J., and Maxwell, R.M. 2006. Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources* 29, pp. 945–958.
- Lapidus, A., 1967. A detached shock calculation by second order finite differences, *Journal Computational Physics*, 2(2), pp. 154-177.
- Lax, P., and Wendroff, B., 1964. Difference schemes for hyperbolic equations with high order of accuracy. *Communications on Pure and Applied Mathematics*, 17, pp. 381-398.
- Li, R.M., Simons, D.B., and Stevens, M.A., 1975. A nonlinear kinematic wave approximation for water routing. *Water Resources Research*, 11(2), pp. 245–252.
- Lighthill, M.J., and Whitham, G.B., 1955. On Kinematic Waves. I. Flood Movement in Long Rivers, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 229(1178), pp. 281-316.

- Liu, Q.Q., Chen, L., Li, J.C. and Singh, V.P., 2004. Two-dimensional kinematic wave model of overland-flow. *Journal of Hydrology*, 291, pp. 28-41.
- Loague, K., 1992. Impact of overland flow plane characterization on event simulations with a quasi-physically based model. *Water Resources Research* 28, pp. 2541–2545.
- Lopes, V.L., and Canfield, H.E., 2004. Effects of Watershed Representation on Runoff and Sediment Yield Modeling. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)* 40(2), pp. 311-319.
- MacCormack, R. W., 1969. The effect of viscosity in hypervelocity impact cratering. AIM Paper 69-354, American Institute of Aeronautics and Astronautics.
- Maneta, M., Schnabel, S., and Jetten, V., 2008. Continuous spatially distributed simulation of surface and subsurface hydrological processes in a small semiarid catchment. *Hydrological Processes*, 22(13), pp. 2196–2214. doi: 10.1002/hyp.6817.
- Mansell, R.S., Ma, L., Ahuja, L.R., and Bloom, S.A., 2002. Adaptive Grid Refinement in Numerical Models for Water Flow and Chemical Transport in Soil: A Review. *Vadose Zone Journal*, 1(2), pp. 222–238. doi:10.2113/1.2.222
- Mein, R.G. and Larson, C.L., 1973. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, 9 (2), pp. 384-394.
- Menduni, G., and Riboni, V., 2000. A physically based catchment partitioning method for hydrological analysis. *Hydrological Processes*, 14, pp. 1943-1962.
- Michaud, J.D. and Sorooshian, S., 1994a. Comparison of simple versus complex runoff models on a midsize semiarid watershed. *Water Resources Research*, 30(3), pp. 593-605.
- Michaud, J.D. and Sorooshian, S., 1994b. Effect of Rainfall-sampling Errors on Simulations of Desert Flash Floods. *Water Resources Research*, 30(10), pp. 2765-2775.
- Miller, C. T., Abhishek, C., and Farthing, M. W., 2006. A spatially and temporally adaptive solution of Richards' equation. *Advances in Water Resources*, 29(4), pp. 525–545. doi:10.1016/j.advwatres.2005.06.008
- Miller, C.T., Williams, G.A., Kelly, C.T., and Tocci, M.D., 1998. Robust solution of Richards' equation for nonuniform porous media. *Water Resources Research*, 34(10), pp. 2599-2610.

- Milly, P.C.D., 1985. A mass conservative procedure for time stepping in models of unsaturated flow. *Advances in Water Resources*, 8, pp. 32-36.
- Mizumara K., 2006. Analytical solutions of nonlinear kinematic wave model. *Journal of Hydraulic Engineering*, 11(6), pp. 539-46.
- Morita, M. and Yen, B.C., 2002. Modeling of conjunctive two-dimensional surface-three dimensional subsurface flows. *Journal of Hydraulic Eng. ASCE*, 128(2), pp. 184-200.
- Moore, I. D., and Grayson, R. B., 1991. Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. *Water Resources Research*, 27(6), pp. 1177-1191.
- Moore, I.D., Grayson, R.B., and Ladson, A.R., 1991. Digital terrain modeling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, 5, pp. 3-30.
- Morel-Seytoux, H. J., Meyer, P. D., Nachabe, M., Tourna, J., van Genuchten, M. T., and Lenhard, R. J., 1996. Parameter Equivalence for the Brooks-Corey and Van Genuchten Soil Characteristics: Preserving the Effective Capillary Drive. *Water Resources Research*, 32(5), 1251. doi:10.1029/96WR00069.
- Morel-Seytoux, H. J., and Khanji, J., 1974. Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research*, 10(4), pp. 795-800.
- Morel-Seytoux, H.J. and Al Hassoun, S., 1989. The unsaturated component of SWATC: A multiprocess watershed model for runoff generation and routing. *Unsaturated flow in hydrologic modeling: Theory and Practice*, H.J. Morel-Seytoux, ed., Kluwer Academic Publisher.
- Moretti, G., and Orlandini, S., 2008., Automatic delineation of drainage basins from contour elevation data using skeleton construction techniques, *Water Resour. Res.*, 44, W05403, pp. 1-16. doi:10.1029/2007WR006309.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., and Veith T. L., 2007. Model Evaluation Guidelines For Systematic Quantification Of Accuracy In Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, American Society of Agricultural and Biological Engineers ISSN 0001-2351, 50(3), pp. 885-900.
- Morris, E.M., and Woolhiser, D.A., 1980. Unsteady one-dimensional flow over a plane: partial equilibrium and recession hydrographs. *Water Resources Research*, 16, pp. 355-360.

- Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), pp. 282-290.
- Nelson, E.J., Jones, N.L. and Miller, A.W., 1994. Algorithm for precise drainage basin delineation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 120, pp. 298– 312.
- Nickovic, S., Pejanovic, G., Djurdjevic, V., Roskar, J., and Vujadinovic, M., 2010. HYPROM hydrology surface runoff prognostic model. *Water Resources Research*, 46, W11506, doi:10.1029/2010WR009195.
- Ogden, F. L., 1992. Two Dimensional Runoff Modeling with Weather Radar Data. Ph.D. Dissertation, Civil Engineering Department, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
- Orlandini, S., Moretti, G., Franchini, M., Aldighieri, B., and Testa, B., 2003. Path-based methods for the determination of non-dispersive drainage directions in grid-based digital elevation models. *Water Resources Research*, 39(6), 1144, doi:10.1029/2002WR001639.
- Orlandini, S., and Moretti, G., 2009. Determination of surface flow paths from gridded elevation data. *Water Resources Research*, 45, W03417, doi:10.1029/2008WR007099.
- Orlandini, S. and Rosso, R., 1996. Diffusion wave modeling of distributed catchment dynamics. *Journal of Hydrologic Engineering*. 1(3), pp. 103-113.
- Palacios-Velez, O.L. and Cuevas-Renaud, B., 1992. SHIFT: A distributed runoff model using Irregular triangular facets. *Journal of Hydrology*, 134, pp. 35-55.
- Pan, L., and Wierenga, P.J., 1995. A transformed pressure head-based approach to solve Richards' equation for variably saturated soils. *Water Resources Research*, 31(4), pp. 925-931.
- Pan, L. and Wierenga, P.J., 1997. Improving numerical modeling of two-dimensional water flow in variably saturated heterogeneous porous media. *Soil Science Society of America Journal*, 61(2), pp. 335-346.
- Pandey, A., Chowdary, VM., Mal, BC., and Billib, M. 2008. Runoff and sediment yield modeling from a small agricultural watershed in India using WEPP model. *Journal of Hydrology*, 348, pp. 305-319.
- Panday, S. and Huyakorn, P.S., 2004. A fully coupled physically-based spatially distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 71, pp. 361-382.

- Parlange, J.Y., 1971. Theory of water movement in soils: 2. One dimensional infiltration. *Soil Science*, 111, pp. 170-174.
- Parlange J.Y., 1972. Theory of water movement in soils: 8. One dimensional infiltration with constant flux at the surface. *Soil Science*, 114, pp. 1-4.
- Parlange, J.Y., and Haverkamp, R., 1989. "Infiltration and ponding time." Unsaturated flow in hydrological modeling, H. Morel-Seytoux, Ed. Kluwer Ac. Pub. Dordrecht. 103-134.
- Parlange, J.Y., Rose, C.W., and Sander, G., 1981. Kinematic flow approximation of runoff on a plane: An exact analytical solution, *Journal of Hydrology*, 52(1-2), pp. 171-176.
- Parsons, A.J., Wainwright, J., Abrahams, A.D., and Simanton, J.R., 1997. Distributed dynamic modelling of interrill overland flow. *Hydrological Processes*, 11 (14), pp. 1833–1859.
- Pearson, C.P., 1989. One-dimensional flow over a plane: Criteria for kinematic wave modeling. *Journal of Hydrology*, 111(1-4), pp. 39-48.
- Philip, J.R., 1957. The Theory of Infiltration: 1. The Infiltration Equation and Its Solution. *Soil Science*, 83(5), pp. 345-357.
- Philip, J.R., 1969. Theory of infiltration. In: Ven Te Chow (Editor), *Advances in Hydroscience*, Academic Press, New York, pp. 215-296.
- Ponce, V., 1991. Kinematic Wave Controversy. *Journal of Hydraulic Engineering*, 117(4), pp. 511–525. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1991)117:4(511)
- Ponce, V., 1992. Closure to "The Kinematic Wave Controversy" by Victor M. Ponce (April, 1991, Vol. 117, No. 4). *Journal of Hydraulic Engineering*, 118(9), pp. 1339–1341.
- Ponce, V.M., Li, R.M., and Simons, D. B., 1978. Applicability of kinematic and diffusion models. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 104(HY3), pp. 353-360.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling W.T. and Flannery, B.P., 1992. *Numerical recipes in FORTRAN. The art of scientific computing*, Cambridge University Press, NY.
- Rathfelder, K. and Abriola, L.M., 1994. Mass conservative solutions of the head-based Richards equation. *Water Resources Research*, 30(9), pp. 2579-2586

- Rawls, W.J., and Brakensick, D.L., 1989. Estimation of soil water retention and hydraulic properties, in *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling*, edited by H. J. Morel-Scytoux, pp. 275-300, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Rawls, W.J., Ahuja, L.R., Brakensick, D.L. and Shirmohammadi, A., 1993. "Infiltration and soil water movement." *Handbook of hydrology*, D. R. Maidment, ed., McGraw-Hill, Inc. New York, p. 5.1.
- Refsgaard, J. C., 2007. Hydrological Modelling and River Basin Management, *Doctoral Thesis*. Faculty of Natural Science, University of Copenhagen.
- Richardson, J.R. and Julien, P.Y., 1994. Suitability of simplified overland flow equations. *Water Resources Research*, 30(3), pp. 665–671, doi:10.1029-/93WR03098.
- Ritchie, J. C., Nearing, M. A., Nichols, M. A., and Ritchie, C. A. 2005. Patterns of soil erosion and re-deposition on Lucky Hills Watershed, Walnut Gulch Experimental Watershed, Arizona. *Catena*, 61, pp. 122-130.
- Romano, N., Brunone, B., and Santini, A., 1998. Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils. *Advances in Water Resources*, 21, pp. 315-324.
- Ross, P.J., 1990. Efficient Numerical Models for infiltration Using Richards' Equation. *Water Resources Research*, 26(2), pp. 279-290.
- Ross, P. J., and Bristow, K. L., 1990. Simulating water movement in layered and radational soils Kirchoff transform. *Soil Science Society of America Journal*, 54, pp. 1519–1524.
- Roux, H., Labat, D., Garambois, P-A, Maubourguet, M.M., Chorda, J., and Dartus, D., 2011. A physically-based parsimonious hydrological model for flash floods in Mediterranean catchment. *Natural Hazards and Earth Systems Science*, 11, pp. 2567-2582.
- Sakkas, J.G., Bellos, C.V. and Klonaraki, M.N., 1994. Numerical computation of surface irrigation. *Irrigation Science*, 15, pp. 83-99.
- Salvucci, G., and Entekhabi, D., 1994. Explicit expressions for Green--Ampt (deta function diffusivity) infiltration rate and cumulative storage. *Water Resources Research* ,30(9), pp.2661-2663, : doi: 10.1029/94WR01494. issn: 0043-1397.
- Schardt, K.J., and Morrill, J.C., 2002. On the treatment of heterogeneous interfaces in soil. *Geophysical Research Letters*, 29(10), 1395, doi:10.1029/2001GL014376.

- Seibert, J., and McGlynn, B. L. 2007. A new triangular multiple flow direction algorithm for computing upslope areas from gridded digital elevation models. *Water Resources Research*, 43(4), 1–8. doi:10.1029/2006WR005128.
- Senarath, S.U.S., Ogden, F.L., Downer, C.W., and Sharif, H.O., 2000. On the calibration and verification of two-dimensional distributed hortonian continuous watershed models. *Water Resources Research*, 36, pp. 1495–1510.
- Sharda, V.N., and Singh S.R., 1994. A finite element model for simulating runoff and soil erosion from mechanically treated agricultural lands 1. Governing equations and solutions. *Water Resour Resources*, 30:2287–2298
- Singh, V.P., 1995. Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, p. 1130.
- Singh, V. P., 1996. Kinematic Wave Modeling in Water Resources, Surface-Water Hydrology, John Wiley & Sons.
- Singh, V.P., 2001. Kinematic wave modeling in water resources: a historical perspective. *Hydrological Processes*, 15, pp. 671–706.
- Singh, V. and Bhallamudi, M., 1998. Conjunctive surface-subsurface modeling of overland flow. *Advances in Water Resources*, 21, pp. 567-579.
- Singh, J., Knapp, H. V., Arnold, J. G., and Demissie, M., 2005. Hydrological modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT. *Journal of American Water Research Association*, 41(2), pp. 343-360.
- Singh, V. and Woolhiser, D., 2002. Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(4), pp. 270–292, doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2002)7:4(270).
- Singh, V. P., and Woolhiser, D. A., 1976. Sensitivity of linear and nonlinear surface runoff models to input errors. *Journal of Hydrology*, 29, pp. 243-249.
- Skaggs, R.W., 1982. “Infiltration.” *Hydrologic modeling of small watersheds*, C.T. Haan, H.P. Johnson and D.L. Brakenslek eds., ASAE Monograph, No 5, American Society of Agricultural Engineers, Michigan.
- Skahill B.E., 2000. A kinematic distributed watershed rainfall-runoff model/ Accuracy and predictive uncertainty using weather radar. PhD thesis, Department of Civil Eng., Univ. of Colorado at Denver.
- Smith, A.A., 1980. A generalized approach to kinematic flood routing. *Journal of Hydrology*, 45, pp. 71–89.

- Smith, R.E., and Hebbert, R.H.B., 1983. Mathematical simulation of interdependent surface and subsurface hydrologic response. *Water Resources Research*, 1, pp. 987–1001.
- Smith, R.E., and Woolhiser, D.A., 1971. Overland flow on an infiltration surface. *Water Resources Research*, 7, pp.899–913.
- Smith, R.E., Goodrich, D.C., Woolhiser, D.A., and Unkrich, C.L., 1995. Kinos-A kinematic runoff and erosion model. In: V.P. Singh (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO, pp. 697-732.
- Sorooshian,S., Gupta, V.K. and Fulton, J.L., 1983. Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: influence of calibration data variability and length on model credibility. *Water Resources Research.*, 19(1), pp. 251-259.
- Srivastava R. and Yeh, T.-C.J., 1991. Analytical solution for one-dimensional, transient infiltration toward the water table in homogeneous and layered soils. *Water Resources Research*, 27, pp. 753-762.
- Strelkoff, T., and Katopodes, N.D., 1977. Border-irrigation hydraulics with zero inertia. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 103(3), pp. 325–342.
- Sulis, M., Meyerhoff, S. B., Paniconi, C., Maxwell, R. M., Putti, M., and Kollet, S. J. 2010. A comparison of two physics-based numerical models for simulating surface water–groundwater interactions. *Advances in Water Resources*, 33(4), pp. 456–467. doi:10.1016/j.advwatres.2010.01.010.
- Swartzendruber, D., 1974. Infiltration of constant flux rainfall into soil as analyzed by the approach of Green and Ampt. *Soil Science*, 117(5), pp. 272-280.
- Tarboton, D. G., 1997. A New Method for the Determination of Flow Directions and Contributing Areas in Grid Digital Elevation Models, *Water Resources Research*, 33(2), pp. 309-319
- Tayfur, G., Kavvas, M. L., Govindaraju, R. S. and Storm, D. E., 1993. Applicability of St. Venant equations for two dimensional overland flows over rough infiltrating surfaces. [*Journal of Hydraulic Engineering*](#), 119(1), pp.51-63.
- Tocci, M.D., Kelley, C.T., and Miller, C.T., 1997. Accurate and economical solution of the pressure-head form of Richard's equation by the method of lines *Advances in Water Resources*, 20(1), pp. 1-14.

- Tocci, M. D., Kelley, C. T., Miller, C. T., and Kees, C. E. 1998. Inexact Newton methods and the method of lines for solving Richards' equation in two space dimensions. *Computational Geosciences*, 2(4), pp. 291–309, doi: 10.1023/A:1011562522244.
- Tsai T-L, and Yang J-C., 2005. Kinematic wave modeling of overland flow using characteristics method with cubic-spline interpolation. *Advances in Water Resources*, 28, pp. 661–70.
- Tucker, G. E., S. T. Lancaster, N. M. Gasparini, R. L. Bras, and S. M. Rybarczyk (2001). An object-oriented framework for distributed hydrologic and geomorphologic modeling using triangulated irregular networks. *Computational Geosciences*, 27, pp. 959– 973.
- Unkrich, C. and Woolhiser, D., 1990. "Discussion of "Kinematic Wave Routing and Computational Error" by T. V. Hromadka II and J. J. DeVries (February, 1988, Vol. 114, No. 2)." *Journal of Hydrologic Engineering*, 116(2), 284–286. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1990)116:2(284.2)
- USDA-ARS, __ . Lucky Hills Area, Sc. 36, T 19S, R 22S, Cochise County, AZ. Compiled by: Cooper Aerial Survey Co., Tucson, AZ, Contract No 751229
- Van Dam, J.C., and Feddes, R.A., 2000. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Journal of Hydrology*, 233, pp. 72-85.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci Soc Am J*, 44, pp. 892–898.
- Van Genuchten, M. T., 1982. A comparison of numerical solutions of the one-dimensional unsaturated-saturated flow and mass transport equations. *Advances of Water Resources*, 5, pp. 47–55.
- VanderKwaak, J.E., 1999. Numerical simulation of flow and chemical transport in integrated surface–subsurface hydrologic systems. PhD dissertation, University of Waterloo, Waterloo, Ontario.
- Vieux, B.E., Bralts, V.F., Segerlind, L.J., and Wallace, R.B., 1990. Finite element watershed modeling: one-dimensional elements. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 116(6), pp. 803-819.
- Venkata, R.K., Eldho, T.I., Rao, E.P., Chithra, N.R., 2008. A distributed kinematic wave-philip infiltration watershed model using FEM, GIS and remotely sensed data. *Water Resources Management*, 22(6), pp. 737-755, doi: 10.1007/s11269-007-9189-5.

- Vertessy, R.A., Hatton, T.J., O'Shaughnessy, P.J., and Jayasuriya, M.D.A., 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology*, 150, pp. 665–700.
- Vivoni, E.R., Ivanov, V.Y., Bras, R.L., and Entekhabi, D., 2004. Generation of triangulated irregular networks based on hydrological similarity. *ASCE Journal of Hydrologic Engineering*, 9, pp. 288–303.
- Vivoni, E. R., Ivanov, V. Y., Bras, R. L., and Entekhabi, D., 2005. On the effects of triangulated terrain resolution on distributed hydrologic model response. *Hydrological Processes*, 19(11), pp. 2101–2122. doi:10.1002/hyp.5671.
- Warrick A.W., Islas A., and Lomen, D.O., 1991. An Analytical Solution to Richard's Equation for Time-Varying Infiltration. *Water Resources Research*, 27(5), pp. 763-766.
- Warrick A.W., Lomen D.O., and Islas A., 1990. An Analytical Solution to Richard's Equation for a Draining Soil Profile. *Water Resources Research*, 26(2), pp. 253-258.
- Wigmosta, MS, Vail, LW, and Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30, pp. 1665–1679.
- Williams, G.A., and Miller, C.T., 1999. An evaluation of temporally adaptive transformation approaches for solving Richards' equation. *Advances in Water Resources*, 22(8), pp. 831–840. doi:10.1016/S0309-1708(98)00048-7.
- Williams, G.A., Miller, C.T., and Kelley, C.T., 2000. Transformation approaches for simulating flow in variably saturated porous media. *Water Resources Research*, 36(4), pp. 923, doi:10.1029/1999WR900349.
- Williams, J.R., Ying, O., Chen, J.S., and Ravi, V., 1998. Estimation of Infiltration Rate in the Vadose Zone : Application of Selected Mathematical Models Volume II. Technical Report Number: PB--98-147317/XAB, Environmental Protection Agency, Washington, DC (United States).
- Wise, SM., 2007. Effect of differing DEM creation methods on the results from a hydrological model. *Computers & Geosciences*, 33(10), pp. 1351–1365.
- Wolock, D.M. and Price, C.V., 1994. Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based hydrologic model. *Water Resources Research*, 30, pp. 3041-3052.

- Wood, E. F. and O'Connell, P. E., 1985. Real time forecasting in: Hydrological Forecasting edited by M. Anderson and T. P. Burt, John Wiley and Sons Ltd, pp. 505-557.
- Wooding, R.A., 1965. A hydraulic model for the catchments-stream problem, II, Numerical solutions. *Journal of Hydrology*, 3, 268–282.
- Woolhiser, D., 1992. "Discussion of "The Kinematic Wave Controversy" by Victor M. Ponce (April, 1991, Vol. 117, No. 4)." *Journal of Hydrologic Engineering*, 118(9), 1337–1339. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1992)118:9(1337.2).
- Woolhiser, D.A., 1996. Search for physically based runoff model—a hydrologic El Dorado? *Journal of Hydraulic Engineering*, 122, pp. 122–129.
- Woolhiser, D. and Goodrich, D., 1990. Discussion of "Kinematic Wave Routing and Computational Error. *Journal of Hydraulic Engineering*, 116(2), 286–288. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1990)116:2(286.2)
- Woolhiser, D.A. and Liggett, J.A., 1967. Unsteady, one-dimensional flow over a plane—The rising hydrograph. *Water Resources Research*, 3(3), pp. 753–771, doi:10.1029/WR003i003p00753.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., and Giráldez, J.V., 1996. Effects of Spatial Variability of Saturated Hydraulic Conductivity on Hortonian Overland Flow. *Water Resources Research*. 32(3), pp. 671–678.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., and Goodrich, D.C., 1990. KINEROS, A kinematic runoff and erosion model: *Documentation and User Manual*. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, ARS-77, p 130.
- Yatheendradas, S., Wagener, T., Gupta, H., Unkrich, C., Goodrich, D., Schaffner, M., and Stewart, A., 2008. Understanding uncertainty in distributed flash flood forecasting for semiarid regions. *Water Resources Research*, 44, W05S19, doi:10.1029/2007WR005940,
- Yost, S.A., and Rao, P.M.S.V., 1998. Non-oscillatory scheme for open channel flows. *Advances in Water Resources*, 22, pp. 133-143.
- Zealand, C.M., Burn, D.H., and Simonovic, S.P., 1999. Short term streamflow forecasting using artificial neural networks. *Journal of Hydrology*, 214, pp. 32-48.
- Zeweldi, D., Gebremichael, A.M., and Downer, C.W., 2011. On CMORPH Rainfall For Streamflow Simulation In A Small, Hortonian Watershed. *Journal Of Hydrometeorology*, 12, pp. 456-66, doi: 10.1175/2010jhm1270.1

Zhang, W., and Cundy, T.W., 1989. Modeling of two-dimensional overland flow. *Water Resources Research*, 25(9), pp. 2019–2035.

Zhang, X., Bengough, A.G., Crawford, J.W. and Young I.M., 2002. Efficient methods for solving water flow in variably saturated soils under prescribed flux infiltration. *Journal of Hydrology*, 260, pp. 75-87.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

Περισσότερα για τα μοντέλα φυσικής προσέγγισης και την εξίσωση Richards

Σχετικά με την επίλυση της εξίσωσης Richards με την μορφή των εξισώσεων (2.4), (2.6) και (2.7), οι σοβαροί περιορισμοί στην χρήση των αναλυτικών/ημιαναλυτικών λύσεων για πρακτικά προβλήματα προκύπτουν από την περιορισμένη αντιπροσωπευτικότητα των χρησιμοποιούμενων αρχικών και οριακών συνθηκών (Havenkamp et. al., 1977). Για παράδειγμα, κάποιες λύσεις ισχύουν όταν η στήλη του εδάφους θεωρείται ημι-άπειρη και με ομοιόμορφη αρχική κατανομή εδαφικής υγρασίας, ή όταν οι οριακές συνθήκες δεν μεταβάλλονται χρονικά, ή σε ετερογενές έδαφος ή όταν η ροή στην επιφάνεια του εδάφους δεν μπορεί να ξεπεράσει την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (αν συμβεί αυτό, η λύση του Parlange (Parlange, 1971; 1972) ισχύει μέχρι η επιφάνεια να φτάσει σε συνθήκες κατάκλυσης). Έτσι αναπτύχθηκαν αριθμητικές μέθοδοι επίλυσης οι οποίες δεν υπόκεινται σε τέτοιους περιορισμούς. Οι μέθοδοι αυτές διαφέρουν είτε στον τρόπο διακριτοποίησης είτε στην μέθοδο γραμμικοποίησης που χρησιμοποιείται στην επίλυση της εξίσωσης Richards. Η αριθμητική επίλυση της εξίσωσης αυτής απαιτεί αποφάσεις που σχετίζονται με τον προσδιορισμό της μορφής της εξίσωσης που θα επιλυθεί, τις καταστατικές σχέσεις που θα χρησιμοποιηθούν για την τελική μορφοποίησή της, τις χωρικές και χρονικές προσεγγίσεις, την επίλυση της μη γραμμικής εξίσωσης και τις μεθόδους που θα ακολουθηθούν για την επίλυση της γραμμικής εξίσωσης. Τυποποιημένες προσεγγίσεις έχουν αναπτυχθεί για κάθε μια από τις παραπάνω επιλογές αν και όπως αναφέρουν οι Williams and Miller (1999), πρόσφατες τεχνικές προσφέρουν ελκυστικές εναλλακτικές επιλογές.

Τα αριθμητικά μοντέλα που βασίζονται στη χρήση της εξίσωσης ως προς την εδαφική υγρασία θ (εξ. 2.7) όπως αναφέρθηκε (§ 2.3.2.1), εμφανίζουν πρόβλημα σε συνθήκες κορεσμού του εδαφικού προφίλ που μπορεί να παρουσιάζονται μερικώς και κατά διαστήματα. Αυτό συμβαίνει γιατί σε τέτοιες καταστάσεις η βαθμίδα της εδαφικής υγρασίας θ γίνεται πολύ μικρή με αποτέλεσμα ο όρος της διάχυσης $D(\theta)$ να παίρνει μεγάλες τιμές, μη πραγματικές, ώστε να διατηρηθεί μικρή ροή. Αυτό έχει σαν συνέπεια τα μοντέλα να αποτυγχάνουν στον κορεσμό ή κοντά σε αυτόν. Επιπλέον, τέτοια μοντέλα απαιτούν ειδική αντιμετώπιση των ασυνεχειών που

παρουσιάζουν τα διάφορα εδαφικά υλικά (ροή σε στρωματωμένα εδάφη) ενώ η υστέρηση δημιουργεί προβλήματα όταν η ξήρανση και η ύγρανση σημειώνονται ταυτόχρονα. (Pan and Wierenga, 1995). Επιπρόσθετα, οι αλγόριθμοι αυτοί μπορεί να εμφανίσουν σφάλματα στο ισοζύγιο μάζας κοντά στα όρια της εξεταζόμενης περιοχής παρά το γεγονός ότι λειτουργούν με ακρίβεια στο εσωτερικό της (Huang et al., 1995). Οι Hills et al., (1989a,b) ανέπτυξαν ένα αλγόριθμο που χρησιμοποιεί την εδαφική υγρασία θ ως εξαρτημένη παράμετρο για την προσομοίωση της μονοδιάστατης ακόρεστης ροής σε στρωματωμένα εδάφη. Όπως έδειξαν, οι εξισώσεις με χρήση της θ δεν είναι ευαίσθητες στις ξηρές αρχικές συνθήκες όπως οι αυτές με χρήση του Ψ . Τα πρώτου είδους μοντέλα μάλιστα φάνηκαν ως και τρεις τάξεις μεγέθους γρηγορότερα από τα δεύτερα για τη διήθηση σε πολύ ξηρά εδάφη. Σχετικά πρόσφατα, οι Schaoudt and Morrill (2002) έλυσαν την εξίσωση ως προς την εδαφική υγρασία θ χρησιμοποιώντας ως οριακές συνθήκες, την διατήρηση της συνέχειας για την ροή και το ύψος πίεσης Ψ . Η μέθοδος εφαρμόστηκε για διήθηση σε ξηρό στρωματωμένο έδαφος συνθέτοντας εξαιρετικά το εδαφικό ισοζύγιο και συγκλίνοντας σχεδόν όσο γρήγορα και συγκλίνουν τα σχήματα για ομογενή εδάφη. Παρόλα αυτά, προβλήματα εμφανίζονται όταν για ισχυρή διήθηση, το μέτωπο υγρασίας πλησιάζει μία ετερογενή επιφάνεια αλλά αντιμετωπίζονται αριθμητικά βελτιώνοντας τα αποτελέσματα για μικρή ανάλυση.

Σχετικά με τα αριθμητικά μοντέλα που βασίζονται στη χρήση της εξίσωσης ως προς το ύψος πίεσης Ψ (εξ. 2.6), ο Milly (1985) παρατήρησε ότι τα μειονεκτήματα της εξίσωσης αυτής οφείλονται στη μη γραμμικότητα μεταξύ του ύψους πίεσης Ψ και της εδαφικής υγρασίας θ , κάτι που έχει σαν αποτέλεσμα την λανθασμένη εκτίμηση της υδραυλικής χωρητικότητας του εδάφους $C(\Psi)$. Έτσι πρότεινε ένα νέο τρόπο υπολογισμού της, ο οποίος όταν χρησιμοποιείται στην εξίσωση ως προς Ψ ελαττώνει τα σφάλματα στο υδατικό ισοζύγιο εξοικονομώντας ταυτόχρονα υπολογιστικό χρόνο. Στη ίδια λογική, δηλαδή αυτή του ιδιαίτερου υπολογισμού της $C(\Psi)$ κινήθηκαν και οι Rathfelder and Abriola (1994), οι οποίοι επίσης χρησιμοποίησαν την εξίσωση ως προς Ψ σε ένα πείραμα με σταθερό επιφανειακό εμπλουτισμό για 6 ώρες. Εξετάζοντας διάφορους παράγοντες που θα μπορούσαν να επηρεάσουν το υδατικό ισοζύγιο για διαφορετικές αριθμητικές προσεγγίσεις της εξίσωσης ακόρεστης ροής, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι

αποδεκτές σε σχέση με το υδατικό ισοζύγιο λύσεις της εξίσωσης Richards μπορούν να ληφθούν μόνο με την κατάλληλη διακριτοποίηση της υδραυλικής χωρητικότητας του εδάφους $C(\Psi)$. Λίγο αργότερα, οι Romano et al., (1998), θέλοντας να βελτιώσουν τα αποτελέσματα των σχετικών μοντέλων, πρότειναν έναν αλγόριθμο υπολογισμού αυτή τη φορά της υδραυλικής αγωγιμότητας $K(\Psi)$ στη διεπιφάνεια μεταξύ δύο διαδοχικών στρωμάτων με διαφορετικά χαρακτηριστικά. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματά τους με αναλυτικές λύσεις, διαπίστωσαν σημαντική ελάττωση στα σφάλματα στο ισοζύγιο μάζας. Σχετικά πρόσφατα, οι van Dam and Feddes (2000) υιοθετώντας τις απόψεις του Milly (1985) και χρησιμοποιώντας διάφορες μεθόδους υπολογισμού της υδραυλικής αγωγιμότητας $K(\Psi)$ μεταξύ των υπολογιστικών κόμβων, πρότειναν επίσης ένα αριθμητικό σχήμα κατάλληλο για την μελέτη μικρής διάρκειας διήθησης για συνθήκες έντονων βροχοπτώσεων με αρκετά καλά αποτελέσματα σύγκλισης.

Ο Brutsaert (1971), θεωρείται ένας από τους πρώτους που χρησιμοποίησαν την μεικτή εξίσωση Richards (εξ. 3.4) για την μελέτη ακόρεστης/κορεσμένης εδαφικής ροής, συνδυάζοντας ένα σχήμα απειροστών διαφορών της εξίσωσης με ένα σχήμα Newton πολλαπλού βήματος, για την αποτελεσματική αντιμετώπιση των απότομων μετώπων υγρασίας. Αργότερα, οι Allen and Murphy (1985) χρησιμοποίησαν την ίδια εξίσωση στον «συνδυαστικό» αλγόριθμό τους με ένα σχήμα «ημι»-Newton πολλαπλού βήματος. Οι Celia et al., (1990) επέλυσαν την μεικτή μορφή της εξίσωσης Richards θεωρώντας το ύψος πίεσης Ψ ως εξαρτημένη μεταβλητή, υπολογίζοντας τις μεταβολές της εδαφικής υγρασίας θ για κάθε χρονικό βήμα απευθείας από την μεταβολή του Ψ . Η προσέγγιση έδωσε βελτιωμένα αποτελέσματα για το υδατικό ισοζύγιο, τα πειραματικά όμως δεδομένα που χρησιμοποίησαν ήταν μικρής χρονικής διάρκειας που δεν ξεπερνούσε την μία ημέρα. Επιπλέον, όπως έδειξαν οι Kirkland et al., (1992), το πρόβλημα του μεγάλου υπολογιστικού χρόνου για πολύ ξηρές αρχικές συνθήκες παρέμεινε. Αργότερα, οι Huang et al. (1995), βελτίωσαν την συμπεριφορά του αλγόριθμου των Celia et al., (1990), προτείνοντας ένα μη γραμμικό κριτήριο σύγκλισης όπου το ύψος πίεσης Ψ χρησιμοποιείται ως «κύρια» παράμετρος για την επίλυση στο επόμενο χρονικό βήμα. Η τεχνική αυτή φαίνεται να δίνει καλύτερα αποτελέσματα σύγκλισης συγκρινόμενη με αυτά που προκύπτουν με χρήση της μεικτής εξίσωσης αλλά και αυτής ως προς Ψ (Diersh and Perrochet, 1999). Η τεχνική αυτή που ονομάζεται «αλλαγής της κύριας

παραμέτρου» χρησιμοποιεί ως παράμετρο την εδαφική υγρασία στην ακόρεστη ζώνη θ και το ύψος πίεσης Ψ στην κορεσμένη. Πρόσφατα, οι Hao et al., (2005) πρότειναν μια μέθοδο αλλαγής, όπου η επιλογή της μορφής της εξίσωσης γίνεται ανάλογα με τις τοπικές συνθήκες υγρασίας. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιείται η εξίσωση ως προς Ψ όταν η απόλυτη τιμή της μεταβολής του ύψους πίεσης μεταξύ δύο διαδοχικών χρονικών βημάτων είναι μικρότερη από προκαθορισμένο κατώφλι, διαφορετικά χρησιμοποιείται η μεικτή εξίσωση. Η εφαρμογή της μεθόδου όπως οι ίδιοι αναφέρουν, έδωσε καλύτερα αποτελέσματα σε σύγκριση με αυτά της μεικτής εξίσωσης, αποδίδοντας καλύτερα το υδατικό ισοζύγιο για μεγάλης διάρκειας προσομοίωση της ροής σε εδάφη με συχνή διήθηση και βαθιά στράγγιση.

Μετασχηματισμοί της εξίσωσης Richards

Πολλοί ερευνητές στράφηκαν και στην μελέτη εναλλακτικών αριθμητικών τεχνικών επίλυσης της εξίσωσης Richards προτείνοντας διάφορους μετασχηματισμούς της. Ο σκοπός των μετασχηματισμών αυτών είναι να γίνει η αριθμητική επίλυση πιο αποτελεσματική με τη χρήση πιο ευσταθών αριθμητικών αλγορίθμων, να επιταχυνθούν οι διαδικασίες επίλυσης, να ελαχιστοποιηθούν τα σφάλματα στο ισοζύγιο μάζας και να επιτευχθούν πιο ακριβή αποτελέσματα για διαφορετικούς τύπους εδάφους ή αρχικές και οριακές συνθήκες.

Μια γνωστή μέθοδος μετατροπής είναι η ολοκληρωτική μέθοδος μετασχηματισμού του Kirchhoff (Haverkamp et. al, 1977). Ο μετασχηματισμός αυτός βασίζεται στις υδραυλικές ιδιότητες του εδάφους, γεγονός που δημιουργεί προβλήματα σε ετερογενή και/ή εδάφη που εμφανίζουν υστέρηση. Επιπλέον, το ολοκλήρωμα που χρησιμοποιείται στον μετασχηματισμό είναι δύσκολο να υπολογιστεί εκτός αν χρησιμοποιηθούν κάποιες μέθοδοι αριθμητικής παρεμβολής (Ross, 1992). Αργότερα οι Ross και Bristow (1990) μελέτησαν την περίπτωση ασυνεχών υδραυλικών αγωγιμοτήτων εφαρμόζοντας τον μετασχηματισμό του Kirchhoff στοιχείο προς στοιχείο (element by element) και στην συνέχεια συνέδεσαν τα στοιχεία χρησιμοποιώντας το ύψος του εδαφικού νερού Ψ (συνεχής παράμετρος) στα όρια του κάθε στοιχείου. Ο Ross (1990) πρότεινε ένα αντίστροφο μετασχηματισμό υπερβολικού ημίτονου, τον πρώτο που φαίνεται ανεξάρτητος από τις ιδιότητες του εδάφους, χρησιμοποιώντας δύο παραμέτρους Ψ_0 και Ψ_1 , όπου αυθαίρετα $\Psi_1 = 0.1\Psi_0$. Η τιμή Ψ_0 είναι εμπειρική και αντιστοιχεί στο ύψος του

εδαφικού νερού Ψ στην οποία η ακόρεστη αγωγιμότητα είναι το 90% της κορεσμένης. Η μέθοδος δεν κατάφερε να περιορίσει σημαντικά τον απαιτούμενο υπολογιστικό χρόνο.

Σχεδόν την ίδια περίοδο, οι Kirkland et al., (1992), συνδύασαν τα μοντέλα που έχουν ως εξαρτημένη μεταβλητή την εδαφική υγρασία θ και το ύψος του εδαφικού νερού Ψ . Όρισαν λοιπόν μία νέα μεταβλητή την ϕ για τον μετασχηματισμό της εξίσωσης Richards, η οποία είναι μία γραμμική συνάρτηση της εδαφικής υγρασίας θ όταν το έδαφος είναι ακόρεστο και του ύψους του εδαφικού νερού Ψ αν είναι κορεσμένο ή κοντά στον κορεσμό. Η μέθοδος απαιτεί λιγότερο υπολογιστικό χρόνο και μπορεί να χρησιμοποιηθεί και σε μεταβαλλόμενου κορεσμού εδάφη. Παρόλα αυτά, ο υπολογιστικός χρόνος αυξάνει για ετερογενή και/ή εδάφη που εμφανίζουν υστέρηση και γίνεται συγκρίσιμος με τα μοντέλα ως προς Ψ . Επιπλέον, ο κώδικας που χρησιμοποιείται είναι πιο πολύπλοκος. Αργότερα, οι Forsyth et al., (1995) ανέπτυξαν ένα παρόμοιο σχήμα υπό την έννοια ότι αλλάζει το χρησιμοποιούμενο σχήμα (με παράμετρο Ψ ή θ) ανάλογα με την επικρατούσα εδαφική υγρασία. Η προσέγγισή τους διαφέρει από αυτή των Kirkland et al., (1992) αφού η αλλαγή των μεταβλητών γίνεται μετά την διακριτοποίηση της εξίσωσης ουσιαστικά με αντικατάσταση για κάθε κόμβο. Τα αποτελέσματα έδειξαν σημαντική ελάττωση του υπολογιστικού χρόνου για ξηρές συνθήκες αφού ήταν δυνατή η χρήση μεγαλύτερων χρονικών βημάτων.

Σχετικά πρόσφατα, προτάθηκε ένας νέος μετασχηματισμός (IT2) από τους Williams et al., (2000). Πρόκειται για ένα συνδυασμό μετασχηματισμών (ολοκληρωτικού και ως προς θ) ο οποίος αποδείχθηκε αποτελεσματικός και εύρωστος για ένα αριθμό περιπτώσεων συγκρινόμενος με όλες τους υπάρχοντες μετασχηματισμούς για ένα μεγάλο εύρος εδαφικών ιδιοτήτων και επιπέδων διακριτοποίησης αν και η μελέτη περιορίστηκε σε μεθόδους καθορισμένου χρονικού βήματος.

Περισσότερα για τα Μοντέλα εμπειρικών σχέσεων (Rawls et al., 1993)

Οι τρεις πιο κοινές εμπειρικές εξισώσεις διήθησης είναι αυτές των Kostiakov, Horton και Holtan.

Εξίσωση Kostiakov (1932)

Ο Kostiakov πρότεινε μια απλή εξίσωση διήθησης σχετίζοντας τον ρυθμό διήθησης i με τον χρόνο,

$$i = K_k t^{-\alpha} \quad (\text{ΠΑ.1})$$

όπου t ο χρόνος από την έναρξη της διήθησης και K_k και α σταθερές που εξαρτώνται από το έδαφος και τις αρχικές συνθήκες, δεν έχουν φυσική σημασία και υπολογίζονται πειραματικά. Η χρήση της είναι περιορισμένη (κυρίως εφαρμογές που σχετίζονται με άρδευση, εξαιτίας του γεγονότος ότι οι υπολογισμένες σταθερές δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για άλλες συνθήκες εκτός από αυτές για τις οποίες αρχικά υπολογίστηκαν.

Εξίσωση Horton (1940)

Ο Horton παρουσίασε μία εξίσωση που περιελάμβανε τρεις παραμέτρους και ισχύει για συνθήκες επιφανειακής κατάκλυσης,

$$i = i_f + (i_0 - i_f)e^{-\beta t} \quad (\text{ΠΑ.2})$$

όπου i_f ο τελικός σταθερός ρυθμός διήθησης, i_0 η χωρητικότητα διήθησης (ρυθμός διήθησης για $t=0$) και β μία εδαφική παράμετρος που ελέγχει τον ρυθμό ελάττωσης της χωρητικότητας διήθησης. Η χρήση της εξίσωσης του Horton απαιτεί τον προσδιορισμό των τριών προηγούμενων παραμέτρων, ο οποίος γενικά παρουσιάζει δυσκολίες. Γενικά πάντως, όπως διαπίστωσαν οι Parlange και Haverkamp (1989), τα αποτελέσματα της είναι λιγότερο ακριβή από αυτά που προκύπτουν με την χρήση της εξίσωσης του Kostiakov.

Εξίσωση Holtan (1961)

Ο Holtan πρότεινε μία εμπειρική σχέση θέτοντας ως προϋπόθεση ότι η αποθηκευμένη υγρασία, το επιφανειακά συνδεδεμένο πορώδες και η δράση του ριζικού συστήματος είναι οι κύριοι παράγοντες που επηρεάζουν την διήθηση,

$$i = GI a SA^{1.4} + i_{0c} \quad (\text{ΠΑ.3})$$

όπου i σε in/h, GI ο δείκτης ανάπτυξης της σοδειάς (ως ποσοστό ωρίμανσης, κυμαίνεται μεταξύ 0.1 και 1.0 κατά τη διάρκεια της σεζόν), a ένας δείκτης σε (in/h) ανά (in^{1.4}) αποθηκευτικότητας του επιφανειακά συνδεδεμένου πορώδους το οποίο εξαρτάται από τις επιφανειακές συνθήκες και την πυκνότητα του ριζικού συστήματος των φυτών, SA η διαθέσιμη αποθηκευτική ικανότητα στο επιφανειακό στρώμα σε in και i_{0c} ο σταθερός ρυθμός διήθησης που υπολογίζεται από πίνακες ανάλογα με τον τύπο εδάφους. Όπως αναφέρει ο Skaggs (1982), η εξίσωση Holtan είναι γενικά εύχρηστη για τον υπολογισμό της διήθησης του νερού της βροχής αφού οι παράμετροί της υπολογίζονται από μία γενική περιγραφή του τύπου εδάφους και της καλλιέργειας μέσω σχετικών πινάκων. Το μειονέκτημά της είναι η δυσκολία υπολογισμού του βάθους του επιφανειακού στρώματος στο οποίο θα υπολογιστεί η SA , αν και έχουν γίνει διάφορες παραδοχές για τον υπολογισμό του. Η εμπειρία πάντως της χρήσης της δείχνει ότι εξαιτίας της γενικότητας στον υπολογισμό των παραμέτρων, η ακρίβειά της είναι αμφισβητούμενη όταν εφαρμόζεται τοπικά σε μια λεκάνη απορροής.

Περισσότερα για τα προσεγγιστικά μοντέλα (Rawls et al., 1993)

Προσέγγιση Philip (1957)

Ένα από τα πιο κοινά μοντέλα του είδους αυτού είναι του Philip ο οποίος πρότεινε μια απλή εξίσωση που αποτελείται από τους δύο πρώτους όρους μιας απειροσειράς, για διήθηση σε μία επιφάνεια υπό συνθήκες κατάκλυσης προς ένα βαθύ ομογενές έδαφος,

$$i = \frac{S}{2} t^{-1/2} + C_a \quad (\text{ΠΑ.4})$$

όπου S παράμετρος γνωστή ως απορροφητικότητα, η οποία εξαρτάται από υδραυλικές παραμέτρους (την υδραυλική αγωγιμότητα $K(\theta)$ και το ύψος πίεσης $\Psi(\theta)$) αλλά και από τις αρχικές και οριακές συνθήκες) ενώ η C_a εξαρτάται από τη βαρύτητα. Οι παράμετροι αυτές υπολογίζονται πειραματικά ή με προσεγγιστικές μεθόδους. Σημειώνεται ότι κατά τα αρχικά στάδια της διήθησης (όταν t πολύ μικρό), ο πρώτος όρος της εξίσωσης κυριαρχεί. Στο στάδιο αυτό, η κατακόρυφη διήθηση γίνεται σχεδόν με τον ίδιο ρυθμό με αυτό της απορρόφησης του νερού αφού ο δεύτερος όρος C_a είναι αμελητέος. Με το πέρασμα του χρόνου ο δεύτερος αυτός όρος γίνεται σημαντικός και τελικά κυριαρχεί.

Η κυριότερη πάντως δυσκολία που παρουσιάζεται στη χρήση της εξίσωσης Philip σχετίζεται με την χρήση της C_a για ολόκληρο το χρονικό διάστημα. Όταν ο χρόνος t τείνει στο άπειρο ο ρυθμός διήθησης ισούται με K_s . Αυτό δεν σημαίνει βέβαια ότι πάντα $C_a = K_s$, αν και συνήθως προτείνεται η τιμή αυτή.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β

Περισσότερα για τα κριτήρια επιλογής του προσεγγιστικού μοντέλου κινηματικού κύματος

Μετά τους Lighthill and Whitham (1955) και Woolhiser and Liggett (1967), οι Al-Mashidani and Taylor (1974) και πολύ αργότερα οι Richardson and Julien (1994) επιβεβαίωσαν τα αποτελέσματα σχετικά με την χρήση της παραμέτρου k , ως μέτρο ελέγχου για την εφαρμογή της κινηματικής προσέγγισης, αν και θεώρησαν ότι το κατώφλι πρέπει να είναι μεγαλύτερο. Επιπλέον, οι Ponce et al., (1978) εξετάζοντας δύο φυσικά χαρακτηριστικά της ροής, την εδαφική κλίση και την περίοδο του κύματος ως κριτήρια για την εφαρμογή ή όχι των δύο παραπάνω προσεγγιστικών μοντέλων (Singh, 1994), συμπέραναν ότι ουσιαστικά τα περισσότερα προβλήματα επιφανειακής ροής μπορούν να προσομοιωθούν με τη χρήση του μοντέλου κινηματικού κύματος. Την ίδια περίπου περίοδο, οι Morris and Woolhiser (1980) επέκτειναν την έρευνα των Woolhiser και Liggett (1967) δείχνοντας ότι η προσέγγιση του κινηματικού κύματος δίνει καλά αποτελέσματα για $F_0 > 1/2$ και $F_0^2 k \geq 5$. Επιπλέον έδειξαν ότι η προσέγγιση του κύματος διάχυσης, δίνει παρόμοια αποτελέσματα με αυτά των εξισώσεων St Venant για μικρές τιμές του F_0 , όταν ο αριθμός κινηματικής ροής k είναι μεγάλος, κάτι που αργότερα επιβεβαίωσαν οι Govindaraju et al., (1988) και οι Parlange et al., (1989). Επιπλέον, ο Daluz Vieira (1983), επιβεβαιώνοντας τα αποτελέσματα των Morris και Woolhiser (1980), ερεύνησε την καταλληλότητα της χρήσης των δύο προσεγγιστικών μοντέλων (κινηματικό, διάχυσης) αντί των πλήρων εξισώσεων Saint-Venant, προτείνοντας τους κατάλληλους συνδυασμούς των F_0 και k για κάθε περίπτωση. Κάτι αντίστοιχο έκανε λίγο αργότερα ο Pearson (1989), όταν διαπίστωσε με κατάλληλους συνδυασμούς των F_0 και kF_0^2 ότι η κινηματική προσέγγιση για $k > 3 + \frac{5}{F_0^2}$ δίνει εξίσου καλά αποτελέσματα με τις εξισώσεις St Venant.

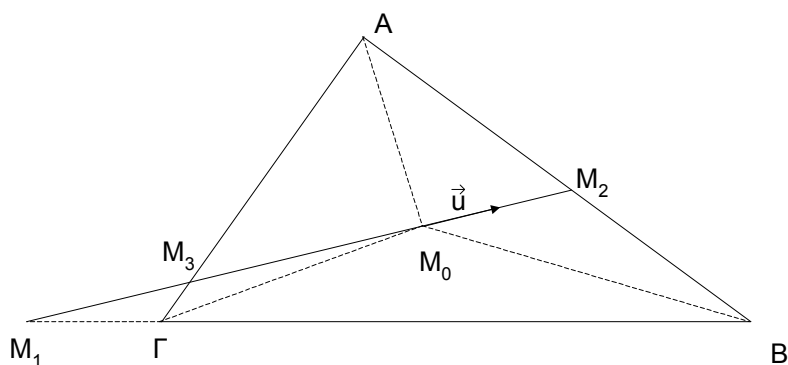
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ

Αρχή προσδιορισμού των γεωμετρικών χαρακτηριστικών ροής - καθορισμός των σημείων εισόδου-εξόδου σε μία τριγωνική επιφάνεια διαδρομής

Ο καθορισμός της πλευράς εξόδου αλλά και του ακριβούς τμήματος που ορίζεται σ' αυτήν βασίζεται στη γενική αρχή που ακολουθεί:

Έστω τρίγωνο $AB\Gamma$ (Σχ. ΠΓ.1), M_0 το βαρύκεντρο του τριγώνου και \vec{u} η κλίση του. Ανάλογα με την κλίση του τριγώνου το ευθύγραμμο τμήμα

$$\overline{M_0 M_i} = \lambda_i \cdot \vec{u} \quad (\text{ΠΓ.1})$$



Σχήμα ΠΓ.1. Αρχή καθορισμού των σημείων εισόδου-εξόδου υποθετικής διαδρομής νερού σε μία τριγωνική επιφάνεια

θα τμήσει τις πλευρές του τριγώνου $AB\Gamma$ στο σημείο M_i , όπου $i=1,2,3$. Σκοπός είναι να βρεθεί η πλευρά από την οποία θα εξέλθει το «υποτιθέμενο» νερό ακολουθώντας την κλίση του τριγώνου. Το ακριβές τμήμα από το οποίο θα εξέλθει το «υποτιθέμενο» νερό ορίζεται από το σημείο M_i , έτσι ώστε,

$$\lambda_i > 0 \quad (\text{ΠΓ.2})$$

Επειδή δεν είναι γνωστή η πλευρά στην οποία βρίσκεται το σημείο M_i , γίνονται οι δοκιμές μέχρι να βρεθεί το σημείο που πληροί την συνθήκη της εξ. (ΠΓ.1). Για τις συντεταγμένες του βαρύκεντρου ισχύει:

$$\overline{M_0 M_i} = a \cdot \overline{M_0 A} + \beta \cdot \overline{M_0 B} + \gamma \cdot \overline{M_0 \Gamma} \quad (\text{ΠΓ.3})$$

όπου $a + \beta + \gamma = 1$

Έστω ότι το σημείο M_i ανήκει στην πλευρά $B\Gamma$, δηλ. $i=1$. Τότε $a=0$ οπότε

$$\beta + \gamma = 1 \quad (\text{ΠΓ.4})$$

με $\beta \in [0,1]$ και $\gamma \in [0,1]$.

Από τις (ΠΓ.3), (ΠΓ.4) έχουμε:

$$\overline{M_0 M_1} = \beta \cdot \overline{M_0 B} + (1-\beta) \cdot \overline{M_0 \Gamma} = \beta(\overline{\Gamma M_0} + \overline{M_0 B}) + \overline{M_0 \Gamma} = \beta \cdot \overline{\Gamma B} + \overline{M_0 \Gamma} \quad (\text{ΠΓ.5})$$

Άρα τελικά:

$$\overline{\Gamma M_1} = \beta \cdot \overline{\Gamma B} \quad (\text{ΠΓ.6})$$

Επιπλέον:

$$\bar{u} \wedge \overline{\Gamma M_0} = \bar{u} \wedge (\overline{\Gamma M_1} + \overline{M_1 M_0}) = \bar{u} \wedge \overline{\Gamma M_1} \stackrel{(\text{ΠΓ.6})}{=} \beta \cdot (\bar{u} \wedge \overline{\Gamma B}) \quad (\text{ΠΓ.7})$$

Αν λοιπόν από τη (ΠΓ.7), $\beta \in [0,1]$, τότε:

$$\lambda_1(\bar{u} \wedge \overline{\Gamma M_0}) \stackrel{(\text{ΠΓ.1})}{=} \overline{M_0 M_1} \wedge \overline{\Gamma M_0} = [\beta \cdot \overline{M_0 B} + (1-\beta)\overline{M_0 \Gamma}] \wedge \overline{\Gamma M_0} = \beta \cdot \overline{M_0 B} \wedge \overline{\Gamma M_0} \quad (\text{ΠΓ.8})$$

Ενώ αν $\beta \notin [0,1]$, εξετάζεται το επόμενο σημείο (εδώ το M_2) κ.λ.π.

Από την (ΠΓ.8) υπολογίζεται το λ_1 . Αν $\lambda_1 > 0$, τότε το σημείο M_1 είναι το σωστό, διαφορετικά οι υπολογισμοί επαναλαμβάνονται κυκλικά και για τα άλλα δύο σημεία. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, το σωστό σημείο είναι το M_2 . Στους υπολογισμούς

του μοντέλου DELTA_CAR γίνεται η κατάλληλη προσαρμογή, όπου στη θέση του σημείου M_0 μπορεί να βρεθεί η οποιαδήποτε κορυφή τριγώνου.

Περιγραφή του αρχείου TRIBUTARY_01_11

Ο ακόλουθος Πίνακας ΠΓ.1, αποτελεί παράδειγμα του είδους δεδομένων και του τρόπου αποθήκευσής του για την υποθετική περίπτωση υδατορεύματος της λεκάνη απορροής Lucky Hills.

Στην 1^η γραμμή αναφέρεται το όνομα του υδατορεύματος (IR=11) και στη συνέχεια ο αριθμός των καταβαθμών από τους οποίους αυτό αποτελείται (JR=4). Τα στοιχεία της 2^{ης} γραμμής χρησιμοποιούνται για την επεξεργασία του πρώτου καταβαθμού (JR=1) που έχει τα ακόλουθα χαρακτηριστικά (με τη σειρά από αριστερά προς τα δεξιά):

(α) Μήκος (RFIL= 14.25978m)

(β) Κλίση (RSlop= 0.129252)

(γ) Γωνίες σε σχέση με τα δύο τρίγωνα στα οποία ανήκει ο καταβαθμός ($\cos\phi_1= 1.63E-02$, $\cos\phi_2= 1.93E-02$) με ϕ_1 και ϕ_2 τις γωνίες που σχηματίζει η κάθετη στη διεύθυνση της κοίτης του καταβαθμού με τα τρίγωνα που την σχηματοποιούν (Σχ. 3.18)

(δ) Αριθμός δευτερευόντων υδατορευμάτων που εκρέουν σ' αυτόν (nparap=0)

(ε) Τύπος εδάφους (ichann=5) από τον οποίο καθορίζεται η τραχύτητα του καταβαθμού

Η 3^η γραμμή χρησιμοποιείται για την επεξεργασία του πρώτης διαδρομής επίγειας ροής (ncascd=1) η οποία αποτελείται από μια επιφανειακή μονάδα (nu=1). Η 4^η γραμμή παρουσιάζει τα εξής χαρακτηριστικά:

(α) Χαρακτηριστικός αριθμός επιφανειακής μονάδας (irecu=844)

(β) Μήκος (UFIL= 6.49043 m)

(γ) Πλάτος (UFIW= 1.78615 m)

(δ) Εμβαδόν (Uarea= 11.59289 m²)

(ε) Κλίση (USlop= 0.130295)

(στ) Γωνία την οποία σχηματίζει η κλίση της επιφανειακής μονάδας της επίγειας ροής που καταλήγει σε πιθανό καταβαθμό με την κάθετη στην διεύθυνση της κοίτης του καταβαθμού αυτού ($\cos\phi_i= 0.125289$)

(δ) Τύπος εδάφους επιφανειακής μονάδας (itextu=3)

(ε) Τύπος εδάφους (ionrlm=5) για τον καθορισμό της τραχύτητας της επιφανειακής μονάδας

(στ) αριθμός βροχομετρικών σταθμών (nclzu=2)

(ζ) αρχικό βάθος ροής (Hin=0 m)

(η) αρχική εδαφική υγρασία (etaini=0.133 cm³/ cm³)

(θ) βάθος ριζικού συστήματος (dzrtt=50 cm)

(ι) αριθμός τριγώνου που ανήκει η επιφανειακή μονάδα (ntrblg=145)

(κ) κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα (satk=0.742 cm/h)

Η 5^η και η 6^η γραμμή δίνει τους συντελεστές βαρύτητας για τον κάθε βροχομετρικό σταθμό ανάλογα με τη θέση της επιφανειακής μονάδας σχετικά με αυτόν:

λ) 1^ο βροχόμετρο (iindex=1) με συντελεστή βαρύτητας faclz=7.39E-02 και το 2^ο βροχόμετρο (iindex=2) με συντελεστή βαρύτητας faclz=0.926119.

Πίνακας ΠΓ.1. Το αρχείο TRIBUTARY_01_11

IR	11	4																		
JR	1	14,25978	0,129252	1,63E-02	1,93E-02		0	5												
ncascd	1	1																		
nu	844	6,49043	1,78615	11,59289	0,130295	0,125289	3	5	2	0	0,133	50	145	0,742						
1	7,39E-02																			
2	0,926119																			
ncascd	2	3																		
nu	845	7,09333	1,62455	11,52349	6,86E-02	0,998878	3	5	2	0	0,133	50	150	0,742						
1	4,19E-02																			
2	0,95812																			
nu	846	0,798132	1,67098	1,33366	0,116066	0,723782	3	5	2	0	0,133	50	151	0,742						
1	5,73E-02																			
2	0,942731																			
nu	847	6,49043	1,78615	11,59289	0,130295	0,125289	3	5	2	0	0,133	50	145	0,742						
1	7,39E-02																			
2	0,926119																			
JR	2	14,18419	7,72E-02	1,64E-02	1,94E-02		0	5												
4	7																			
ncascd	1	1																		
nu	854	7,14259	2,949	21,0635	7,89E-02	0,207898	3	5	2	0	0,133	50	144	0,742						
1	9,63E-02																			
2	0,903717																			
JR	3	14,18885	8,13E-02	8,94E-03	8,94E-03		0	5	0											
JR	4	14,18413	7,71E-02	8,94E-03	8,94E-03		0	5	0											

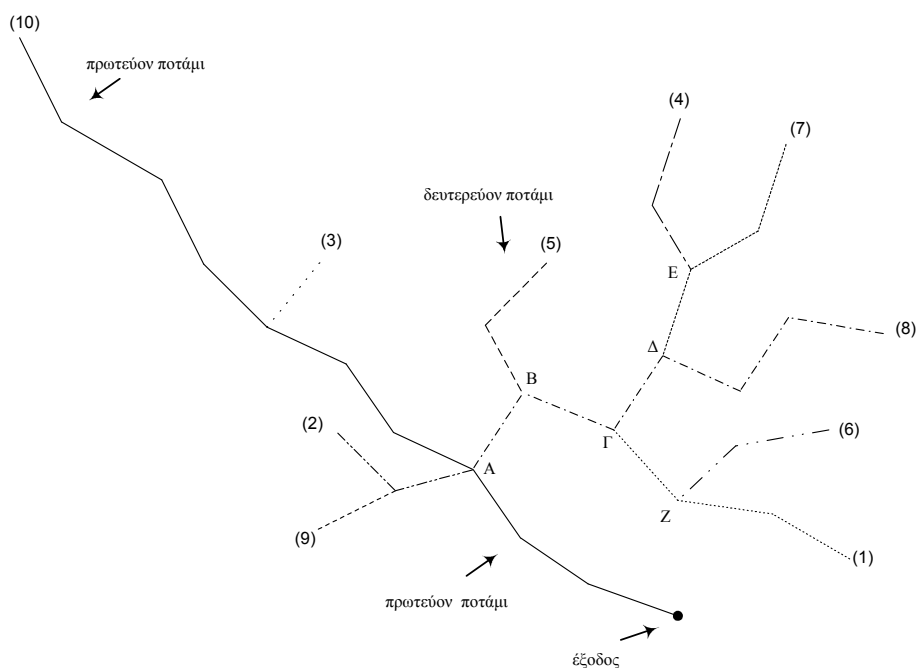
Η καταγραφή δεδομένων στο αρχείο συνεχίζεται μέχρις ότου τελειώσει η επεξεργασία όλων των επιφανειακών μονάδων πρώτης διαδρομής επίγειας ροής (στο παράδειγμα είναι μόνο μία), οπότε συνεχίζεται για την επόμενη (ncascd=2) που

αποτελείται από $n_u=3$ επιφανειακές μονάδες κ.λ.π. Συνολικά όπως φαίνεται (Πίνακας ΠΓ.1), από τους JR=4 καταβαθμούς του υδατορεύματος IR=11, ο 1^{ος} (JR=1) αποτελείται από 4 διαδρομές επίγειας ροής (ncascd=4), ο 2^{ος} (JR=2) από 1 διαδρομή επίγειας ροής (ncascd=1) ενώ οι JR=3 και JR=4, δεν τροφοδοτούνται μέσω επίγειας ροής, ενώ για τον δεύτερο καταβαθμό υπάρχουν δύο δευτερεύοντα υδατορεύματα που τον τροφοδοτούν (nparar=2 και IR=4, IR=7).

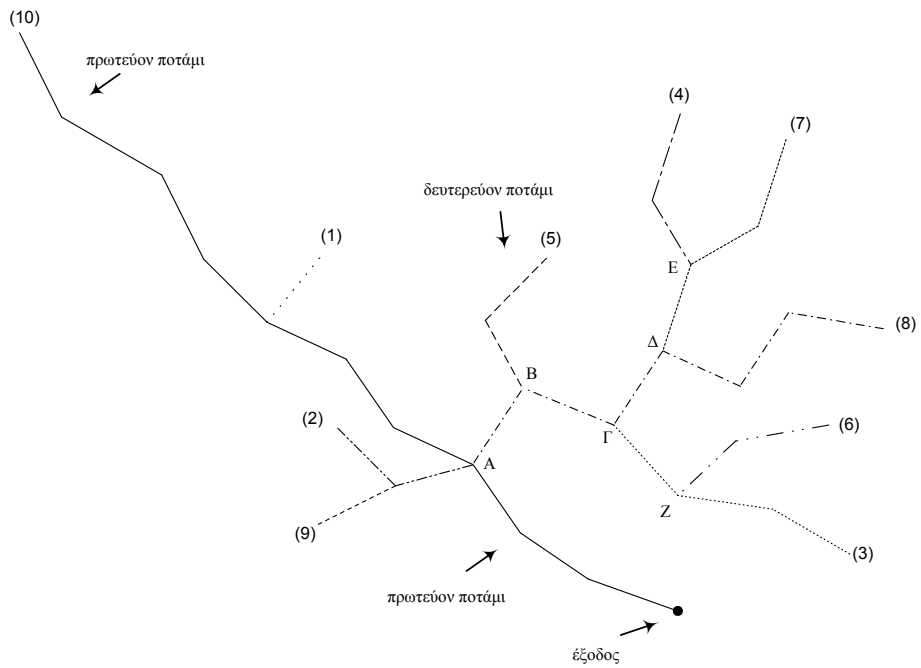
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ

Ιεραρχικό σύστημα αρίθμησης ποταμών

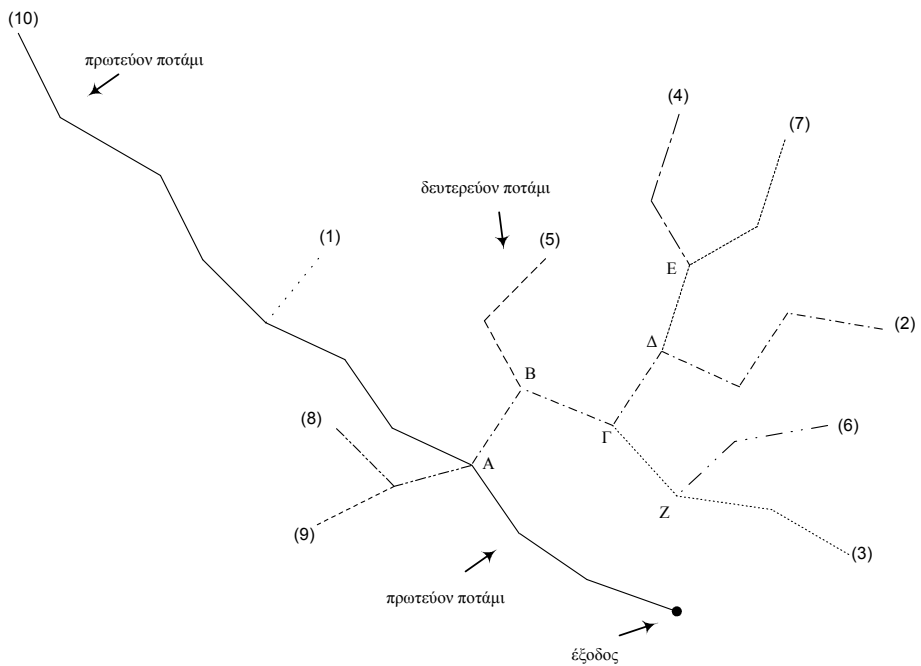
Στη συνέχεια (Σχ. ΠΔ.1-ΠΔ.10) δίνεται παράδειγμα ενός υποθετικού υδρογραφικού, το οποίο αποτελείται από 10 υδατορεύματα ώστε να παρουσιαστεί αναλυτικά η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε. Η διαδικασία βασίζεται στη γενική αρχή: «σε κάθε ποτάμι, όταν γίνεται η επεξεργασία ενός καταβαθμού πρέπει να έχει προηγηθεί η επεξεργασία όλων των ανάντη καταβαθμών του»



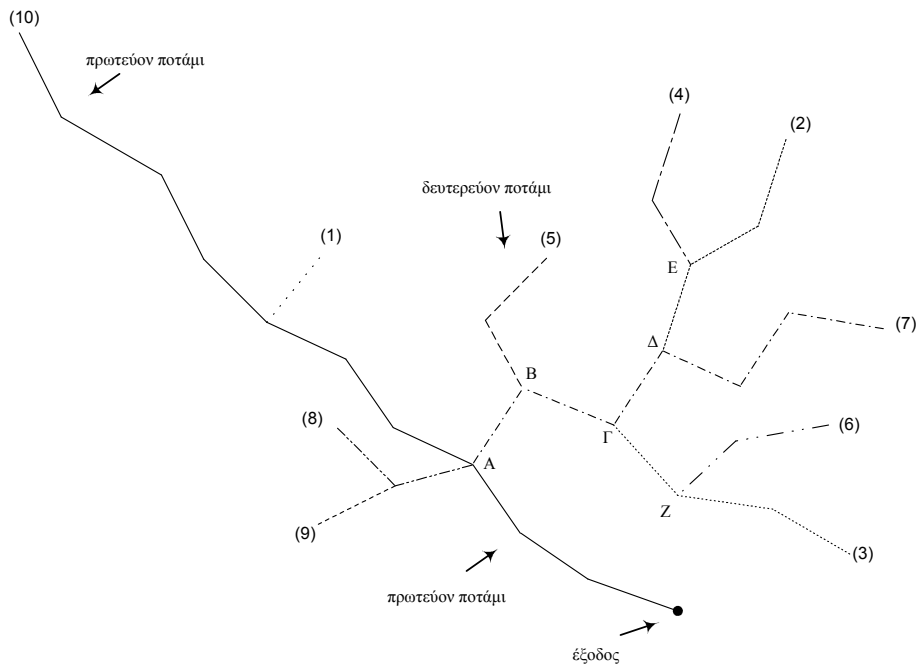
Σχήμα ΠΔ.1. Βήμα 0: Αρχικά το μοντέλο έχει αποδώσει στο μεγαλύτερο (πρωτεύον) υδατόρευμα τον μεγαλύτερο αριθμό, Νο 10, ενώ τα υπόλοιπα αποκτούν τυχαία αρίθμηση. Στη συνέχεια, ξεκινά η επεξεργασία, από τον πρώτο καταβαθμό του Νο 10 με κίνηση κατάντη.



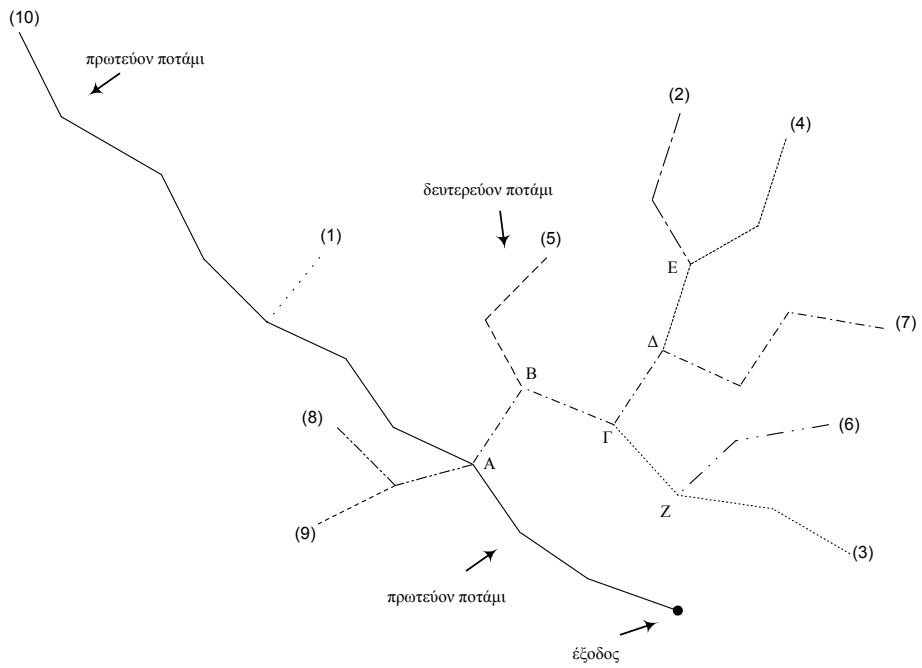
Σχήμα ΠΔ.2. Βήμα 1: Το πρώτο δευτερεύον υδατόρευμα είναι το Νο 3. Το μοντέλο το εξετάζει ανάντη και βρίσκει ότι αποτελείται από ένα μόνο καταβαθμό οπότε αλλάζει την αρίθμησή του, ώστε το Νο 3 να γίνει Νο 1 και το πρώην Νο 1 να γίνει Νο3.



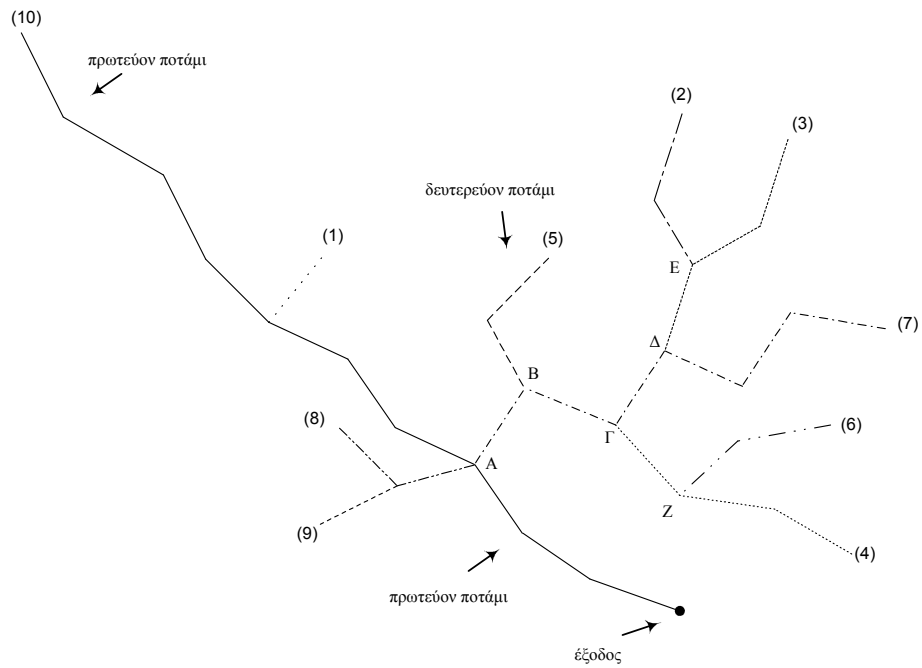
Σχήμα ΠΔ.3. Βήμα 2: Κινούμενο κατάντη, το μοντέλο ανιχνεύει στον ίδιο κόμβο δύο υδατορεύματα, το Νο 8 και το Νο 2. Τυχαία, αποφασίζει να προχωρήσει πρώτα στην επεξεργασία του Νο 8. Μετονομάζει το Νο8 σε Νο 2 και το πρώην Νο 2 σε Νο 8.



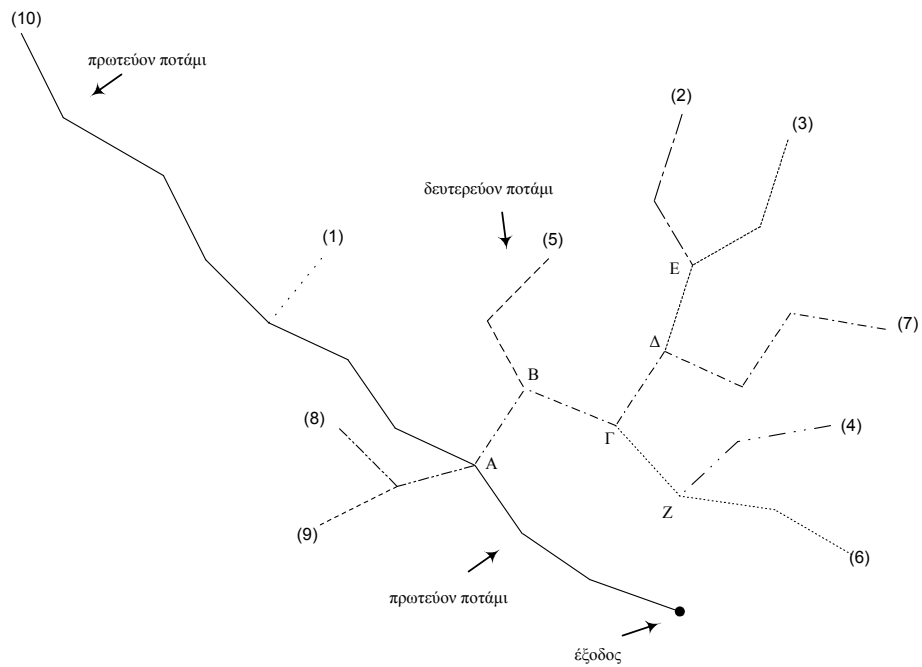
Σχήμα ΠΔ.4. Βήμα 3: Το μοντέλο αναλύει το Νο 2 κινούμενο ανάντη, οπότε βρίσκει το υδατόρευμα Νο 7. Μετονομάζει το Νο2 σε Νο 7 και το πρώην Νο 7 σε Νο 2



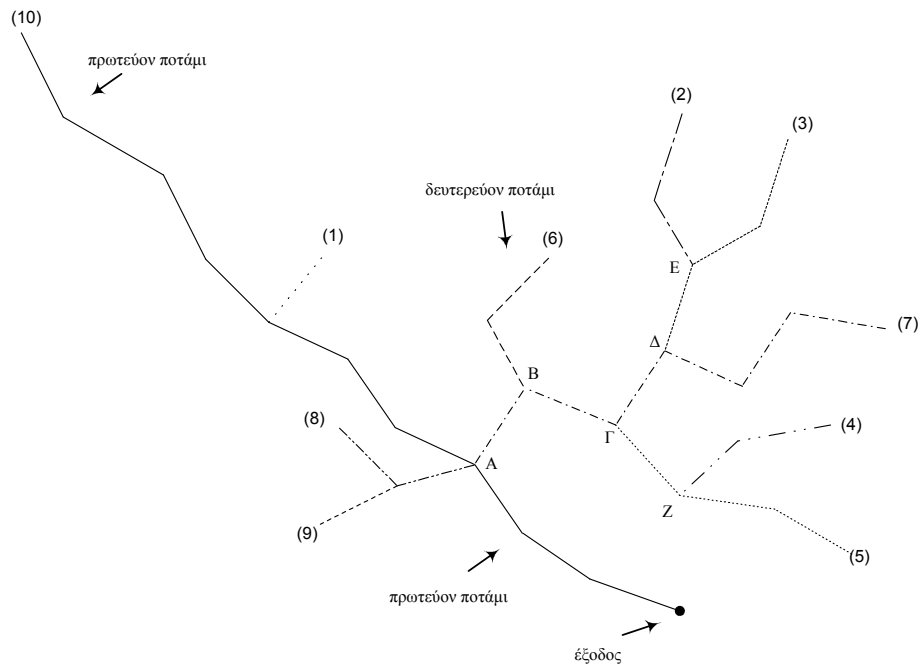
Σχήμα ΠΔ.5. Βήμα 4: Συνεχίζοντας την επεξεργασία ανάντη το μοντέλο βρίσκει το υδατόρευμα Νο 4, δευτερεύον υδατόρευμα Νο 2. Μετονομάζει το Νο 4 σε Νο 2 και το πρώην Νο 2 σε Νο 4.



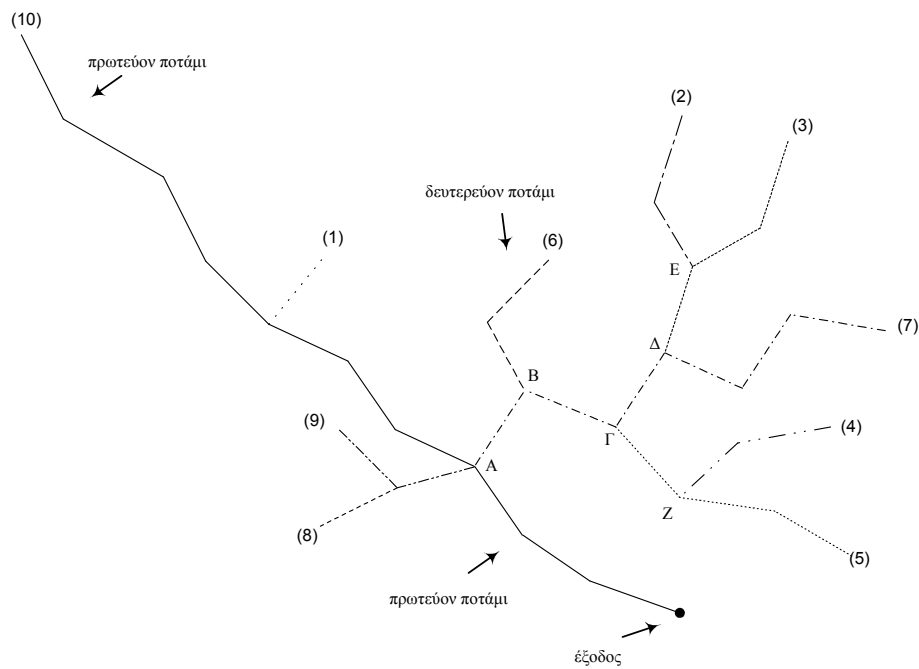
Σχήμα ΠΔ.6. Βήμα 5: Το μοντέλο μετονομάζει το δευτερεύον υδατόρευμα Νο 4 σε Νο 3 και το πρώην Νο 3 σε Νο 4.



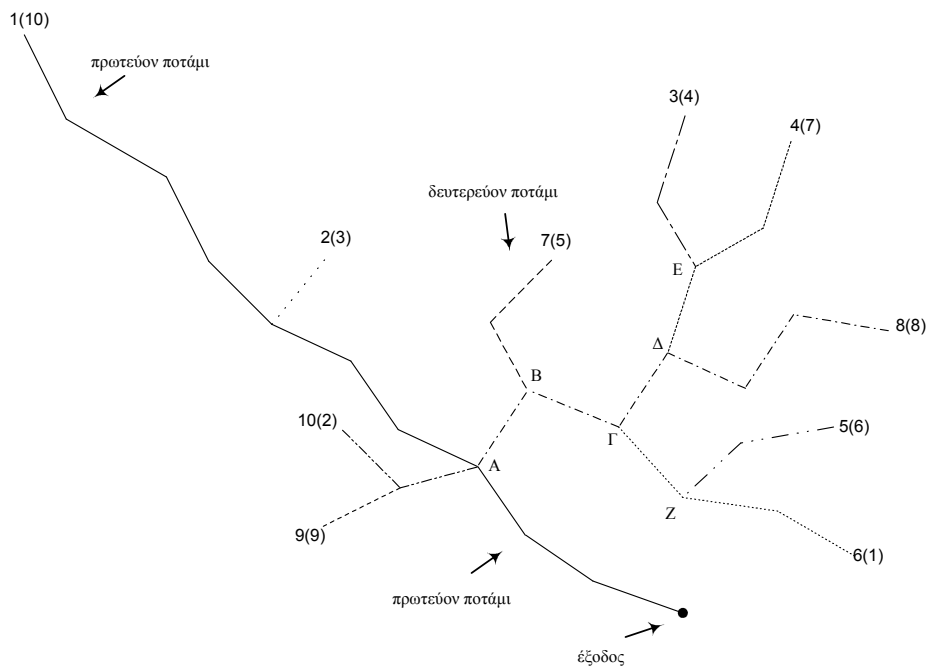
Σχήμα ΠΔ.7. Βήμα 6: Το μοντέλο συνεχίζει κατάντη την επεξεργασία του υδατορεύματος Νο 7 και κινούμενο ανάντη του πρώτου κόμβου που συναντά ανιχνεύει το δευτερεύον υδατόρευμα Νο 4 και στη συνέχεια το δευτερεύον υδατόρευμα σε αυτό, Νο 6. Αφού το Νο 6 δεν έχει δευτερεύοντα υδατορεύματα, μετονομάζεται σε Νο 4 και το πρώην Νο 4 σε Νο 6.



Σχήμα ΠΔ.8. Βήμα 7α: Το μοντέλο μετονομάζει το δευτερεύον υδατόρευμα Νο 6 σε Νο 5 και το πρώην Νο 5 σε Νο 6. Βήμα 7β: Συνεχίζοντας την επεξεργασία του υδατορεύματος Νο 7 κατάντη, το μοντέλο βρίσκει ότι το δευτερεύον υδατόρευμά του Νο 6 είναι σωστά αριθμημένο και σταματά την επεξεργασία του υπο-συστήματος του υδατορεύματος Νο 7.



Σχήμα ΠΔ.9. Βήμα 8α: Το μοντέλο ξεκινά την επεξεργασία του υπο-συστήματος που σχετίζεται με το υδατόρευμα Νο 8 (βλ. Βήμα 2). Ανιχνεύει ένα μοναδικό υδατόρευμα, το Νο 9. Μετονομάζει το Νο 8 σε Νο 9 και το πρώην Νο 9 σε Νο 8. Βήμα 8β: Το μοντέλο επαληθεύει ότι όλα τα δευτερεύοντα υδατορεύματα έχουν υποστεί την κατάλληλη επεξεργασία.



Σχήμα ΠΔ.10. Το μοντέλο μετονομάζει το πρωτεύον υδατόρευμα από Νο10 σε Νο 1, το Νο 1 σε Νο 2 , το Νο 3 σε Νο 4,το Νο 9 σε Νο 10. Η διαδικασία αυτή τερματίζει τον ιεραρχικό καθορισμό του υδρογραφικού δικτύου. Σε παρένθεση η αρίθμηση κατά την έναρξη της διαδικασίας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ε

Σχήμα επίλυσης εξίσωσης εδαφικής υγρασίας

Το τρι-διαγώνιο σύστημα εξισώσεων είναι μια ειδική περίπτωση συστήματος γραμμικών εξισώσεων, το οποίο έχει μη μηδενικούς συντελεστές μόνο στην κύρια και στις δύο δευτερεύουσες διαγώνιους.

Το σχήμα επίλυσης που χρησιμοποιείται για την εξίσωση (3.30) έχει την μορφή του τρι-διαγώνιου Πίνακα ΠΕ.1 που ακολουθεί (Press et al., 1992):

Πίνακας ΠΕ.1. Τρι-διαγώνιος πίνακας για την επίλυση της εξίσωσης εδαφικής υγρασίας

$$\begin{vmatrix} b_1 & c_1 & 0 & \dots & & & & & & \\ a_2 & b_2 & c_2 & \dots & & & & & & \\ 0 & a_3 & b_3 & c_3 & \dots & & & & & \\ & & \ddots & \ddots & \ddots & & & & & \\ & & & \ddots & \ddots & \ddots & \dots & & & \\ & & & & \dots & a_{N-1} & b_{N-1} & c_{N-1} & & \\ & & & & \dots & 0 & a_N & b_N & & \end{vmatrix} * \begin{vmatrix} (P_t)_1 \\ (P_t)_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ (P_t)_{N-1} \\ (P_t)_N \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} r_1 \\ r_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ r_{N-1} \\ r_N \end{vmatrix}$$

ενώ σημειώνεται ότι οι συντελεστές a_1 και c_N δεν ορίζονται, ενώ οι αντίστοιχοι συντελεστές για κάθε χωρικό βήμα είναι:

$$a_2 = a(2), \dots, a_N = a(N) \tag{ΠΕ.1}$$

$$b_1 = b(1), \dots, b_N = b(N) \tag{ΠΕ.2}$$

$$c_1 = c(1), \dots, c_{N-1} = c(N-1) \tag{ΠΕ.3}$$

$$(P_t)_1 = P_t(1), \dots, (P_t)_N = P_t(N) \tag{ΠΕ.4}$$

$$r_1 = r(1), \dots, r_N = r(N) \tag{ΠΕ.5}$$

Συγκεκριμένα, για την επίλυση της εξίσωσης (3.30), χρησιμοποιούνται οι ακόλουθοι μετασχηματισμοί:

$$c^* = c(\Psi) \frac{d\Psi}{dP_t} = c(\Psi) \left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)^2 \quad (\text{ΠΕ.6})$$

$$\left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{i \pm 1/2} \right]^{j+1,m} = \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_i \left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{i \pm 1} \right]^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.7})$$

$$K_{i \pm 1/2}^{j+1,m} = \left[(K_i K_{i \pm 1})^{j+1,m} \right]^{1/2} \quad (\text{ΠΕ.8})$$

Τελικά, για τα σημεία $i = 2$ μέχρι $i = N - 1$ οι συντελεστές θα είναι:

$$a_p = \frac{K_{i+1/2}^{j+1,m}}{\frac{\Delta z_{i+1} + \Delta z_i}{2}} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{i+1/2} \right]^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.9})$$

$$a_m = \frac{K_{i-1/2}^{j+1,m}}{\frac{\Delta z_i + \Delta z_{i-1}}{2}} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{i-1/2} \right]^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.10})$$

$$d_i = C_*^{j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_i \right]^{j+1,m} \frac{\Delta z_i}{\Delta t} \quad (\text{ΠΕ.11})$$

$$K_{ip} = K_{i+1/2}^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.12})$$

$$K_{im} = K_{i-1/2}^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.13})$$

Οπότε η εξίσωση που επιλύεται για τα σημεία $i = 2$ μέχρι $i = N - 1$ θα έχει τη μορφή:

$$-a_m (P_t)_{i-1}^{j+1,m+1} + (d_i + a_p + a_m) (P_t)_i^{j+1,m+1} - a_p (P_t)_{i+1}^{j+1,m+1} = r_i \quad (\text{ΠΕ.14})$$

όπου,

$$r_i = d_i (P_t)_i^j + K_{im} - K_{ip} \quad (\text{ΠΕ.15})$$

και άρα οι αντίστοιχοι όροι στον τρι-διαγώνιο πίνακα ΠΕ.1 για κάθε χωρικό βήμα i θα είναι:

$$a(i) = -a_m \quad (\text{ΠΕ.16})$$

$$b(i) = d_i + a_p + a_m \quad (\text{ΠΕ.17})$$

$$c(i) = -a_p \quad (\text{ΠΕ.18})$$

$$r(i) = r_i \quad (\text{ΠΕ.19})$$

Οριακές συνθήκες

(α) Ανώτερο εδαφικό στρώμα ($i=1$)

(i) Ακόρεστη επιφάνεια

Οι αντίστοιχοι συντελεστές της εξίσωσης στον τρι-διαγώνιο πίνακα για την εξίσωση (3.33) θα είναι:

$$a_p = \frac{K^{j+1,m}_{\frac{3}{2}}}{\frac{\Delta z_1 + \Delta z_2}{2}} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{\frac{3}{2}}^2 \right]^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.20})$$

$$a_m = \frac{K^{j+1,m}_{\frac{1}{2}}}{\frac{\Delta z_0 + \Delta z_1}{2}} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{\frac{1}{2}}^2 \right]^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.21})$$

$$d_1 = C_*^{j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_1^2 \right]^{j+1,m} \frac{\Delta z_1}{\Delta t} \quad (\text{ΠΕ.22})$$

$$K_{ip} = (K_1 K_2)^{\frac{1}{2}} = K_{\frac{3}{2}}^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.23})$$

$$K_{im} = (K_0 K_1)^{\frac{1}{2}} = K_{\frac{1}{2}}^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.24})$$

όπου ορίζονται οι παράμετροι,

$$K_0 = K_1 + K_1 - K_2 \quad (\text{ΠΕ.25})$$

$$P_0 = P_1 + P_1 - P_2 \quad (\text{ΠΕ.26})$$

οπότε:

$$b(1) = d_1 + a_p + a_m \quad (\text{ΠΕ.27})$$

$$c(1) = -(a_p + a_m) \quad (\text{ΠΕ.28})$$

$$r(1) = d_1(P_t)_1^j - K_{ip} + K_{im} + \frac{K^{j+1,m}}{\frac{\Delta z_0 + \Delta z_1}{2}} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)^2 \right]_{\frac{1}{2}}^{j+1,m} \left(\frac{3\Delta z_1 + \Delta z_2}{2} \right) [(1 - \beta P_t)_1^2]^{j+1,m} \left(\frac{q^{j+1}}{K_1^{j+1,m}} - 1 \right) \quad (\text{ΠΕ.29})$$

(ii) Κορεσμένη επιφάνεια

Οι αντίστοιχοι συντελεστές στον τρι-διαγώνιο πίνακα για την εξίσωση (3.34) θα είναι:

$$b(1) = 1 \quad (\text{ΠΕ.30})$$

$$c(1) = 0 \quad (\text{ΠΕ.31})$$

$$r(1) = h_0^j + \frac{\Delta z_1}{2} \left(1 - \frac{q^{j+1}}{K_s} \right) (1 - \beta P_t)_1^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.32})$$

(β) Κατώτερο εδαφικό στρώμα ($i = N$)

Οι αντίστοιχοι συντελεστές της εξίσωσης στον τρι-διαγώνιο πίνακα για την εξίσωση (3.37) θα είναι:

$$a_p = \frac{K_{N+\frac{1}{2}}^{j+1,m}}{\frac{\Delta z_N + \Delta z_{N+1}}{2}} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{N+\frac{1}{2}}^2 \right]^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.33})$$

$$a_m = \frac{K_{N-\frac{1}{2}}^{j+1,m}}{\frac{\Delta z_N + \Delta z_{N-1}}{2}} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{N-\frac{1}{2}}^2 \right]^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.34})$$

$$d_N = C_*^{j+1,m} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_N^2 \right]^{j+1,m} \frac{\Delta z_N}{\Delta t} \quad (\text{ΠΕ.35})$$

$$K_{ip} = (K_N K_{N+1})^{\frac{1}{2}} = K_{N+\frac{1}{2}}^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.36})$$

$$K_{im} = (K_{N-1} K_N)^{\frac{1}{2}} = K_{N-\frac{1}{2}}^{j+1,m} \quad (\text{ΠΕ.37})$$

όπου,

$$K_{N+1} = K_N + K_N - K_{N-1} \quad (\text{ΠΕ.38})$$

$$P_{N+1} = P_N + P_N - P_{N-1} \quad (\text{ΠΕ.39})$$

οπότε και οι συντελεστές της εξίσωσης στον τρι-διαγώνιο πίνακα που σχηματίζεται θα είναι:

$$a(N) = -(a_p + a_m) \quad (\text{ΠΕ.40})$$

$$b(N) = d_N + a_p + a_m \quad (\text{ΠΕ.41})$$

$$r(N) = d_N (P_t)_N^j - K_{ip} + K_{im} - \frac{K_{N+\frac{1}{2}}^{j+1,m}}{\frac{\Delta z_N + \Delta z_{N+1}}{2}} \left[\left(\frac{1}{1 - \beta P_t} \right)_{N+\frac{1}{2}}^2 \right]^{j+1,m} \left(\frac{3\Delta z_N + \Delta z_{N-1}}{2} \right) \left[(1 - \beta P_t)_N^2 \right]^{j+1,m} \left(\frac{q^{j+1}}{K_N^{j+1,m}} - 1 \right) \quad (\text{ΠΕ.42})$$

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΩΝ

Σε περιοδικά με κριτές

1. Constantina Mita, Nicolaos Catsaros (2012), «Simulating pollutant transport over complex terrain: the hydrological component». **Central European Journal of Chemistry**, Vol. 10(4), p. 1223-1235, DOI: 10.2478/s11532-012-0047-9
2. Mita C., Catsaros N., Gounaris N. (2001), “Runoff cascades, channel network and computation hierarchy determination on a structured semi-irregular triangular grid”. **Journal of Hydrology**, Vol. 144 (3-4), pp. 105-118
3. N. Catsaros, C. Mita, P. Deligiannis, M. Varvayanni, J.C. Statharas, J.G. Bartzis (1997), “Accurate Overland Cascades Determination in Simulated Watersheds of Complex Terrain”. **Radiation Protection Dosimetry**, Vol. 73(1-4), pp. 163-166,

Σε συνέδρια με κριτές

1. S. Andronopoulos, J.G. Bartzis, K. Konte, C. Mita, A. Venetsanos, D. Vlachogiannis. “Atmospheric Dispersion Modelling in the Rodos Decision Support System”. **Proceedings of the 5th International Conference, Protection and Restoration of the Environment**, July 2000, Thassos, Greece
2. N. Κατσαρός, Κ. Μητά, Π. Δελιγιάννης, Μ. Βαρβαγιάννη. “Ακριβής Προσδιορισμός Διαδρομών Επιφανειακής Απορροής σε Προσομοιωμένες Λεκάνες Πολύπλοκης Τοπογραφίας”. **Πρακτικά 7^{ου} Παν/νιου Συνεδρίου Ελληνικής Υδρο-τεχνικής Ένωσης**, 15-18 Οκτωβρίου 1997, Πάτρα, σελ. 3-11, 1997