

---

---

## Κεφάλαιο 4 Κατακράτηση και διήθηση

---

---

Στο προηγούμενο κεφάλαιο είδαμε ότι σε μεγάλη χρονική κλίμακα, π.χ. ετήσια ή υπερετήσια, η εξάτμιση και η διαπνοή αποτελούν τη διαφορά ανάμεσα στην είσοδο-κατακρημνίσματα και την έξοδο-απορροή μιας υδρολογικής λεκάνης. Σε λεπτότερη χρονική κλίμακα, π.χ. ώρας ή ημέρας, οι ποσοτικές διαφορές ανάμεσα στα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα και την επιφανειακή απορροή περιλαμβάνουν και άλλες συνιστώσες, πέρα από την εξάτμιση και τη διαπνοή. Πρόκειται για τις διάφορες μορφές κατακράτησης και την εδαφική διήθηση που θα εξετάσουμε σε αυτό το κεφάλαιο. Οι ποσότητες νερού που συμμετέχουν στις φυσικές διεργασίες της κατακράτησης και διήθησης, στη λεπτή χρονική κλίμακα που εξετάζονται, θεωρούνται κατ' αρχήν ως *υδρολογικά ελλείμματα* (abstractions)\*. Σε μεγαλύτερη χρονική κλίμακα οι ποσότητες αυτές μετατρέπονται εν μέρει σε εξάτμιση και διαπνοή (υδρολογικές απώλειες), και εν μέρει σε απορροή, επιφανειακή ή υπόγεια.

### 4.1 Κατακράτηση

Με τον όρο *κατακράτηση* (retention) νοείται τόσο η *παρεμπόδιση* (interception) ενός τμήματος της βροχής να φθάσει στο έδαφος λόγω παρεμ-

---

\* Σε πολλά υδρολογικά κείμενα αναφέρονται και ως *απώλειες* (losses), αλλά αυτό τείνει να δημιουργήσει σύγχυση, αφού τελικά υδρολογικές απώλειες είναι μόνο η εξάτμιση και διαπνοή.

βολής της χλωρίδας, όσο και η *επιφανειακή παγίδευση* (depression) της επιφανειακής απορροής από τις μικροκοιλότητες του τοπογραφικού ανάγλυφου. Ως μια ακόμη ειδική μορφή κατακράτησης θεωρείται η *κατακράτηση χιονιού* (interception of snow), που πραγματοποιείται όταν το έδαφος και η χλωρίδα καλύπτονται από χιόνι.

#### 4.1.1 Παρεμπόδιση

Παρεμπόδιση είναι η φυσική διεργασία ανακοπής και προσωρινής αποθήκευσης τμήματος της βροχής από τη χλωρίδα. Η ποσότητα νερού που παρεμποδίζεται, είτε εξατμίζεται, είτε απορροφάται από τη χλωρίδα, είτε τέλος καταλήγει στο έδαφος. Έτσι, η παρεμπόδιση περιλαμβάνει τρεις συνιστώσες (Ward and Robinson, 1989, σ. 54· Smith, 1993, σ. 3.17): τη *διάπτωση* (throughfall), που καταλήγει στο έδαφος μέσω των κενών της φυτοκάλυψης ή στάζοντας από το φύλλωμα, την *κορμοροή* (stemflow), που ρέει κατά μήκος των κλάδων και τελικά του κορμού προς το έδαφος, και την *απώλεια παρεμπόδισης* (interception loss) που συγκρατείται στη χλωρίδα και τελικά εξατμίζεται ή απορροφάται από αυτή.

Για τον υδρολόγο μηχανικό ενδιαφέρει ιδιαίτερα η τελευταία συνιστώσα, η οποία εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά τόσο της χλωρίδας, όσο και της βροχόπτωσης αλλά και τις μετεωρολογικές συνθήκες που καθορίζουν το ρυθμό εξατμίσσης. Τα χαρακτηριστικά της χλωρίδας συμποσούνται σε μία παράμετρο, τη *χωρητικότητα παρεμπόδισης* (interception storage capacity). Στην αρχή μιας βροχόπτωσης, η απώλεια παρεμπόδισης πραγματοποιείται με μεγάλο ρυθμό, ενώ στη συνέχεια, αφού κορεστεί η χωρητικότητα παρεμπόδισης των φυλλωμάτων, ο ρυθμός της απώλειας μειώνεται. Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με την (αναγκαστικά έμμεση) μέτρηση και τη μαθηματική αναπαράσταση της εξέλιξης της απώλειας παρεμπόδισης. Αρχικά (το 1919) ο Horton πρότεινε την έκφραση

$$h_I = S_I + E t \quad (4.1)$$

όπου  $h_I$  η αθροιστική ποσότητα απώλειας παρεμπόδισης στο χρόνο  $t$ ,  $S_I$  η χωρητικότητα παρεμπόδισης και  $E$  ο ρυθμός εξατμοδιαπνοής. Η εξίσωση ισχύει προφανώς για χρόνους που το ύψος βροχής  $h$  έχει ξεπεράσει τη χωρητικότητα παρεμπόδισης  $S_I$  ( $h_I > S_I$ ), διαφορετικά  $h_I = h$ . Άλλοι ερευ-

νητές πρότειναν εμπειρικές εξισώσεις, βασισμένες σε γραμμική παλινδρόμηση με τη βροχόπτωση  $h$ , δηλαδή της μορφής

$$h_I = a + b h \quad (4.2)$$

όπου  $a$  και  $b$  παράμετροι που υπολογίζονται από μετρήσεις (βλ. Dingman, 1994, σσ. 286-287). Σε μια προσπάθεια συνδυασμού των δύο παραπάνω μοντέλων, ο Merriam (1960) πρότεινε την εξίσωση

$$h_I = S_I [1 - \exp(-h / S_I)] + E t \quad (4.3)$$

που στην ουσία δίνει αυξημένες αρχικές απώλειες παρεμπόδισης όταν αυξάνεται το ύψος βροχής.

#### 4.1.2 Επιφανειακή παγίδευση

Επιφανειακή παγίδευση είναι η φυσική διεργασία ανακοπής του τμήματος της βροχής που φτάνει στο έδαφος, λόγω εγκλωβισμού του στο επιφανειακό εδαφικό στρώμα, και ειδικότερα τις μικροκοιλότητες του τοπογραφικού αναγλύφου. Ένα τμήμα του παγιδευμένου νερού διηθείται στο έδαφος, ενώ το υπόλοιπο εξατμίζεται. Οι Linsley et al. (1975) δίνουν μια προσεγγιστική σχέση υπολογισμού της εξέλιξης της επιφανειακής παγίδευσης  $h_D$ , συναρτήσεως της εξέλιξης του ύψους βροχής  $h$ :

$$h_D = S_D [1 - \exp(-h / S_D)] \quad (4.4)$$

όπου  $S_D$  η χωρητικότητα (αποθηκευτική ικανότητα) επιφανειακής παγίδευσης του εδάφους με τιμές που κυμαίνονται από 10 έως 50 mm.

#### 4.1.3 Κατακράτηση χιονοπτώσεων

Είναι ανάλογη της διαδικασίας κατακράτησης της βροχόπτωσης με τις εξής δύο βασικές διαφορές (βλ. Remenieras, 1976, σ. 133· Ward and Robinson, 1989, σ. 71):

- Η τήξη και η επαναφορά στο έδαφος της ποσότητας που κατακρατείται γίνεται με μεγάλη χρονική υστέρηση.
- Οι τελικές υδρολογικές απώλειες από την κατακράτηση χιονοπτώσεων είναι πολύ μικρότερες εκείνων που αντιστοιχούν στις βροχο-

πτώσεις (εξάτμιση  $\approx$  5% του ισοδύναμου ύψους νερού της χιονόπτωσης).

Οι φυσικές διεργασίες που συνδέονται με την απόθεση και τήξη του χιονιού είναι αρκετά πολύπλοκες και η ανάλυση και μαθηματική περιγραφή τους ξεφεύγουν από τους στόχους αυτού του κειμένου. Ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης παραπέμπεται μεταξύ άλλων στους Gray and Prowse (1993) και Dingman (1994, σσ. 159-207).

## 4.2 Διήθηση

*Διήθηση* (infiltration) είναι η φυσική διεργασία της εισχώρησης στο έδαφος νερού που προέρχεται από βροχόπτωση, τήξη χιονιού ή άρδευση (Rawls et al., 1993, σ. 5.1). Η διεργασία αυτή συναρτάται άμεσα με την κίνηση νερού στο έδαφος (από ένα σημείο σε ένα άλλο) σε τρόπο ώστε ο ρυθμός διήθησης να εξαρτάται τόσο από τη διαθεσιμότητα νερού για διήθηση, όσο και από τις ιδιότητες του εδάφους ως προς τη δυνατότητα κίνησης του νερού σε αυτό. Η διήθηση και η κίνηση του νερού στο έδαφος παίζουν σημαντικό υδρολογικό ρόλο και επηρεάζουν την επιφανειακή απορροή, την εξατμοδιαπνοή (άρα και στο βιολογικό κύκλο των φυτών), την επαναφόρτιση των υδροφορέων, αλλά και τη μεταφορά διαλυμένων ουσιών στο έδαφος.

Ποσοτικά ο ρυθμός διήθησης είναι προφανώς μεταβλητός, όχι μόνο χωρικά, αλλά και χρονικά. Εξαρτάται, κατά σειρά προτεραιότητας, από την ένταση και διάρκεια των βροχοπτώσεων, τις φυσικές ιδιότητες του εδάφους, την κατάσταση του επιφανειακού εδαφικού καλύμματος και την παρουσία ή όχι χλωρίδας, την περιεκτικότητα σε υγρασία του επιφανειακού εδάφους στην αρχή της βροχής, τη θερμοκρασία, την ποιότητα του βρόχινου νερού κτλ., παράγοντες που εκτιμώνται δύσκολα.

### 4.2.1 Φυσικό υπόβαθρο και φαινομενολογία

Η κίνηση του νερού που συνοδεύει τη διεργασία της διήθησης πραγματοποιείται κάτω από την επίδραση πεδίων δυνάμεων διαφορετικής προέλευσης. Η δύναμη της βαρύτητας είναι πάντα παρούσα και αποκτά κυρίαρχο ρόλο όταν οι πόροι του εδάφους κορεστούν από νερό. Δεν είναι όμως η μοναδική δύναμη, ούτε η κυρίαρχη όταν οι εδαφικοί πόροι είναι

μερικώς κορεσμένοι από νερό και μερικώς από αέρα. Σε αυτή την περίπτωση, δηλαδή την *ακόρεστη ροή*, αναπτύσσονται οι λεγόμενες δυνάμεις *μύζησης* (tension, suction) στο εδαφικό νερό, που ισοδυναμούν με αρνητική πίεση σε σχέση με την ατμοσφαιρική (βλ. και εδάφιο 6.2.2) και έχουν αποτέλεσμα τη συγκράτηση του νερού στο έδαφος. Χωρίς την παρουσία τους τα εδάφη θα αποστραγγίζονταν υπό την επίδραση της βαρύτητας· έτσι τα εδάφη πάνω από τον υπόγειο ορίζοντα θα ήταν άδεια από νερό, πράγμα καταστροφικό για τη βλάστηση. Το γεγονός ότι τα εδάφη συγκρατούν κάποια ποσότητα νερού, ακόμη και μετά από μακρά περίοδο ξηρασίας, δείχνει πόσο ισχυρές είναι οι δυνάμεις μύζησης.

Οι κύριες δυνάμεις αυτού του τύπου οφείλονται στους μηχανισμούς *προσρόφησης*, *τριχοειδών* και *ώσμωσης* (Ward and Robinson, 1990, σ. 132). Ο μηχανισμός προσρόφησης του νερού στην επιφάνεια των εδαφικών κόκκων δημιουργείται από ηλεκτροστατικές δυνάμεις (λόγω της πολικότητας των μορίων του νερού). Οι δυνάμεις αυτές είναι ισχυρές μόνο πολύ κοντά στη διεπιφάνεια νερού-εδαφικών κόκκων και γι' αυτό το αποτέλεσμά τους είναι ο σχηματισμός λεπτών υδάτινων μεμβρανών (υγροσκοπικό νερό) γύρω από τους κόκκους. Προφανώς οι δυνάμεις είναι ανάλογες της ολικής επιφάνειας των σωματιδίων ανά μονάδα όγκου των εδαφών, και γι' αυτό η ποσότητα υγροσκοπικού νερού αυξάνεται με τη μείωση της διαμέτρου των εδαφικών κόκκων. Στην περίπτωση των αμμωδών εδαφών η συνολική ποσότητα υγροσκοπικού νερού είναι μικρή και, το κυριότερο, δεν μεταβάλλει σημαντικά τη διάμετρο των τριχοειδών της αέριας φάσης, δηλαδή το πορώδες του εδάφους. Αντίθετα, στα αργιλικά εδάφη με τυπική επιφάνεια κόκκων  $800 \text{ m}^2/\text{g}$  (έναντι  $1 \text{ m}^2/\text{g}$  στα αμμώδη εδάφη), η υγροσκοπική μεμβράνη όχι μόνο γεμίζει τους εδαφικούς πόρους και συγκρατεί έτσι το νερό, αλλά πιέζει και τους γειτονικούς κόκκους (φαινόμενο διόγκωσης της αργίλου) περιορίζοντας το ενεργό πορώδες του εδάφους και επομένως και τη διηθητική ικανότητά του. Υπό συνθήκες ξηρασίας και για δεδομένη εδαφολογική σύνθεση, η ποσότητα του υγροσκοπικού νερού εξαρτάται επίσης από την τάση υδρατμών στον περιβάλλοντα χώρο και, συνεπώς, μειώνεται με τη μείωση της σχετικής υγρασίας ή την αύξηση της θερμοκρασίας. Για το λόγο αυτό περιορίζεται σημαντικά κατά την ξηρή και θερμή θερινή περίοδο.

Οι δυνάμεις τριχοειδούς προκαλούνται από την επιφανειακή τάση στη διεπιφάνεια μεταξύ νερού και αέρα, μέσα στους τριχοειδείς σωληνίσκους

που σχηματίζουν οι πόροι του εδάφους. Και αυτές οι δυνάμεις αυξάνονται με τη μείωση του μεγέθους των πόρων, άρα και του μεγέθους των κόκκων. Έτσι, όταν ένα έδαφος αποστραγγίζεται, πρώτα αδειάζουν οι ευμεγέθεις πόροι και μετά οι μικρότεροι.

Οι δυνάμεις ωσμωτικής πίεσης εμφανίζονται όταν υπάρχουν διαφορές συγκέντρωσης μιας διαλυμένης ουσίας εκατέρωθεν μιας ημιπερατής μεμβράνης. Στα εδάφη, το ρόλο των μεμβρανών μπορεί να παίζουν οι ίδιοι οι εδαφικοί πόροι, όταν επιτρέπουν την κίνηση μέσω αυτών του νερού αλλά όχι της διαλυμένης ουσίας (Ward and Robinson, 1990, σ. 133). Γενικά οι ωσμωτικές δυνάμεις είναι λιγότερο σημαντικές από τις δυνάμεις προσρόφησης και τριχοειδούς.

Με την έναρξη μιας βροχής μετά από μακρά περίοδο ξηρασίας, τα εδάφη δέχονται το νερό κατά την ακόλουθη φαινομενολογική σειρά: Αρχικά πραγματοποιείται η υγροσκοπική διαβροχή υπό την επίδραση των δυνάμεων προσρόφησης. Μετά την κάλυψη των αναγκών σε υγροσκοπικό νερό, το διηθούμενο νερό κινείται υπό την επίδραση δύο κυρίως πεδίων δυνάμεων, της βαρύτητας και των τριχοειδών, τα οποία στη φάση αυτή δρούν προσθετικά: Το νερό κατέρχεται στο έδαφος λόγω του βάρους του και συγχρόνως αναρροφάται από τις ελκτικές τάσεις που αναπτύσσει το τριχοειδές της αέριας φάσης. Η διπλή αυτή επίδραση οδηγεί σε υψηλή αρχική τιμή του ρυθμού διήθησης, η οποία με την πάροδο του χρόνου μειώνεται, αφού το πεδίο των τριχοειδών, από προσθετικό στην αρχή της βροχής, μηδενίζεται με τον κορεσμό του εδάφους.

Στην περίπτωση που η ένταση της βροχής είναι αρκετά μεγάλη, ώστε να υπερβαίνει τη διηθητική ικανότητα του εδάφους, μετά την πάροδο ενός χρονικού διαστήματος τέτοιου ώστε να κατακλυστεί με νερό η επιφάνεια του εδάφους (*χρόνος κατάκλυσης*: βλ. εδάφιο 4.2.6) ένα λεπτό στρώμα εδάφους της τάξης του 1 cm κοντά στην επιφάνεια γίνεται κορεσμένο (*ζώνη κορεσμού*), ενώ σε μια ζώνη κάτω από αυτό, η περιεκτικότητα σε νερό μειώνεται έντονα (*μεταβατική ζώνη*): μια άλλη κατώτερη ζώνη (*ζώνη μεταφοράς*) χαρακτηρίζεται από σταθερή περιεκτικότητα σε νερό ενώ ακόμη πιο κάτω υπάρχει η τελευταία ζώνη (*ζώνη διαβροχής*) που καταλήγει στο λεγόμενο *μέτωπο διαβροχής* (Ward and Robinson, 1990, σ. 151). Το μέτωπο διαβροχής προχωρεί διεισδύοντας όλο και πιο βαθιά με την πάροδο του χρόνου, μέχρι, μετά από ορισμένο βάθος, να

συναντήσει είτε ένα σχετικά αδιαπέρατο στρώμα, είτε ένα υπόγειο υδροφόρο στρώμα, με δεδομένες συνθήκες παροχευευστικότητας.

Αν η ένταση βροχής είναι μικρότερη από τη διηθητική ικανότητα του εδάφους, τότε σε κανένα σημείο δεν δημιουργούνται συνθήκες κορεσμού, αλλά και πάλι σχηματίζεται το χαρακτηριστικό μέτωπο διαβροχής που προχωρεί συνεχώς προς τα κάτω.

Μετά το τέλος της βροχόπτωσης, η διήθηση στην επιφάνεια του εδάφους σταματά, αλλά η κίνηση του νερού κάτω από αυτή εξακολουθεί για μακρό διάστημα. Η καθοδική κίνηση του νερού, που οδηγείται από τη βαρύτητα, επιβραδύνεται. Εξ άλλου, ένα τμήμα της εδαφικής υγρασίας του ανώτερου εδαφικού στρώματος εξατμίζεται ή διαπνέεται μέσω των φυτών, πράγμα που έχει αποτέλεσμα την αντιστροφή του προφίλ της περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, με μικρότερες τιμές προς τα πάνω και μεγαλύτερες προς τα κάτω. Κατά συνέπεια, οι δυνάμεις τριχοειδών αλλάζουν φορά και κατευθύνονται προς τα πάνω, με αποτέλεσμα να δημιουργείται πάνω από τον υπόγειο ορίζοντα μια ζώνη τριχοειδούς ανύψωσης του νερού και, πάνω από αυτή, μια ζώνη υγροσκοπικής διαβροχής. Η συνεχής μείωση της σχετικής υγρασίας στην επιφάνεια του εδάφους, δημιουργεί μια συνεχή ανοδική μεταφορά νερού από τη ζώνη τριχοειδούς ανύψωσης προς την υγροσκοπική ζώνη για να αποκαθίσταται η υγροσκοπική ισορροπία. Με το μηχανισμό αυτό, το υδροφόρο στρώμα καλύπτει εν μέρει τις απώλειες εξάτμισης στην επιφάνεια του εδάφους. Βεβαίως, η τριχοειδής ανύψωση νερού μπορεί να φτάσει σε μικρά μόνο ύψη πάνω από τον υπόγειο ορίζοντα (της τάξης του εκατοστόμετρου έως μέτρου, ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του εδάφους).

#### 4.2.2 Ποσοτική εκτίμηση της διήθησης

Παρά την αρκετά πλήρη κατανόηση των μηχανισμών της διήθησης και της κίνησης του νερού στο έδαφος, και την πρόοδο στα μαθηματικά μοντέλα ακόρεστης ροής στο έδαφος, οι μεθοδολογίες ποσοτικής εκτίμησης της διήθησης ακόμη δεν προσφέρουν τον επιθυμητό συνδυασμό ακρίβειας και ευκολίας εφαρμογής. Το σημαντικό πρόβλημα που αντιμετωπίζει κάθε μεθοδολογία ποσοτικής εκτίμησης της διήθησης είναι η ισχυρή ανομογένεια και ανισοτροπία των εδαφών (βλ. και κεφάλαιο 6). Έτσι, ενώ σε μικρή χωρική κλίμακα π.χ. ερευνητικής λεκάνης, τα μαθηματικά μοντέλα μπορεί να επαληθεύονται από τις μετρήσεις της διήθη-

σης, στην επιχειρησιακή κλίμακα της υδρολογικής λεκάνης ούτε οι μετρήσεις δίνουν αντιπροσωπευτικά αποτελέσματα, ούτε τα μαθηματικά μοντέλα μπορούν να βαθμονομηθούν σωστά.

Στην ποσοτική περιγραφή της διήθησης ενδιαφέρει η μεταβολή στο χρόνο  $t$  της αθροιστικής ποσότητας νερού  $F$  που διηθείται σε ένα σημείο ή σε μια επιφάνεια, μετρημένης σε ισοδύναμο ύψος (τυπικές μονάδες: mm). Ισοδύναμα, όπως και στη βροχόπτωση, χρησιμοποιείται η ένταση διήθησης  $f := dF / dt$ .

Γενικά, οι υπάρχουσες μεθοδολογίες ποσοτικής προσέγγισης της διήθησης κατατάσσονται στις ακόλουθες κατηγορίες:

- *Απ' ευθείας μετρήσεις με διηθησόμετρα*: Δίνουν μόνο σημειακές, στο χώρο και στο χρόνο, τιμές της διήθησης, που δύσκολα επεκτείνονται χωροχρονικά, αλλά και δεν αντιστοιχούν στις φυσικές τιμές της διήθησης.
- *Έμμεσες συνολικές εκτιμήσεις από το ισοζύγιο των υπόγειων υδροφορέων*: Είναι εφαρμόσιμες μόνο όταν μπορούν να εκτιμηθούν με ακρίβεια οι μεταβολές όγκου, οι απολήψεις και οι διαφυγές των υπόγειων υδροφορέων, δηλαδή πολύ σπάνια (βλ. και κεφάλαιο 6),
- *Ημιεμπειρικές αναλυτικές σχέσεις*: Πρόκειται για σχετικά απλές αναλυτικές σχέσεις αρκετά εύχρηστες αλλά με δύσκολα προσδιοριζόμενες παραμέτρους.
- *Πληρέστερες θεωρητικές προσεγγίσεις*: Στηρίζονται στην επίλυση των διαφορικών εξισώσεων ακόρεστης ροής σε πορώδες μέσο. Γενικά είναι δύσχρηστες αλλά επιδέχονται απλοποιήσεις, οι οποίες όμως, προσκρούουν στα προβλήματα της ισχυρής ανισοτροπίας και ανομογένειας των εδαφών που προαναφέρθηκαν.

Στα παρακάτω εδάφια γίνεται μια σύντομη επισκόπηση των μεθοδολογιών αυτών, εκτός από τη δεύτερη, η οποία θίγεται στο κεφάλαιο 6.

### 4.2.3 Μετρήσεις με διηθησόμετρα

Όπως και προηγουμένως αναφέρθηκε, τα διηθησόμετρα δίνουν τις εντάσεις διήθησης  $f$ , στα σημεία και μόνο όπου τοποθετούνται, και μάλιστα υπό ιδεατές συνθήκες φόρτισης, που διαφέρουν σημαντικά από αυτές της πραγματικής βροχόπτωσης. Οι συνηθέστεροι τύποι διηθησομέτρων που χρησιμοποιούνται στην πράξη αποτελούνται από ένα κύλινδρο που βυθί-



ζεται στο έδαφος και τροφοδοτείται με νερό είτε με κατάκλυση και πλήρωση, είτε με καταιονισμό.\* Η πλευρική διήθηση κάτω από το πρακτικώς σημειακό όργανο, όταν το γύρω έδαφος είναι ξηρό, επηρεάζει οπωσδήποτε τη μέτρηση, αφού στην πραγματική καθολική βροχόπτωση δεν υπάρχει πλευρική διήθηση (λόγω της χωρικής έκτασης του φαινομένου). Εξ άλλου, και το εδαφικό πεδίο υφίσταται κάποια, έστω και μικρή, διαταραχή από την τοποθέτηση του οργάνου, της οποίας η επίδραση μικραίνει όσο αυξάνει η διάμετρος του οργάνου. Κατά συνέπεια, τα διηθησομέτρα δίνουν μόνο σημειακές ενδείξεις της διηθητικής ικανότητας των εδαφών και, οπωσδήποτε, δεν μπορούν να περιγράψουν πιστά το συνολικό φαινόμενο της διήθησης σε μια εδαφική επιφάνεια.

#### 4.2.4 Υπολογισμός με ημιεμπειρικές σχέσεις

Πρώτος ο Horton πειραματίστηκε συστηματικά με τη διήθηση στις αρχές της δεκαετίας του 1930 και κατέληξε σε μαθηματική διατύπωση της εξέλιξης της έντασης διήθησης στο χρόνο. Το μοντέλο Horton ισχύει σε συνθήκες επιφανειακής κατάκλυσης του εδάφους και προβλέπει εκθετικά φθίνουσα μορφή της εξέλιξης της έντασης διήθησης  $f(t)$  με ασυμπτωτική κατάληξη  $f_c$ :

$$f = f_c + (f_0 - f_c) e^{-k t} \quad (4.5)$$

όπου  $f_0$  η αρχική ένταση διήθησης (στο χρόνο 0) και  $k$  συντελεστής μείωσης με το χρόνο. Με ολοκλήρωση προκύπτει το αθροιστικό ύψος διήθησης στο χρόνο  $t$ :

$$F = f_c t + \frac{f_0 - f_c}{k} (1 - e^{-k t}) \quad (4.6)$$

Η εφαρμογή των παραπάνω σχέσεων απαιτεί τον πειραματικό προσδιορισμό των τριών παραμέτρων  $f_c$ ,  $f_0$  και  $k$ , ο οποίος παρουσιάζει σημαντικές δυσκολίες στην πράξη (ιδίως των δύο τελευταίων). Τυπικές τιμές των παραμέτρων δίνονται στον Πίν. 4.1, όπου παρατηρούμε ότι η ένταση διήθησης ποικίλλει σημαντικά ακόμη και για τον ίδιο τύπο εδάφους αλλά και εξαρτάται και από την κάλυψη του εδάφους. Έτσι, σε δασώδη εδάφη

---

\* Για πληρέστερη περιγραφή αυτών και άλλων τύπων διηθησομέτρων ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης παραπέμπεται στους Rawls et al (1993, σσ. 5.39-5.42)

καλυμμένα με υλικά αποσάθρωσης φυτών (χούμο) πάχους 2.5 cm η ένταση διήθησης μπορεί να είναι μέχρι 7.5 φορές μεγαλύτερη απ' ό τι σε υποτυπωδώς καλυμμένα εδάφη (βλ. Viessman et al., 1989, σ. 63).

**Πίν. 4.1** Τυπικές τιμές των παραμέτρων της εξίσωσης διήθησης του Horton.

| Κατηγορία εδάφους και φυτοκάλυψης        | $f_0$ , mm/h | $f_c$ , mm/h | $k$ , h <sup>-1</sup> |
|--|--------------|--------------|-----------------------|
| Τυπικό γεωργικό, γυμνό                   | 280          | 6-220        | 96                    |
| Τυπικό γεωργικό, καλυμμένο με χλόη       | 900          | 20-290       | 48                    |
| Λεπτή αμμώδης άργιλος, γυμνή             | 210          | 2-25         | 120                   |
| Λεπτή αμμώδης άργιλος, καλυμμένη με χλόη | 670          | 10-30        | 84                    |

Πηγή: Skaggs and Khaleel (1982)

Άλλα ημιεμπειρικά μοντέλα με μικρότερη διάδοση συνοψίζονται από τους Viessman et al. (1989, σσ. 69-70) και Rawls et al. (1993, σσ. 5.31-5.32).

#### 4.2.5 Υπολογισμός με προσεγγιστικές θεωρητικές σχέσεις

##### Γενικό θεωρητικό πλαίσιο

Οι θεωρητικές προσεγγίσεις της διήθησης βασίζονται στο νόμο κίνησης νερού σε πορώδη μέσα του Darcy (βλ. αναλυτική παρουσίαση στο κεφάλαιο 6), ο οποίος στην περίπτωση της κατακόρυφης ακόρεστης ροής γράφεται

$$q = -K \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \quad (4.7)$$

όπου  $q$  η παροχή ανά μονάδα οριζόντιας επιφάνειας στη στάθμη  $z$ , με διαστάσεις ταχύτητας, γνωστή ως *ειδική παροχή*,  $K$  συντελεστής με διαστάσεις ταχύτητας, γνωστός ως *υδραυλική αγωγιμότητα* (αποτελεί μέτρο της ικανότητας του νερού να μετακινείται μέσω των διακένων του πορώδους μέσου) και  $\psi$  η ανά μονάδα βάρους ενέργεια του νερού που οφείλεται στις δυνάμεις μύζησης, γνωστή ως *ύψος μύζησης*, με διαστάσεις μήκους. Ο συνδυασμός της (4.7) με την εξίσωση συνέχειας, που εν προκειμένω γράφεται

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (4.8)$$

όπου  $\theta$  η εδαφική υγρασία (= όγκος νερού προς συνολικό όγκο), δίνει την εξίσωση Richards:\*

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \right) \quad (4.9)$$

όπου το μέγεθος  $D := K (d\psi/d\theta)$  ονομάζεται *διαχυτότητα εδαφικού νερού* και έχει διαστάσεις  $[L^2T^{-1}]$ .

### Η μέθοδος Philip

Ο Philip (1957) κατόρθωσε να δώσει μια απλή αναλυτική λύση της (4.9) υπό μορφή απειροσειράς, από την οποία στη συνέχεια υπολόγισε το ύψος διήθησης, προσεγγίζοντάς το με την απλή εξίσωση

$$F = S \sqrt{t} + K t \quad (4.10)$$

όπου  $S$  παράμετρος γνωστή ως *απορροφητικότητα* (sorptivity) που συναρτάται με το εδαφικό δυναμικό μύζησης. Οι δύο όροι της (4.10) αντιπροσωπεύουν την επίδραση του ύψους μύζησης και της βαρύτητας, αντίστοιχα. Όπως η εξίσωση Horton, και η εξίσωση Philip ισχύει για συνθήκες κατάκλυσης του εδάφους. Με παραγωγή της (4.10) προκύπτει η ένταση διήθησης

$$f = \frac{S}{2\sqrt{t}} + K \quad (4.11)$$

Συγκρίνοντας τις (4.5) και (4.11) παρατηρούμε ότι και οι δύο είναι φθίνουσες συναρτήσεις του χρόνου και τείνουν ασυμπτωτικά (για  $t \rightarrow \infty$ ) σε μια οριακή τιμή. Η (4.11) έχει δύο παραμέτρους, έναντι τριών της (4.5) και μάλιστα οι παράμετροι της (4.11) έχουν πληρέστερο φυσικό νόημα. Τέλος, η ένταση διήθησης στην (4.11) απειρίζεται για  $t = 0$ , ενώ στην (4.5) παίρνει την πεπερασμένη τιμή  $f_0$ . Θεωρητικά, όπως απέδειξαν οι Eagleson (1970) και Raudkivi (1979), και η εξίσωση Horton (4.5) μπορεί να εξαχθεί από την εξίσωση Richards, αλλά με την παραδοχή  $K$  και  $D$  σταθερών ανεξάρτητων της εδαφικής υγρασίας· οι παραδοχές του Philip

---

\* Πρωτοδημοσιεύτηκε από τον Richards το 1931 (βλ. και εδάφιο 1.2.3)

είναι πιο ρεαλιστικές αφού προβλέπουν μεταβλητότητα και εξάρτηση των παραμέτρων αυτών από την εδαφική υγρασία.\*

### Η μέθοδος Green-Ampt

Πριν τη διατύπωση της εξίσωσης του Richards αλλά και πριν τη πειραματική έρευνα του Horton, και συγκεκριμένα το 1911, οι Green και Ampt βασισμένοι σε ένα πιο απλουστευμένο θεωρητικό μοντέλο της διήθησης και προσεγγίζοντας τη διαφορική εξίσωση του Darcy με μια εξίσωση διαφορών, κατόρθωσαν να δώσουν μια αρκετά πλήρη μαθηματική περιγραφή του φαινομένου. Με νεότερες συμβολές αρκετών ερευνητών από τη δεκαετία του 1970 και ύστερα (βλ. Viessman et al., 1989, σ. 65), το μοντέλο Green-Ampt έχει ισχυροποιηθεί και η χρήση του διαδόθηκε, ιδίως μετά την ενσωμάτωσή του σε υδρολογικά υπολογιστικά πακέτα. Η εξίσωση Green-Ampt σε διαφορική μορφή γράφεται

$$\frac{dF}{dt} = K \left( 1 + \frac{\psi \Delta\theta}{F} \right) \quad (4.12)$$

όπου  $\Delta\theta$  το έλλειμμα υγρασίας και συγκεκριμένα  $\Delta\theta := n - \theta_i$ ,  $n$  το πορώδες του εδάφους (βλ. αναλυτική παρουσίαση στο κεφάλαιο 6) και  $\theta_i$  η αρχική εδαφική υγρασία· οι άλλοι όροι έχουν το περιεχόμενο που ορίστηκε παραπάνω. Η (4.12) επιλύεται αναλυτικά και δίνει (βλ. Chow et al., 1988, σ. 113)

$$F = K t + \psi \Delta\theta \ln \left( 1 + \frac{\psi \Delta\theta}{F} \right) \quad (4.13)$$

Παρατηρούμε ότι η (4.13) είναι πεπλεγμένη ως προς  $F$ , αφού ο όρος αυτός εμφανίζεται και στα δύο μέλη της χωρίς η εξίσωση να μπορεί να επιλυθεί αλγεβρικά ως προς αυτόν. Ωστόσο, η αριθμητική επίλυση είναι εύκολη, π.χ. με τη γενική επαναληπτική μέθοδο ή τη μέθοδο Newton.

---

\* Έχει διαπιστωθεί ότι η υδραυλική αγωγιμότητα  $K$  μειώνεται έντονα με τη μείωση της εδαφικής υγρασίας (η την αύξηση του ύψους μύζησης). Μάλιστα, ο ρυθμός μείωσης είναι πιο έντονος στα χονδρόκοκκα εδάφη, με αποτέλεσμα σε συνθήκες χαμηλής εδαφικής υγρασίας τα αμμώδη εδάφη να εμφανίζουν μικρότερη υδραυλική αγωγιμότητα από τα αργιλικά, ενώ, βέβαια, σε συνθήκες κορεσμού η υδραυλική αγωγιμότητα των αμμωδών εδαφών είναι τάξεις μεγέθους μεγαλύτερη από αυτή των αργιλικών (Ward and Robinson, 1990, σ. 147).

Αφού υπολογιστεί το ύψος διήθησης  $F$  από την (4.13), στη συνέχεια υπολογίζεται η ένταση διήθησης  $f = dF/dt$  από την (4.12).

Η μέθοδος περιλαμβάνει τρεις παραμέτρους που έχουν συγκεκριμένο φυσικό νόημα: το έλλειμμα υγρασίας  $\Delta\theta$  που συναρτάται με το πορώδες του εδάφους  $n$ , την υδραυλική αγωγιμότητα  $K$  και το ύψος μύζησης  $\psi$  στο μέτωπο διαβροχής. Τυπικές τιμές αυτών των παραμέτρων δίνονται στον Πίν. 4.2.

**Πίν. 4.2** Τυπικές τιμές των παραμέτρων της μεθόδου Green-Ampt.

| Είδος εδάφους   | Πορώδες, $n$                       | Ύψος μύζησης $\psi$ , m                      | Υδραυλική αγωγιμότητα $K$ , m/s |
|-----------------|------------------------------------|--|---------------------------------|
| Άμμος           | 0.437 ( $\pm 0.063$ ) <sup>†</sup> | 0.0495 ( $\times / \div 5.10$ ) <sup>‡</sup> | $3.27 \times 10^{-5}$           |
| Αμμοπηλός       | 0.453 ( $\pm 0.102$ )              | 0.1101 ( $\times / \div 4.12$ )              | $3.02 \times 10^{-6}$           |
| Αμμώδης άργιλος | 0.430 ( $\pm 0.060$ )              | 0.2390 ( $\times / \div 5.86$ )              | $1.67 \times 10^{-7}$           |
| Άργιλος         | 0.475 ( $\pm 0.048$ )              | 0.3163 ( $\times / \div 4.95$ )              | $8.33 \times 10^{-8}$           |

<sup>†</sup> Αθροιστική τυπική απόκλιση. <sup>‡</sup> Πολλαπλασιαστική τυπική απόκλιση (η μέση τιμή της παραμέτρου πολλαπλασιάζεται ή διαιρείται με την τιμή που δίνεται στην παρένθεση).

Πηγή: Rawls and Brakensiek (1983) μετά από προσαρμογή· αναδημοσιεύεται με περισσότερα στοιχεία από τους Rawls et al. (1993, σ. 5.34) και Chow et al (1988, σ. 115) μεταξύ άλλων.

#### 4.2.6 Επίδραση του χρόνου κατάκλυσης

Σε όλα τα παραπάνω μαθηματικά μοντέλα διήθησης, ημιεμπειρικά και πληρέστερα θεωρητικά, έχει γίνει η παραδοχή ότι η διήθηση γίνεται υπό συνθήκες κατάκλυσης του εδάφους, οπότε το ανώτερο στρώμα είναι κορεσμένο, ενώ παράλληλα η διηθητική ικανότητα του εδάφους είναι μικρότερη της έντασης βροχής. Στην πραγματικότητα η παραδοχή αυτή σπάνια ισχύει. Συνήθως (και ιδιαίτερα όταν έχει παρέλθει μακρό διάστημα από την προηγούμενη βροχόπτωση) κατά την έναρξη της βροχής το έδαφος είναι ακόρεστο. Αν η βροχόπτωση έχει ισχυρή ένταση, τότε θα επέλθει κορεσμός του εδάφους μετά από ένα ορισμένο χρονικό διάστημα που, όπως είδαμε και παραπάνω, είναι γνωστό ως *χρόνος κατάκλυσης* (ponding time)  $t_p$ . Αν η ένταση της βροχής είναι αρκετά μικρή, τότε η κατάκλυση μπορεί να μη συμβεί καθόλου μέχρι το τέλος της βροχής. Σε όλο το διάστημα πριν τη δημιουργία συνθηκών κατάκλυσης η πραγμα-

τική ένταση και το πραγματικό ύψος διήθησης δεν προσδιορίζονται από τις εξισώσεις των παραπάνω μοντέλων αλλά από τις προφανείς εξισώσεις

$$f = i, \quad F = h \quad (4.14)$$

όπου  $i$  και  $h$  η ένταση και το ύψος βροχής, αντίστοιχα.

Η χρονική εξέλιξη της διήθησης πριν τη δημιουργία συνθηκών κατάκλυσης επηρεάζει προφανώς την εξέλιξη και μετά το χρόνο  $t_p$ . Έτσι, οι παραπάνω εξισώσεις διήθησης χρειάζονται τροποποίηση (π.χ. κατάλληλη χρονική μετάθεση) προκειμένου να εφαρμοστούν. Συστηματική παρουσίαση των σχετικών τροποποιήσεων των εξισώσεων για συνθήκες χρονικά σταθερής έντασης βροχής γίνεται από τους Chow et al. (1988, σσ. 117-122). Είναι βέβαια προφανές ότι στην πραγματικότητα η ένταση βροχής μεταβάλλεται χρονικά, οπότε η κατάσταση γίνεται πιο περίπλοκη (βλ. Chow et al., 1988, σσ. 140-147)

### 4.3 Συνολική εκτίμηση ελλειμμάτων

Όπως προαναφέρθηκε, οι επί μέρους ποσοτικές εκτιμήσεις της κατακράτησης και διήθησης κατά τη διάρκεια μιας βροχόπτωσης είναι μειωμένης ακρίβειας. Παρόλη την πρόοδο που έχει συντελεστεί με την εισαγωγή των υπολογιστών, στην επιχειρησιακή κλίμακα της λεκάνης απορροής παραμένει το σημαντικό πρόβλημα της ανομογένειας στα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά που επηρεάζουν τις αντίστοιχες υδρολογικές διεργασίες (γεωμορφολογία, τύποι εδαφών, φυτοκάλυψη κτλ.). Συνεπώς, ακόμη και αν χρησιμοποιηθούν ακριβή θεωρητικά μοντέλα των διεργασιών αυτών, η αβεβαιότητα ως προς τις φυσικές παραμέτρους και τη γεωγραφική και χρονική διακύμανσή τους δεν επιτρέπει την ακριβή πρόβλεψη της εξέλιξης των αντίστοιχων υδρολογικών μεταβλητών.

Ευτυχώς, στις περισσότερες περιπτώσεις της πράξης, ο υδρολόγος μηχανικός δεν ενδιαφέρεται για τις επιμέρους συνιστώσες των υδρολογικών ελλειμμάτων και τους μηχανισμούς που τις διέπουν, αλλά για την αθροιστική ποσοτική συνισταμένη τους. Γνωρίζοντας την ολική ένταση βροχής (ακριβές δεδομένο) και τα ολικά ελλείμματα, είναι σε θέση να προσδιορίσει αυτό που σε τελευταία ανάλυση τον ενδιαφέρει, δηλαδή το τμήμα της ολικής βροχόπτωσης που μετατρέπεται σε απορροή, το οποίο

είναι γνωστό ως ενεργός βροχόπτωση (effective rainfall) ή πλεόνασμα βροχόπτωσης (rainfall excess). Η ενεργός ένταση βροχής  $i_e$  γενικά προσδιορίζεται από τη σχέση

$$i_e = i - i_a \quad (4.15)$$

όπου  $i$  η ολική (πραγματική) ένταση βροχής και  $i_a$  η ένταση όλων των ελλειμμάτων αδιακρίτως, ήτοι

$$i_a = i_I + i_D + f \quad (4.16)$$

με  $i_I$ ,  $i_D$  και  $f$  την ένταση των απωλειών παρεμπόδισης, της παγίδευσης και της διήθησης, αντίστοιχα.

Αναγκαστικά οι μέθοδοι προσδιορισμού των συνολικών ελλειμμάτων αδιακρίτως, δεν μπορεί παρά να είναι εμπειρικές ή ημιεμπειρικές, αφού δεν κάνουν ακριβή θεώρηση των μηχανισμών που τα δημιουργούν. Τα βασικά τους όμως πλεονεκτήματα είναι η εύκολη χρήση και ο μικρός αριθμός παραμέτρων (συχνότατα μία) που χρησιμοποιούν.

Ιστορικά, η πρώτη σχέση προσδιορισμού της ενεργού βροχής από την ολική, στηρίζεται στην απλή αναλογία:

$$i_e = \psi i \quad (4.17)$$

όπου  $\psi$  ο συντελεστής απορροής, κατά παραδοχή σταθερός. Η (4.17) αποτελεί τη βάση της λεγόμενης ορθολογικής μεθόδου, η οποία, αν και εξακολουθεί να χρησιμοποιείται ευρέως μέχρι σήμερα, είναι ανακριβής. Στα επόμενα εδάφια περιγράφουμε δύο ακριβέστερες μεθόδους προσδιορισμού των ολικών ελλειμμάτων.

#### 4.3.1 Η μέθοδος του δείκτη $\varphi$

Μια ανεκτή και εύχρηστη προσέγγιση για τον προσδιορισμό των ολικών ελλειμμάτων αποτελεί η μέθοδος του δείκτη  $\varphi$ , ο οποίος έχει μονάδες ίδιες με αυτές έντασης βροχής. Σύμφωνα με την τελευταία μέθοδο τα ελλείμματα πραγματοποιούνται με ρυθμό χρονικά σταθερό, μεγέθους  $\varphi$ . Αν η ένταση βροχής γίνει  $i < \varphi$ , τότε βέβαια τα ελλείμματα πραγματοποιούνται με ρυθμό ίσο με  $i$ . Κατά συνέπεια

$$i_a = \min(\varphi, i) \quad (4.18)$$

και

$$i_e = \max(i - \varphi, 0) \quad (4.19)$$

Έτσι, αν είναι γνωστό το πραγματικό (ακαθάριστο) υετογράφημα  $i(t)$  και ο δείκτης  $\varphi$ , τότε μπορεί να προσδιοριστεί άμεσα το υετογράφημα  $i_e(t)$  της ενεργού βροχής ή ενεργό υετογράφημα (βλ. Εφαρμογή 4.3.1).

Σε περίπτωση σταθερής έντασης βροχής  $i$  η μέθοδος του δείκτη  $\varphi$  είναι ισοδύναμη με τη μέθοδο του σταθερού συντελεστή απορροής. Για μεταβλητή, όμως, ένταση, η μέθοδος του δείκτη  $\varphi$  γενικά υπερτερεί, ως πιο ρεαλιστική. Ωστόσο, ούτε η μέθοδος του δείκτη  $\varphi$  ανταποκρίνεται απόλυτα στην πραγματικότητα, γιατί όπως είδαμε ο ρυθμός ελλειμμάτων δεν είναι χρονικά σταθερός αλλά έχει φθίνουσα πορεία. Επιπλέον, τόσο η κατακράτηση όσο και η διήθηση παρουσιάζουν ένα αρχικό στάδιο όπου το ύψος τους ταυτίζεται με τη βροχόπτωση, πράγμα που γενικά δεν περιγράφεται από τη μέθοδο του δείκτη  $\varphi$ . Για την αντιμετώπιση αυτού του τελευταίου μειονεκτήματος έχει αναπτυχθεί μια παραλλαγή της μεθόδου, η μέθοδος του δείκτη  $\varphi$  με αρχικό έλλειμμα, σύμφωνα με την οποία ένα αρχικό ύψος βροχής  $h_{a0}$ , ανεξάρτητα από την ένταση, αποτελεί έλλειμμα, ενώ στη συνέχεια η εξέλιξη του ελλείμματος ακολουθεί την εξίσωση (4.18).

Για δεδομένη βροχόπτωση και επιφανειακή απορροή, ο δείκτης  $\varphi$  προκύπτει με απλή αφαίρεση των ποσοτήτων βροχής και επιφανειακής απορροής και διαίρεση της διαφοράς με τη διάρκεια της βροχόπτωσης. Σε περίπτωση πολύπλοκου υετογραφήματος η υπολογιστική διαδικασία απαιτεί κάποιες επαναλήψεις, όπως αναλυτικότερα φαίνεται στην Εφαρμογή 4.3.1.

Η διαδικασία υπολογισμού του δείκτη  $\varphi$  από ένα μετρημένο επεισόδιο βροχόπτωσης-απορροής και η εν συνεχεία εφαρμογή του σε άλλες βροχοπτώσεις, για την άμεση εκτίμηση της απορροής, θα ήταν ιδιαίτερα πολύτιμη στις πρακτικές υδρολογικές εφαρμογές. Δυστυχώς όμως, η τιμή του  $\varphi$  δεν είναι η ίδια για όλα τα επεισόδια βροχής-απορροής αλλά μεταβάλλεται σημαντικά συναρτήσει πολλών παραμέτρων της λεκάνης απορροής, και το γεγονός αυτό περιορίζει ιδιαίτερα την αξιοπιστία των εφαρμογών της μεθόδου.



**Εφαρμογή 4.3.1**

Η λεκάνη απορροής ενός χειμάρρου έχει έκταση  $4 \text{ km}^2$  και χρόνο συγκέντρωσης\*  $50 \text{ min}$ . Ο βροχογράφος που βρίσκεται σε κεντρικό σημείο της λεκάνης κατέγραψε τη βροχή που δίνεται στις δύο πρώτες στήλες του Πίν. 4.3 (πινακοποιημένο βροχογράφημα με χρονική ισοδιάσταση  $0.5 \text{ h}$ ). Στην έξοδο της λεκάνης μετρήθηκαν οι παρακάτω αντίστοιχοι όγκοι απορροής, (αθροιστικά) :

ώρα 15.00:  $68\,000 \text{ m}^3$

ώρα 19.00:  $252\,000 \text{ m}^3$

Ζητούνται:

- (α) Το ολικό (ακαθάριστο) υετογράφημα της βροχής.
- (β) Ο προσδιορισμός του δείκτη  $\phi$  και του αντίστοιχου ενεργού υετογραφήματος με θεώρηση ενός επεισοδίου βροχής.
- (γ) Ο προσδιορισμός του δείκτη  $\phi$  και του αντίστοιχου ενεργού υετογραφήματος με θεώρηση δύο διακεκριμένων επεισοδίων βροχής (λόγω της ωριαίας παύσης μεταξύ 14:00-15:00).
- (δ) Το αρχικό έλλειμμα και το αντίστοιχο ενεργό υετογράφημα με θεώρηση ενιαίας τιμής του δείκτη  $\phi$ , όπως αυτή προκύπτει από το ερώτημα (γ) για το δεύτερο επεισόδιο βροχής.

(α) Το ολικό (ακαθάριστο) υετογράφημα προκύπτει άμεσα ( $i = \Delta h / \Delta t$ ) και δίνεται στην τελευταία στήλη του Πίν. 4.3.

(β) Παρατηρούμε ότι το επεισόδιο βροχής σταματά στις 18:00 με ολικό ύψος  $h = 125.5 \text{ mm}$ . Αφού ο χρόνος συγκέντρωσης της λεκάνης είναι  $50 \text{ min}$ , αυτό σημαίνει ότι ο όγκος απορροής που μετρήθηκε στην έξοδο της λεκάνης στις 19:00 (μία ώρα μετά τη λήξη της βροχής) περιλαμβάνει το σύνολο της ενεργού βροχής, η οποία μετατράπηκε σε επιφανειακή απορροή. Ο συνολικός όγκος απορροής είναι  $252\,000 \text{ m}^3$  για έκταση λεκάνης  $4 \text{ km}^2 = 4 \times 10^6 \text{ m}^2$ , και κατά συνέπεια το τελικό ενεργό ύψος βροχής είναι

$$h_e = 252\,000 / 4 \times 10^6 = 0.0630 \text{ m} = 63.0 \text{ mm}$$

και το ύψος ελλειμμάτων

$$h_a = h - h_e = 125.5 - 63.0 = 62.5 \text{ mm}.$$

\* Όπως θα δούμε στο κεφάλαιο 5, ο χρόνος συγκέντρωσης είναι η μεγαλύτερη διάρκεια που απαιτείται για να φτάσει το νερό της επιφανειακής απορροής από οποιοδήποτε σημείο της λεκάνης στη διατομή εξόδου.

**Πίν. 4.3** Δεδομένα υετογραφήματος για την Εφαρμογή 4.3.1.

| $t, h$ | $h, mm$ | $\Delta t, h$ | $\Delta h, mm$ | $i, mm/h$ |
|--------|---------|---------------|----------------|-----------|
| 9:00   | 0.0     |               |                |           |
| 9:30   | 0.0     | 0.5           | 0.0            | 0.0       |
| 10:00  | 0.0     | 0.5           | 0.0            | 0.0       |
| 10:30  | 5.0     | 0.5           | 5.0            | 10.0      |
| 11:00  | 10.5    | 0.5           | 5.5            | 11.0      |
| 11:30  | 19.3    | 0.5           | 8.8            | 17.6      |
| 12:00  | 29.8    | 0.5           | 10.5           | 21.0      |
| 12:30  | 37.5    | 0.5           | 7.7            | 15.4      |
| 13:00  | 45.0    | 0.5           | 7.5            | 15.0      |
| 13:30  | 52.8    | 0.5           | 7.8            | 15.6      |
| 14:00  | 60.2    | 0.5           | 7.4            | 14.8      |
| 14:30  | 60.2    | 0.5           | 0.0            | 0.0       |
| 15:00  | 60.2    | 0.5           | 0.0            | 0.0       |
| 15:30  | 62.3    | 0.5           | 2.1            | 4.2       |
| 16:00  | 65.2    | 0.5           | 2.9            | 5.8       |
| 16:30  | 82.9    | 0.5           | 17.7           | 35.4      |
| 17:00  | 100.5   | 0.5           | 17.6           | 35.2      |
| 17:30  | 115.2   | 0.5           | 14.7           | 29.4      |
| 18:00  | 125.5   | 0.5           | 10.3           | 20.6      |
| 18:30  | 125.5   | 0.5           | 0.0            | 0.0       |
| 19:00  | 125.5   | 0.5           | 0.0            | 0.0       |

Η διάρκεια του επεισοδίου βροχής είναι 8 h (10:00 - 18:00). Κατά συνέπεια μια πρώτη προσέγγιση του δείκτη  $\varphi$  είναι

$$\varphi = 62.5 / 8 = 7.81 \text{ mm/h}$$

Στην πραγματικότητα, επειδή σε ορισμένα διαστήματα τα ελλείμματα είναι αναγκαστικά μικρότερα από  $\varphi$  (λόγω της (4.18)), η τιμή του  $\varphi$  είναι μεγαλύτερη από 7.81 mm/h. Ο προσδιορισμός της απαιτεί διαδικασία δοκιμών. Στην πρώτη δοκιμή υποθέτουμε ότι η τιμή του  $\varphi$  βρίσκεται ανάμεσα στην αμέσως μικρότερη και την αμέσως μεγαλύτερη από 7.81 mm/h, πραγματοποιημένη τιμή της έντασης βροχής που καταγράφεται στην τελευταία στήλη του Πίν. 4.3· εν προκειμένω υποθέτουμε ότι

$$5.8 \text{ mm/h} \leq \varphi \leq 10.0 \text{ mm/h}$$

Με αυτή την υπόθεση, η ενεργός ένταση υπολογίζεται από την (4.18) συναρτήσει του  $\varphi$  και δίνεται στην τρίτη στήλη του Πίν. 4.4. Το τελικό ενεργό ύψος προφανώς είναι

$$h_e = \sum_j i_{e_j} \Delta t = \Delta t \sum_j i_{e_j}$$

**Πίν. 4.4** Υπολογισμοί του δείκτη  $\varphi$  στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.1.

| $t, h$   | $i, \text{mm/h}$ | Ερώτημα (β)  | Ερώτημα (γ)                     |                                |
|----------|------------------|--|---------------------------------|--------------------------------|
|          |                  | $i_e, \text{mm/h}, \text{ για υποθετική τιμή του } \varphi:$ | 1ο επεισόδιο                    | 2ο επεισόδιο                   |
|          |                  | $5.8 \leq \varphi \leq 10.0$                                 | $10.0 \leq \varphi_1 \leq 11.0$ | $5.8 \leq \varphi_2 \leq 20.6$ |
| 10:00    |                  |  |                                 |                                |
| 10:30    | 10.0             | $10.0 - \varphi$   | 0.0                             |                                |
| 11:00    | 11.0             | $11.0 - \varphi$   | $11.0 - \varphi$                |                                |
| 11:30    | 17.6             | $17.6 - \varphi$   | $17.6 - \varphi$                |                                |
| 12:00    | 21.0             | $21.0 - \varphi$   | $21.0 - \varphi$                |                                |
| 12:30    | 15.4             | $15.4 - \varphi$   | $15.4 - \varphi$                |                                |
| 13:00    | 15.0             | $15.0 - \varphi$   | $15.0 - \varphi$                |                                |
| 13:30    | 15.6             | $15.6 - \varphi$   | $15.6 - \varphi$                |                                |
| 14:00    | 14.8             | $14.8 - \varphi$   | $14.8 - \varphi$                |                                |
| 14:30    | 0.0              | 0.0  |                                 |                                |
| 15:00    | 0.0              | 0.0  |                                 |                                |
| 15:30    | 4.2              | 0.0  |                                 | 0.0                            |
| 16:00    | 5.8              | 0.0  |                                 | 0.0                            |
| 16:30    | 35.4             | $35.4 - \varphi$   |                                 | $35.4 - \varphi$               |
| 17:00    | 35.2             | $35.2 - \varphi$   |                                 | $35.2 - \varphi$               |
| 17:30    | 29.4             | $29.4 - \varphi$   |                                 | $29.4 - \varphi$               |
| 18:00    | 20.6             | $20.6 - \varphi$   |                                 | $20.6 - \varphi$               |
| Άθροισμα |                  | $241.0 - 12 \varphi$   | $110.4 - 7 \varphi$             | $220.6 - 4 \varphi$            |

Το άθροισμα για όλα τα χρονικά διαστήματα των ενεργών εντάσεων υπολογίζεται στον Πίν. 4.4 και είναι  $(241 - 12 \varphi) \text{ mm/h}$ , ενώ  $h_e = 63 \text{ mm}$  και  $\Delta t = 0.5 \text{ h}$ , οπότε η παραπάνω εξίσωση γράφεται

$$63 = 0.5 (241 - 12 \varphi)$$

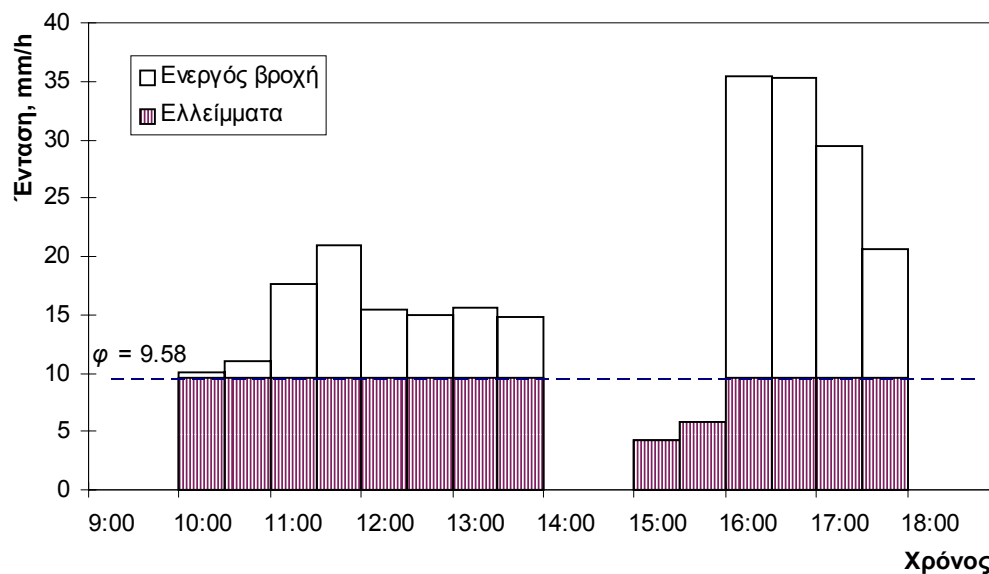
απ' όπου προκύπτει

$$\varphi = 9.58 \text{ mm/h}$$

Παρατηρούμε ότι η τιμή αυτή ικανοποιεί την ανισότητα  $5.8 \text{ mm/h} \leq \varphi \leq 10.0 \text{ mm/h}$  και κατά συνέπεια δεν χρειάζεται δεύτερη δοκιμή. (Αν δεν την ικανοποιούσε θα συνεχίζαμε με την υπόθεση  $10.0 \text{ mm/h} \leq \varphi \leq 11.0 \text{ mm/h}$ , κοκ.).

Το ενεργό υετογράφημα προκύπτει άμεσα από τον Πίν. 4.4 για  $\varphi = 9.58 \text{ mm/h}$  και δίνεται στο Σχ. 4.1.

(γ) Παρατηρώντας πιο προσεκτικά το υετογράφημα του Σχ. 4.1 διαπιστώνουμε ότι στο διάστημα 14:00-15:00, η βροχή έχει διακοπεί, ενώ η διάρκεια της 1 h που μεσολαβεί είναι αρκετή για να ολοκληρωθεί η απορροή στη λεκάνη από τη βροχή μεταξύ 10:00-14:00. Κατά συνέπεια ο όγκος απορροής των  $68\,000 \text{ m}^3$  που μετρήθηκε στις 15:00 αντιπροσωπεύει την ενεργό βροχόπτωση στο διάστημα 10:00-14:00. Αυτή η παρατήρηση μας επιτρέπει να διαχωρίσουμε τη συνολική βροχή σε δύο διακεκριμένα επεισόδια, ένα μεταξύ 10:00-14:00 και ένα μεταξύ 15:00 και 18:00. (Αυτό δεν θα μπορούσε να γίνει αν ο χρόνος διακοπής της βροχής ήταν μικρότερος από το χρόνο συγκέντρωσης της λεκάνης).



**Σχ. 4.1** Ολικό, ενεργό και ελλειμματικό υετογράφημα, στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.1, με θεώρηση ενιαίας τιμής του δείκτη  $\varphi$ .

Για το πρώτο επεισόδιο βροχής το ολικό ύψος είναι  $h = 60.2 \text{ mm}$ , το ενεργό ύψος είναι

$$h_e = 68\,000 / 4 \times 10^6 = 0.0170 \text{ m} = 17.0 \text{ mm}$$

και το ύψος ελλειμμάτων

$$h_a = h - h_e = 60.2 - 17.0 = 43.2 \text{ mm}$$

Για το δεύτερο επεισόδιο βροχής, τα αντίστοιχα μεγέθη προκύπτουν με αφαίρεση των μεγεθών του πρώτου από το σύνολο:

$$h = 125.5 - 60.2 = 65.3 \text{ mm}$$

$$h_e = 63.0 - 17.0 = 46.0 \text{ mm}$$

$$h_a = 62.5 - 43.2 = 19.3 \text{ mm}$$

Η διάρκεια του πρώτου επεισοδίου είναι 4 h και του δεύτερου 3 h. Κατά συνέπεια μια πρώτη προσέγγιση του δείκτη  $\varphi$  για το πρώτο και δεύτερο επεισόδιο είναι, αντίστοιχα

$$\varphi_1 = 43.2 / 4 = 10.8 \text{ mm/h}$$

$$\varphi_2 = 19.3 / 3 = 6.43 \text{ mm/h}$$

Εργαζόμενοι με τον ίδιο τρόπο όπως στο ερώτημα (β), υποθέτουμε για το πρώτο επεισόδιο ότι  $10.0 \text{ mm/h} \leq \varphi_1 \leq 11.0 \text{ mm/h}$  και για το δεύτερο ότι  $5.8 \text{ mm/h} \leq \varphi_2 \leq 20.6 \text{ mm/h}$ . Οι σχετικές ενεργές εντάσεις δίνονται στις δύο τελευταίες στήλες του Πίν. 4.4. Τελικά, για το πρώτο επεισόδιο προκύπτει

$$17.0 = 0.5 (110.4 - 7 \varphi_1)$$

και

$$\varphi_1 = 10.91 \text{ mm/h}$$

τιμή που επαληθεύει την ανισότητα  $10.0 \text{ mm/h} \leq \varphi_1 \leq 11.0 \text{ mm/h}$  και κατά συνέπεια δεν χρειάζεται δεύτερη δοκιμή. Αντίστοιχα, για το δεύτερο επεισόδιο προκύπτει

$$46.0 = 0.5 (120.6 - 4 \varphi_2)$$

και

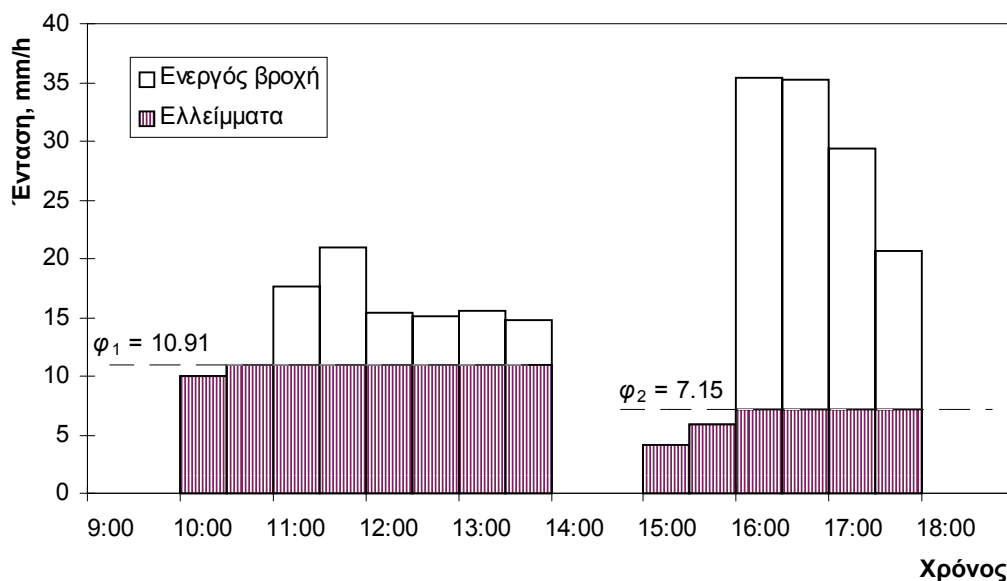
$$\varphi_2 = 7.15 \text{ mm/h}$$

τιμή που και πάλι επαληθεύει την ανισότητα  $5.8 \text{ mm/h} \leq \varphi_2 \leq 20.6 \text{ mm/h}$  και κατά συνέπεια δεν χρειάζεται δεύτερη δοκιμή.

Το ενεργό υετογράφημα προκύπτει άμεσα από τις δύο τελευταίες στήλες του Πίν. 4.4 αν αντικατασταθούν οι τιμές των  $\varphi_1$  και  $\varphi_2$  και δίνεται στο Σχ. 4.2.

**Πίν. 4.5** Υπολογισμοί του αρχικού ελλείμματος και του αντίστοιχου ενεργού νετογραφήματος στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.1 (ερώτημα (γ)).

| $t$<br>(h) | $h$<br>(mm) | $i$<br>(mm/h) | Για $h_{a0} = 0.0$ mm |            | Για $h_{a0} = 28.47$ mm |              |
|------------|-------------|---------------|-----------------------|------------|-------------------------|--------------|
|            |             |               | $i_e$ (mm/h)          | $h_e$ (mm) | $h_e$ (mm)              | $i_e$ (mm/h) |
| 10:00      | 0.0         |               |                       | 0.00       | 0.00                    |              |
| 10:30      | 5.0         | 10.0          | 2.85                  | 1.43       | 0.00                    | 0.00         |
| 11:00      | 10.5        | 11.0          | 3.85                  | 3.35       | 0.00                    | 0.00         |
| 11:30      | 19.3        | 17.6          | 10.45                 | 8.58       | 0.00                    | 0.00         |
| 12:00      | 29.8        | 21.0          | 13.85                 | 15.50      | 0.90                    | 1.80         |
| 12:30      | 37.5        | 15.4          | 8.25                  | 19.63      | 5.03                    | 8.25         |
| 13:00      | 45.0        | 15.0          | 7.85                  | 23.55      | 8.95                    | 7.85         |
| 13:30      | 52.8        | 15.6          | 8.45                  | 27.78      | 13.18                   | 8.45         |
| 14:00      | 60.2        | 14.8          | 7.65                  | 31.60      | 17.00                   | 7.65         |
| 14:30      | 60.2        | 0.0           | 0.00                  | 31.60      | 17.00                   | 0.00         |
| 15:00      | 60.2        | 0.0           | 0.00                  | 31.60      | 17.00                   | 0.00         |
| 15:30      | 62.3        | 4.2           | 0.00                  | 31.60      | 17.00                   | 0.00         |
| 16:00      | 65.2        | 5.8           | 0.00                  | 31.60      | 17.00                   | 0.00         |
| 16:30      | 82.9        | 35.4          | 28.25                 | 45.72      | 31.12                   | 28.25        |
| 17:00      | 100.5       | 35.2          | 28.05                 | 59.75      | 45.15                   | 28.05        |
| 17:30      | 115.2       | 29.4          | 22.25                 | 70.88      | 56.28                   | 22.25        |
| 18:00      | 125.5       | 20.6          | 13.45                 | 77.60      | 63.00                   | 13.45        |



**Σχ. 4.2** Ολικό, ενεργό και ελλειμματικό νετογράφημα, στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.1, με θεώρηση δύο διακεκριμένων γεγονότων βροχής με διαφορετικές τιμές του δείκτη  $\phi$ .

(δ) Υιοθετούμε ενιαία τιμή του δείκτη  $\varphi = 7.15$  mm/h, όπως αυτή υπολογίστηκε στο ερώτημα (γ) για το δεύτερο επεισόδιο, και αναζητούμε την τιμή του αρχικού ελλείμματος  $h_{a0}$  σε τρόπο ώστε στο τέλος της βροχής (ώρα 18:00) να είναι  $h_e = 63.0$  mm.

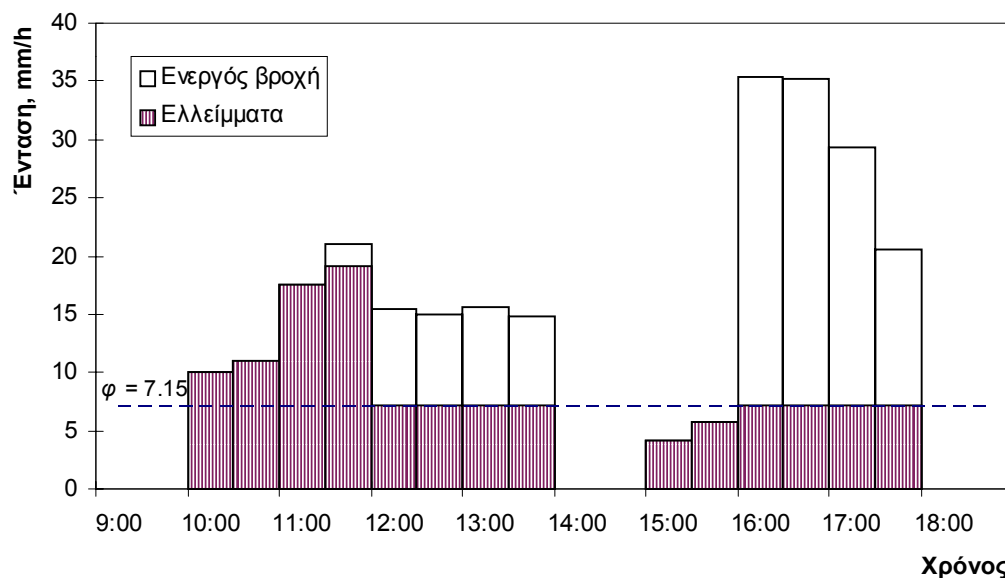
Αρχικά υποθέτουμε ότι  $h_{a0} = 0$ , οπότε προκύπτουν οι επιμέρους εντάσεις  $i_e$  και τα αθροιστικά ύψη  $h_e$  που φαίνονται στην τέταρτη και πέμπτη στήλη του Πίν. 4.5, αντίστοιχα. Παρατηρούμε ότι το τελικό ενεργό ύψος σε αυτή την περίπτωση φτάνει τα 77.6 mm. Για να γίνει το ύψος αυτό 63.0 mm χρειάζεται ένα πρόσθετο έλλειμμα  $77.6 - 63.0 = 14.6$  mm. Στην πέμπτη στήλη του Πίν. 4.5 εντοπίζουμε ότι το αθροιστικό ύψος γίνεται 14.6 mm μεταξύ των ωρών 11:30 και 12:00. Με γραμμική παρεμβολή βρίσκουμε ότι αυτό γίνεται σε χρονικό διάστημα:

$$0.5 \times \frac{14.60 - 8.58}{15.50 - 8.58} = 0.44 \text{ h}$$

μετά τις 11:30, ή 1.94 h από την αρχή της βροχής. Το διάστημα αυτό ορίζει την περίοδο κατά την οποία το σύνολο της βροχής μετατρέπεται σε αρχικό έλλειμμα. Κατά συνέπεια, το αρχικό έλλειμμα μπορεί να βρεθεί αν προσμετρηθεί το σύνολο των ελλειμμάτων στις 1.94 h από την έναρξη της βροχής. Συγκεκριμένα, το σύνολο των ελλειμμάτων αυτών περιλαμβάνει 14.6 mm πάνω από τη γραμμή του  $\varphi$ , 3 ακέραια διαστήματα διάρκειας 0.5 h κάτω από τη γραμμή του  $\varphi$  και ένα υποδιάστημα διάρκειας 0.44 h κάτω από τη γραμμή του  $\varphi$ :

$$h_{a0} = 14.6 + 0.5 \times 3 \times 7.15 + 0.44 \times 7.15 = 28.47 \text{ mm}$$

Με αυτή την τιμή προκύπτει το υετογράφημα που φαίνεται στην τελευταία στήλη του Πίν. 4.5 και στο Σχ. 4.3. Διευκρινίζεται ότι για λόγους απλότητας, τόσο στον Πίν. 4.5, όσο και στο Σχ. 4.3 δεν γίνεται ανάλυση των ελλειμμάτων μέσα στο τέταρτο επιμέρους χρονικό διάστημα σε κλίμακα μικρότερη του ημιώρου. Επίσης, διευκρινίζεται ότι η έκτη στήλη του Πίν. 4.5 προκύπτει άμεσα από την πέμπτη, αφαιρώντας σε κάθε όρο την παραπάνω διαφορά των 14.6 mm (και θέτοντας 0 σε όσους όρους εξαχθούν αρνητικοί).



Σχ. 4.3 Ολικό, ενεργό και ελλειμματικό υετογράφημα, στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.1, με θεώρηση αρχικού ελλείμματος και ενιαίας τιμής του δείκτη  $\phi$ .

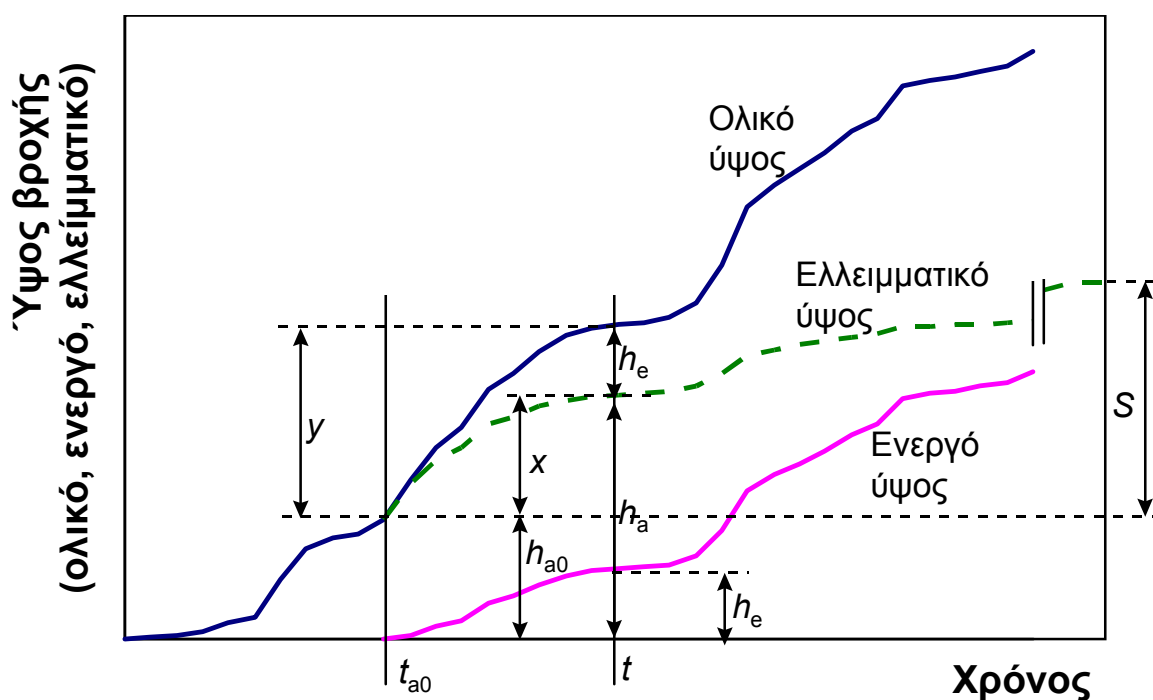
#### 4.3.2 Η μέθοδος του Soil Conservation Service (SCS)

Πιο ρεαλιστική και σχετικά πιο πρόσφατη είναι η μέθοδος του Αμερικανικού Soil Conservation Service (1972) ή *μέθοδος SCS*. Η μέθοδος στηρίζεται στις ακόλουθες κύριες παραδοχές (βλ. και Σχ. 4.4):

1. Σε ένα αρχικό χρονικό διάστημα  $t_{a0}$  όλη η πραγματική (ακαθάριστη) βροχόπτωση, συνολικού ύψους  $h_{a0}$  μετατρέπεται εξ ολοκλήρου σε έλλειμμα (*αρχικό έλλειμμα*), χωρίς να δίνει καθόλου ενεργή βροχόπτωση. Κατά συνέπεια, μετά το χρόνο  $t_{a0}$  το μέγιστο ενεργό ύψος βροχής  $h_e$  δεν μπορεί να υπερβεί το δυνητικό μέγεθος ( $y := h - h_{a0}$ ), όπου  $h$  το ολικό (ακαθάριστο) ύψος βροχής.
2. Το επιπλέον, πέραν του αρχικού  $h_{a0}$ , ελλειμματικό ύψος που μπορεί να πραγματοποιηθεί σε μια βροχόπτωση με μεγάλο ολικό ύψος  $h$  δεν μπορεί να ξεπεράσει μια μέγιστη τιμή  $S$ , γνωστή ως *δυναμικά μέγιστη κατακράτηση* (potential maximum retention).
3. Σε κάθε χρονική στιγμή μετά το χρόνο  $t_{a0}$ , οι λόγοι του ενεργού ύψους βροχής  $h_e$  και του ελλειμματικού ύψους μείον το αρχικό έλλειμμα ( $x := h_a - h_{a0}$ ), προς τα αντίστοιχα δυνητικά μεγέθη ( $y$  και  $S$ , αντίστοιχα) είναι ίσοι. Συμβολικά, και με αναφορά στο Σχ. 4.4:



$$\frac{h_e}{y} = \frac{x}{S} \quad \text{ή} \quad \frac{h_e}{h - h_{a0}} = \frac{h_a - h_{a0}}{S} \quad (4.20)$$



Σχ. 4.4 Διευκρινιστικό σκαρίφημα για τη μέθοδο εκτίμησης ελλειμμάτων του SCS.

Αντικαθιστώντας στην (4.20) το  $h_a = h - h_e$  και λύνοντας ως προς  $h_e$  βρίσκουμε

$$h_e = \begin{cases} 0 & h \leq h_{a0} \\ \frac{(h - h_{a0})^2}{h - h_{a0} + S} & h > h_{a0} \end{cases} \quad (4.21)$$

Παρατηρούμε ότι η (4.21) δίνει σε κάθε χρονική στιγμή το (αθροιστικό, απ' την αρχή της βροχής) ενεργό ύψος  $h_e$  συναρτήσεως του ταυτόχρονου ολικού ύψους  $h$  και δύο παραμέτρων, των  $h_{a0}$  και  $S$ . Ακόμη, παρατηρούμε ότι στην (4.21) δεν περιλαμβάνεται ρητά ο χρόνος  $t$ , ο οποίος υπεισέρχεται μόνο έμμεσα, μέσω της εξάρτησης του  $h$  από το χρόνο. Αυτό, καθώς και οι παραδοχές 2 και 3 της μεθόδου δεν τεκμηριώνονται θεωρητικά και είναι μάλλον αυθαίρετες, αλλά ωστόσο η μέθοδος είναι εύχρηστη και αρκετά ρεαλιστική. Για περαιτέρω απλοποίηση, υιοθετείται η επιπλέον παραδοχή ότι  $h_{a0} = 0.2 S$ , η οποία θεωρείται ως η βέλτιστη προσέγγιση από δεδομένα παρατηρήσεων, οπότε η μέθοδος χρησιμοποιεί τελικώς μία μόνο παράμετρο (όπως και η μέθοδος του

δείκτη  $\phi$ ), την  $S$ . Με αυτή την επιπλέον παραδοχή, η (4.21) τελικώς γράφεται

$$h_e = \begin{cases} 0 & h \leq 0.2 S \\ \frac{(h - 0.2 S)^2}{h + 0.8 S} & h > 0.2 S \end{cases} \quad (4.22)$$

Η σχέση (4.22) εφαρμόζεται και για το τελικό ύψος βροχής της καταγίδας αλλά και για ενδιάμεσες τιμές του, και έτσι προκύπτει η χρονική εξέλιξη του φαινομένου (βλ. Εφαρμογή 4.3.2). Το τελικό ύψος ελλειμμάτων μπορεί να φτάσει ασυμπτωτικά (για βροχόπτωση μεγάλου ύψους) την τιμή  $0.2 S + S = 1.2 S$ .

Σε περίπτωση που είναι γνωστό το τελικό ενεργό ύψος  $h_e$  (από μέτρηση της απορροής, τότε από αυτό και το τελικό ολικό ύψος  $h$ , μπορεί να υπολογιστεί η παράμετρος  $S$ . Πράγματι, η (4.22) για  $h_e > 0$  γράφεται

$$0.04 S^2 - (0.4 h + 0.8 h_e) S + h (h - h_e) = 0 \quad (4.23)$$

και επιλύεται ως προς  $S$  δίνοντας

$$S = 5 h + 10 h_e - 10 \sqrt{h_e (h_e + 1.25 h)} \quad (4.24)$$

Αν δεν υπάρχουν μετρήσεις απορροής, ακολουθείται άλλη, εμπειρική μεθοδολογία εκτίμησης της  $S$ . Συγκεκριμένα, η παράμετρος  $S$  συνδέεται με μια άλλη χαρακτηριστική παράμετρο, την CN, η οποία είναι γνωστή ως *αριθμός καμπύλης απορροής* (runoff curve number), με τη σχέση:

$$S [\text{mm}] = 254 \left( \frac{100}{\text{CN}} - 1 \right) \quad (4.25)$$

Η παράμετρος CN παίρνει τιμές από 0 μέχρι 100, και επηρεάζεται από τις συνθήκες εδάφους και χρήσης γης στη λεκάνη απορροής, καθώς τις προηγούμενες συνθήκες εδαφικής υγρασίας· οι τελευταίες συναρτώνται με τη χρονική απόσταση της υπό μελέτη καταγίδας από προηγούμενες. Κατ' αρχήν η SCS κατατάσσει τα εδάφη στις ακόλουθες τέσσερις ομάδες, ανάλογα με τη διαπερατότητά τους:

- Ομάδα A: Εδάφη με μεγάλους ρυθμούς διήθησης, π.χ. αμμώδη και χαλικώδη με πολύ μικρό ποσοστό ιλύος και αργίλου.
- Ομάδα B: Εδάφη με μέσους ρυθμούς διήθησης, π.χ. αμμώδης πηλός.
- Ομάδα C: Εδάφη με μικρούς ρυθμούς διήθησης, π.χ. εδάφη από αργιλοπηλό, εδάφη με σημαντικό ποσοστό αργίλου, εδάφη φτωχά σε οργανικό υλικό.
- Ομάδα D: Εδάφη με πολύ μικρούς ρυθμούς διήθησης, π.χ. εδάφη που διογκώνονται σημαντικά όταν διαβραχούν, πλαστικές άργιλοι. Στην ίδια ομάδα περιλαμβάνονται εδάφη μικρού βάθους με σχεδόν αδιαπέρατους υπο-ορίζοντες κοντά στην επιφάνεια.

Στη συνέχεια ορίζει τρεις τύπους προηγούμενων συνθηκών υγρασίας, ήτοι:

- Τύπος I: Ξηρές συνθήκες (εδάφη ξηρά, αλλά πάνω από το σημείο μαρασμού\*). Αντιστοιχούν στην περίπτωση που η βροχόπτωση των προηγούμενων 5 ημερών είναι μικρότερη από 13 mm (ή 35 mm για περιοχή με φυτοκάλυψη σε συνθήκες ανάπτυξης).
- Τύπος II: Μέσες συνθήκες. Αντιστοιχούν στην περίπτωση που η βροχόπτωση των προηγούμενων 5 ημερών είναι μεταξύ 13 και 38 mm (ή μεταξύ 35 και 53 mm για περιοχή με φυτοκάλυψη σε συνθήκες ανάπτυξης).
- Τύπος III: Υγρές συνθήκες (εδάφη σχεδόν κορεσμένα). Αντιστοιχούν στην περίπτωση που η βροχόπτωση των προηγούμενων 5 ημερών είναι μεγαλύτερη από 38 mm (ή μεγαλύτερη από 53 mm για περιοχή με φυτοκάλυψη σε συνθήκες ανάπτυξης).

Για τις συνθήκες υγρασίας τύπου II, η SCS δίνει αναλυτικούς πίνακες με τιμές του CN για κάθε ομάδα εδαφών και για διάφορες χρήσεις γης. Ένα μικρό υποσύνολο των πινάκων αυτών δίνει ο Πίν. 4.6.

Για τους άλλους δύο τύπους συνθηκών υγρασίας γίνεται αναγωγή του CN με βάση τις σχέσεις

---

\* Το σημείο μαρασμού ορίζεται ως εκείνη η εδαφική υγρασία που δεν επιτρέπει στα φυτά να απορροφήσουν νερό από το έδαφος.

$$CN_I = \frac{0.42 CN_{II}}{1 - 0.0058 CN_{II}} \quad (4.26)$$

$$CN_{III} = \frac{2.3 CN_{II}}{1 + 0.013 CN_{II}} \quad (4.27)$$

**Πίν. 4.6** Τυπικοί αριθμοί καμπύλης απορροής (CN) κατά SCS για αγροτικές, ημιαστικές και αστικές περιοχές και για προηγούμενες συνθήκες υγρασίας τύπου II.

| Περιγραφή χρήσης γης                    | Υδρολογικός τύπος εδάφους |         |         |         |
|---|---------------------------|---------|---------|---------|
|   | A                         | B       | C       | D       |
| Καλλιεργημένες εκτάσεις                 | 62 - 72                   | 71 - 81 | 78 - 88 | 81 - 91 |
| Λιβάδια, βοσκότοποι                     | 30 - 68                   | 58 - 79 | 71 - 86 | 78 - 89 |
| Δάση                                    | 25 - 45                   | 55 - 66 | 70 - 77 | 77 - 83 |
| Ανοιχτοί χώροι, πάρκα, νεκροταφεία κτλ. |                           |         |         |         |
| με κάλυψη από πράσινο > 75%             | 39                        | 61      | 74      | 80      |
| με κάλυψη από πράσινο 50- 75%           | 49                        | 69      | 79      | 84      |
| Εμπορικές περιοχές                      | 89                        | 92      | 94      | 95      |
| Βιομηχανικές περιοχές (72% αδιαπέρατες) | 81                        | 88      | 91      | 93      |
| Οικιστικές περιοχές                     |                           |         |         |         |
| Μέσο μέγεθος οικοπέδου (στρ)            |                           |         |         |         |
| Ποσοστό αδιαπέρατης επιφάνειας (%)      |                           |         |         |         |
| ≤ 0.5                                   | 65                        | 77      | 85      | 90      |
| 1                                       | 38                        | 61      | 75      | 83      |
| 1.5                                     | 30                        | 57      | 72      | 81      |
| 2                                       | 25                        | 54      | 70      | 80      |
| 4                                       | 20                        | 51      | 68      | 79      |
| Δρόμοι                                  |                           |         |         |         |
| με οδόστρωμα και δίκτυο ομβρίων         | 98                        | 98      | 98      | 98      |
| χαλικόστρωτοι                           | 76                        | 85      | 89      | 91      |
| χωματόδρομοι                            | 72                        | 82      | 87      | 89      |

Πηγή: Chow et al. (1988, σ. 150) μετά από προσαρμογή.

**Εφαρμογή 4.3.2**

Να υπολογιστεί το ενεργό νετογράφημα με τη μέθοδο SCS με τα δεδομένα της Εφαρμογής 4.3.1 (Πίν. 4.3).

Όπως έχει βρεθεί στην Εφαρμογή 4.3.1, για τελικό ολικό ύψος βροχής  $h = 125.5$  mm, το αντίστοιχο ενεργό ύψος είναι  $h_e = 63.0$  mm. Από την (4.24) βρίσκουμε άμεσα ότι

$$S = 5 \times 125.5 + 10 \times 63.0 - 10 \sqrt{63.0 \times (63.0 + 1.25 \times 125.5)} = 80.55 \text{ mm}$$

**Πίν. 4.7** Υπολογισμοί του ενεργού νετογραφήματος με τη μέθοδο SCS, στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.2.

| $t$ (h) | $h$ (mm) | $i$ (mm/h) | $h_e$ (mm) | $i_e$ (mm/h) |
|---------|----------|------------|------------|--------------|
| 10:00   | 0.0      |            | 0.0        |              |
| 10:30   | 5.0      | 10.0       | 0.0        | 0.0          |
| 11:00   | 10.5     | 11.0       | 0.0        | 0.0          |
| 11:30   | 19.3     | 17.6       | 0.1        | 0.2          |
| 12:00   | 29.8     | 21.0       | 2.0        | 3.7          |
| 12:30   | 37.5     | 15.4       | 4.5        | 5.0          |
| 13:00   | 45.0     | 15.0       | 7.6        | 6.2          |
| 13:30   | 52.8     | 15.6       | 11.5       | 7.7          |
| 14:00   | 60.2     | 14.8       | 15.6       | 8.2          |
| 14:30   | 60.2     | 0.0        | 15.6       | 0.0          |
| 15:00   | 60.2     | 0.0        | 15.6       | 0.0          |
| 15:30   | 62.3     | 4.2        | 16.8       | 2.5          |
| 16:00   | 65.2     | 5.8        | 18.6       | 3.5          |
| 16:30   | 82.9     | 35.4       | 30.3       | 23.4         |
| 17:00   | 100.5    | 35.2       | 43.2       | 25.8         |
| 17:30   | 115.2    | 29.4       | 54.7       | 23.0         |
| 18:00   | 125.5    | 20.6       | 63.0       | 16.7         |

Εφαρμόζοντας την (4.22) υπολογίζουμε εύκολα στον Πίν. 4.7 το αθροιστικό ενεργό ύψος βροχής  $h_e$  και την αντίστοιχη ενεργή ένταση  $i_e$  σε όλα τα ενδιάμεσα χρονικά διαστήματα. Για παράδειγμα, στις 13:00 όπου  $h = 45.0$  mm  $>$  16.1 mm = 0.2  $S$ , η (4.22) δίνει

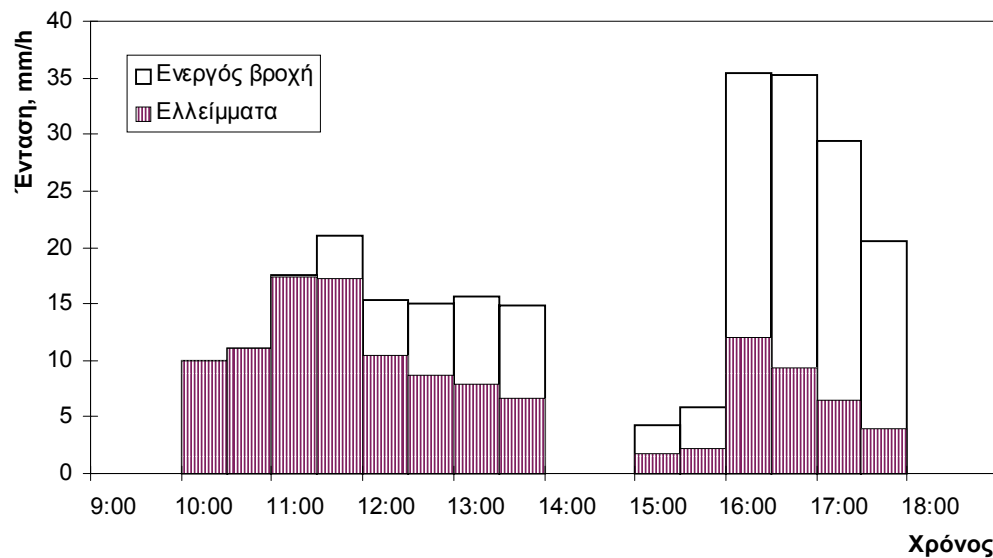
$$h_e = \frac{(h - 0.2 S)^2}{h + 0.8 S} = \frac{(45.0 - 0.2 \times 80.55)^2}{45.0 + 0.8 \times 80.55} = 7.6 \text{ mm}$$

Δεδομένου ότι στο αμέσως προηγούμενο διάστημα ήταν  $h_e = 4.5$  mm, η ενεργή ένταση βροχής θα είναι

$$i_e = (7.6 - 4.5) / 0.5 = 6.2 \text{ mm/h}$$

Με τον ίδιο τρόπο υπολογίζονται και οι υπόλοιπες τιμές και σχεδιάζεται το αντίστοιχο υετογράφημα στο Σχ. 4.5.

Παρατηρούμε ότι στο τέλος του πρώτου επεισοδίου βροχής, δηλαδή στις 14:00, το ενεργό ύψος είναι 15.6 mm, τιμή πολύ κοντά σε αυτή που προέκυψε από τη μέτρηση του όγκου απορροής (17.0 mm).



Σχ. 4.5 Ολικό, ενεργό και ελλειμματικό υετογράφημα με τη μέθοδο SCS, στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.2.