

---

---

## Κεφάλαιο 5      Επιφανειακή απορροή

---

---

Με τον όρο *επιφανειακή απορροή*\* εννοούμε τη ροή του νερού, υπό την επίδραση της βαρύτητας, κατά μήκος των φυσικών υδατορευμάτων (βλ. και Ward and Robinson, 1989· Mosley and McKerchar, 1993). Στον ορισμό αυτό δεν γίνεται διάκριση κλίμακας των φυσικών *υδατορευμάτων* (streams) και περιλαμβάνεται όλο το φάσμα τους, από την κλίμακα του μικρού, ακαθόριστων ορίων, ρυακιού μέχρι την κλίμακα του πιο μεγάλου ποταμού που είναι ο Αμαζόνιος. Όπως είδαμε στο κεφάλαιο 1, ποσοτικά η απορροή εκφράζεται με εναλλακτικούς τρόπους και συγκεκριμένα σε όρους παροχής, όγκου, ή ισοδύναμου ύψους. Η ποσοτική απεικόνιση της μεταβολής με το χρόνο της απορροής (εκφρασμένης κατά κανόνα σε μονάδες παροχής, π.χ.  $m^3/s$ ) σε μια δεδομένη διατομή  $A$  ενός υδατορεύματος ονομάζεται *υδρογράφημα*.

Ακόμη, είδαμε στο κεφάλαιο 1 ότι σε κάθε διατομή  $A$  ενός υδατορεύματος ορίζεται ως *λεκάνη απορροής* ή *υδρολογική λεκάνη* (watershed, catchment, drainage basin, river basin) εκείνη και μόνο η γεωγραφική περιοχή  $S_A$  που τα νερά της συνεισφέρουν στην απορροή που περνά από τη δεδομένη διατομή  $A$  του υδατορεύματος (βλ. και Dingman, 1994, σ.

---

\* Συχνά ο όρος *απορροή* χρησιμοποιείται ως ισοδύναμος του όρου *επιφανειακή απορροή* (αυτό συμβαίνει και σε αυτό το κείμενο όταν δεν υπάρχει κίνδυνος σύγχυσης). Στην αγγλική βιβλιογραφία χρησιμοποιούνται οι όροι *streamflow* και *runoff*, κατά κανόνα ως ισοδύναμοι μεταξύ τους· ο όρος *surface runoff* χρησιμοποιείται είτε ως ταυτόσημος με τον όρο *runoff* είτε με ελαφρώς διαφορετικό περιεχόμενο (βλ. Ward and Robinson, 1989). Στη γαλλική βιβλιογραφία χρησιμοποιείται ο όρος *ruissellement*.

14· Wilson, 1990, σ. 112)). Η υδρολογική λεκάνη αποτελεί το φυσικό υποδοχέα των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων και δρα, με όλα τα μορφολογικά, εδαφολογικά και λοιπά φυσικά χαρακτηριστικά της, σαν ένα σύστημα μετασχηματισμού, ορισμένο στο χώρο  $S_A$  της λεκάνης. Το σύστημα αυτό δέχεται ως *είσοδο* ή *διέγερση* τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα και δίνει ως *έξοδο* ή *απάντηση* την απορροή στο σημείο Α.

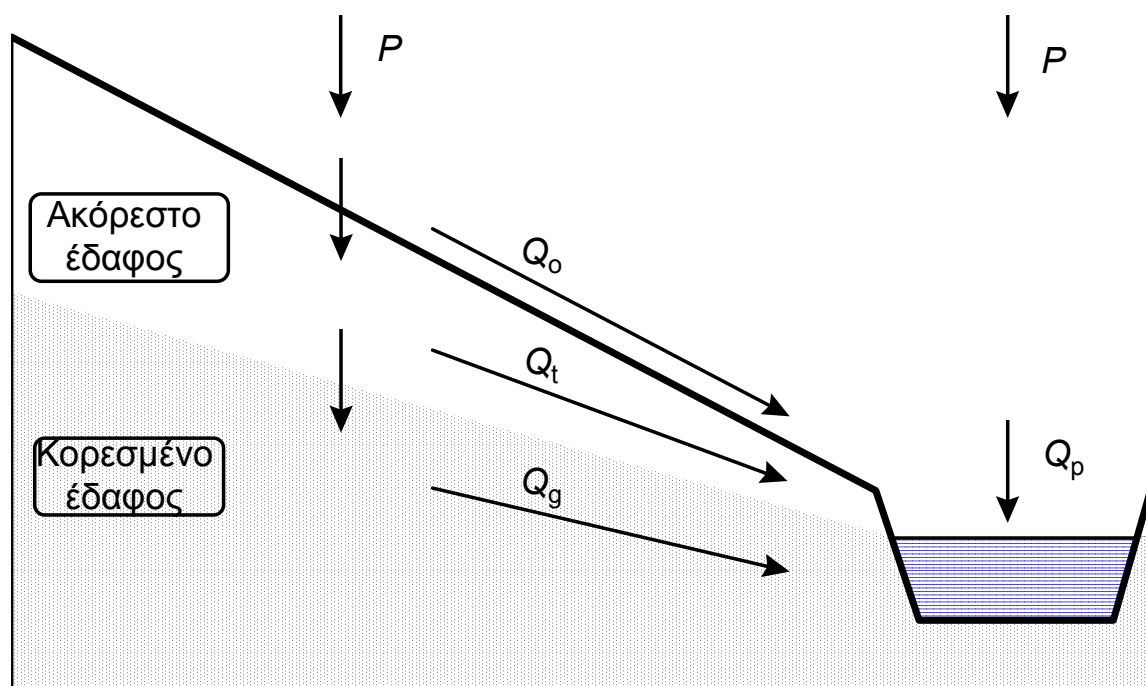
Από την τεχνολογική οπτική του μηχανικού, η επιφανειακή απορροή ενδιαφέρει περισσότερο από κάθε άλλη συνιστώσα του υδρολογικού κύκλου, τόσο γιατί δίνει το μεγαλύτερο μέρος των εκμεταλλεύσιμων υδατικών πόρων, όσο και γιατί δημιουργεί σημαντικούς φυσικούς κινδύνους στην περίπτωση των πλημμυρών. Στο κεφάλαιο αυτό εξετάζουμε πρωτίστως τους φυσικούς μηχανισμούς γένεσης και διάδοσης της απορροής, και τη χρονική εξέλιξή της. Επίσης αναλύουμε τον τρόπο μέτρησής της, καθώς και την τυπική επεξεργασία των σχετικών δεδομένων με στόχο την εκτίμηση του επιφανειακού υδατικού δυναμικού μιας περιοχής.

## 5.1 Μηχανισμοί και προέλευση της επιφανειακής απορροής

Η κίνηση του νερού κατά μήκος των γραμμικών κλάδων του φυσικού υδρογραφικού δικτύου είναι εύκολα κατανοητή και μαθηματικά περιγράφεται από τις γνωστές εξισώσεις της υδραυλικής. Η δυσκολία στην κατανόηση της επιφανειακής απορροής έγκειται στους μηχανισμούς γένεσής της, οι οποίοι δρουν πριν το νερό φτάσει στο υδρογραφικό δίκτυο και περιλαμβάνουν επίγειες και υπεδάφειες ροές σε διδιάστατο ή τριδιάστατο χώρο.

Στο Σχ. 5.1 βλέπουμε μια σχηματοποίηση των διαφορετικών προελεύσεων του νερού της επιφανειακής απορροής. Σύμφωνα με τον ορισμό που δώσαμε πιο πάνω ο όρος επιφανειακή απορροή αναφέρεται στη ροή του νερού μέσα στη διατομή του υδατορεύματος του Σχ. 5.1. Παρατηρούμε ότι υπάρχουν τέσσερις διαφορετικές διαδρομές για να φτάσει το νερό στο υδατόρευμα: (α) άμεσα κατακρημνίσματα στο υδατόρευμα (channel precipitation·  $Q_p$ ), (β) επίγεια ροή (overland flow·  $Q_o$ ), (γ) υποδερμική ροή (throughflow, interflow, subsurface stormflow·  $Q_i$ ) και (δ) υπόγεια ροή (groundwater flow·  $Q_g$ ). Οι διαδρομές αυτές, οι όροι και

μηχανισμοί πραγματοποίησής τους, και οι τύποι ροής που αυτές συνεπάγονται αναλύονται στα εδάφια που ακολουθούν (βλ. και Chow et al., 1988, σσ. 127-131· Ward and Robinson, 1990, σσ. 218-234· Dingman, 1994, σσ. 409-428).



Σχ. 5.1 Σχηματικό διάγραμμα των διαφορετικών προελεύσεων της επιφανειακής απορροής.

### 5.1.1 Κατακρημνίσματα στο υδατόρευμα

Τα κατακρημνίσματα που πέφτουν στην επιφάνεια του υδρογραφικού δικτύου μετατρέπονται άμεσα σε επιφανειακή απορροή, όπως φαίνεται στο Σχ. 5.1. Η άμεση τροφοδοσία της απορροής από κατακρημνίσματα στο υδρογραφικό δίκτυο πραγματοποιείται σε κάθε περίπτωση κατακρημνισης, αλλά κανόνα η συμμετοχή της στη συνολική επιφανειακή απορροή είναι αμελητέα, επειδή η επιφάνεια του υδρογραφικού δικτύου είναι ασήμαντο ποσοστό της έκτασης της λεκάνης απορροής. Εξαιρεση αποτελούν οι λεκάνες με εκτεταμένες εμφανίσεις ελωδών περιοχών ή εμφανίσεις λιμνών.

### 5.1.2 Επίγεια ροή

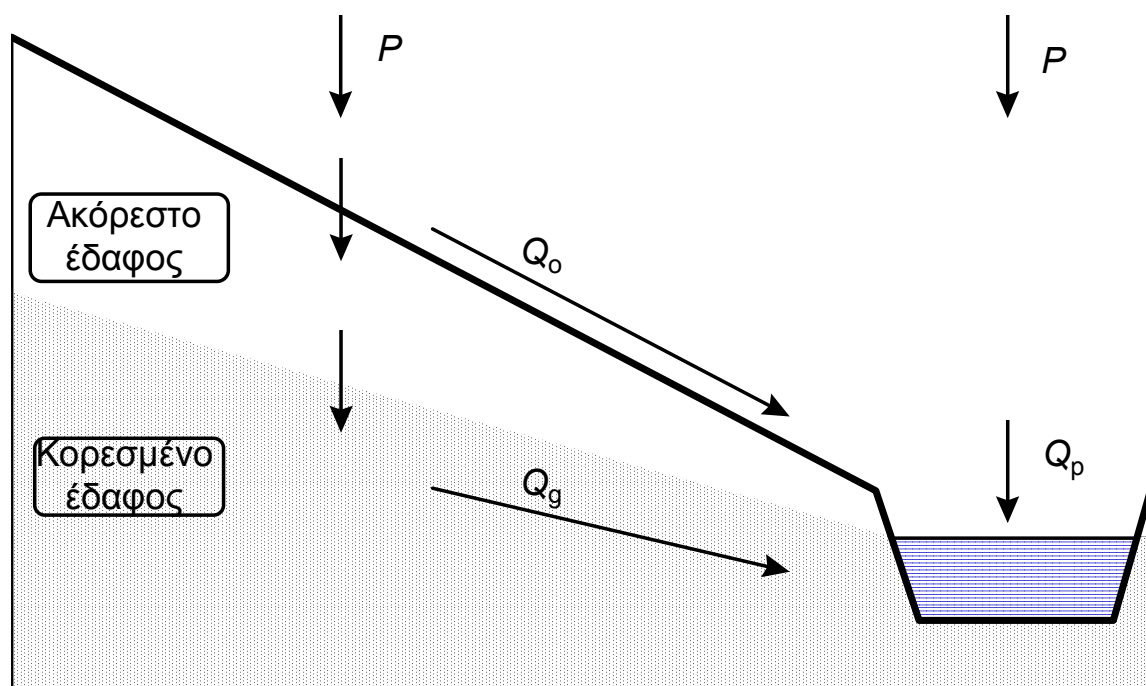
Ο όρος επίγεια ροή (overland flow) αναφέρεται στη διδιάστατη ροή που πραγματοποιείται στην επιφάνεια του εδάφους. Ο μηχανισμός που προ-

καλεί την επίγεια ροή είναι προφανής στην περίπτωση που η επιφάνεια είναι τελείως αδιαπέρατη (π.χ. οδοστρώματα ή στέγες κτιρίων σε αστικές λεκάνες) αλλά όχι τόσο προφανής στην περίπτωση διαπερατού φυσικού εδάφους. Σχετικά διακρίνουμε δύο περιπτώσεις επίγειας ροής που προκαλούνται από διαφορετικούς μηχανισμούς: τη *επίγεια ροή Horton* (Hortonian overland flow) και την *επίγεια ροή λόγω κορεσμού* (saturation overland flow).

### **Επίγεια ροή Horton**

Ο Horton στη δεκαετία του 1930 μετά από συστηματικές έρευνες της διήθησης των εδαφών (βλ. και κεφάλαιο 4) κατέληξε στο συμπέρασμα (σήμερα αναφέρεται ως *υπόθεση Horton*) ότι, όταν η ένταση βροχής ξεπεράσει τη διηθητική ικανότητα του εδάφους  $f$ , δημιουργούνται συνθήκες κατάκλυσης του εδάφους, και με την προϋπόθεση ότι το έδαφος έχει μη μηδενική κλίση, ξεκινά η επίγεια ροή. Υπενθυμίζεται ότι οι συνθήκες κατάκλυσης συμβαδίζουν με τον κορεσμό του επιφανειακού καλύμματος, ενώ στα βαθύτερα στρώματα το έδαφος παραμένει ακόρεστο. Για το λόγο αυτό, η επίγεια ροή Horton είναι γνωστή και με τον όρο *επίγεια ροή λόγω κορεσμού από πάνω* (overland flow saturated from above). Σύμφωνα λοιπόν με την υπόθεση Horton, ένα τμήμα των κατακρημνισμάτων  $P$  διηθείται τροφοδοτώντας τους υπόγειους υδροφορείς και το υπόλοιπο τμήμα ρέει ως επίγεια ροή  $Q_o$  (βλ. Σχ. 5.2). Παράλληλα, οι υπόγειοι υδροφορείς τροφοδοτούν και αυτοί την επιφανειακή απορροή αλλά με πολύ βραδύτερο ρυθμό, μέσω της υπόγειας ροής  $Q_g$  (βλ. και εδάφιο 5.1.4)

Παρά το γεγονός ότι η υπόθεση Horton φαίνεται εύλογη και έχει επιβεβαιωθεί εργαστηριακά, στην πραγματικότητα η ροή Horton δεν παρατηρείται σε περιοχές με φυτική κάλυψη, επειδή σ' αυτές το επιφανειακό εδαφικό κάλυμμα έχει αρκετά μεγάλη διαπερατότητα, που υπερβαίνει την ένταση βροχής ακόμη και σε ισχυρά επεισόδια. Έτσι, η υπόθεση Horton είναι εφαρμόσιμη κυρίως σε περιοχές με πολύ αραιή βλάστηση και άνυδρα κλίματα (Ward and Robinson, 1990, σ. 223).



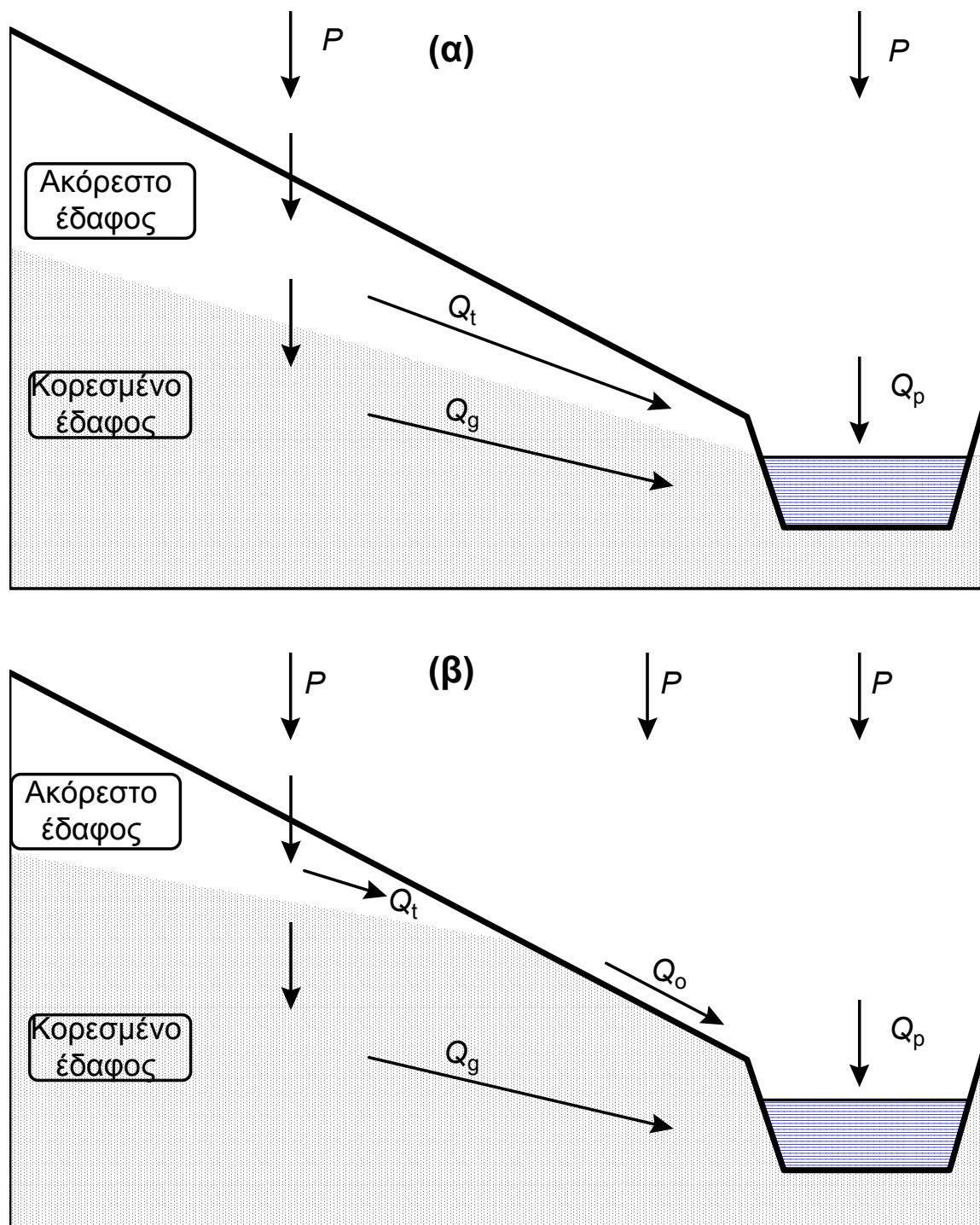
Σχ. 5.2 Σχηματικό διάγραμμα του τρόπου κίνησης του νερού σύμφωνα με την υπόθεση Horton.

### Επίγεια ροή λόγω κορεσμού

Λόγω των αμφιβολιών σχετικά με την εφαρμοσιμότητα της υπόθεσης Horton, που κυρίως προβλήθηκαν από τους υδρολόγους της Αμερικανικής Δασολογικής Υπηρεσίας, διατυπώθηκε μια εναλλακτική υπόθεση, πιο εμπειριστατωμένη με παρατηρήσεις και μετρήσεις πεδίου, γνωστή ως υπόθεση Hewlett (Hewlett, 1961· Hewlett and Hibbert, 1967· Hewlett et al., 1977, 1984· βλ. και Ward and Robinson, 1990, σ. 224).

Σύμφωνα με την υπόθεση Hewlett, η διαπερατότητα του ανώτερου στρώματος του εδάφους, στο μεγαλύτερο μέρος μιας λεκάνης απορροής, είναι αρκετά μεγάλη ώστε να μην επιτρέπει τον κορεσμό του από πάνω, άρα και την κατάκλυση, ακόμη και σε ισχυρές και παρατεταμένες καταιγίδες. Έτσι, στο αρχικό στάδιο ενός επεισοδίου βροχής (βλ. Σχ. 5.3(α)) η βροχόπτωση διηθείται στο σύνολό της χωρίς να πραγματοποιείται επίγεια ροή. Κάτω από το έδαφος όμως πραγματοποιείται πλευρική ροή τόσο στην κορεσμένη περιοχή του εδάφους ( $Q_g$ ), όσο και στην ακόρεστη ( $Q_t$ ). Η σύγκλιση αυτών των ροών στις κατάντη περιοχές έχει αποτέλεσμα την ανύψωση του *φρεάτιου ορίζοντα* (δηλαδή της διαχωριστικής επιφάνειας κορεσμένου και ακόρεστου εδάφους) μέχρι που, σε ένα τμήμα, ο φρεάτιος ορίζοντας φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους (βλ. Σχ. 5.3(β)). Σε αυτό το τμήμα δεν είναι πλέον δυνατή η διήθηση (αντίθετα είναι πιο

πιθανή η ανάβλυση υπόγειου νερού – return flow), οπότε η βροχόπτωση μετατρέπεται σε επίγεια ροή, γνωστή ως επίγεια ροή λόγω κορεσμού (ακριβέστερα, επίγεια ροή λόγω κορεσμού από κάτω).



Σχ. 5.3 Σχηματικό διάγραμμα του τρόπου κίνησης του νερού σύμφωνα με την υπόθεση Hewlett: (α) αρχικό στάδιο· (β) προχωρημένο στάδιο.

Πρακτικώς, το ίδιο αποτέλεσμα έχουμε και στις περιπτώσεις όπου σε μικρό βάθος κάτω από την επιφάνεια του εδάφους εμφανίζεται αδιαπέ-

ρατος γεωλογικός σχηματισμός (αντί του κορεσμένου εδάφους που φαίνεται στο Σχ. 5.3(α))· στη λεπτή στρώση διαπερατού εδάφους κοντά στην επιφάνεια, όσο διαρκεί η βροχή και η διήθηση, δημιουργείται προσωρινός υπόγειος ορίζοντας που ανεβαίνει, και όταν φτάσει στην επιφάνεια ξεκινά η επίγεια ροή. Σε κάθε περίπτωση, η επίγεια ροή κατά Hewlett θυμίζει τη λειτουργία μιας δεξαμενής, που αρχικά γεμίζει και στη συνέχεια υπερχειλίζει. Αντίθετα, η επίγεια ροή κατά Horton θυμίζει τη λειτουργία ενός φίλτρου, που η υπερχειλίση συμβαίνει όταν η φόρτισή του ξεπεράσει τη διηθητική του ικανότητα.

Από το Σχ. 5.3 γίνεται κατανοητό ότι η επιφάνεια επί της οποίας πραγματοποιείται η επίγεια ροή δεν είναι σταθερή στο χρόνο, αλλά αυξάνεται κατά τη διάρκεια της βροχής και μειώνεται μετά την παύση της βροχής· προκύπτει έτσι η έννοια της *μεταβλητής επιφάνειας συμβολής* ή *μερικής επιφάνειας* (variable source area, partial area). Αυτή η έννοια προκύπτει και στη ροή Horton, αλλά με λιγότερο προφανή μηχανισμό· στην περίπτωση αυτή η μεταβλητότητα της επιφάνειας συμβολής οφείλεται στην ανισοτροπία των εδαφών, η οποία έχει αποτέλεσμα διαφορετικά τμήματα της λεκάνης να έχουν διαφορετικούς χρόνους κατάκλυσης.

### 5.1.3 Υποδερμική ροή

Ο όρος *υποδερμική ροή* (throughflow, interflow, subsurface stormflow) χρησιμοποιείται για να περιγράψει μαζικά διάφορους τύπους υπεδάφινων ροών που πραγματοποιούνται με σχετικά ταχείς ρυθμούς κατά τη διάρκεια ισχυρών βροχοπτώσεων, συμβάλλοντας τελικώς στην επιφανειακή απορροή. Τυπικά, όπως φαίνεται στο Σχ. 5.1 και το Σχ. 5.3, η υποδερμική ροή πραγματοποιείται σε μια ζώνη κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, η οποία βρίσκεται σε ακόρεστη κατάσταση, χωρίς να αποκλείεται η ροή σε συνθήκες κορεσμού από πάνω.

Οι κυριότεροι παράγοντες που ευνοούν τη δημιουργία υποδερμικής ροής είναι η *ανισοτροπία* και η *ανομογένεια* των εδαφών ως προς την ιδιότητα της υδραυλικής αγωγιμότητάς τους (βλ. και κεφάλαιο 6), και ιδίως των επιφανειακών εδαφικών στρώσεων (Ward and Robinson, 1990, σ. 220). Ειδικότερα, έχει παρατηρηθεί ότι οι επιφανειακές εδαφικές στρώσεις παρουσιάζουν μεγαλύτερη υδραυλική αγωγιμότητα σε διεύθυνση παράλληλη με την επιφάνεια του εδάφους, παρά σε κατακόρυφη διεύθυνση, κάτι που είναι γνωστό ως ανισοτροπία του εδάφους. Αποτέ-

λεσμα αυτής της ανισοτροπίας είναι ότι το νερό που εισχωρεί στο έδαφος τείνει να κινηθεί πλευρικά και όχι κατακόρυφα. Ακόμη, έχει παρατηρηθεί ότι η υδραυλική αγωγιμότητα τείνει να είναι μεγαλύτερη στα εδαφικά στρώματα που βρίσκονται αμέσως κάτω από την επιφάνεια και μικρότερη στα βαθύτερα στρώματα, κάτι που είναι γνωστό ως ανομογένεια του εδάφους. Και η ανομογένεια αυτού του είδους συντείνει στη δημιουργία υποδερμικής ροής, επειδή το νερό τείνει να διαφύγει πλευρικά παρά να διεισδύσει βαθύτερα, όπου συναντά μεγαλύτερη αντίσταση.

Γενικά υπάρχουν διάφορα επίπεδα στα οποία συμβαίνει η υποδερμική ροή και διαδρομές που αυτή ακολουθεί, τα οποία αντιστοιχούν στα επίπεδα αλλαγής δομής του επιφανειακού εδάφους, καθώς και στη διεπιφάνεια μεταξύ του εξαλλοιωμένου από αποσάθρωση επιφανειακού μανδύα και του μητρικού πετρώματος. Ακόμη, διαδρομές υποδερμικής ροής δημιουργούν οι λεγόμενοι *μακροπόροι*, δηλαδή επιφανειακοί πόροι μέσα στο έδαφος με πολύ μεγαλύτερες διαστάσεις από τους συνήθεις πόρους ανάμεσα στους εδαφικούς κόκκους (Ward and Robinson, 1990, σ. 221). Οι μακροπόροι δημιουργούνται από την δράση του παγώματος του νερού, από ρίζες φυτών που έχουν αποσυντεθεί, από διάφορα ζώα που διανοίγουν οπές, και γενικώς από διάφορες βιολογικές δραστηριότητες, και διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη γένεση της απορροής (Dingman, 1994, σσ. 236, 423).

#### 5.1.4 Υπόγεια ροή

Το νερό που κατέρχεται προς τα κατώτερα εδαφικά στρώματα (Σχ. 5.1) φτάνει στη ζώνη όπου το έδαφος βρίσκεται σε κατάσταση κορεσμού, οδηγώντας έτσι στο σχηματισμό των υπόγειων υδροφορέων (βλ. και κεφάλαιο 6). Υπό την επίδραση των χωρικών μεταβολών της πιεζομετρίας, το νερό των υπόγειων υδροφορέων κινείται προκαλώντας την *υπόγεια ροή* (groundwater flow), η οποία ξαναβγαίνει στο έδαφος είτε με τη μορφή σημειακών πηγών σε ορισμένες θέσεις, είτε κατά μήκος των φυσικών υδατορευμάτων που βρίσκονται σε επαφή με τους υδροφορείς (Σχ. 5.1). Έτσι, και η υπόγεια ροή συμβάλλει στην επιφανειακή απορροή. Όμως, σε αντίθεση με τις ταχείες μορφές ροής που εξετάστηκαν στα προηγούμενα εδάφια, η υπόγεια ροή των υδροφορέων πραγματοποιείται με πολύ βραδείς ρυθμούς, με αποτέλεσμα η τροφοδοσία της επιφανεια-



κής απορροής από την υπόγεια ροή να μην παύει μετά τη λήξη των επεισοδίων ροής αλλά να είναι διαρκής. Αναλυτικότερα, η υπόγεια ροή θα εξεταστεί στο κεφάλαιο 6.

## 5.2 Το υδρογράφημα πλημμυρικού επεισοδίου και οι συνιστώσες του

### 5.2.1 Απλοποιητική σχηματοποίηση των συνιστωσών της επιφανειακής απορροής

Στη μεγάλη πλειονότητα των πρακτικών εφαρμογών του μηχανικού, η ακριβής μαθηματική αναπαράσταση των πολύπλοκων μηχανισμών που είναι υπεύθυνοι για τη γένεση της επιφανειακής απορροής δεν είναι απαραίτητη. Έτσι, αντί της ακριβούς μελέτης των μηχανισμών απορροής που περιγράφηκαν στην ενότητα 5.1, χρησιμοποιείται μια απλουστευμένη σχηματοποίηση της απορροής. Η σχηματοποίηση αυτή περιλαμβάνει δύο συνιστώσες απορροής, η διάκριση των οποίων βασίζεται στο ρυθμό πραγματοποίησής τους, παρά στο μηχανισμό δημιουργίας τους.

Κατά τη διάρκεια έντονων επεισοδίων βροχής είναι εμφανής η άμεση αντίδραση ή *απόκριση* της ροής των υδατορευμάτων, η οποία οφείλεται στο γεγονός ότι ένα τμήμα των κατακρημνισμάτων ακολουθεί μια γρήγορη πορεία (επίγεια ή υπεδάφια) προς τα υδατορεύματα. Εξ άλλου, σε πολλά υδατορεύματα, παρατηρείται συνεχής ροή, η οποία δεν σχετίζεται έντονα με το ρυθμό των κατακρημνισμάτων, αφού είναι ορατή ακόμη και σε παρατεταμένες περιόδους ξηρασίας, πράγμα που δείχνει ότι ένα μέρος των κατακρημνισμάτων ακολουθεί μια πολύ αργή πορεία προς τα υδατορεύματα, σε μια αναγκαστικά υπόγεια διαδρομή. Με βάση αυτές τις παρατηρήσεις, διακρίνουμε αντίστοιχα δύο συνιστώσες επιφανειακής απορροής: την *άμεση* ή *ταχεία* ή *πλημμυρική απορροή* (direct runoff, quickflow) και τη *βασική* ή *βραδεία απορροή* (baseflow, base runoff, slowflow).

Η άμεση απορροή σχετίζεται ευθέως με την ενεργό βροχόπτωση που ορίστηκε στο κεφάλαιο 4. Ουσιαστικά η άμεση απορροή σε μια δεδομένη λεκάνη απορροής, αποτελεί μετασχηματισμό της ενεργού βροχής, ο οποίος χαρακτηρίζεται αφενός από μια χρονική υστέρηση, λόγω του χρόνου που απαιτεί η διαδρομή του νερού μέχρι να φτάσει στην έξοδο

της λεκάνης, και αφετέρου από τη διατήρηση της ολικής μάζας ή του όγκου (ο όγκος της ενεργού βροχόπτωσης ταυτίζεται με τον όγκο της άμεσης απορροής· βλ. Εφαρμογή 5.2). Στην παραγωγή της άμεσης απορροής συμβάλλουν όλοι οι μηχανισμοί που περιγράφηκαν στην ενότητα 5.1, με μικρότερη τη συμμετοχή του μηχανισμού της υπόγειας ροής.

Αντίθετα, η βασική απορροή οφείλεται σχεδόν αποκλειστικά στο μηχανισμό της υπόγειας ροής και γι' αυτό δεν επηρεάζεται αισθητά κατά τη διάρκεια των πλημμυρών. Ανάλογα με το χαρακτήρα της βασικής απορροής σε μια συγκεκριμένη λεκάνη, η δίαυτα απορροής σε αυτή χαρακτηρίζεται ως *διαρκής* (perennial), όταν η απορροή δεν παύει καθόλου στη διάρκεια του έτους, *διακοπτόμενη* (intermittent), όταν η απορροή παρατηρείται μόνο κατά την υγρή περίοδο και εξαφανίζεται κατά την ξηρή περίοδο, και *εφήμερη* ή *χειμαρρική* (ephemeral) όταν δεν υπάρχει βασική απορροή και το υδατόρευμα παρουσιάζει ροή μόνο μετά από ισχυρές καταιγίδες (Mosley and McKerchar, 1993, σ. 8.1).

### 5.2.2 Διαχωρισμός βασικής ροής και χαρακτηριστικά μεγέθη υδρογραφήματος

Τα καταγραμμένα υδρογραφήματα κατά τη διάρκεια πλημμυρών, σε συνδυασμό με τα αντίστοιχα υετογραφήματα των βροχοπτώσεων που τις προκάλεσαν, περιέχουν σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τον τρόπο που εξελίσσεται μια πλημμύρα στη συγκεκριμένη λεκάνη απορροής. Πάνω σε αυτά βασίζονται σημαντικές υδρολογικές αναλύσεις, καθώς και η κατάρτιση μοντέλων μετασχηματισμού της βροχής σε απορροή.

Στο Σχ. 5.4 φαίνεται ένα τυπικό υδρογράφημα (παροχή υδατορεύματος συναρτήσει του χρόνου) ενός πλημμυρικού επεισοδίου, μαζί με το υετογράφημα της βροχής που προκάλεσε την πλημμύρα (ένταση βροχής συναρτήσει του χρόνου· έχει καθιερωθεί να σχεδιάζεται με ανεστραμμένη τη φορά των τεταγμένων, όπως ακριβώς φαίνεται στο Σχ. 5.4). Υποτίθεται ότι η βροχόπτωση έχει ικανοποιητική χωρική ομογένεια στο σύνολο της λεκάνης απορροής και εν πάσει περιπτώσει η ένταση βροχής που απεικονίζεται στο υετογράφημα αποτελεί την επιφανειακά μέση τιμή για κάθε χρονικό διάστημα  $\Delta t$ . Το υετογράφημα δείχνει ότι στο χρόνο  $t_K$  ξεκινά ένα επεισόδιο βροχής, και σύντομα, στο χρόνο  $t_A$ , μετά από ένα αρχικό έλλειμμα, ξεκινά η ενεργός βροχή, η οποία μετατρέπεται σε άμεση απορροή. Η βροχή λήγει στο χρόνο  $t_N$ . Η ενεργός βροχή μπορεί να

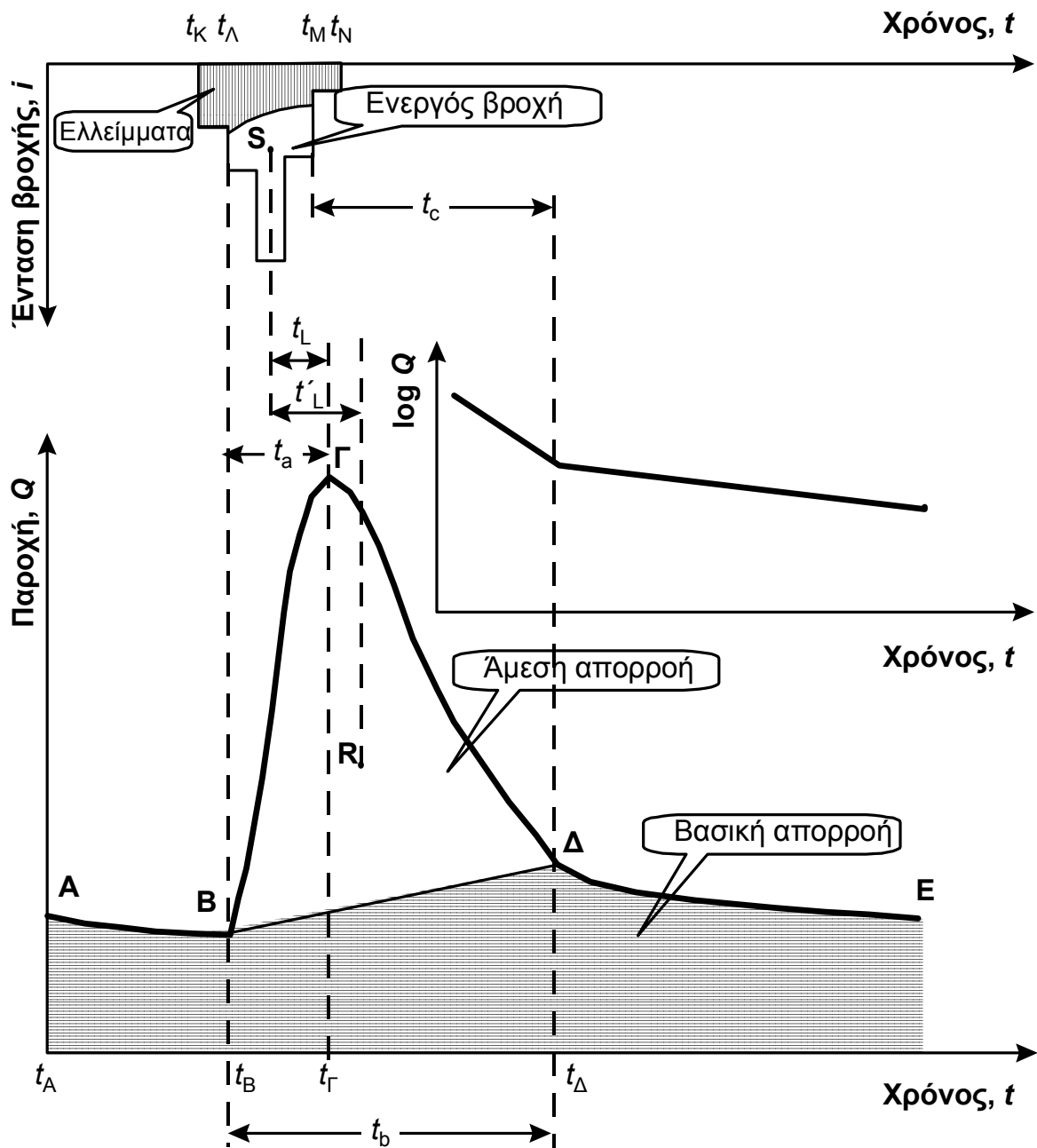
λήγει και αυτή στον ίδιο χρόνο  $t_N$  ή σε προηγούμενο χρόνο  $t_M$ , αν η ένταση στο τέλος του επεισοδίου είναι αρκετά μικρή, όπως είναι στην περίπτωση του Σχ. 5.4.

Παρατηρώντας το υδρογράφημα, διαπιστώνουμε ότι, πριν αρχίσει η ενεργός βροχόπτωση, η παροχή του ποταμού είναι ελαφρώς φθίνουσα συνάρτηση του χρόνου. Ο κλάδος AB του υδρογραφήματος αντιπροσωπεύει τη βασική ροή του ποταμού, η οποία στα διαστήματα μεταξύ των πλημμυρικών επεισοδίων μειώνεται με το χρόνο με ήπιο (συχνά ανεπαίσθητο) ρυθμό. Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι η εκφόρτιση των υπόγειων υδροφορέων προς τα επιφανειακά υδάτινα σώματα συνοδεύεται από ταπείνωση της στάθμης τους και συνακόλουθα από μείωση του ρυθμού εκφόρτισης. Έτσι ο κλάδος AB ονομάζεται *κλάδος στείρευσης της βασικής ροής* και συνήθως περιγράφεται μαθηματικά από μια εξίσωση εκθετικής μείωσης της παροχής ως προς το χρόνο, της μορφής

$$Q = Q_0 e^{-(t-t_0)/a} \quad (5.1)$$

όπου  $Q_0$  η παροχή στο χρόνο  $t_0$  και  $a$  ένας συντελεστής με διαστάσεις χρόνου, γνωστός ως *συντελεστής στείρευσης*.

Στο χρόνο  $t_A \equiv t_B$  που ξεκινά η ενεργός βροχόπτωση, η παροχή του υδατορεύματος αρχίζει να αυξάνεται με έντονο ρυθμό, μέχρι που η παροχή φτάνει στη μέγιστη τιμή της στο χρόνο  $t_T$ . Ο χρόνος αυτός για σχετικά σύντομα και απλής δομής επεισόδια βροχής συνήθως έπεται της λήξης της ενεργού βροχής (όπως και στο Σχ. 5.4)· για μεγαλύτερης διάρκειας και απλής δομής επεισόδια βροχής ο χρόνος  $t_T$  μπορεί να ταυτίζεται με το χρόνο λήξης της ενεργού βροχής  $t_M$ . Ο κλάδος ΒΓ του υδρογραφήματος ονομάζεται *ανοδικός κλάδος*, το σημείο Γ ονομάζεται *αιχμή του υδρογραφήματος* και η παροχή στο χρόνο  $t_T$  *παροχή αιχμής*. Ακολουθεί η μείωση της παροχής που απεικονίζεται στον *καθοδικό κλάδο* ΓΔ. Στο χρόνο  $t_D$  παύει η άμεση απορροή, συνεχίζει όμως η βασική απορροή, σχηματίζοντας ένα νέο κλάδο στείρευσης, τον κλάδο ΔΕ.



Σχ. 5.4 Σκαρίφημα τυπικού πλημμυρικού υδρογραφήματος με το αντίστοιχο νετογράφημα. Διαχωρισμός των συνιστωσών του υδρογραφήματος και χαρακτηριστικοί χρόνοι.

Ανακεφαλαιωτικά, η άμεση απορροή πραγματοποιείται μόνο στο χρονικό διάστημα  $(t_B, t_Δ)$ , ενώ η βασική απορροή είναι διαρκής. Η διάρκεια  $t_b := t_Δ - t_B$  είναι γνωστή ως *διάρκεια πλημμύρας* ή *χρόνος βάσης*. Άλλες χαρακτηριστικές διάρκειες του υδρογραφήματος είναι ο *χρόνος ανόδου*,  $t_a := t_Γ - t_B$  και ο *χρόνος υστέρησης* (ακριβέστερα: *χρόνος υστέρησης αιχμής*)  $t_L := t_Γ - t_S$ , όπου  $t_S$  ο χρόνος που αντιστοιχεί στο κέντρο βάρους S του ενεργού νετογραφήματος. Αυστηρότερα, ο χρόνος υστέρησης ορίζε-

ται ως η χρονική διαφορά ανάμεσα στα κέντρα βάρους του υδρογραφήματος άμεσης απορροής και του ενεργού υετογραφήματος, δηλαδή  $t'_L := t_R - t_S$ , όπου  $t_R$  ο χρόνος που αντιστοιχεί στο κέντρο βάρους  $R$  του υδρογραφήματος άμεσης απορροής· για διάκριση ο χρόνος  $t'_L$  αναφέρεται και ως *κεντροβαρικός χρόνος υστέρησης*. Όπως απέδειξε ο Nash (1959), ο κεντροβαρικός χρόνος υστέρησης  $t'_L$ , κάτω από ορισμένες συνθήκες που αφορούν στην υδρολογική συμπεριφορά της λεκάνης αποτελεί μια αναλλοίωτη του μετασχηματισμού της ενεργού βροχής σε άμεση απορροή στη δεδομένη λεκάνη· αποτελεί, δηλαδή, χαρακτηριστικό της λεκάνης και όχι ενός μεμονωμένου υδρογραφήματός της (βλ. και Koutsoyiannis and Xanthopoulos, 1989). Όμως, για λόγους ευκολίας έχει επικρατήσει, αντί του  $t'_L$  να χρησιμοποιείται το μέγεθος  $t_L$ · το τελευταίο, όμως δεν μπορεί να θεωρηθεί ως χαρακτηριστικό της λεκάνης, αφού εξαρτάται και από τη μορφή του υετογραφήματος (Dingman, 1994, σ. 401). Μια άλλη κατά προσέγγιση αναλλοίωτη διάρκεια, η οποία αποτελεί επίσης χαρακτηριστικό της λεκάνης, είναι ο *χρόνος συγκέντρωσης* ή *χρόνος συρροής*· όπως είδαμε και στο εδάφιο 1.7.2, ο χρόνος συγκέντρωσης ορίζεται ως ο χρόνος που απαιτείται για να φθάσει το νερό που συμβάλλει στην άμεση απορροή, από το υδραυλικά πιο απομακρυσμένο σημείο της λεκάνης στη διατομή εξόδου (βλ. και Dingman, 1994, σ. 397). Ο χρόνος συγκέντρωσης εμφανίζεται στο Σχ. 5.4 ως η χρονική απόσταση από τη λήξη της ενεργού βροχής μέχρι τη λήξη της άμεσης απορροής, δηλαδή  $t_c = t_\Delta - t_M$ .

Προκειμένου να εκτιμηθούν οι παραπάνω χαρακτηριστικοί χρόνοι είναι απαραίτητο να διαχωριστούν πάνω στο δεδομένο υδρογράφημα, οι δύο συνιστώσες της απορροής, δηλαδή η βασική απορροή και η άμεση απορροή. Για να γίνει αυτό χρειάζεται να προσδιοριστούν: (α) ο χρόνος έναρξης της άμεσης απορροής, δηλαδή το σημείο Β· (β) ο χρόνος λήξης της άμεσης απορροής, δηλαδή το σημείο Δ· και (γ) ο τρόπος μεταβολής της βασικής απορροής στη διάρκεια του χρόνου.

Ξεκινώντας από το στοιχείο (γ), παρατηρούμε ότι στο Σχ. 5.4 τα σημεία Β και Δ έχουν συνδεθεί με μια ευθεία, δηλαδή η μεταβολή της βασικής ροής συναρτήσει του χρόνου έχει θεωρηθεί γραμμική. Στην πράξη, αυτή είναι η συνηθέστερη παραδοχή, που υιοθετείται λόγω της απλότητάς της και μόνο, παρά γιατί αντιπροσωπεύει κάποια φυσική πραγματικότητα. Ο προσδιορισμός του σημείου έναρξης Β είναι σχετικά εύκολος, δεδομένου ότι αντιστοιχεί στην απότομη αλλαγή από την ήπια

φθίνουσα καμπύλη στείρευσης στην έντονα αύξουσα καμπύλη του ανοδικού κλάδου της απορροής. Πιο δύσκολος είναι ο προσδιορισμός του σημείου λήξης  $\Delta$ . Γι' αυτόν έχουν προταθεί διάφορες εναλλακτικές τεχνικές, όπως:

- Υιοθετείται δεδομένη κλίση της ευθείας ΒΔ, οπότε το σημείο  $\Delta$  προκύπτει ως η τομή της εν λόγω ευθείας με την καμπύλη του υδρογραφήματος. Στην απλούστερη περίπτωση, η κλίση αυτή είναι μηδενική (οριζόντια ευθεία): μειονέκτημα αυτής της παραδοχής είναι ότι συχνά προκύπτει απαράδεκτα μεγάλη διάρκεια της άμεσης απορροής. Οι Hewlett and Hibbert (1967) πρότειναν κλίση ίση με  $0.00055 F$  ( $m^3/s/h$ , όπου  $F$  η έκταση της λεκάνης σε  $km^2$ ). Η τιμή αυτή της κλίσης έχει χρησιμοποιηθεί και από άλλους, ενώ έχουν προταθεί και σημαντικές τροποποιήσεις της (π.χ. 25πλάσια κλίση· βλ. Ward and Robinson, 1990, σ. 235).
- Εκτιμάται ο χρόνος συγκέντρωσης της λεκάνης με εμπειρικές μεθόδους, οπότε προκύπτει άμεσα το σημείο  $\Delta$ , με την προϋπόθεση ότι είναι γνωστό το ενεργό υετογράφημα.
- Αξιοποιείται η εξίσωση (5.1), η οποία μετά από λογαρίθμιση γράφεται

$$\ln Q = \ln Q_0 + t_0/a - t/a \quad (5.2)$$

πράγμα που δείχνει ότι στην καμπύλη στείρευσης ΔΕ το μέγεθος  $\ln Q$  μεταβάλλεται γραμμικά με το χρόνο  $t$ . Έτσι, αν απεικονιστεί γραφικά ο λογάριθμος της παροχής συναρτήσει του χρόνου, η καμπύλη ΔΕ θα μετασχηματιστεί σε ευθεία με δεδομένη αρνητική κλίση  $a$  (βλ. Σχ. 5.4). Η καμπύλη ΓΔ στο διάγραμμα αυτό απεικονίζεται και αυτή ως περίπου ευθεία, αλλά με μεγαλύτερη κλίση. Έτσι, αυτή η ημιλογαριθμική απεικόνιση επιτρέπει τον εντοπισμό του σημείου  $\Delta$ , όπως φαίνεται στο Σχ. 5.4 (βλ. και Εφαρμογή 5.2).

Η λιγότερο αυθαίρετη και άρα πιο αξιόπιστη από τις παραπάνω εναλλακτικές τεχνικές είναι εν γένει η τελευταία, αλλά η εφαρμογή της δεν είναι πάντα εύκολη, δεδομένου ότι οι παρατηρημένες τιμές της παροχής πιθανόν να μην ακολουθούν την εξίσωση (5.1).

Ο διαχωρισμός της ενεργού βροχόπτωσης και των ελλειμμάτων στο δεδομένο συνολικό υετογράφημα, υπολογιστικά έπεται του διαχωρισμού

άμεσης και βασικής απορροής στο υδρογράφημα της πλημμύρας. Πράγματι, αφού γίνει ο διαχωρισμός της άμεσης απορροής, μπορεί να υπολογιστεί ο όγκος της:

$$V_d = \int_{t_B}^{t_\Delta} Q_d(t) dt \quad (5.3)$$

όπου  $Q_d(t)$  η άμεση απορροή στο χρόνο  $t$ , η οποία προκύπτει ως η διαφορά της συνολικής παροχής  $Q(t)$  μείον την παροχή της βασικής απορροής  $Q_b(t)$ . Η ολοκλήρωση γίνεται βεβαίως αριθμητικά, όπως αναλυτικότερα φαίνεται στην Εφαρμογή 5.2. Όπως προαναφέρθηκε, το υδρογράφημα άμεσης απορροής αποτελεί μετασχηματισμό του ενεργού υετογραφήματος, στον οποίο διατηρείται ο όγκος νερού. Ο όγκος νερού του ενεργού υετογραφήματος είναι

$$V_e = \int_{t_\Lambda}^{t_M} i_e(t) dt \quad S = h_e S \quad (5.4)$$

όπου  $i_e(t)$  η ένταση της ενεργού βροχής,  $h_e$  το αθροιστικό ενεργό ύψος βροχής και  $S$  η έκταση της λεκάνης. Η διατήρηση όγκου σημαίνει ότι

$$V_d = V_e \quad (5.5)$$

απ' όπου προκύπτει ότι

$$h_e = \frac{V_d}{S} \quad (5.6)$$

Αφού προσδιοριστεί το  $h_e$ , μπορεί στη συνέχεια να καταρτιστεί το ενεργό υετογράφημα.

### Εφαρμογή 5.2

Στον Πίν. 5.1 δίνονται οι τεταγμένες του υδρογραφήματος της πλημμύρας της λεκάνης Ευήνου, που καταγράφηκε στο σταθμό Πόρου Ρηγαλίου στις 27-28/11/1985, και τα απαραίτητα δεδομένα του αντίστοιχου επιφανειακού υετογραφήματος της βροχής που προκάλεσε την πλημμύρα. Η έκταση της λεκάνης απορροής του Ευήνου ανάντη του Πόρου Ρηγαλίου είναι  $870 \text{ km}^2$ . Ζητούνται:

- (α) Η γραφική απεικόνιση του υδρογραφήματος και του νετογραφήματος.
- (β) Ο διαχωρισμός της βασικής απορροής και οι τεταγμένες του υδρογραφήματος άμεσης απορροής.
- (γ) Ο προσδιορισμός του ενεργού νετογραφήματος με τη μέθοδο του δείκτη  $\phi$  με αρχικό έλλειμμα.
- (δ) Οι χαρακτηριστικοί χρόνοι του υδρογραφήματος.

**Πίν. 5.1** Δεδομένα του υδρογραφήματος της πλημμύρας της λεκάνης Ευήνου που καταγράφηκε στο σταθμό Πόρου Ρηγανίου στις 27-28/11/1985 και του αντίστοιχου επιφανειακού νετογραφήματος.

$t^\dagger$ (h)	$\Delta h^\ddagger$ (mm)	$Q^\S$ (m <sup>3</sup> /s)	$t$ (h)	$\Delta h$ (mm)	$Q$ (m <sup>3</sup> /s)	$t$ (h)	$\Delta h$ (mm)	$Q$ (m <sup>3</sup> /s)
0		44.8	14	8.0	169.0	28	0	312.3
1	0	44.5	15	5.3	252.8	29	0	281.5
2	1.0	44.3	16	4.1	338.7	30	0	251.1
3	3.9	44.0	17	2.8	533.3	31	0	222.4
4	0.3	43.7	18	5.1	755.2	32	0	191.7
5	0.8	43.5	19	4.2	1001.4	33	0	181.7
6	1.8	43.2	20	0.4	818.0	34	0	172.1
7	2.3	43.0	21	0.8	735.4	35	0	163.4
8	1.5	42.7	22	0.2	657.9	36	0	155.0
9	2.8	42.5	23	0.1	581.3	37	0	143.7
10	1.2	46.0	24	0.6	507.9	38	0	134.6
11	2.4	49.9	25	1.0	440.7	39	0	126.3
12	6.3	54.0	26	0	374.3	40	0	118.8
13	8.0	102.0	27	0	342.3			

<sup>†</sup> Ο χρόνος  $t = 0$  αντιστοιχεί στις 27/11/1985 ώρα 08:00.

<sup>‡</sup> Η τιμή του μερικού ύψους βροχής  $\Delta h$  που σημειώνεται στο χρόνο  $t$  έχει πραγματοποιηθεί στο διάστημα  $(t - 1 \text{ h}, t)$ .

<sup>§</sup> Η τιμή της παροχής  $Q$  που σημειώνεται στο χρόνο  $t$  αποτελεί στιγμιαία τιμή για το χρόνο αυτό.

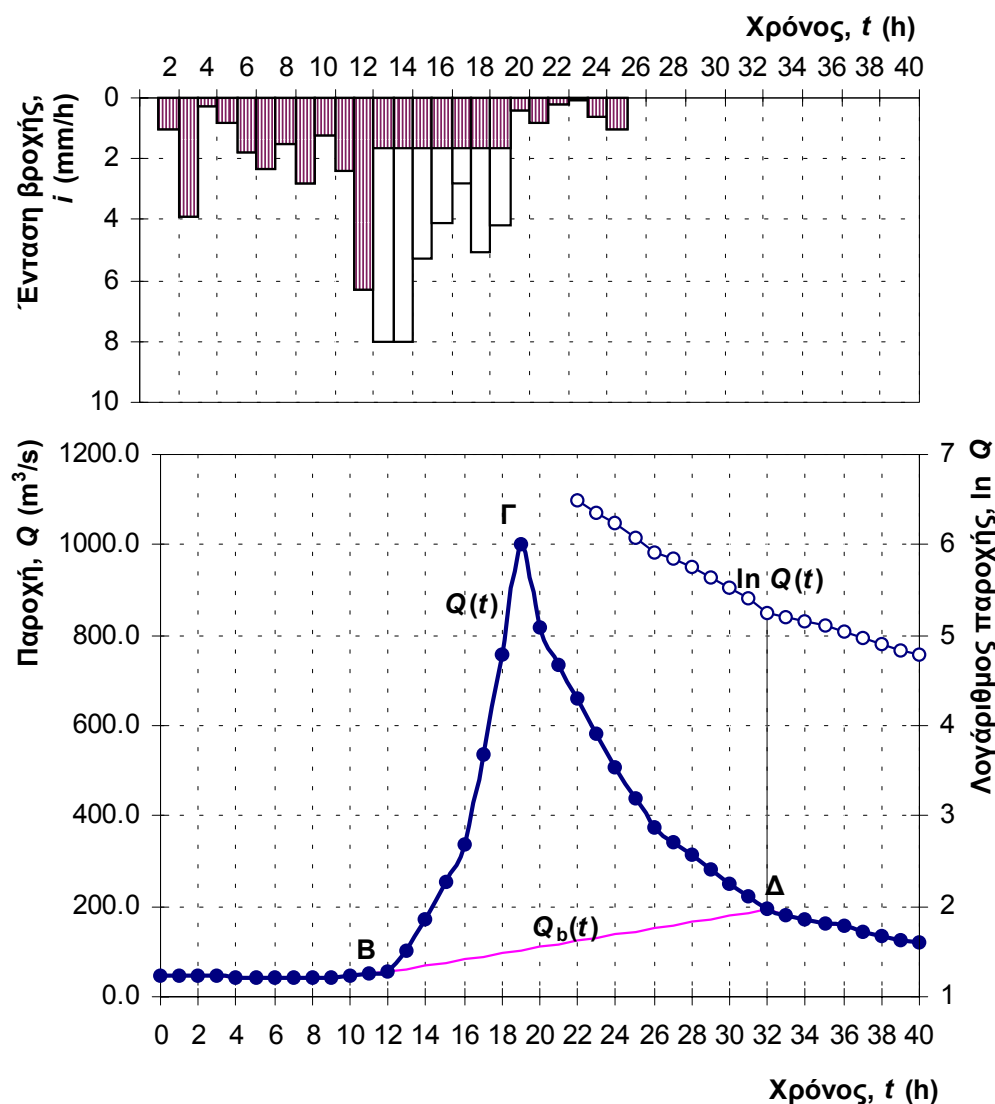
Πηγή: Xanthopoulos et al. (1994). Προέλευση δεδομένων παροχής: ΔΕΗ (μετά από επεξεργασία με βάση τις στάθμες). Προέλευση δεδομένων βροχής: ΔΕΗ και ΥΠΕΧΩΔΕ (μετά από ολοκλήρωση σημειακών μετρήσεων)

(α) Η γραφική απεικόνιση του υδρογραφήματος και του νετογραφήματος δίνονται στο Σχ. 5.5.

(β) Για το διαχωρισμό της βασικής ροής ακολουθούμε την τρίτη από τις μεθόδους που περιγράφηκαν στο εδάφιο 5.2.2. Έτσι, στο Σχ. 5.5



έχουμε απεικονίσει και το μέγεθος  $\ln Q$  συναρτήσει του χρόνου  $t$ . Για ευκολία χρησιμοποιήσαμε το ίδιο το διάγραμμα του υδρογραφήματος, με κατάλληλη γραμμογράφηση για το μέγεθος  $\ln Q$ , η οποία φαίνεται στο δεξιό περιθώριο του διαγράμματος (ο άξονας του χρόνου δεν αλλάζει).



Σχ. 5.5 Υδρογράφημα της πλημμύρας της 27-28/11/1985 στο σταθμό Πόρου Ρηγανίου της λεκάνης Ευήνου και αντίστοιχο υετογράφημα, στα πλαίσια της Εφαρμογής 5.2.

Παρατηρούμε ότι στο χρόνο  $t = 32$  h εμφανίζεται αλλαγή κλίσης στο γράφημα του  $\ln Q$  και γι' αυτό τοποθετούμε το σημείο λήξης της άμεσης απορροής  $\Delta$  σε αυτό το χρόνο. Ο χρόνος έναρξης της άμεσης απορροής (σημείο B) τοποθετείται στο χρόνο  $t = 12$  h, οπότε και ξεκινά η έντονα αυξητική μεταβολή της παροχής. Σημειώνεται ότι ήδη από το χρόνο  $t = 9$  h ξεκινά μια μικρή αύξηση της παροχής, αλλά

αυτή θα πρέπει να θεωρηθεί ως αύξηση της βασικής απορροής, παρά ως εμφάνιση άμεσης απορροής. Η επιλογή του χρόνου  $t = 12$  h μπορεί να αιτιολογηθεί και με απαγωγή σε άτοπο: αν τοποθετούσαμε το σημείο Β σε προηγούμενο χρόνο (π.χ.  $t = 9$  h), η ευθεία ΒΔ που διαχωρίζει τη βασική απορροή από την άμεση θα περνούσε για ένα μικρό διάστημα πάνω από την καμπύλη του υδρογραφήματος.

**Πίν. 5.2** Υπολογισμοί της άμεσης απορροής για την Εφαρμογή 5.2.

$t$ (h)	$Q$ ( $m^3/s$ )	$\ln Q$	$Q_b$ ( $m^3/s$ )	$Q_d$ ( $m^3/s$ )	$t$ (h)	$Q$ ( $m^3/s$ )	$\ln Q$	$Q_b$ ( $m^3/s$ )	$Q_d$ ( $m^3/s$ )
0	44.8		44.8		21	735.4		116.0	619.4
1	44.5		44.5	0.0	22	657.9	6.49	122.9	535.1
2	44.3		44.3	0.0	23	581.3	6.37	129.7	451.6
3	44.0		44.0	0.0	24	507.9	6.23	136.6	371.3
4	43.7		43.7	0.0	25	440.7	6.09	143.5	297.2
5	43.5		43.5	0.0	26	374.3	5.93	150.4	223.9
6	43.2		43.2	0.0	27	342.3	5.84	157.3	185.0
7	43.0		43.0	0.0	28	312.3	5.74	164.2	148.1
8	42.7		42.7	0.0	29	281.5	5.64	171.0	110.5
9	42.5		42.5	0.0	30	251.1	5.53	177.9	73.2
10	46.0		46.0	0.0	31	222.4	5.40	184.8	37.6
11	49.9		49.9	0.0	32	191.7	5.26	191.7	0.0
12	54.0		54.0	0.0	33	181.7	5.20	181.7	0.0
13	102.0		60.9	41.1	34	172.1	5.15	172.1	0.0
14	169.0		67.8	101.2	35	163.4	5.10	163.4	0.0
15	252.8		74.7	178.1	36	155.0	5.04	155.0	0.0
16	338.7		81.5	257.2	37	143.7	4.97	143.7	0.0
17	533.3		88.4	444.9	38	134.6	4.90	134.6	0.0
18	755.2		95.3	659.9	39	126.3	4.84	126.3	0.0
19	1001.4		102.2	899.2	40	118.8	4.78	118.8	0.0
20	818.0		109.1	708.9	Άθροισμα			6343.4	

Αφού έχει οριστεί η ευθεία διαχωρισμού ΒΔ, μπορεί εύκολα να υπολογιστούν οι τεταγμένες του υδρογραφήματος άμεσης απορροής  $Q_d(t)$ . Υπολογίζουμε πρώτα τις τεταγμένες της βασικής απορροής  $Q_b(t)$ , οι οποίες στα διαστήματα (0 h, 12 h) και (32 h, 40 h) ταυτίζονται με τις τεταγμένες του ολικού υδρογραφήματος, ενώ στο μεσοδιάστημα προκύπτουν με γραμμική παρεμβολή πάνω στην ευθεία ΒΔ. Η κλίση της ευθείας αυτής είναι

$$\frac{191.7 - 54.0}{32 - 12} = 6.89 \text{ m}^3/\text{s/h}$$

Οι τεταγμένες της άμεσης απορροής προκύπτουν από την προφανή σχέση

$$Q_d(t) = Q(t) - Q_b(t)$$

Οι σχετικοί υπολογισμοί γίνονται στον Πίν. 5.2.

(γ) Όπως είδαμε στο εδάφιο 5.2.2, θα πρέπει πρώτα να υπολογίσουμε τον όγκο άμεσης απορροής με βάση την εξίσωση (5.3). Προσεγγίζοντας το υδρογράφημα με μια σειρά τραπεζίων θα έχουμε

$$V_d = \int_{12}^{32} Q_d(t) dt = \sum_{j=13}^{32} \frac{Q_d(j-1) + Q_d(j)}{2} \Delta t$$

και επειδή στην παράσταση του αθροίσματος κάθε ενδιάμεσος όρος εμφανίζεται δύο φορές, ενώ οι δύο ακραίοι όροι  $Q_d(12)$  και  $Q_d(32)$  είναι μηδενικοί, η έκφραση μπορεί να απλοποιηθεί στη μορφή

$$V_d = \sum_{j=13}^{31} Q_d(j) \Delta t$$

Το ζητούμενο άθροισμα φαίνεται στην τελευταία σειρά του Πίν. 5.2, ενώ  $\Delta t = 1 \text{ h} = 3600 \text{ s}$ . Επομένως

$$V_d = 6343.4 \text{ m}^3/\text{s} \times 3600 \text{ s} = 22\,836\,240 \text{ m}^3$$

οπότε η (5.6) δίνει

$$h_e = \frac{V_d}{S} = \frac{22\,836\,240}{870 \times 10^6} = 0.0262 \text{ m} = 26.2 \text{ mm}$$

Περαιτέρω, θεωρούμε ότι το αρχικό έλλειμμα της βροχής φτάνει μέχρι το χρόνο  $t = 12 \text{ h}$ , οπότε και ξεκινά η άμεση απορροή. Έτσι, για να υπολογίσουμε το δείκτη  $\phi$  και την ενεργό βροχόπτωση αμελούμε τελείως τη βροχόπτωση των 12 πρώτων ωρών, θεωρώντας τη ως αρχική απώλεια. Ο δείκτης  $\phi$  προκύπτει κατά τα γνωστά (βλ. Εφαρμογή 4.3.1):  $\phi = 1.61 \text{ mm/h}$ . Επαλήθευση αυτής της τιμής παρέχεται στον Πίν. 5.3, όπου γίνεται ο διαχωρισμός του ολικού υετογραφήματος σε ενεργό και ελλειμματικό.

**Πίν. 5.3** Υπολογισμοί της ενεργού βροχής και των κέντρων βάρους του ενεργού νετογραφήματος και του υδρογραφήματος άμεσης απορροής για την Εφαρμογή 5.2.

$t_j$ h	$i_j$ mm/h	$i_{a,j}$ mm/h	$i_{e,j}$ mm/h	$t_{m,j}$ h	$t_{m,j} i_{e,j}$ mm	$t_j$ h	$Q_j$ m <sup>3</sup> /s	$t_j Q_j$ h m <sup>3</sup> /s
0						12	0.0	0.0
1	0	0	0			13	41.1	534.5
2	1.0	1	0			14	101.2	1417.2
3	3.9	3.9	0			15	178.1	2672.2
4	0.3	0.3	0			16	257.2	4114.6
5	0.8	0.8	0			17	444.9	7562.9
6	1.8	1.8	0			18	659.9	11878.0
7	2.3	2.3	0			19	899.2	17084.9
8	1.5	1.5	0			20	708.9	14178.4
9	2.8	2.8	0			21	619.4	13008.1
10	1.2	1.2	0			22	535.1	11771.1
11	2.4	2.4	0			23	451.6	10386.0
12	6.3	6.3	0			24	371.3	8910.7
13	8.0	1.61	6.39	12.5	79.88	25	297.2	7429.9
14	8.0	1.61	6.39	13.5	86.27	26	223.9	5821.7
15	5.3	1.61	3.69	14.5	53.51	27	185.0	4995.7
16	4.1	1.61	2.49	15.5	38.60	28	148.1	4147.9
17	2.8	1.61	1.19	16.5	19.64	29	110.5	3203.2
18	5.1	1.61	3.49	17.5	61.08	30	73.2	2195.1
19	4.2	1.61	2.59	18.5	47.92	31	37.6	1165.1
20	0.4	0.4	0			32	0.0	0.0
21	0.8	0.8	0					
22	0.2	0.2	0					
23	0.1	0.1	0					
24	0.6	0.6	0					
25	1.0	1	0					
26	0	0	0					
$\Sigma =$			26.23		386.87		$\Sigma = 6343.4$	$132477.2$

(δ) Στον Πίν. 5.3 γίνονται οι υπολογισμοί των τετμημένων των κέντρων βάρους του ενεργού νετογραφήματος, S, και του υδρογραφήματος άμεσης απορροής, R. Το πρώτο αποτελείται από επιμέρους ορθογώνια, σε καθένα από τα οποία αντιστοιχεί ένταση  $i_{e,j}$  και μέσος χρόνος  $t_{m,j} = (t_{j-1} + t_j) / 2$ , οπότε η τετμημένη του κέντρου βάρους προκύπτει

$$t_S = \frac{\sum_j t_{mj} i_{ej}}{\sum_j i_{ej}} = \frac{386.87}{26.23} = 14.8 \text{ h}$$

Για το δεύτερο σχήμα, θεωρούμε για απλοποίηση ότι μπορεί να προσεγγιστεί από ένα ιστόγραμμα, όπου κάθε τεταγμένη  $Q_{dj}$  αντιστοιχεί σε μέσο χρόνο  $t_j$ . Έτσι, η τετμημένη του κέντρου βάρους προκύπτει

$$t_R = \frac{\sum_j t_j Q_j}{\sum_j Q_j} = \frac{132\,477.2}{6343.4} = 20.9 \text{ h}$$

Μετά από αυτούς τους υπολογισμούς, οι χαρακτηριστικές διάρκειες του υδρογραφήματος είναι οι ακόλουθες

- *διάρκεια πλημμύρας ή χρόνος βάσης*

$$t_b := t_{\Delta} - t_B = 32 - 12 = 20 \text{ h}$$

- *χρόνος ανόδου*

$$t_a := t_{\Gamma} - t_B = 19 - 12 = 7 \text{ h}$$

- *χρόνος υστέρησης αιχμής*

$$t_L := t_{\Gamma} - t_S = 19 - 14.8 = 4.2 \text{ h}$$

- *κεντροβαρικός χρόνος υστέρησης*

$$t'_L := t_R - t_S = 20.9 - 14.8 = 6.1 \text{ h}$$

- *χρόνος συγκέντρωσης (ή χρόνος συρροής)*

$$t_c = t_{\Delta} - t_M = 32 - 19 = 13 \text{ h}$$

### 5.3 Χαρακτηριστικά λεκάνης απορροής

Η λεκάνη απορροής, ως σύστημα μετασχηματισμού των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων σε απορροή, παρουσιάζει ορισμένα ειδικά φυσικά γνωρίσματα που επηρεάζουν καταφανώς, τόσο τη διαδικασία του μετασχηματισμού όσο και το τελικό της αποτέλεσμα, δηλαδή το υδρογράφημα της απορροής. Τα γνωρίσματα αυτά ονομάζονται *φυσιογραφικά*

χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής και μπορούν να καταταγούν στις ακόλουθες τρεις κατηγορίες:

- *Μορφολογικά χαρακτηριστικά* (μορφή, ανάγλυφο, υδρογραφικό δίκτυο).
- *Εδαφολογικά χαρακτηριστικά* (μηχανικές ιδιότητες, χημική σύσταση).
- *Φυτοκάλυψη* (είδη χλωρίδας και χωρική διάταξή της).

Τα παραπάνω χαρακτηριστικά αποτελούν χωρικά κατανεμημένη πληροφορία (μεταβάλλονται από θέση σε θέση) αλλά στην πράξη γίνεται συμπυκνωμένη περιγραφή τους χρησιμοποιώντας δείκτες και διαγράμματα, όπως θα δούμε στα επόμενα εδάφια.

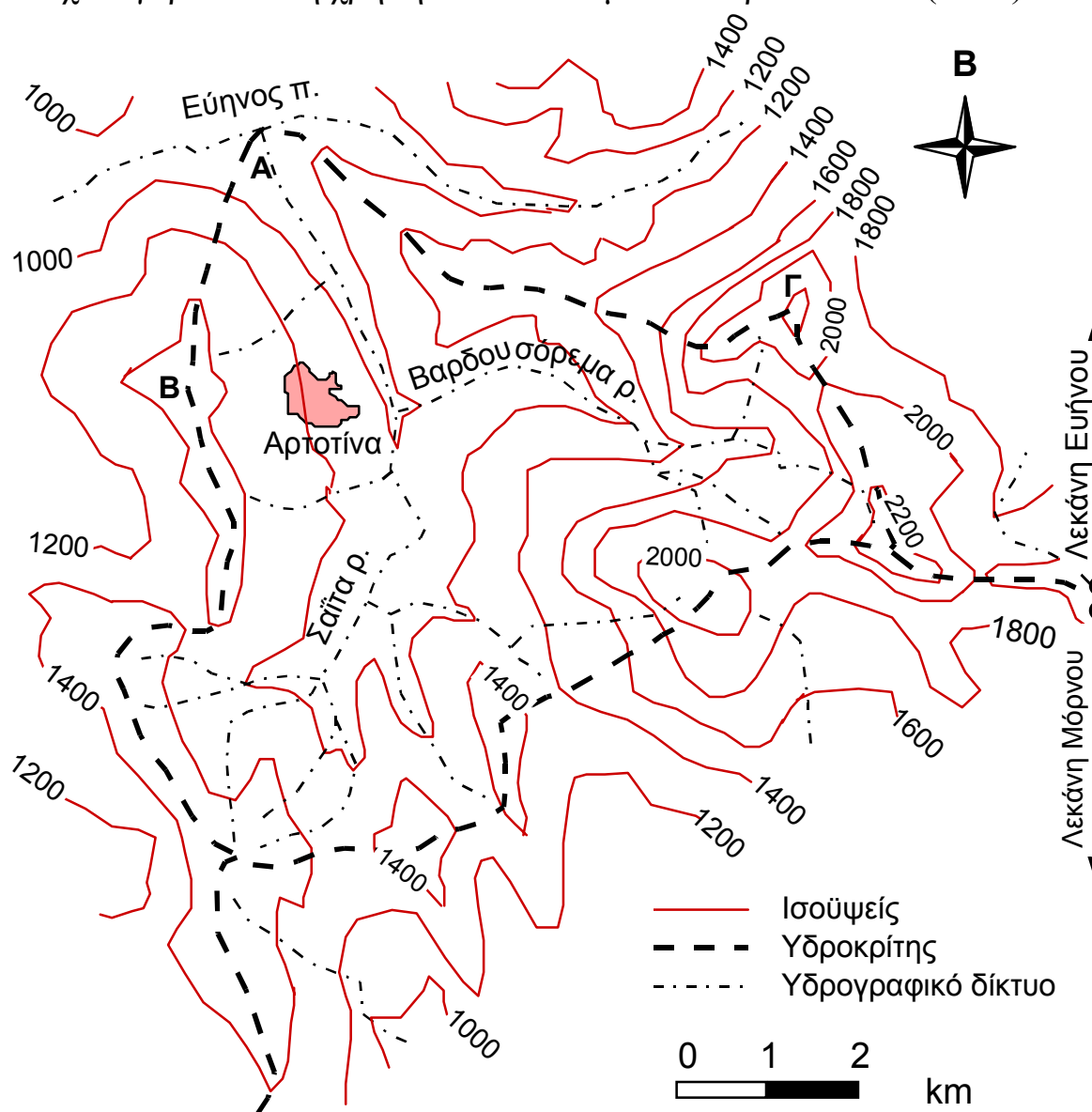
### 5.3.1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά

#### Υδροκρίτης και χάραξή του

Όπως είδαμε στο κεφάλαιο 1, ο υδροκρίτης είναι το όριο, το οποίο ορίζει την έκταση που καταλαμβάνει η λεκάνη απορροής ανάντη μιας δεδομένης διατομής A υδατορεύματος. Η συμβατική μέθοδος χάραξης του υδροκρίτη με βάση ένα χάρτη ή τοπογραφικό διάγραμμα, είναι η εξής: Ξεκινούμε από τη δεδομένη θέση της διατομής A του υδατορεύματος (βλ. Σχ. 5.6) και χαράσσουμε τη γραμμή του υδροκρίτη προς τη μία κατεύθυνση, π.χ. δεξιά του υδατορεύματος, προχωρώντας πάντα κάθετα προς τις ισοϋψείς καμπύλες και ανεβαίνοντας συνεχώς υψόμετρο, μέχρι να συναντήσουμε την κορυφογραμμή, έστω στο σημείο Β, πέρα από το οποίο τα υψόμετρα δεν μπορούν να αυξηθούν άλλο. Επαναλαμβάνουμε το ίδιο από την άλλη πλευρά του υδατορεύματος, μέχρι την κορυφογραμμή, έστω στο σημείο Γ. Στη συνέχεια χαράσσουμε την κορυφογραμμή μεταξύ των σημείων Β και Γ, προσέχοντας να μειώνονται τα υψόμετρα και προς τις δύο πλευρές αυτής της κορυφογραμμής. Γενικά στην όλη διαδικασία χάραξης του υδροκρίτη προσέχουμε να μην τμήσουμε ποτέ κανένα κλάδο του υδρογραφικού δικτύου.

Σήμερα η τεχνολογία των *συστημάτων γεωγραφικής πληροφορίας* (ΣΓΠ ή GIS από τον αγγλικό όρο *geographical information systems*), τα οποία διαχειρίζονται με χρήση υπολογιστών την τοπογραφική και άλλη γεωγραφικά κατανεμημένη πληροφορία, αντικαθιστώντας τους παραδοσιακούς χάρτες με ψηφιακά αρχεία, επιτρέπει την αυτόματη χάραξη των υδροκρίτων. Ειδικότερα για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα λεγόμε-

μενα ψηφιακά μοντέλα υψομέτρου (ΨΜΥ ή DEM από τον αγγλικό όρο digital elevation models) και τα ψηφιακά μοντέλα αναγλύφου (ΨΜΑ ή DTM από τον αγγλικό όρο digital terrain models), τα οποία είναι κατάλληλα δομημένα αρχεία υπολογιστή που περιέχουν την υψομετρική πληροφορία. Η διαφορά των δύο κατηγοριών μοντέλων είναι ότι στα δεύτερα οι θέσεις γνωστών υψομέτρων είναι τυχαίες, ενώ στα πρώτα αποτελούν κόμβους ενός ορθογωνικού καννάβου. Για περισσότερα στοιχεία γύρω από τη χρήση αυτών των μεθόδων βλ. Dodson (1993).



**Σχ. 5.6** Λεκάνη απορροής του υδατορεύματος Αρτοίνας ανάντη της συμβολής του στον ποταμό Εύηνο.

### Γεωμετρία

Το κυριότερο γεωμετρικό χαρακτηριστικό της λεκάνης απορροής είναι το εμβαδό της  $S_A$ . Το σχήμα μιας λεκάνης απορροής είναι πάντα πολύπλοκο, δεν μοιάζει με κανένα από τα απλά γεωμετρικά σχήματα, και έτσι δεν μπορεί να περιγραφεί με ακρίβεια από μικρό αριθμό παραμέτρων. Ωστόσο, έχουν προταθεί διάφοροι αδιάστατοι δείκτες που συγκεντρώνουν κάποια πληροφορία για το σχήμα της λεκάνης, όπως είναι οι ακόλουθοι:

- Ο δείκτης κυκλικότητας ορίζεται ως ο λόγος της επιφάνειας της λεκάνης προς την επιφάνεια κύκλου με περίμετρο ίδια με αυτή της λεκάνης ( $P_A$ ):

$$E_c := \frac{S_A}{P_A^2 / 4\pi} \quad (5.7)$$

- Ο δείκτης συμπαγούς ορίζεται ως ο λόγος της περιμέτρου της λεκάνης προς την περίμετρο κύκλου με επιφάνεια ίδια με αυτή της λεκάνης:

$$E'_c := \frac{P_A}{\sqrt{4\pi S_A}} = \frac{1}{\sqrt{E_c}} \quad (5.8)$$

- Ο δείκτης επιμήκυνσης ορίζεται ως ο λόγος της πλευράς ενός τετραγώνου με επιφάνεια ίδια με αυτή της λεκάνης, προς ένα χαρακτηριστικό μήκος της λεκάνης  $L_A$  (π.χ. το μήκος από το Α μέχρι το πιο απομακρυσμένο σημείο της λεκάνης ή το σημείο με το μεγαλύτερο υψόμετρο):

$$E_L := \frac{\sqrt{S_A}}{L_A} \quad (5.9)$$

Η τιμή της περιμέτρου της λεκάνης  $P_A$ , που υπεισέρχεται στον ορισμό των δεικτών κυκλικότητας και συμπαγούς, δεν μπορεί να προσδιοριστεί με αυστηρό τρόπο. Πράγματι, η τιμή αυτή εξαρτάται από την κλίμακα του χάρτη, στον οποίο γίνεται η μέτρηση, και την ακρίβεια της μέτρησης, δηλαδή το βήμα  $\Delta L$  που χρησιμοποιείται για την προσέγγιση της πολύπλοκης καμπύλης της περιμέτρου της λεκάνης.



**Ανάγλυφο**

Η γενική εικόνα του αναγλύφου αποδίδεται από την *υψομετρική* (ή *υπογραφική*) *καμπύλη* της λεκάνης, δηλαδή την καμπύλη που σε κάθε δεδομένη τιμή του τοπογραφικού υψομέτρου  $z$  αντιστοιχίζει το ποσοστό της επιφάνειας της λεκάνης  $F(z)$  που έχει υψόμετρο μεγαλύτερο ή ίσο της δεδομένης τιμής (βλ. και Εφαρμογή 5.3.1 και Σχ. 5.8).

Η μορφή της υψομετρικής καμπύλης αποκαλύπτει αρκετά ποιοτικά χαρακτηριστικά του αναγλύφου της λεκάνης, σύμφωνα με τη γενική παρατήρηση ότι ισχυρές κλίσεις σε μια περιοχή της καμπύλης υποδηλώνουν ισχυρές κλίσεις του αναγλύφου της λεκάνης και αντίστροφα. Προκύπτουν έτσι μερικά ποιοτικά συμπεράσματα για την αναμενόμενη μορφή των πλημμυρογραφημάτων και τους χαρακτηριστικούς χρόνους τους.

Χαρακτηριστικά υψόμετρα της λεκάνης είναι το μέγιστο, το ελάχιστο (στην έξοδο  $A$ ) και το μέσο. Ο υπολογισμός του μέσου υψομέτρου της λεκάνης γίνεται με βάση την υψομετρική καμπύλη  $F(z)$  χρησιμοποιώντας τη σχέση

$$z_S = \int_0^1 z dF(z) \approx \sum_r \frac{z_r + z_{r-1}}{2} \Delta F_r, \quad (5.10)$$

όπου υποτίθεται ότι πεδίο μεταβολής του  $F$  έχει υποδιαιρεθεί σε υποδιαστήματα μήκους  $\Delta F_r$  (όχι κατ' ανάγκη ίσα, αλλά με άθροισμα ίσο με 1) και οι τιμές του  $z$  που αντιστοιχούν στα άκρα του υποδιαστήματος  $\Delta F_r$  είναι  $z_r$ , και  $z_{r-1}$  (βλ. και Εφαρμογή 5.3.1).

Άλλο χρήσιμο χαρακτηριστικό του αναγλύφου της λεκάνης είναι η μέση κλίση  $i_S$  που υπολογίζεται από τη σχέση

$$i_S = \frac{1}{S_A} \int_{S_A} i dS \approx \frac{1}{S_A} \sum_r i_r \Delta S_r \quad (5.11)$$

όπου έχει υποτεθεί ότι η συνολική έκταση της λεκάνης έχει υποδιαιρεθεί σε τμήματα  $\Delta S_r$  που το καθένα έχει περίπου σταθερή κλίση  $i_r$ . Η υποδιαίρεση αυτή και ο αντίστοιχος υπολογισμός απαιτούν μια χρονοβόρα διαδικασία αν γίνονται πάνω σε συμβατικούς χάρτες αλλά αυτοματοποιούνται αν χρησιμοποιούνται συστήματα γεωγραφικής πληροφορίας. Στην τελευ-

ταία περίπτωση, μπορεί εύκολα να υπολογιστεί και να απεικονιστεί και η κατανομή της κλίσης στη λεκάνη.

### Υδρογραφικό δίκτυο

Οι κλάδοι των φυσικών υδατορευμάτων που αποχετεύουν τα νερά της επιφανειακής απορροής αποτελούν ένα οργανωμένο δίκτυο, το υδρογραφικό δίκτυο. Οι κλάδοι αυτοί παρουσιάζουν ποικιλία χαρακτηριστικών με διατομές που προοδευτικά αυξάνονται, ξεκινώντας από τα τελευταία μικρορυάκια του αναγλύφου και καταλήγοντας στο υδατόρευμα που συγκεντρώνει την απορροή του συνόλου της λεκάνης. Όλοι οι κλάδοι συνδέονται μεταξύ τους σε τρόπο ώστε οι πιο κατάντη να δέχονται την απορροή των πιο ανάντη.\*

Η συστηματική μελέτη της δομής του υδρογραφικού δικτύου ξεκίνησε από τον Horton (1945) και συμπληρώθηκε από τον Strahler (1964· βλ. και Chow et al., 1988, σσ. 166-170· Dingman, 1994, σσ. 379-382). Σύμφωνα με το σύστημα ταξινόμησης του υδρογραφικού δικτύου που έχουν προτείνει, σε κάθε κλάδο του δικτύου αποδίδεται ένας αριθμός που χαρακτηρίζει την *τάξη* του. Οι κλάδοι χωρίς ανάντη συμβολές αριθμούνται με τάξη 1. Όταν συμβάλλουν δύο κλάδοι με τάξη 1, τότε ο κατάντη κλάδος αριθμείται με τάξη 2. Κατά τον ίδιο τρόπο, όταν συμβάλλουν δύο κλάδοι με την ίδια τάξη  $i$ , στον αμέσως κατάντη κλάδο αποδίδεται τάξη  $i + 1$ . Όταν όμως συμβάλλουν δύο κλάδοι με διαφορετικές τάξεις, ο κατάντη κλάδος διατηρεί τη μεγαλύτερη από τις δύο τάξεις των ανάντη κλάδων. Η τάξη του πιο κατάντη κλάδου  $I$  χαρακτηρίζει και την τάξη της λεκάνης που εξετάζεται. Ο τρόπος αρίθμησης αυτός διασαφηνίζεται στο Σχ. 5.7, το οποίο αναφέρεται στο υδρογραφικό δίκτυο της λεκάνης του Σχ. 5.6. Θα πρέπει πάντως να σημειωθεί ότι η απόδοση τάξεων στους κλάδους του υδρογραφικού δικτύου εξαρτάται από την κλίμακα του

---

\* Μια εξαίρεση σε αυτό τον κανόνα, η οποία είναι αρκετά συνηθισμένη μορφολογική ανωμαλία μιας λεκάνης απορροής, είναι ο *ενδορείσμος* ενός τμήματός της: Πρόκειται για τοπική κοιλότητα της λεκάνης με εσωτερικό υδροκρίτη, όπου το αντίστοιχο τμήμα του υδρογραφικού δικτύου καταλήγει στο βαθύτερο σημείο της κοιλότητας, χωρίς επιφανειακή σύνδεση με το υπόλοιπο δίκτυο. Υδρολογικές συνέπειες του ενδορείσμου είναι η δημιουργία λίμνης (ή έλους) στην τοπική κοιλότητα της λεκάνης ή/και τροφοδοσία των υπόγειων υδροφορέων της λεκάνης.

χάρτη και, πιο συγκεκριμένα, από το βαθμό λεπτομέρειας στη χαρτογραφική αναπαράσταση του υδρογραφικού δικτύου.

Ο Horton (1945) βρήκε εμπειρικά ότι σε μια λεκάνη απορροής, ο λόγος του αριθμού  $N_i$  των κλάδων τάξης  $i$  προς τον αριθμό  $N_{i+1}$  των κλάδων τάξης  $i+1$ , είναι σταθερός, ανεξάρτητος της τάξης  $i$ . Ο λόγος αυτός ονομάζεται *λόγος διακλαδώσεων* (bifurcation ratio): ο αντίστοιχος εμπειρικός νόμος είναι γνωστός ως *νόμος του Horton για τον αριθμό υδατορευμάτων* και εκφράζεται από τη σχέση

$$\frac{N_i}{N_{i+1}} = R_B, i = 1, 2, \dots, I-1 \quad (5.12)$$

Ένας δεύτερος νόμος που διατυπώθηκε από τον Horton αφορά στα μέσα μήκη των υδατορευμάτων  $L_i$  δεδομένης τάξης  $i$ . Ο νόμος αυτός, γνωστός ως *νόμος του Horton για τα μήκη υδατορευμάτων*, εκφράζεται από τη σχέση

$$\frac{L_{i+1}}{L_i} = R_L, i = 1, 2, \dots, I-1 \quad (5.13)$$

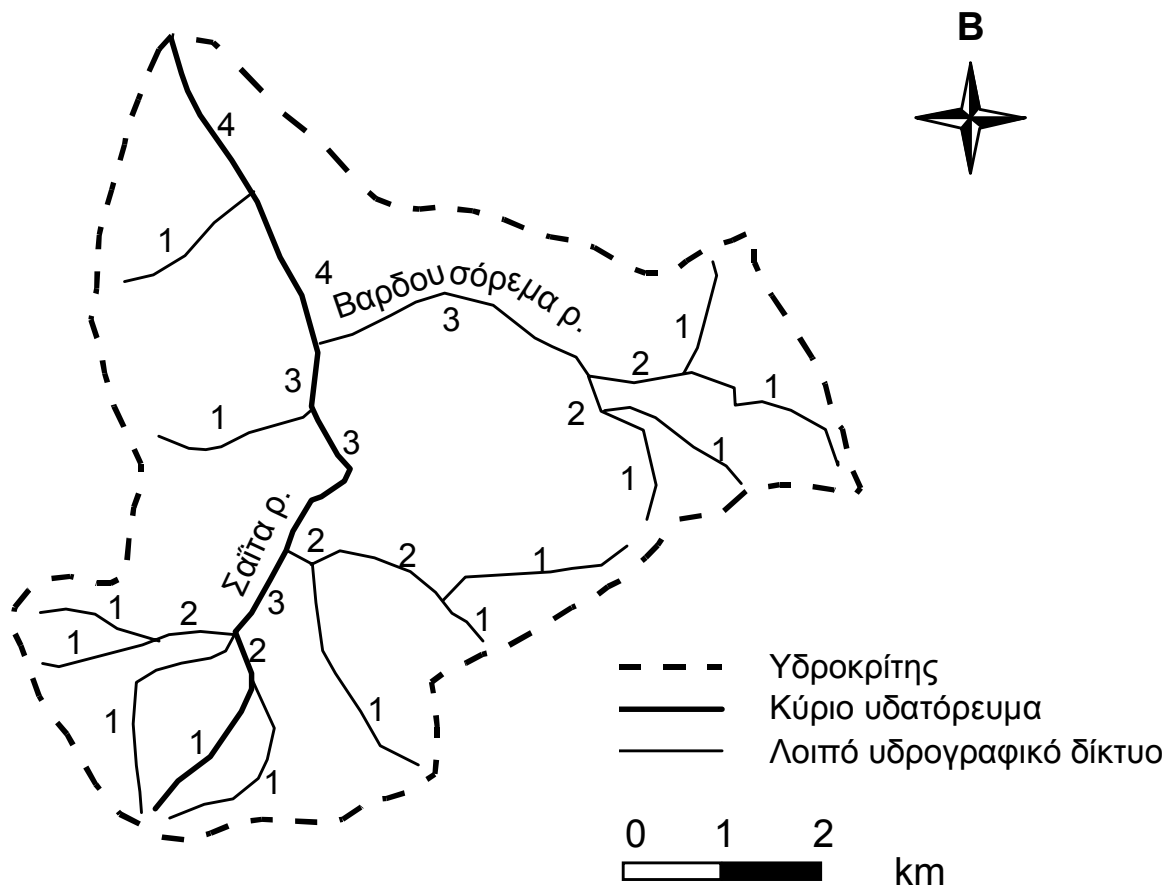
Επεξήγηση των νόμων του Horton γίνεται στην Εφαρμογή 5.3.1. Τέλος, ένας τρίτος ανάλογος νόμος, γνωστός ως *νόμος των επιφανειών των υδατορευμάτων* διατυπώθηκε από τον Schumm (1956), αφορά στις μέσες επιφάνειες λεκανών  $A_i$  των κλάδων δεδομένης τάξης  $i$  και εκφράζεται από τη σχέση

$$\frac{A_{i+1}}{A_i} = R_A, i = 1, 2, \dots, I-1 \quad (5.14)$$

Είναι εντυπωσιακό ότι οι σταθερές  $R_B$ ,  $R_L$  και  $R_A$  έχουν περίπου ίδιες τιμές τόσο στη συνολική υδρολογική λεκάνη ενός ποταμού, όσο και στις υπολεκάνες του (Chow et al., 1988, σ. 169), γεγονός που αντανακλά τη γεωμετρική ομοιότητα\* των υδρολογικών λεκανών.

---

\* Ο όρος *ομοιότητα* χρησιμοποιείται εδώ με στατιστικό περιεχόμενο και όχι με την αυστηρή ευκλείδεια έννοιά του. Άλλωστε, οι λεκάνες απορροής και τα υδρογραφικά δίκτυά τους δεν αποδίδονται από τα απλουστευμένα σχήματα της ευκλείδειας γεωμετρίας: για να χρησιμοποιήσουμε τη διατύπωση του Mandelbrot (1983, σ. 1), "... τα βουνά δεν είναι κώνοι και οι ακτογραμμές δεν είναι κύκλοι ...". Τέτοια αντικείμενα της Φύσης περιγράφονται καλύτερα ως κλα-



Σχ. 5.7 Υδρογραφικό δίκτυο της λεκάνης του υδατορεύματος Αρτοΐνας ανάντη της συμβολής του στον ποταμό Εύηνο.

Μια παράμετρος χρήσιμη στις υδρολογικές αναλύσεις είναι η *πυκνότητα του υδρογραφικού δικτύου*  $D_A$ , η οποία ορίζεται ως ο λόγος του συνολικού μήκους του υδρογραφικού δικτύου  $\Sigma L_A$  προς την επιφάνεια της λεκάνης  $S_A$ :

σματομορφικά (fractal) αντικείμενα με μια γεωμετρία διαφορετικής λογικής από την ευκλείδεια. Έτσι, η διάσταση αυτών των αντικειμένων δεν είναι 1, 2 ή 3, όπως αυτών της ευκλείδειας γεωμετρίας, αλλά μπορεί να είναι κλασματικός αριθμός, κάτι που έχει παράδοξες συνέπειες για τις έννοιες του μήκους, της επιφάνειας ή του όγκου. Για παράδειγμα, το μήκος του υδρογραφικού δικτύου μιας λεκάνης (όπως και η περίμετρος της λεκάνης· βλ. σ. 304) εξαρτάται από το βήμα  $\Delta L$  που χρησιμοποιείται για την προσέγγιση της πολύπλοκης καμπύλης του δικτύου. Θεωρητικά, όταν το βήμα μέτρησης τείνει στο μηδέν, το συνολικό μήκος τείνει στο άπειρο και κατά συνέπεια δεν ορίζεται το μήκος με την αυστηρή ευκλείδεια έννοια. Είναι ακόμη εντυπωσιακό ότι το συνολικό μήκος του υδρογραφικού δικτύου δεν είναι ανάλογο ενός χαρακτηριστικού μήκους της λεκάνης (π.χ. του μέγιστου έξονά της) αλλά περίπου ανάλογο της επιφάνειας της λεκάνης Mandelbrot (1983, σ. 111).

$$D_A := \frac{\Sigma L_A}{S_A} \quad (5.15)$$

και έχει διαστάσεις  $[L^{-1}]$ . Με απλούς γεωμετρικούς αποδεικνύεται ότι η μέση απόσταση από τον υδροκρίτη μέχρι το υδατόρευμα είναι

$$X_A = \frac{1}{2 D_A} \quad (5.16)$$

και κατά συνέπεια η μέση διαδρομή μιας σταγόνας σε συνθήκες επίγειας ροής, μέχρι να φτάσει στο υδρογραφικό δίκτυο είναι

$$Y_A = \frac{X_A}{2} = \frac{1}{4 D_A} \quad (5.17)$$

Μια συγκεκριμένη διαδρομή κατά μήκος του υδατορεύματος, η οποία καταλήγει στην έξοδο της λεκάνης, χαρακτηρίζεται ως *κύριο υδατόρευμα* ή *κύρια μισγάγκεια* της λεκάνης. Η αναγνώριση του κύριου υδατορεύματος είναι εύκολη στο χαμηλό τελευταίο τμήμα της λεκάνης, όπου συνήθως υπερέχει σαφώς από άποψη διαστάσεων και παροχής, αλλά έχει και τη μεγαλύτερη τάξη. Προχωρώντας όμως στα μεγαλύτερα υψόμετρα, αυξάνονται προοδευτικά οι δυσκολίες επιλογής και πρέπει να τεθούν κριτήρια επιλογής, που είναι η υπεροχή στο μήκος, στη μέση ετήσια παροχή, στην έκταση της αποχετευόμενης λεκάνης απορροής ή στην τάξη. Συνήθως προτιμάται ο κλάδος με μεγαλύτερη τάξη και μεγαλύτερο μήκος (βλ. Σχ. 5.7). Το μήκος του κύριου υδατορεύματος αποτελεί από τα βασικότερα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της λεκάνης και συσχετίζεται εμπειρικά με το χρόνο συγκέντρωσης της λεκάνης.

### Εφαρμογή 5.3.1

*a. Να υπολογιστούν οι γεωμετρικοί δείκτες της λεκάνης απορροής του υδατορεύματος Αρτοτίνας ανάντη της συμβολής του στον ποταμό Εύηνο, η οποία απεικονίζεται στο Σχ. 5.6.*

Η έκταση της λεκάνης προκύπτει μετά από εμβαδομέτρησή της στο Σχ. 5.6 και είναι  $S_A = 38.29 \text{ km}^2$ . Η περίμετρος της λεκάνης προκύπτει μετά από μέτρηση στο Σχ. 5.6 και είναι  $P_A = 28.0 \text{ km}$ . Το χαρακτηριστικό μήκος της λεκάνης, από το σημείο Α μέχρι το πιο απομακρυσμένο σημείο, που εδώ συμβαίνει να έχει και το μεγαλύτερο υψόμετρο, προκύπτει επίσης μετά από μέτρηση στο Σχ. 5.6 και είναι  $L_A = 8.4 \text{ km}$ . Κατά συνέπεια, ο δείκτης κυκλικότητας είναι

$$E_c := \frac{S_A}{P_A^2 / 4\pi} = \frac{38.29}{28.0^2 / (4 \times 3.14)} = 0.613$$

ο δείκτης συμπαγούς

$$E'_c := \frac{1}{\sqrt{E_c}} = \frac{1}{\sqrt{0.613}} = 1.28$$

και ο δείκτης επιμήκυνσης

$$E_L := \frac{\sqrt{S_A}}{L_A} = \frac{\sqrt{38.29}}{8.4} = 0.74$$

β) Ζητείται ο υπολογισμός και η χάραξη της υψομετρικής καμπύλης και η εύρεση των χαρακτηριστικών υψομέτρων της παραπάνω λεκάνης απορροής.

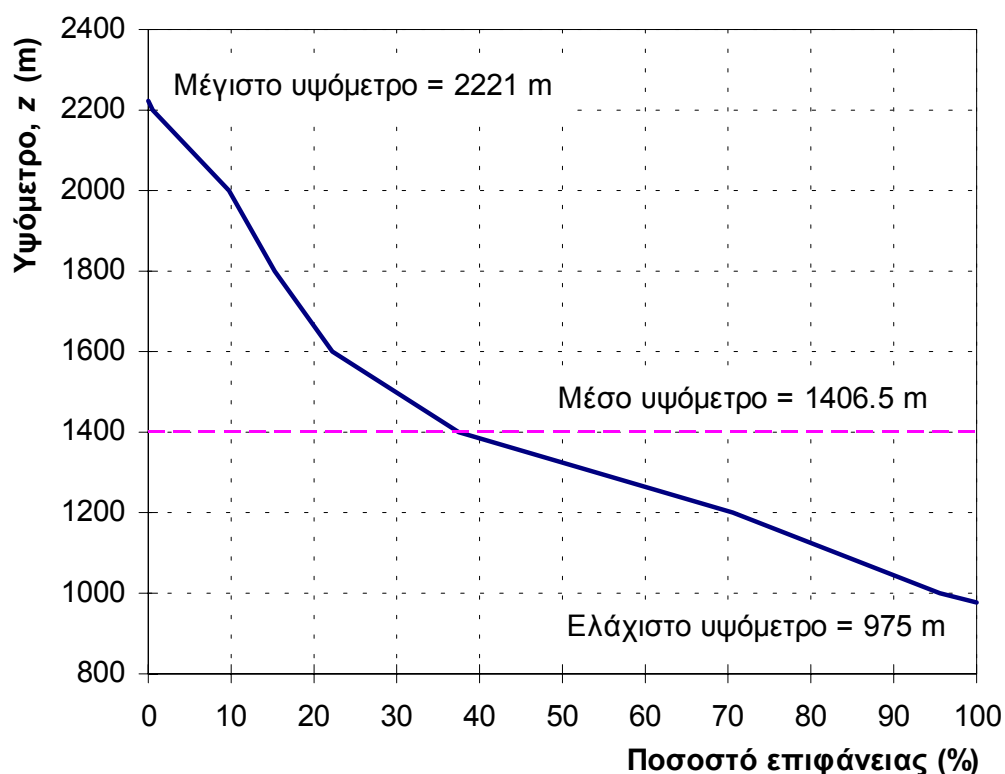
**Πίν. 5.4** Δεδομένα και υπολογισμοί για την υψομετρική καμπύλη και το μέσο υψόμετρο της λεκάνης απορροής του υδατορεύματος Αρτοτίνας ανάντη της συμβολής του στον ποταμό Εύηνο (Εφαρμογή 5.3.1.β).

Όρια κλάσεων υψομέτρου, $z_i$ (m)	Επιφάνεια κλάσης, $S_i$ (km <sup>2</sup> )	Ποσοστό επιφάνειας $\Delta F_i = S_i / S$ (%)	Αθροιστικό ποσοστό επιφάνειας $F_i$ (%)	Μέσο υψόμετρο κλάσης $\frac{z_i + z_{i-1}}{2}$ (m)	$\Delta F_i \frac{z_i + z_{i-1}}{2}$ (m)
975			100.00		
1000	1.68	4.39	95.61	987.5	43.3
1200	9.55	24.94	70.67	1100.0	274.4
1400	12.68	33.12	37.56	1300.0	430.5
1600	5.84	15.25	22.30	1500.0	228.8
1800	2.70	7.05	15.25	1700.0	119.9
2000	2.13	5.56	9.69	1900.0	105.7
2200	3.53	9.22	0.47	2100.0	193.6
2221	0.18	0.47	0.00	2210.5	10.4
Άθροισμα	38.29	100			1406.5

Στις δύο πρώτες στήλες του Πίν. 5.4 δίνεται το αποτέλεσμα της εμβαδομέτρησης\* των μερικών επιφανειών  $S_i$  μεταξύ διαδοχικών ισοϋψών καμπυλών με υψόμετρα  $z_i$  και  $z_{i-1}$ . Οι σχετικοί υπολογισμοί για την

\* Η εμβαδομέτρηση έγινε μέσω συστήματος γεωγραφικής πληροφορίας, αφού προηγουμένως ψηφιοποιήθηκε ο σχετικός χάρτης της ΓΥΣ κλίμακας 1 : 100 000.

υψομετρική καμπύλη είναι αυτονόητοι και φαίνονται στην τρίτη και τέταρτη στήλη του Πίν. 5.4, ενώ η καμπύλη έχει χαραχτεί στο Σχ. 5.8. Το ελάχιστο και το μέγιστο υψόμετρο της λεκάνης φαίνονται στην πρώτη στήλη του Πίν. 5.4 και είναι 975 m και 2221 m, αντίστοιχα. Το μέσο υψόμετρο υπολογίζεται με εφαρμογή της (5.10) στις δύο τελευταίες στήλες του Πίν. 5.4 και προκύπτει ίσο με 1406.5 m.



Σχ. 5.8 Υψομετρική καμπύλη της λεκάνης απορροής του υδατορεύματος Αρτοτίνας ανάντη της συμβολής του στον ποταμό Εύηνο.

γ) Να ελεγχθεί η ισχύς των εμπειρικών νόμων του Horton στην παραπάνω λεκάνη, να υπολογιστούν οι παράμετροι των νόμων και να βρεθούν το μήκος του κύριου υδατορεύματος, η πυκνότητα του υδρογραφικού δικτύου και η μέση διαδρομή της επίγειας ροής.

**Πίν. 5.5** Αριθμός και μήκος κλάδων του υδρογραφικού δικτύου κατά τάξη, για τη λεκάνη απορροής του υδατορεύματος Αρτοτίνας ανάντη της συμβολής του στον ποταμό Εύηνο (Εφαρμογή 5.3.1.γ).

Τάξη, $i$	Αριθμός κλάδων, $N_i$	Συνολικό μήκος κλάδων, $\Sigma L_i$ (km)	Μέσο μήκος κλάδων, $L_i$ (km)
1	14	22.0	1.57
2	5	5.6	1.12
3	2	6.5	3.25
4	1	3.4	3.40
Άθροισμα	22	37.5	1.70

Μετά από μέτρηση του αριθμού  $N_i$  και του μήκους  $\Sigma L_i$  των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου στο Σχ. 5.7 κατά τάξη κλάδου  $i$ , προέκυψαν τα αριθμητικά δεδομένα που φαίνονται στον Πίν. 5.5. Οι αριθμοί των κλάδων  $N_i$  έχουν απεικονιστεί στο Σχ. 5.9 σε ημιλογαριθμικό χαρτί συναρτήσεως της τάξης  $i$ . Παρατηρούμε ότι τα τέσσερα σημεία σχηματίζουν μια ευθεία στο ημιλογαριθμικό διάγραμμα, που περιγράφεται από την εκθετική εξίσωση

$$N_i = 31.3 e^{-0.883 i}$$

Η εξίσωση αυτή προσαρμόστηκε με τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων και εμφανίζει ισχυρό συντελεστή προσδιορισμού ( $r^2 = 0.993$ ). Κατά συνέπεια, από την (5.12) ο λόγος διακλαδώσεων προκύπτει

$$R_B = \frac{N_i}{N_{i+1}} = \frac{31.3 e^{-0.883 i}}{31.3 e^{-0.883 (i+1)}} = e^{0.883} = 2.42$$

και είναι πράγματι ανεξάρτητος της τάξης  $i$ , όπως προβλέπει ο νόμος του Horton για τον αριθμό κλάδων.

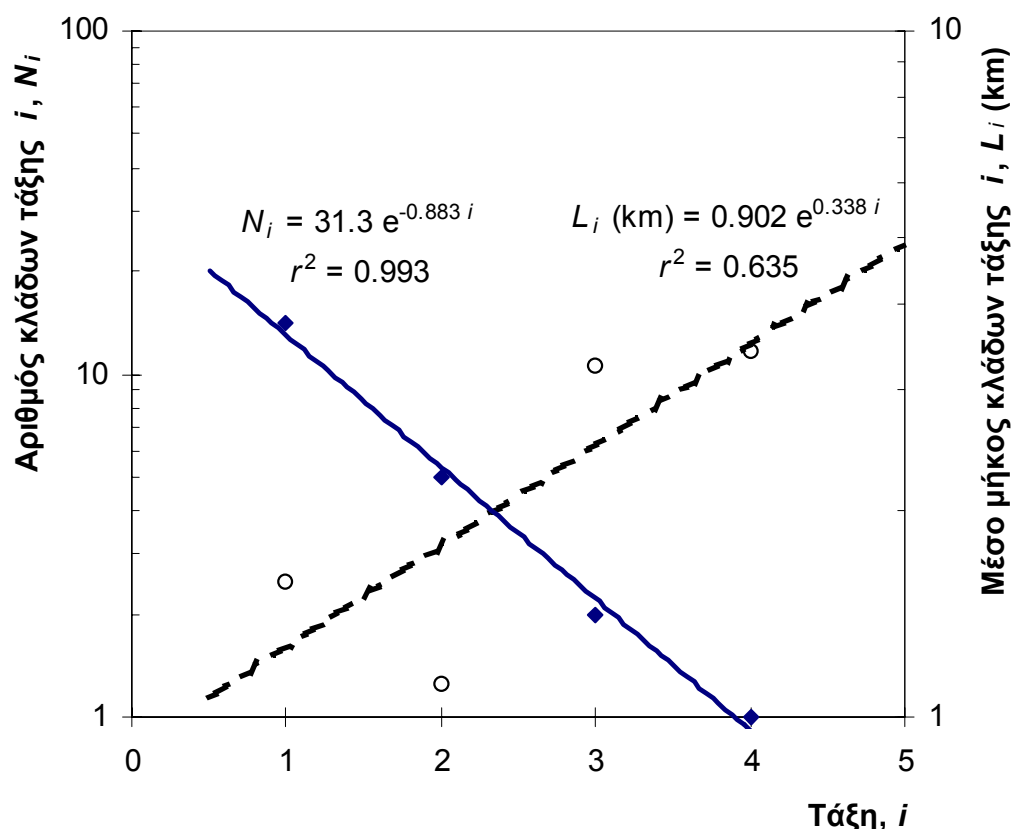
Τα μέσα μήκη των κλάδων  $L_i$  έχουν επίσης απεικονιστεί στο Σχ. 5.9 σε ημιλογαριθμικό χαρτί συναρτήσεως της τάξης  $i$ . Παρατηρούμε ότι τα τέσσερα σημεία δεν σχηματίζουν ευθυγραμμία, γεγονός που ερμηνεύεται ως απόκλιση από το νόμο του Horton για τα μήκη των υδατορευμάτων. Πάντως, η σταθερά  $R_L$  μπορεί να υπολογιστεί προσεγγιστικά αν στα τέσσερα σημεία προσαρμοστεί με τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων μια εκθετική εξίσωση, η οποία στο ημιλογαριθμικό διάγραμμα απεικονίζεται ως ευθεία. Εν προκειμένω, η εξίσωση έχει τη μορφή

$$L_i = 0.902 e^{0.338 i} \quad (L_i \text{ σε km}^2)$$



και ο συντελεστής προσδιορισμού είναι  $r^2 = 0.635$ . Η σταθερά  $R_L$  προκύπτει από την (5.13):

$$R_L = \frac{L_{i+1}}{L_i} = \frac{0.902 e^{0.338(i+1)}}{0.902 e^{0.338i}} = e^{0.338} = 1.47$$



**Σχ. 5.9** Αριθμός κλάδων υδατορευμάτων και αντίστοιχα μέσα μήκη συναρτήσει της τάξης των κλάδων, για τη λεκάνη του υδατορεύματος Αρτοτίνας ανάντη της συμβολής του στον ποταμό Εύηνο.

Το μήκος του κύριου υδατορεύματος προκύπτει (από μέτρηση στο Σχ. 5.7) ίσο με 9.18 km.

Η πυκνότητα του υδρογραφικού δικτύου της λεκάνης είναι

$$D_A := \frac{\Sigma L_A}{S_A} = \frac{37.5}{38.29} = 0.98 \text{ km}^{-1}$$

Η μέση απόσταση από τον υδροκρίτη μέχρι το υδατόρευμα είναι

$$X_A = \frac{1}{2 D_A} = \frac{1}{2 \times 0.98} = 0.51 \text{ km}$$

και κατά συνέπεια η μέση διαδρομή μιας σταγόνας σε συνθήκες επίγειας ροής, μέχρι να φτάσει στο υδρογραφικό δίκτυο είναι

$$Y_A = \frac{X_A}{2} = \frac{0.51}{2} = 0.26 \text{ km} = 260 \text{ m}$$

Σημειώνουμε ότι ο χάρτης της λεκάνης που φαίνεται στο Σχ. 5.6 έχει προκύψει από πρωτότυπο χάρτη της ΓΥΣ κλίμακας 1 : 100 000. Αν ο χάρτης ήταν λεπτομερέστερος, το συνολικό μήκος του υδρογραφικού δικτύου και συνακόλουθα η πυκνότητά του, θα προέκυπταν μεγαλύτερα, οπότε η μέση διαδρομή της επίγειας ροής θα ήταν μικρότερη από 260 m.

### 5.3.2 Εδαφολογικά χαρακτηριστικά

Η σύσταση των εδαφών της λεκάνης απορροής επηρεάζει ιδιαίτερα τα υδρολογικά ελλείμματα, άρα και την επιφανειακή απορροή.

Τα βασικότερα για το μηχανικό χαρακτηριστικά των εδαφών, οι μηχανικές ιδιότητές τους, καθορίζουν το ρυθμό της διήθησης (βλ. ενότητα 4.2) και κατά συνέπεια επηρεάζουν άμεσα την απορροή. Οι μηχανικές ιδιότητες των εδαφών ως πορωδών μέσων εξετάζονται λεπτομερώς στην στις ενότητες 6.2 και 6.3.

Η χημική σύσταση των εδαφών, σε συνδυασμό με τις μηχανικές ιδιότητές τους, καθορίζει τη φυτοκάλυψη και τους επικρατούντες τύπους χλωρίδας, και συνεπώς επηρεάζει αποφασιστικά την επιφανειακή απορροή, όπως εξηγείται και στο επόμενο εδάφιο.

### 5.3.3 Φυτοκάλυψη

Από όσα προηγήθηκαν, γίνεται φανερό ότι η φυτοκάλυψη επηρεάζει άμεσα την απορροή. Όπως εξηγήθηκε στην ενότητα 4.1, ο μηχανισμός της παρεμπόδισης της χλωρίδας, έχει συνέπεια τη μείωση του όγκου απορροής κατά την ποσότητα που κατακρατείται από τη χλωρίδα και τελικώς εξατμίζεται ή απορροφάται απ' αυτή. Ο ίδιος μηχανισμός είναι υπεύθυνος και για τη χρονική υστέρηση της απορροής. Στη χρονική υστέρηση συντείνει εξ άλλου και η αύξηση της τραχύτητας των εδαφών, η οποία προκαλείται από τη φυτοκάλυψη. Μια άλλη δράση της χλωρίδας, η οποία επηρεάζει την απορροή, έχει σχέση με τη μεταβολή των χαρακτηριστικών του επιφανειακού εδαφικού στρώματος (από τη δράση των ριζών αλλά και των φυλλωμάτων που πέφτουν) σε τρόπο ώστε να αυξάνεται η διηθητική ικανότητα του εδάφους και συνακόλουθα να μειώνεται η απορροή (βλ. και ενότητα 5.1).

Ανακεφαλαιωτικά, η φυτοκάλυψη δρα προς την κατεύθυνση της μείωσης του όγκου άμεσης απορροής, και της επιβράδυνσης και εξομάλυνσης των ρυθμών της, με τελική συνέπεια τη μείωση των αιχμών των πλημμυρικών υδρογραφημάτων. Για τους ίδιους λόγους, όταν καταστρέφεται η χλωρίδα, π.χ. από πυρκαγιές ή εκχέρσωση, αλλάζει η υδρολογική συμπεριφορά της λεκάνης και συγκεκριμένα επιταχύνονται και ισχυροποιούνται τα φαινόμενα των πλημμυρών.

Επιπλέον, η πυκνή κάλυψη με χλωρίδα, επιβραδύνοντας την άμεση απορροή, προστατεύοντας το έδαφος από την κινητική ενέργεια της βροχής, αλλά και δημιουργώντας συνεκτικό ιστό των εδαφικών κόκκων, συγκρατεί το εδαφικό υλικό, μειώνοντας ή και μηδενίζοντας τη διάβρωση της λεκάνης και όλες τις καταστρεπτικές της συνέπειες.

## 5.4 Υδρομετρία

### 5.4.1 Αντικειμενική σημασία της υδρομετρίας

Στην ενότητα 1.9 επισημάνθηκε ο πρωταρχικός ρόλος της υδρολογικής πληροφορίας και κυρίως της πρωτεύουσας πληροφορίας, η οποία είναι το προϊόν της υδρομετρίας, στην επιστήμη και τεχνολογία του νερού: πρόκειται για την υποδομή τόσο των επιστημονικών και ερευνητικών μελετών, όσο και των αναπτυξιακών και διαχειριστικών μελετών για έργα και μέτρα που αποσκοπούν στην αξιοποίηση του νερού και την προστασία από έκτακτα υδρολογικά περιστατικά.

Για το μηχανικό, η πληροφορία που προκύπτει από την υδρομετρία είναι η σημαντικότερη, σε σύγκριση με πληροφορίες άλλων συνιστωσών του υδρολογικού κύκλου, για δύο λόγους: γιατί οι μετρήσεις επικεντρώνονται στο κύριο αντικείμενο του μηχανικού, δηλαδή την παροχή των υδατορευμάτων, και γιατί, αν και σημειακές, το αποτέλεσμά τους ολοκληρώνει και αποδίδει συγκεντρωτικά την απορροή σε όλη την ανάντη λεκάνη. Ωστόσο, για τους λόγους που θα δούμε παρακάτω, η υδρομετρία, σε αντίθεση π.χ. με τη βροχομετρία, είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη και πολυδάπανη διαδικασία, και απαιτεί ειδικευμένο προσωπικό τόσο για τις διαδικασίες υπαίθρου όσο και για τις εργασίες γραφείου.

Η υδρομετρία αποτελεί σήμερα ολόκληρη εφαρμοσμένη επιστήμη που απασχολεί σημαντικές βιομηχανικές μονάδες με ενσωματωμένα

ερευνητικά κέντρα, αλλά και υδρολογικές υπηρεσίες. Προδιαγραφές για την υδρομετρία έχουν εκδώσει τόσο ο World Meteorological Organization (1981) όσο και ο International Standards Organization (1983). Κύριος στόχος της είναι η παραγωγή αδιάλειπτων χρονοσειρών παροχής σε διάφορες χρονικές κλίμακες. Για την εξυπηρέτηση αυτού του στόχου απαιτείται κατ' αρχήν η εκτέλεση μετρήσεων παροχής ανά τακτά χρονικά διαστήματα (π.χ. εβδομάδας ή δεκαπενθημέρου). Όμως, ποτέ η χρονική πυκνότητα των μετρήσεων παροχής δεν είναι η απαιτούμενη, λόγω των ιδιαίτερων δυσκολιών και του σημαντικού κόστους τους. Έτσι, για την πύκνωση των χρονοσειρών παροχής στο επιθυμητό χρονικό βήμα (π.χ. ημερήσιο, ωριαίο ή και ακόμη μικρότερο) αξιοποιούνται και άλλα χαρακτηριστικά της ροής των υδατορευμάτων, των οποίων η μέτρηση είναι απλούστερη. Το κυριότερο απ' αυτά είναι η στάθμη.

#### 5.4.2 Τυπική σύνθεση και λειτουργία υδρομετρικού σταθμού

Τυπικά, ένας υδρομετρικός σταθμός εγκαθίσταται σε κατάλληλη διατομή υδατορεύματος και η τυπική σύνθεσή του περιλαμβάνει διάφορα όργανα και εγκαταστάσεις που εξυπηρετούν τη μέτρηση τόσο της στάθμης όσο και της παροχής\* του υδατορεύματος. Ειδικότερα:

- Υποχρεωτικά ο σταθμός περιλαμβάνει *σταθμήμετρο* για τη μέτρηση της στάθμης του υδατορεύματος (*σταθμημετρία*).
- Είναι επιθυμητό (χωρίς όμως να μπορεί να επιτευχθεί πάντα, κυρίως για οικονομικούς λόγους) ο σταθμός να περιλαμβάνει και *σταθμηγράφο*, ο οποίος καταγράφει συνεχώς τη στάθμη, παρέχοντας έτσι τη δυνατότητα για λεπτομερέστερη χρονική αποτύπωση της εξέλιξης της στάθμης του υδατορεύματος, απαραίτητη ιδίως για τη μελέτη πλημμυρικών υδρογραφημάτων.
- Στη θέση του σταθμού θα πρέπει να διατίθενται όργανα μέτρησης της ταχύτητας. Τα όργανα αυτά δεν απαιτείται να λειτουργούν συνεχώς και έτσι είναι δυνατό, για λόγους οικονομίας, περισσότεροι του ενός

---

\* Η μέτρηση της παροχής συχνά αναφέρεται στην ελληνική τεχνική πρακτική ως *υδρομέτρηση*. Κατά μια άλλη άποψη ο όρος υδρομέτρηση (σε αντιστοιχία και με τον όρο υδρομετρία) θα πρέπει να αναφέρεται και στη μέτρηση της στάθμης, ή και άλλων παραμέτρων της ροής ενός υδατορεύματος. Για αποφυγή σύγχυσης, σε αυτό το κείμενο δεν χρησιμοποιείται ο όρος υδρομέτρηση.

σταθμοί μιας περιοχής να εξυπηρετούνται από το ίδιο συγκρότημα οργάνων.

- Γενικά θα πρέπει να υπάρχει τρόπος γεφύρωσης του υδατορεύματος ώστε να είναι δυνατό να γίνει μέτρηση σε οποιοδήποτε σημείο της διατομής του. Συχνά για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται υπαρκτές οδικές ή σιδηροδρομικές γέφυρες, οι οποίες καθορίζουν και τη θέση του σταθμού. Ωστόσο, είναι προτιμότερο να γίνεται εγκατάσταση ειδικής εναέριας καλωδίωσης, η οποία εξυπηρετεί αποκλειστικά το σκοπό της υδρομετρίας (βλ. εδάφιο 5.4.4).

Η παραπάνω τυπική σύνθεση μπορεί να διαφοροποιείται ανάλογα με τις ειδικότερες τεχνικές μέτρησης που χρησιμοποιούνται στο συγκεκριμένο υδρομετρικό σταθμό.

Η θέση εγκατάστασης του υδρομετρικού σταθμού πρέπει να εξασφαλίζει στον καλύτερο δυνατό βαθμό την πλήρωση των ακόλουθων κριτηρίων:

- συγκέντρωση της ροής σε μια μοναδική κοίτη (αποφυγή διάσπαρτης ροής σε πολλούς κλάδους)·
- απλότητα και ομοιομορφία της γεωμετρίας τόσο της διατομής (αποφυγή διατομών με γεωμετρικά σύνθετες διατομές, αποφυγή εμποδίων ανάντη ή κατόντη της διατομής) όσο και της οριζοντιογραφίας του ποταμού (προτίμηση των ευθύγραμμων έναντι των καμπύλων)·
- μη επηρεασμό της στάθμης από κατόντη συνθήκες ανεξάρτητες της παροχής (π.χ. από στάθμη λίμνης, επίδραση παλιρροιών, επίδραση συμβολής άλλου υδατορεύματος κτλ.)·
- περιορισμένη δραστηριότητα διάβρωσης και απόθεσης φερτών·
- σταθερότητα στη σχέση στάθμης - παροχής (βλ. εδάφιο 5.5.2)·
- ευαισθησία στη μεταβολή της παροχής για όλο το πεδίο μεταβολής της στάθμης·
- αντιπροσωπευτικότητα της θέσης για τους τυχόν ειδικότερους σκοπούς που εξυπηρετεί ο υδρομετρικός σταθμός (π.χ. γειτνίαση με τη θέση φράγματος, σε περίπτωση που τα δεδομένα του σταθμού θα χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη φράγματος)·
- εύκολη πρόσβαση των συνεργείων εγκατάστασης και συντήρησης, και ιδίως των συνεργείων μέτρησης ακόμη και σε περιπτώσεις έντονων πλημμυρών·

- οικονομικότητα (συγκριτικά με άλλες θέσεις) εγκατάστασης, λειτουργίας και συντήρησης.

Μερικές από τις συνθήκες αυτές, και συγκεκριμένα η σταθερότητα της καμπύλης στάθμης - παροχής και η ευαισθησία της στάθμης στη μεταβολή της παροχής, μπορούν να ελεγχθούν μόνο αφού εγκατασταθεί και λειτουργήσει για ένα διάστημα ο σταθμός. Γι' αυτό δεν είναι σπάνιες οι περιπτώσεις που ένας υδρομετρικός σταθμός αποδεικνύεται ακατάλληλος μετά την εγκατάστασή του και μεταφέρεται σε άλλη καταλληλότερη θέση, ανάντη ή κατόντη της παλιάς. Άλλες συνθήκες, που εξειδικεύονται ανάλογα με τη μέθοδο μέτρησης της παροχής, αναλύονται από το World Meteorological Organization (1981).

### 5.4.3 Σταθμημετρία

Όπως είδαμε παραπάνω, η μέτρηση της στάθμης γίνεται με σταθμήμετρα και σταθμηγράφους (σε αντιστοιχία με τα βροχόμετρα και τους βροχογράφους· βλ. ενότητα 2.4).

Το σταθμήμετρο είναι απλή σταδία με αποτυπωμένη εκατοστομετρική κλίμακα, η αφετηρία (το μηδέν) της οποίας έχει εξαρτηθεί υψομετρικά από κάποιο σταθερό υψόμετρο αναφοράς. Αν για το συνολικό εύρος διακύμανσης της στάθμης δεν είναι εφικτή η λήψη μετρήσεων από ένα μόνο σταθμήμετρο, τότε εγκαθίσταται σειρά σταθμημέτρων στην ίδια διατομή, υψομετρικά εξαρτημένων μεταξύ τους. Ο παρατηρητής μπορεί εύκολα να διαβάσει τη στάθμη του υδατορεύματος πάνω στο σταθμήμετρο. Συνήθως η στάθμη καταγράφεται μια φορά την ημέρα, κατά σύμβαση στις 08:00. Σε περιπτώσεις πλημμυρών και εφόσον δεν υπάρχει στην ίδια θέση σταθμηγράφος, είναι ιδιαίτερα σκόπιμο να καταγράφεται η στάθμη σε πυκνότερα χρονικά διαστήματα (π.χ. ανά δίωρο) ή έστω να καταγράφεται η μέγιστη στάθμη που εμφανίστηκε στη διάρκεια του πλημμυρικού επεισοδίου.

Ο σταθμηγράφος περιλαμβάνει μηχανισμό αυτοματισμού της μέτρησης της στάθμης και σύστημα καταγραφής. Ο αυτοματισμός της μέτρησης συνηθέστατα γίνεται με πλωτήρα που επιπλέει στην ελεύθερη επιφάνεια του υδατορεύματος, και η κατακόρυφη κίνησή του ελέγχεται με μηχανισμό τροχαλίας και αντίβαρου. Το όλο σύστημα περιέχεται μέσα σε ένα σωλήνα ή πηγάδι που το κατώτερο σημείο του επικοινωνεί με το υδατόρευμα ενώ το ανώτερο, όπου βρίσκεται η τροχαλία και το καταγρα-

φικό σύστημα, τοποθετείται μέσα σε οικίσκο προστατευμένο από τις πλημμύρες του ποταμού και τις καιρικές επιδράσεις. Το σύστημα καταγραφής είναι παρόμοιο με αυτό του βροχογράφου (βλ. ενότητα 2.4). Εναλλακτικά, αντί του πλωτήρα, ο αυτοματισμός της μέτρησης μπορεί να γίνεται μέσω μανομέτρου με αισθητήρα πίεσης βυθισμένο σε φρεάτιο που επικοινωνεί με τη ροή του υδατορεύματος· η πίεση εύκολα μετατρέπεται σε στάθμη.

Η σημερινή τεχνολογία μετρήσεων δίνει τη δυνατότητα αντί του συμβατικού καταγραφικού συστήματος, να χρησιμοποιείται ηλεκτρονικός καταχωρητής δεδομένων, μετά από μετατροπή της κίνησης του μηχανισμού αυτοματισμού σε ψηφιακό σήμα. Παράλληλα, αναζητούνται και εφαρμόζονται νέες τεχνολογίες ακριβέστερης καταγραφής της στάθμης και ευκολότερης μετατροπής τους σε ψηφιακό σήμα, όπως είναι π.χ. τεχνολογίες βασισμένες σε υπερήχους.

Σταθμήμετρα και σταθμηγράφοι χρησιμοποιούνται όχι μόνο για τη μέτρηση της στάθμης ποταμών αλλά και σε άλλες περιπτώσεις υδάτινων σωμάτων, όπως στις λίμνες και τους υπόγειους υδροφορείς (βλ. και κεφάλαιο 6).

#### 5.4.4 Μέθοδοι μέτρησης παροχής

##### Μέτρηση με παρεμβολή μετρητών παροχής

Η παροχή ως υδραυλικό μέγεθος που ορίζεται από τη σχέση  $Q := dV / dt$ , όπου  $V$  ο όγκος νερού και  $t$  ο χρόνος, σπανίως μπορεί να μετρηθεί με εφαρμογή αυτού του ορισμού· αυτό μπορεί να γίνει μόνο εργαστηριακά και για πολύ μικρές τιμές της, ώστε να είναι εφικτή η ογκομέτρηση. Ωστόσο, η υδραυλική έχει εγκαθιδρύσει σχέσεις που εφαρμόζονται είτε σε ροή υπό πίεση είτε σε ροή με ελεύθερη επιφάνεια, αλλά με παρεμβολή ειδικών τμημάτων δεδομένης γεωμετρίας (π.χ. στενώσεις διατομής, υπερχειλιστές), οι οποίες συνδέουν αμφιμονοσήμαντα την παροχή με τη στάθμη, την πίεση ή μεταβολές αυτών των μεγεθών. Αυτά τα ειδικά τμήματα δεδομένης γεωμετρίας που παρεμβάλλονται στη ροή λέγονται μετρητές παροχής. Ειδικά για τη ροή με ελεύθερη επιφάνεια, τα ειδικά τμήματα είναι είτε υπερχειλιστές (συνήθως σχήματος  $V$  με γωνία στομίου  $60^\circ$  ή  $90^\circ$ , λεπτής στέψης) είτε στενώσεις (flumes) τυποποιημένης γεωμετρίας που στηρίζονται στην αρχή της κρίσιμης ροής (στένωση

Parshall\*, τροποποιημένη στένωση Parshall· βλ. π.χ. Chow, 1959, σσ. 72-80· Dingman, 1995, σσ. 544-549). Και στους δύο αυτούς τύπους δημιουργείται ασυνέχεια στη ροή και έτσι εξασφαλίζεται μια αμφιμονοσήμαντη σχέση μεταξύ της ανάντη στάθμης και της παροχής, ανεξάρτητη των κατάντη συνθηκών ροής†. Η σχέση αυτή καθορίζεται από τη γεωμετρία των μετρητών και η εγκαθίδρυσή της δεν προϋποθέτει μετρήσεις.

Εφαρμόζονται μόνο για σχετικά μικρές παροχές, κυρίως σε τεχνητές διώρυγες. Σε φυσικά υδατορεύματα, όπου η παροχή έχει μεγάλη διακύμανση και μπορεί να πάρει μεγάλες τιμές, αλλά και συνοδεύεται από μεταφορά και απόθεση φερτών υλικών, η εφαρμογή των μετρητών περιορίζεται σε πειραματικές λεκάνες με μικρές λεκάνες απορροής.

### Μέτρηση πεδίου ταχυτήτων

Αν είναι γνωστό το πεδίο ταχυτήτων  $u$  σε μια διατομή υδατορεύματος  $A$ , τότε η παροχή προκύπτει άμεσα από τη σχέση

$$Q = \int_A u \, dA \quad (5.18)$$

Η εφαρμογή της σχέσης προϋποθέτει τη μέτρηση της ταχύτητας  $u$  σε διάφορα σημεία  $(x, y)$  της διατομής και στη συνέχεια αριθμητική ολοκλήρωση του πεδίου ταχυτήτων.

Το τυπικό όργανο μέτρησης της ταχύτητας είναι ο *μυλίσκος* (current meter), μια έλικα που εμβαπτίζεται στη διατομή του υδατορεύματος στο συγκεκριμένο σημείο  $(x, y)$  και περιστρέφεται υπό την επίδραση της ροής· η ταχύτητα στο σημείο αυτό προκύπτει ως γραμμική συνάρτηση της συχνότητας περιστροφής της έλικας, όπου οι παράμετροι της συνάρτησης δίνονται από τον κατασκευαστή του οργάνου. Οι συνήθεις μυλίσκοι του εμπορίου έχουν όριο ανοχής σφάλματος  $\pm 3\%$ . Οι μετρήσεις παρουσιάζουν σημαντικές δυσκολίες (ανάρτηση, γωνία με κατακόρυφο) όταν οι ταχύτητες ξεπεράσουν τα 7 m/s.

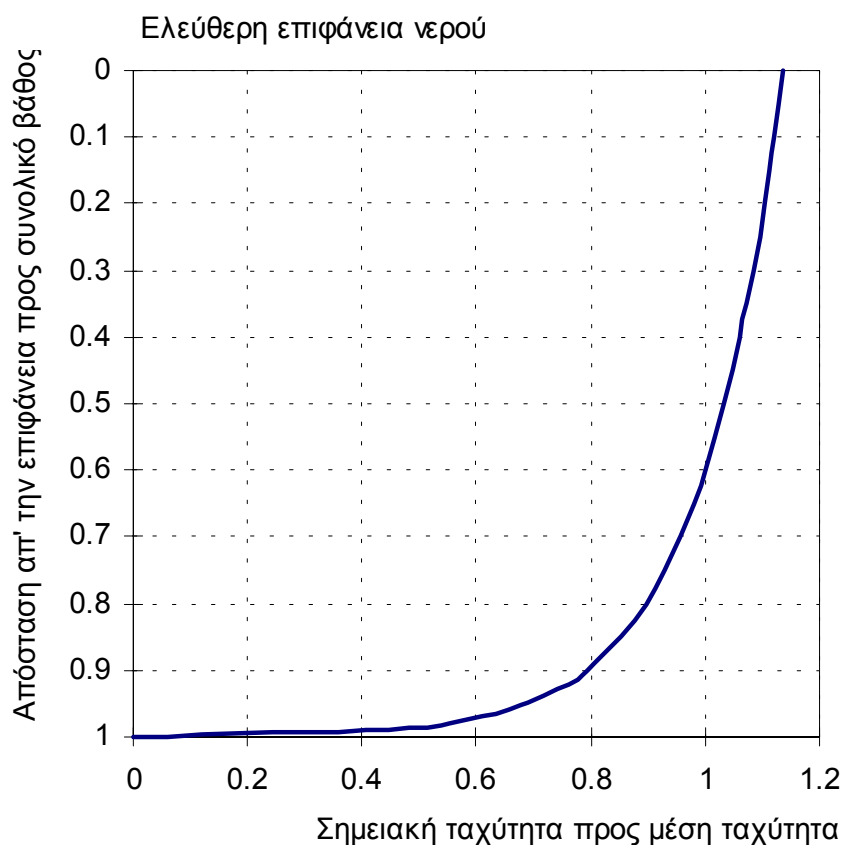
Ο αξιόπιστος υπολογισμός της παροχής προϋποθέτει σωστή επιλογή των σημείων μέτρησης μέσα στη διατομή. Στο Σχ. 5.10 δίνεται η τυπική

\* Αναπτύχθηκε από τον R. L. Parshall το 1920· παλιότερα ήταν γνωστή ως στένωση Venturi, αλλά ο τελευταίος όρος έχει καθιερωθεί να χρησιμοποιείται κυρίως για στενώσεις σε κλειστούς αγωγούς.

† Αυτό δεν ισχύει αν η ροή κατάντη είναι βυθισμένη, οπότε χρειάζεται να γίνει κατάλληλη διόρθωση στη σχέση υπολογισμού της παροχής.



κατανομή ταχυτήτων σε μια κατακόρυφη διατομή υδατορεύματος, όπως προκύπτει από την εφαρμογή του λογαριθμικού νόμου (εξίσωση 3.22). Συγκεκριμένα, στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται ο λόγος της απόστασης (βάθους,  $y$ ) από την ελεύθερη επιφάνεια προς το συνολικό βάθος  $d$  στην υπόψη θέση της διατομής, ενώ στον οριζόντιο άξονα απεικονίζεται ο λόγος της (σημειακής) ταχύτητας  $u$  στη θέση  $y$  προς τη μέση ταχύτητα  $\bar{u}$  στο συνολικό βάθος  $d$ . Από το διάγραμμα προκύπτει ότι στη θέση  $y/d = 0.60$  ισχύει  $u_{0.6}/\bar{u} = 1.00$ . Άρα, αν σε μια κατακόρυφη πάρουμε μόνο μία μέτρηση της ταχύτητας, τότε η πιο αντιπροσωπευτική θέση είναι στο 0.6 του συνολικού βάθους (μετρούμενο από την επιφάνεια).



**Σχ. 5.10** Τυπική κατανομή ταχυτήτων σε μια κατακόρυφη διατομή υδατορεύματος.

Όμοια, για  $y/d = 0.20$  προκύπτει  $u_{0.2}/\bar{u} = 1.10$  και για  $y/d = 0.80$ ,  $u_{0.8}/\bar{u} = 1.10$  και 0.90, σε τρόπο ώστε

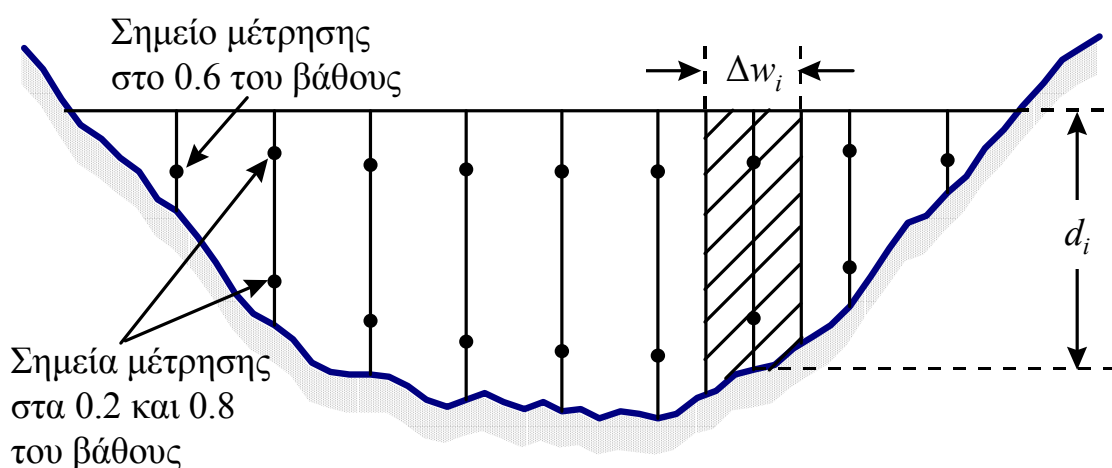
$$\bar{u} = \frac{u_{0.2} + u_{0.8}}{2} \quad (5.19)$$

Κατά συνέπεια, αν σε μια κατακόρυφη πάρουμε δύο μετρήσεις της ταχύτητας, τότε αντιπροσωπευτικές είναι οι θέσεις στα 0.2 και 0.8 του συνολικού βάθους. Εννοείται ότι η λήψη δύο μετρήσεων δίνει πιο αξιόπιστη τιμή της μέσης ταχύτητας παρά η λήψη μιας μέτρησης. Ωστόσο, για μικρά βάθη ( $d < 0.75$  m) είναι δύσκολο ή και πρακτικώς αδύνατο το κατέβασμα του μυλίσκου στο σημείο 0.8 του βάθους και έτσι θεωρείται αποδεκτή η μοναδική μέτρηση στο 0.6 του βάθους. Για μεγάλα βάθη είναι προτιμότερη η μέτρηση σε τρία σημεία, οπότε χρησιμοποιείται η σχέση (World Meteorological Organization, 1981, σ. 2.53)

$$\bar{u} = \frac{u_{0.6}}{2} + \frac{u_{0.2} + u_{0.8}}{4} \quad (5.20)$$

Εξ άλλου, απαιτείται να ληφθούν μετρήσεις σε πολλές κατακόρυφες της διατομής του ποταμού, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο Σχ. 5.11. Οι αποστάσεις μεταξύ των κατακορύφων θα πρέπει να είναι τέτοιες ώστε η παροχή που αντιπροσωπεύεται από μία κατακόρυφο ( $q_i = \bar{u}_i d_i \Delta w_i$ ) να μην υπερβαίνει το 10% της ολικής παροχής της διατομής (Mosley and McKerchar, 1993, σ. 8.14). Η ολική παροχή της διατομής προκύπτει από τη σχέση

$$Q = \sum_i q_i = \sum_i \bar{u}_i d_i \Delta w_i \quad (5.21)$$



**Σχ. 5.11** Βοηθητικό σκαρίφημα για την εκτέλεση της μέτρησης και τον υπολογισμό της παροχής.

Από τεχνική άποψη η εκτέλεση της μέτρησης της παροχής προϋποθέτει τη βύθιση του μυλίσκου σε διάφορες θέσεις και διάφορα βάθη της

διατομής και τη μέτρηση τόσο των συντεταγμένων  $(x, y)$  και του βάθους  $d$ , όσο και της ταχύτητας  $u$  σε κάθε θέση. Πρέπει λοιπόν να είναι προσπελάσιμη η συνολική διατομή του υδατορεύματος και να μπορεί να μετρηθούν με ακρίβεια όλα τα παραπάνω δεδομένα. Η προσπέλαση και μέτρηση μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους ανάλογα με τις συνθήκες ροής (βλ. και Shaw, 1994, σ. 108):

- Σε αβαθή υδατορεύματα με μικρή ταχύτητα, η όλη διαδικασία μπορεί να γίνει με υδροβασία (περπάτημα στο νερό): η μέθοδος προσφέρει άμεση αίσθηση της ροής και ακρίβεια μετρήσεων.
- Σε βαθιά πλωτά υδατορεύματα με μικρή ταχύτητα μπορεί να χρησιμοποιηθεί βάρκα κατάλληλα εξοπλισμένη με όργανα.
- Αν υπάρχει γέφυρα στη διατομή, η διαδικασία μέτρησης γίνεται από τη γέφυρα, αλλά πάντως η ακρίβεια των μετρήσεων είναι μειωμένη, ιδίως αν το ύψος της γέφυρας είναι μεγάλο.
- Διαφορετικά είναι επιβεβλημένη η μόνιμη εγκατάσταση εναέριας καλωδίωσης η οποία προσφέρει τη δυνατότητα προσπέλασης σε οποιοδήποτε σημείο της διατομής. Υπάρχουν δύο ειδών καλωδιώσεις: η απλή καλωδίωση (cableway, στην Ελλάδα γνωστή και ως Maritza) που προσφέρει τη δυνατότητα αιώρησης των οργάνων και διεύθυνσής τους από την όχθη, και η καλωδίωση με φορείο (cablecar, στην Ελλάδα γνωστή και ως Vardar), στο οποίο επιβαίνει ο χειριστής.

Ανεξάρτητα από τη διαδικασία μέτρησης, αναγκαία προϋπόθεση για την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων είναι ο σωστός προσανατολισμός, οριζόντιος και παράλληλος με τη διεύθυνση ροής, του άξονα περιστροφής του μιλίσκου. Για το σκοπό αυτό ο μιλίσκος είναι εφοδιασμένος με πτερύγιο και με κατάλληλο αντίβαρο. Μια άλλη προϋπόθεση για την ακρίβεια της μέτρησης είναι να μη μεταβάλλεται η παροχή στη διάρκεια της μέτρησης.

#### **Μέτρηση με τη μέθοδο διαλυμάτων**

Η μέθοδος της μέτρησης του πεδίου ταχυτήτων είναι πρακτικά ανεφάρμοστη σε σχετικά μικρά υδατορεύματα με ακανόνιστη κοίτη και έντονα τυρβώδη ροή, συνθήκες που απαντούν ιδίως σε ορεινές λεκάνες απορροής. Σε αυτές τις περιπτώσεις χρησιμοποιείται ως πλέον αξιόπιστη η μέθοδος των διαλυμάτων. Στηρίζεται στη διάχυση ενός δείκτη, εύκολα ανιχνεύσιμου, στην κατερχόμενη υδάτινη μάζα του υδατορεύματος, και

τη λήψη και ανάλυση δείγματος σε μια πιο κατάντη διατομή του. Η απόσταση του σημείου δειγματοληψίας από το σημείο έγχυσης του δείκτη πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη, ώστε να εξασφαλίζεται πλήρης ανάμιξη του δείκτη με το νερό, χωρίς όμως να φτάνει σε μήκη όπου οι πλευρικές συμβολές γίνονται σημαντικές. Οι μεγάλες ταχύτητες ροής ευνοούν τη γρήγορη η ανάμιξη του δείκτη και κατά συνέπεια συμβάλλουν στη μεγαλύτερη αξιοπιστία της μεθόδου. Τα πλεονεκτήματα της μεθόδου είναι προφανή, αφού δεν χρειάζεται ούτε η γνώση τοπογραφικών στοιχείων της διατομής του υδατορεύματος, ούτε σοβαρές εγκαταστάσεις στην όχθη.

Ο δείκτης που χρησιμοποιείται πρέπει να εξασφαλίζει ορισμένες προϋποθέσεις όπως (α) μεγάλη διαλυτότητα στο νερό, (β) αμελητέα φυσική συγκέντρωση στο υδατόρευμα, (γ) ευκολία ανίχνευσης, (δ) χημική αδράνεια τουλάχιστον στη διαδρομή μέχρι τη δειγματοληψία και (ε) οικονομικότητα· παράλληλα θα πρέπει να είναι αβλαβής για τη ζωή στο υδατόρευμα και να μη δημιουργεί κανένα κίνδυνο για τις χρήσεις του νερού. Συνήθως χρησιμοποιείται κοινό αλάτι (NaCl), του οποίου η συγκέντρωση μετριέται εύκολα με ηλεκτρική μέθοδο, δεδομένου ότι επηρεάζει την αγωγιμότητα του νερού.

Ακολουθείται μια από τις ακόλουθες δύο τυπικές τεχνικές εφαρμογής:

#### 1. Βαθμιαία έγχυση σταθερής παροχής

Από κατάλληλο δοχείο διοχετεύεται στο υδατόρευμα διάλυμα του δείκτη συγκέντρωσης  $C_0$ , με σταθερή παροχή  $q$ , για ένα χρονικό διάστημα αρκετό ώστε στο σημείο υδροληψίας η συγκέντρωση να φτάσει σε ένα σημείο ισορροπίας  $C_e$  (δηλαδή να μην αυξάνεται περαιτέρω). Στην περίπτωση αυτή η παροχή του υδατορεύματος υπολογίζεται από την εξίσωση

$$Q = q \frac{C_0 - C_e}{C_e - C_b} \quad (5.22)$$

όπου  $C_b$  είναι η φυσική συγκέντρωση του δείκτη στο νερό του υδατορεύματος (πριν την έγχυση του δείκτη).

#### 2. Απότομη έγχυση

Ένα δοχείο που περιέχει διάλυμα του δείκτη συγκέντρωσης  $C_0$  και όγκου  $V$  αδειάζεται απότομα στο υδατόρευμα, ενώ στο κατάντη σημείο παρακολουθείται συνεχώς η συγκέντρωση του δείκτη  $C$

συναρτήσει του χρόνου  $t$ , μέχρι που να φτάσει στο επίπεδο της φυσικής συγκέντρωσης  $C_b$ . Αν αυτό γίνει στο χρόνο  $\tau$ , τότε η παροχή του υδατορεύματος δίνεται από τη σχέση

$$Q = V \frac{C_0 - C_b}{\int_0^{\tau} [C(t) - C_b] dt} \quad (5.23)$$

όπου το ολοκλήρωμα υπολογίζεται αριθμητικά ή γραφικά ως η επιφάνεια του διαγράμματος  $C(t)$  συναρτήσει του χρόνου (αφού αφαιρεθεί η τιμή βάσης  $C_b$ ).

### Εκτίμηση με πλωτήρες

Σε περιπτώσεις που πρέπει να εκτιμηθεί η παροχή σε θέση υδατορεύματος όπου δεν υπάρχει εγκατάσταση συστηματικής μέτρησης της παροχής (υδρομετρικός σταθμός), μια απλή αλλά χονδροειδώς προσεγγιστική εκτίμηση μπορεί να αποκτηθεί με τη μέθοδο των πλωτήρων. Η μέθοδος στηρίζεται στη μέτρηση της ταχύτητας ενός αντικειμένου που επιπλέει (πλωτήρα), η οποία συνίσταται στη μέτρηση του χρόνου που απαιτείται για να διανύσει ο πλωτήρας ένα γνωστό μήκος. Για περισσότερη ακρίβεια στη μέτρηση, ο πλωτήρας πρέπει να έχει ένα βυθισμένο τμήμα, ώστε η ταχύτητά του να αντιστοιχεί κατά το δυνατό περισσότερο στη μέση ταχύτητα του υδατορεύματος και παράλληλα να μην επηρεάζεται από τον άνεμο· ακόμη η απόσταση που διανύει θα πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη ώστε το αναγκαίο χρονικό διάστημα να μην είναι μικρότερο από 20 s. Η ταχύτητα που μετριέται αφού αναχθεί εμπειρικά σε μέση ταχύτητα (βλ. Σχ. 5.10) πρέπει να πολλαπλασιαστεί επί την επιφάνεια της διατομής για να υπολογιστεί έτσι η παροχή. Η επιφάνεια μπορεί να προσδιοριστεί με προσεγγιστικές μετρήσεις του πλάτους και του μέσου βάθους της διατομής.

### Εκτίμηση με υδραυλικές σχέσεις ροής

Όταν δεν υπάρχουν άμεσες μετρήσεις, και ιδίως στην περίπτωση που απαιτείται να εκτιμηθεί η παροχή αιχμής έντονων πλημμυρικών επεισοδίων (π.χ. από ίχνη της ανώτατης στάθμης των υδάτων στις όχθες της κοίτης), η παροχή  $Q$  μπορεί να εκτιμηθεί προσεγγιστικά με τη χρήση των ημιεμπειρικών σχέσεων της υδραυλικής που συνδέουν την παροχή με τις

απώλειες φορτίου. Για να εφαρμοστεί η μέθοδος θα πρέπει να διατίθεται τοπογραφική αποτύπωση της διατομής και της μηκοτομής του ποταμού στη θέση που ενδιαφέρει.

Συνηθέστατα χρησιμοποιείται ο τύπος του Manning, που για την παροχή γράφεται (σε μονάδες του SI, m και s)

$$Q = \frac{1}{n} A R^{2/3} i^{1/2} \quad (5.24)$$

όπου  $A$  το εμβαδό της διατομής,  $R$  η υδραυλική ακτίνα ( $= A / P$ , όπου  $P$  η βρεχόμενη περίμετρος),  $i$  η κλίση τριβών, που για μόνιμη ροή είναι ίση με την κλίση ενέργειας, και  $n$  ο συντελεστής τραχύτητας κατά Manning. Η εκτίμηση του συντελεστή τραχύτητας  $n$  γίνεται από κατάλληλους πίνακες συναρτήσεων των χαρακτηριστικών του υδατορεύματος (Chow, 1959, σσ. 110-113): το εύρος μεταβολής του ξεκινά από 0.025 για ευθύγραμμα υδατορεύματα γεωμετρικά απλής διατομής και μπορεί να ξεπερνά την τιμή 0.100 σε υδατορεύματα που σχηματίζουν μαιάνδρους, έχουν πολύπλοκη γεωμετρία κοίτης και εμφανίζουν βλάστηση. Μερικές φορές αντί του τύπου του Manning χρησιμοποιείται ο λιγότερο ακριβής τύπος του Chézy:

$$Q = C A \sqrt{R} i \quad (5.25)$$

όπου  $C$  ο συντελεστής τραχύτητας κατά Chézy· οι τιμές του για φυσικά υδατορεύματα κυμαίνονται συνήθως στο διάστημα 15-30 (βλ. και Wilson, 1990, σ. 339). Άλλες υδραυλικές σχέσεις υπολογισμού για αλλουβιακά υδατορεύματα επισκοπούνται από τον Vanoni (1975).

Οι ευνοϊκότερες συνθήκες για την εφαρμογή της μεθόδου παρουσιάζονται όταν η ροή στο υδατόρευμα είναι ομοιόμορφη, πράγμα που προϋποθέτει ότι ο κλάδος του ποταμού έχει ευθύγραμμη πορεία με περίπου σταθερή διατομή και κλίση σε αρκετά μεγάλο μήκος του. Στην περίπτωση αυτή η κλίση ενέργειας ταυτίζεται με την κλίση του πυθμένα  $J$ , η οποία μπορεί να μετρηθεί πάνω στη μηκοτομή.

Αν η ροή δεν είναι ομοιόμορφη, τότε, προκειμένου να εκτιμηθεί η κλίση ενέργειας  $i$ , είναι απαραίτητο να μετρηθεί η απόλυτη στάθμη της ελεύθερης επιφάνειας  $z$  σε δύο διατομές του υδατορεύματος σε απόσταση  $L$ . Σε αυτή την περίπτωση η υπολογιστική διαδικασία περιλαμβάνει διαδοχικές προσεγγίσεις. Στην πρώτη προσέγγιση υποτίθεται ότι η κλίση

$i$  είναι ίση με την κλίση της ελεύθερης επιφάνειας  $\Delta z / L$ , οπότε μπορούν να εκτιμηθούν προσεγγιστικά με τον τύπο του Manning οι ταχύτητες στις δύο διατομές. Αφού εκτιμηθούν οι ταχύτητες, μπορεί να υπολογιστεί ακριβέστερα η κλίση ενέργειας  $i$ , οπότε ξαναεφαρμόζεται ο τύπος του Manning κοκ.

Για διατομές ελέγχου όπου μπορεί να υποτεθεί βάσιμα ότι η ροή είναι κρίσιμη, χρησιμοποιείται ο τύπος της κρίσιμης ροής

$$Q = A \sqrt{g y_m} \quad (5.26)$$

όπου  $g$  επιτάχυνση βαρύτητας και  $y_m$  το υδραυλικό βάθος ( $= A / B$ , όπου  $B$  το πλάτος της ελεύθερης επιφάνειας). Το πλεονέκτημα, στην περίπτωση της κρίσιμης ροής, είναι ότι στη σχέση (5.26) η παροχή εκφράζεται ως συνάρτηση μόνο της γεωμετρίας της διατομής και δεν υπεισέρχεται ούτε η τραχύτητά της ούτε η κλίση ενέργειας.

#### Άλλες μέθοδοι μέτρησης της παροχής

Η εξέλιξη της τεχνολογίας των μετρήσεων έχει δώσει σήμερα μια σειρά από νεότερες μεθόδους μέτρησης της παροχής, οι οποίες ωστόσο δεν έχουν ακόμη διαδεδομένη χρήση. Παρακάτω αναφέρονται συνοπτικά τα κύρια χαρακτηριστικά τους, ενώ για περισσότερες λεπτομέρειες ο αναγνώστης παραπέμπεται μεταξύ άλλων στους Shaw (1994, σσ. 129-130), Mosley and McKerchar (1993, σσ. 816-8.17) και World Meteorological Organization (1981, σσ. 2.83-290).

*Μέθοδος υπερήχων.* Η μέθοδος στηρίζεται στην εκπομπή υπερηχητικών παλμών, που κατευθύνονται διαγώνια στη ροή του υδατορεύματος, και την εν συνεχεία ανάκλασή τους. Από τη διαφορά του χρόνου στις δύο διαδρομές αντίθετης φοράς μπορεί να εκτιμηθεί η μέση ταχύτητα της ροής. Σημαντικό πλεονέκτημα της μεθόδου είναι η δυνατότητα συνεχούς καταγραφής της παροχής. Τα μειονεκτήματά της είναι το μεγάλο κόστος, και η αδυναμία εφαρμογής της σε περιπτώσεις που το υδατόρευμα μεταφέρει στερεοπαροχή ή έχει πολύ μεγάλο πλάτος.

*Ηλεκτρομαγνητική μέθοδος.* Η μέθοδος στηρίζεται στη δημιουργία ηλεκτρομαγνητικού πεδίου λόγω της ροής του υδατορεύματος, με τη βοήθεια ενός πηνίου που τοποθετείται κάτω από τον πυθμένα του ποταμού. Από τη διαφορά δυναμικού μεταξύ δύο ηλεκτροδίων που τοποθετούνται στις δύο όχθες μπορεί να εκτιμηθεί η μέση ταχύτητα της ροής. Πλεονέκτημα της μεθόδου είναι η δυνατότητα συνεχούς καταγραφής της

παροχής, ενώ μειονεκτήματά της είναι το μεγάλο κόστος και η αδυναμία εφαρμογής της σε περιπτώσεις που το υδατόρευμα έχει πολύ μεγάλο πλάτος.

*Μέθοδος φυσαλίδων.* Η μέθοδος στηρίζεται στην εκπομπή φυσαλίδων αέρα από ένα σωλήνα που τοποθετείται εγκάρσια στον πυθμένα του ποταμού, και στη μελέτη της μορφής που δημιουργούν οι φυσαλίδες όταν φτάσουν στην επιφάνεια. Συγκεκριμένα, οι φυσαλίδες δεν κινούνται κατακόρυφα, αλλά παρασύρονται προς τα κατάντη από τη ροή του νερού· έτσι, η απόστασή τους από την διατομή εκπομπής, όταν φτάσουν στην επιφάνεια, εξαρτάται από την ταχύτητα και την κατακόρυφη απόσταση (δηλαδή το βάθος) που έχουν διανύσει. Κατά συνέπεια, από μια φωτογραφία της επιφάνειας του υδατορεύματος μπορεί να εκτιμηθεί η παροχή. Η μέθοδος είναι κατάλληλη για ποταμούς με βραδεία ροή και σχετικά αδιατάρακτη επιφάνεια, ώστε να μπορούν να διακριθούν οι φυσαλίδες.

## 5.5 Τυπική επεξεργασία υδρομετρικών δεδομένων

### 5.5.1 Σταθμημετρικά δεδομένα

Εφόσον εκπληρώνονται οι προϋποθέσεις της καλής εγκατάστασης ενός σταθμημέτρου ή σταθμηγράφου, η συλλογή των δεδομένων είναι ανάλογη της συλλογής των βροχομετρικών και βροχογραφικών δεδομένων.

Οι μεταβολές θέσης των οργάνων πρέπει γενικά να αποφεύγονται. Εφόσον είναι αναγκαίες, πρέπει να καταγράφονται προσεκτικά και να προσδιορίζεται επακριβώς η συσχέτιση των δύο θέσεων για να εξασφαλιστεί η συνέχεια των μετρήσεων. Επιβεβλημένη είναι η αλλαγή θέσης των οργάνων σε δύο περιπτώσεις. Στην πρώτη, απλούστερη και συνηθέστερη, το όργανο δεν αλλάζει ουσιαστικά θέση, αλλά μετατίθεται μόνο η θέση της αφετηρίας (του μηδενός), σε περίπτωση που η διάβρωση ή η πρόσχωση της κοίτης έχουν τροποποιήσει την κοίτη· η συσχέτιση των δύο καταστάσεων είναι εύκολη (απλή μετάθεση αφετηρίας). Στη δεύτερη περίπτωση, που γίνεται μόνο για λόγους ανώτερης βίας, π.χ. σε περίπτωση έντονης μεταβολής της γεωμετρίας της κοίτης, πρέπει να εγκατασταθεί ένα νέο σταθμήμετρο σε νέα θέση και να συσχετιστεί με το παλιό (αν φυσικά αυτό είναι δυνατό, γιατί υπάρχουν και περιπτώσεις



που η ροή δεν προσεγγίζει το παλιό σταθμήμετρο, και έτσι δεν μπορεί να γίνει ανάγνωση της στάθμης), για αρκετό χρονικό διάστημα. Τα αντίστοιχα σημεία έχουν συνήθως γραμμική συσχέτιση, χωρίς αυτό να είναι και απαραίτητος κανόνας.

Ιδιαίτερη σημασία έχει η αναζήτηση παλαιών σταθμημετρικών δεδομένων, δηλαδή είτε πλήρων καταγραφών για ορισμένη χρονική περίοδο, ή συνηθέστερα, ενδείξεων στάθμης για ορισμένες ιστορικές πλημμύρες ή ξηρασίες. Η αξία των δεδομένων αυτών είναι ανεκτίμητη στην πρόγνωση των μέγιστων πλημμυρών για μεγάλες περιόδους επαναφοράς.

Ένα σημαντικό μέρος της επεξεργασίας της σταθμημετρικής πληροφορίας αφορά στην ενοποίηση των σειρών μετρήσεων από το σταθμήμετρο και το σταθμηγράφο, σε περίπτωση φυσικά που υπάρχουν και τα δύο όργανα στον υδρομετρικό σταθμό. Συγκεκριμένα, συμβαίνει συχνά να υπάρχουν ταυτόχρονες μετρήσεις από το σταθμηγράφο και από το σταθμήμετρο, και να είναι διαφορετικές\*. Εν γένει τα δεδομένα του σταθμημέτρου αποτελούν μια χρονοσειρά με ημερήσιο βήμα, η οποία προέρχεται από την καταγραφή της στάθμης στο κατάλληλο έντυπο από τον παρατηρητή· αντίστοιχα τα δεδομένα του σταθμηγράφου είναι μια χρονοσειρά με ωριαίο ή δίωρο βήμα, που προέρχεται από την ψηφιοποίηση των ταινιών του σταθμηγράφου.

Κανονικά, οι ταυτόχρονες μετρήσεις σταθμημέτρου και σταθμηγράφου θα έπρεπε να συμπίπτουν. Αν αυτό συνέβαινε, τότε τα δεδομένα του σταθμημέτρου θα ήταν πρακτικώς άχρηστα για τις περιόδους που τα δύο όργανα λειτουργούν παράλληλα, γιατί η χρονοσειρά του σταθμηγράφου θα ήταν εξίσου ακριβής με αυτή του σταθμημέτρου και παράλληλα θα ήταν μεγαλύτερης χρονικής ευκρίνειας. Όμως αυτό δεν συμβαίνει σχεδόν ποτέ, αφού συχνότατα οι θέσεις των δύο οργάνων δεν συμπίπτουν ενώ παρεμβαίνουν και τα σφάλματα. Ειδικότερα, στην περίπτωση του σταθμημέτρου υπάρχει μόνο το σφάλμα στην ανάγνωση της στάθμης πάνω στη σταδία. Στην περίπτωση του σταθμηγράφου, οι πηγές σφάλματος είναι περισσότερες: ελαττώματα του αισθητήρα (ιδίως στην περίπτωση που αυτός είναι μανόμετρο), στον καταγραφικό μηχανισμό (τόσο στη

---

\* Ακόμα, συμβαίνει να έχει γίνει σταθμημέτρηση ταυτόχρονα με τη μέτρηση παροχής, και η στάθμη που έχει καταγράψει το συνεργείο μέτρησης παροχής να είναι διαφορετική από αυτήν που έχει καταγράψει ο παρατηρητής του σταθμημετρικού σταθμού. Και αυτή η περίπτωση αντιμετωπίζεται με παρόμοιο τρόπο.

μετατροπή της κλίμακας της στάθμης, όσο και στον ωρολογιακό μηχανισμό), τυχόν κακή τοποθέτηση της ταινίας στο τύμπανο του καταγραφικού, ενώ, τέλος, τα σφάλματα είναι αναπόφευκτα και κατά τη διαδικασία της ψηφιοποίησης της ταινίας. Για τους λόγους αυτούς, κατά κανόνα\* θεωρείται ως ορθότερη η χρονοσειρά που προέρχεται από το σταθμήμετρο ενώ για τη χρονοσειρά του σταθμηγράφου απαιτούνται διορθώσεις. Υπάρχει και ένας ακόμη λόγος που επιλέγεται ως χρονοσειρά αναφοράς αυτή του σταθμημέτρου. Συγκεκριμένα, επειδή ο τελικός στόχος είναι να υπολογίσουμε όσο το δυνατόν πιο σωστά την παροχή, δεν μας ενδιαφέρει η σωστή στάθμη καθεαυτήν, που άλλωστε είναι σχετικό μέγεθος, ανάλογα με το πού έχει οριστεί το μηδέν, αλλά η στάθμη που ακολουθεί την ίδια σύμβαση με εκείνη τη στάθμη, από την οποία έχει προκύψει η καμπύλη στάθμης - παροχής (βλ. εδάφιο 5.5.2). Η καμπύλη έχει προκύψει από τις μετρήσεις παροχής, και η στάθμη που αναφέρεται σε αυτές έχει διαβαστεί από το σταθμήμετρο, και όχι από το σταθμηγράφο.

Η διόρθωση της χρονοσειράς του σταθμηγράφου με βάση αυτή του σταθμημέτρου γίνεται με σχετικά απλή διαδικασία. Συγκεκριμένα, στις χρονικές στιγμές  $t_i$ , όπου υπάρχουν ταυτόχρονες μετρήσεις σταθμημέτρου και σταθμηγράφου, υιοθετούνται οι μετρήσεις του σταθμημέτρου  $h_{\Sigma\text{M}}(t_i)$ . Για τις ενδιάμεσες τιμές του χρόνου  $\tau_j$ , όπου  $t_i \leq \tau_j \leq t_{i+1}$ , για τις οποίες υπάρχουν τιμές του σταθμηγράφου  $h_{\Sigma\text{Γ}}(\tau_j)$ , οι τελευταίες διορθώνονται ακολουθώντας μια γραμμική σχέση του χρόνου:

$$h'_{\Sigma\text{Γ}}(\tau_j) = h_{\Sigma\text{Γ}}(\tau_j) + [h_{\Sigma\text{M}}(t_i) - h_{\Sigma\text{Γ}}(t_i)] \frac{t_{i+1} - \tau_j}{t_{i+1} - t_i} + [h_{\Sigma\text{M}}(t_{i+1}) - h_{\Sigma\text{Γ}}(t_{i+1})] \frac{\tau_j - t_i}{t_{i+1} - t_i} \quad (5.27)$$

όπου  $h'_{\Sigma\text{Γ}}(\tau_j)$  η διορθωμένη τιμή της στάθμης του σταθμηγράφου (βλ. και Χριστοφίδη, 1997).

### 5.5.2 Καμπύλες στάθμης - παροχής

Η αξιόπιστη εκτίμηση των παροχών  $Q$  από τις στάθμες  $h$  προϋποθέτει τον ακριβή εμπειρικό προσδιορισμό της σχέσης που συνδέει αμφιμονο-

---

\* Στον κανόνα αυτό υπάρχει και η εξαίρεση που αφορά εμφανώς κακά δεδομένα σταθμημέτρου εξαιτίας είτε κακής τοποθέτησης του οργάνου είτε αμελούς ή ασυνείδητου παρατηρητή.

σήμαντα στάθμες και παροχές, για όλες τις συνηθισμένες δίαιτες ροής, στις οποίες περιλαμβάνονται τόσο οι ξηρασίες, όσο και οι πλημμύρες. Αφού επιλεγεί η κατάλληλη θέση του υδρομετρικού σταθμού και γίνει η εγκατάστασή του, αρχίζει μια συστηματική σειρά μετρήσεων παροχής (συνήθως με μιλίσκους) για όλες τις δίαιτες ροής, η οποία δεν σταματά ποτέ στη διάρκεια που λειτουργεί ο σταθμός. Βρίσκονται έτσι οι αντιστοιχίες  $(Q, h)$ , είτε γραφικά, είτε με κάποια αναλυτική μέθοδο βέλτιστης προσαρμογής (π.χ. ελάχιστα τετράγωνα).

Η συνάρτηση  $Q = f(h)$  είναι γνωστή ως *σχέση* (ή *καμπύλη*) *στάθμης - παροχής* (stage-discharge curve, rating curve). Συχνά αυτή μπορεί να έχει μια απλή μαθηματική έκφραση όπως

$$Q = C (h - a)^N \quad (5.28)$$

όπου  $a$  η στάθμη  $h$  για την οποία η παροχή είναι μηδέν, και  $C$  και  $N$  σταθερές. Η παραπάνω σχέση δικαιολογείται με εφαρμογή των τύπων της υδραυλικής. Για παράδειγμα, σε περίπτωση ομοιόμορφης ροής σε ορθογωνική διατομή μεγάλου πλάτους ( $> 20 (h - a)$ ), η εφαρμογή του τύπου του Manning οδηγεί στην (5.28) με εκθέτη  $N = 1.67$ , ενώ η εφαρμογή του τύπου του Chézy οδηγεί πάλι στην ίδια σχέση αλλά με εκθέτη  $N = 1.50$ . Ανάλογα, η εφαρμογή του τύπου του Manning για ομοιόμορφη ροή σε παραβολική ή τριγωνική διατομή, οδηγεί και πάλι στην (5.28) με εκθέτη  $N = 2.17$  ή  $2.67$ , αντίστοιχα. Αν πρόκειται για ορθογωνική διατομή κρίσιμης ροής, τότε και πάλι προκύπτει η (5.28) με εκθέτη  $N = 1.50$ . Κατά συνέπεια σε σχετικά απλές από γεωμετρική άποψη διατομές περιμένουμε ότι θα ισχύει η σχέση δύναμης (5.28) με τιμές του εκθέτη  $N$  από 1.5 έως 3. Σε πιο σύνθετες διατομές, όπου η γεωμετρία της κοίτης μεταβάλλεται με τη στάθμη, η καμπύλη μπορεί να αποτελείται από τμήματα, καθένα από τα οποία προσεγγίζεται από μια συνάρτηση τύπου (5.28).

Παλιότερα που οι υπολογισμοί της παροχής γίνονταν με το χέρι, δεν ήταν απαραίτητη η μαθηματική έκφραση της καμπύλης, αλλά αρκούσε ο γραφικός προσδιορισμός της σε διάγραμμα  $Q-h$ , με αριθμητικούς ή λογαριθμικούς άξονες (βλ. Σχ. 5.13). Πάνω στο διάγραμμα αυτό απεικονίζονταν κατ' αρχήν η σημειοσειρά των μετρήσεων  $(Q, h)$  και στη συνέχεια χαράσσονταν “με το μάτι” η καμπύλη στάθμης παροχής. Σήμερα που οι υπολογισμοί γίνονται με υπολογιστές, είναι απαραίτητη η αναλυτική έκφραση της καμπύλης υπό τη μορφή μιας ή περισσότερων εξισώ-

σεων τύπου (5.28) ή, έστω, υπό τη μορφή πινακοποιημένων συντεταγμένων για μια σειρά σημείων  $(Q, h)$  της καμπύλης. Βεβαίως, εξακολουθεί να είναι αναγκαία η γραφική απεικόνιση των σημείων της σημειοσειράς των μετρήσεων  $(Q, h)$  σε λογαριθμικούς άξονες, γιατί αυτή μας βοηθά στο να διευκρινίσουμε αν η καμπύλη περιγράφεται από μια ενιαία εξίσωση ή περισσότερες και, στην τελευταία περίπτωση, σε ποιές στάθμες γίνονται οι αλλαγές. Επίσης βοηθά στον εντοπισμό εσφαλμένων μετρήσεων.

Αν όλα τα σημεία περιγράφονται από ενιαία εξίσωση, τότε αυτή μπορεί να προσδιοριστεί εύκολα με γραμμική παλινδρόμηση. Πράγματι, η (5.28) μετά από λογαρίθμιση\* γράφεται

$$\log Q = \log C + N \log (h - a) \quad (5.29)$$

που δείχνει ότι οι λογάριθμοι της παροχής  $Q$  και της στάθμης  $h - a$  ακολουθούν γραμμική σχέση, οπότε μπορούν εύκολα να προσδιοριστούν τα  $\log C$  και  $N$ . Η παράμετρος  $a$  είτε καθορίζεται αυθαίρετα, σε τρόπο ώστε για όλες τις στάθμες που έχουν μετρηθεί να ισχύει απαραίτητα  $h - a \geq 0$ , είτε προσδιορίζεται με επαναληπτική διαδικασία, έτσι ώστε να μεγιστοποιείται ο συντελεστής προσδιορισμού της παλινδρόμησης (5.29), αλλά και πάλι με τον περιορισμό  $h - a \geq 0$ . Αν η διάταξη της σημειοσειράς απαιτεί περισσότερες από μία εξισώσεις τύπου (5.28), τότε η διαδικασία γίνεται αρκετά πιο πολύπλοκη (βλ. Χριστοφίδης, 1997).

---

\* Η μέθοδος που στηρίζεται στη λογαρίθμιση της εξίσωσης και την εν συνεχεία γραμμική παλινδρόμηση έχει υποστεί κριτική για το γεγονός ότι με τον τρόπο αυτό δεν ελαχιστοποιείται το άθροισμα των τετραγώνων των διαφορών, αλλά το άθροισμα των τετραγώνων των λογαρίθμων των διαφορών, πράγμα που αυξάνει την επιρροή των χαμηλών υδρομετρήσεων στην εκτίμηση της καμπύλης. Ωστόσο, η προσεκτικότερη στατιστική μελέτη του προβλήματος με τη χρήση πραγματικών δεδομένων δείχνει ότι η λογαρίθμιση είναι σωστή και απαραίτητη για να επιτευχθεί η *ομοσκεδαστικότητα των υπολοίπων*, μια ιδιαίτερα επιθυμητή ιδιότητα στην προσαρμογή μαθηματικών μοντέλων (βλ. Κουτσογιάννη, 1996, σσ. 215-218). Έτσι, στην περίπτωση που εφαρμόζεται η λογαρίθμιση των παροχών τα ποσοστιαία σφάλματα στην εκτίμηση της παροχής είναι περίπου ίδια τόσο στις χαμηλές, όσο και στις χαμηλές περιοχές της στάθμης. Εκτός αυτών η γραμμικοποίηση με λογαρίθμιση απλοποιεί δραστικά το πρόβλημα της εκτίμησης των παραμέτρων.

### Επέκταση της καμπύλης στάθμης - παροχής

Ένα σημαντικό πρόβλημα που συχνά αντιμετωπίζουμε κατά την κατάρτιση καμπυλών στάθμης - παροχής, είναι το γεγονός ότι δεν υπάρχουν μετρήσεις παροχής στην περιοχή των υψηλών τιμών της στάθμης και παροχής, ενώ παράλληλα υπάρχουν καταγραφές του σταθμημέτρου ή του σταθμηγράφου στην περιοχή αυτή, κατά τη διάρκεια σημαντικών πλημμυρών. Έτσι, για να εκτιμηθεί η παροχή κατά τη διάρκεια αυτών των πλημμυρών, χρειάζεται να επεκταθεί η καμπύλη στάθμης - παροχής. Η τυφλή εφαρμογή της σχέσης (5.28) για παροχές πάνω από τη μέγιστη που έχει μετρηθεί δεν είναι ενδεδειγμένη λύση. Πιο ενδεδειγμένη είναι η χρήση των σχέσεων της υδραυλικής για ομοιόμορφη ή κρίσιμη ροή, κατά περίπτωση (βλ. και σ. 335).

Διάφορες τεχνικές βασισμένες στις αρχές της υδραυλικής έχουν προταθεί και εφαρμοστεί (Boyer, 1964· Wilson, 1990, σ. 135· Mosley and McKerchar, 1993, σσ. 8.16-8.17). Για απλές και σταθερές διατομές, μια απλή μέθοδος συνίστανται στην ξεχωριστή μελέτη και επέκταση των καμπυλών στάθμης-επιφάνειας και στάθμης-ταχύτητας, και τον εν συνεχεία συνδυασμό τους για την παραγωγή της επέκτασης της καμπύλης στάθμης-παροχής. Οι δύο ξεχωριστές καμπύλες μελετώνται κατ' αρχήν με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα των μετρήσεων παροχής, ενώ για την επέκταση της καμπύλης στάθμης-επιφάνειας χρησιμοποιούνται τοπογραφικά δεδομένα της διατομής του υδρομετρικού σταθμού.

Μια άλλη τεχνική, κατάλληλη για διατομές με ομοιόμορφη ροή σταθερής τραχύτητας, είναι η παραδοσιακή (από το 1907) μέθοδος Stevens. Η αυθεντική τεχνική βασίζεται στον τύπο του Chézy (Wilson, 1990, σ. 135), αλλά εδώ περιγράφεται μια παραλλαγή της με βάση τον τύπο του Manning· ο τύπος (5.24) γράφεται στη μορφή

$$Q = (\sqrt{J} / n) (A R^{2/3}) \quad (5.30)$$

όπου ο όρος  $(\sqrt{J} / n)$  θεωρείται σταθερός ενώ ο όρος  $(A R^{2/3})$  καθορίζεται αποκλειστικά από τη γεωμετρία της διατομής. Για τον προσδιορισμό του σταθερού όρου χρησιμοποιούνται δεδομένα από τις υψηλές μετρήσεις παροχής. Συγκεκριμένα, για τον υπολογισμό σχεδιάζονται οι μετρήσεις αυτές σε διάγραμμα, όπου στον κατακόρυφο άξονα τίθεται η παροχή  $Q$  και στον οριζόντιο η παράσταση  $(A R^{2/3})$ . Αν οι ψηλές υδρομετρήσεις

διατάσσονται γύρω από ευθεία, μπορεί με παλινδρόμηση, να εκτιμηθεί η κλίση της ευθείας, η οποία ταυτίζεται με το σταθερό όρο  $\sqrt{J/n}$ .

### **Μεταβολές της σχέσης στάθμης - παροχής**

Στα περισσότερα υδατορεύματα, η σχέση στάθμης - παροχής υπόκειται σε αλλαγές με την πάροδο του χρόνου. Οι αλλαγές αυτές προκαλούνται από τη μεταβολή της διατομής και της κλίσης λόγω διάβρωσης ή πρόσχωσης της κοίτης, από τη μεταβολή των χαρακτηριστικών των φερτών της κοίτης και επομένως και της τραχύτητας, από τυχόν ανάπτυξη χλωρίδας στην κοίτη, και από άλλους λόγους. Αυτές οι αλλαγές περιπλέκουν αρκετά το πρόβλημα της κατάρτισης καμπυλών στάθμης - παροχής, αφού δεν υπάρχει μια διαχρονική καμπύλη, αλλά ένα σύνολο καμπυλών, όπου καθεμιά ισχύει για ένα περιορισμένο χρονικό διάστημα (π.χ. μερικούς μήνες ή έτη).

Έτσι, αναγκαίο πρώτο βήμα για την κατάρτιση των καμπυλών στάθμης - παροχής είναι η ομαδοποίηση των μετρήσεων παροχής σε υποσύνολα σε τρόπο ώστε οι μετρήσεις καθενός υποσυνόλου να περιγράφονται από την ίδια σχέση στάθμης - παροχής. Αυτό απαιτεί μια αφάνταστα επίπονη διαδικασία, που προϋποθέτει σημαντική εμπειρία στο συγκεκριμένο αντικείμενο. Η ομαδοποίηση αυτή συνδυάζεται και με τον εντοπισμό τυχόν εσφαλμένων μετρήσεων που δεν υπάγονται σε κανένα υποσύνολο. Μετά την ομαδοποίηση ακολουθεί ο προσδιορισμός των καμπυλών (μια για κάθε υποσύνολο), με τον τρόπο που έχει περιγραφεί πιο πάνω.

Η διαδικασία ολοκληρώνεται με τον καθορισμό των χρονικών ορίων έναρξης και λήξης της ισχύος της κάθε καμπύλης. Το πρόβλημα αυτό θα ήταν αρκετά εύκολο, αν οι μετρήσεις παροχής ήταν αρκετά συχνές και κανονικές. Δεδομένου ότι αυτό δεν γίνεται πάντα (στην Ελλάδα υπάρχουν παραδείγματα σταθμών με μετρήσεις που σταματούν για ένα ή περισσότερα έτη), και αυτό το πρόβλημα γίνεται δύσκολο και η επίλυση του αμφίβολη. Συνήθως γίνεται η παραδοχή ότι η αλλαγή της καμπύλης γίνεται κατά τη διάρκεια μιας μεγάλης πλημμύρας (λόγω της διαβρωτικής δύναμης του νερού)· έτσι θεωρείται ότι η μετάβαση από μία καμπύλη στην επόμενη συμπίπτει χρονικά με τη μέγιστη στάθμη που έχει καταγραφεί από το σταθμήμετρο του σταθμού, στην περίοδο μεταξύ των δύο μετρήσεων παροχής που ανήκουν σε δύο διαδοχικά υποσύνολα.

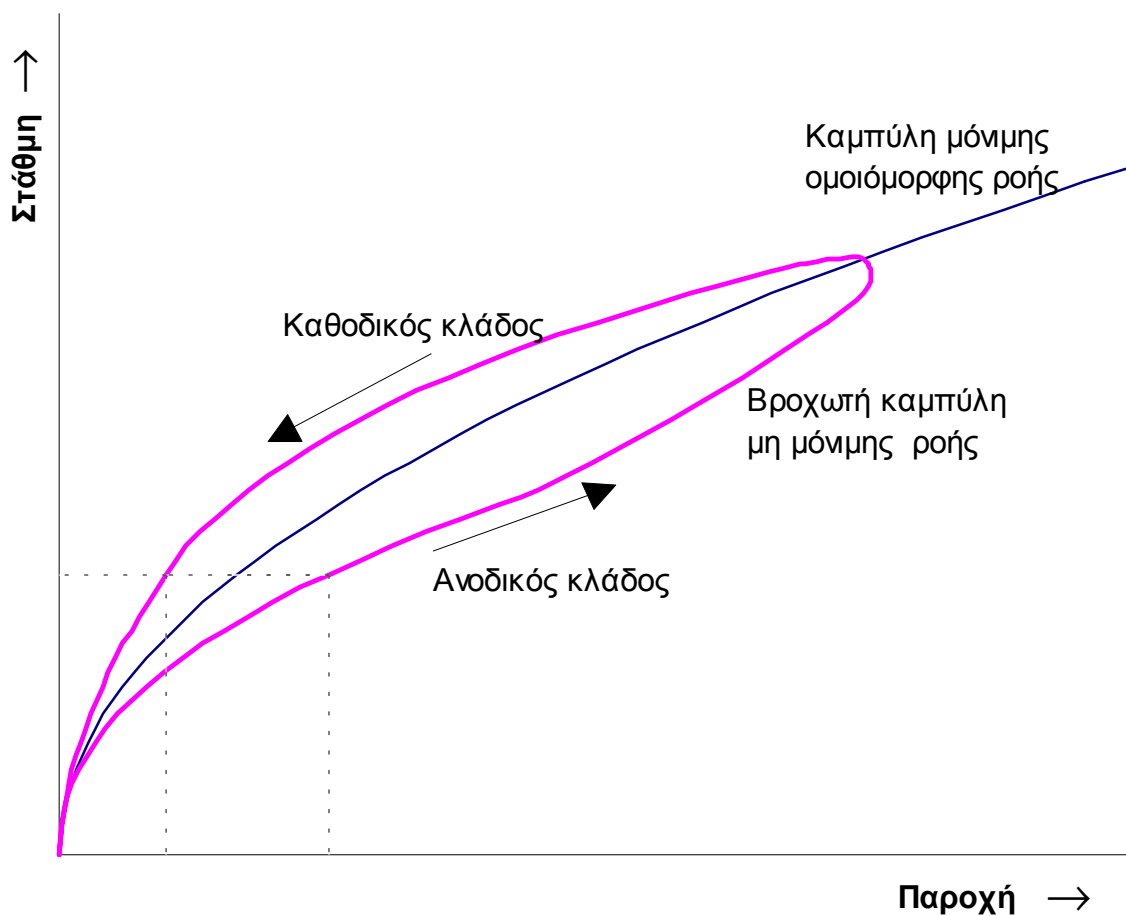
Η μεταβλητότητα των καμπυλών επιβάλλει τη συστηματική εκτέλεση μετρήσεων παροχής σε όλη τη διάρκεια που λειτουργεί ο σταθμός, χωρίς

διακοπή. Διαφορετικά, δεν είναι δυνατό να εντοπιστούν οι μεταβολές της καμπύλης στάθμης - παροχής.

### **Η καμπύλη στάθμης παροχής σε συνθήκες μη μόνιμης ροής**

Παραπάνω έχει υποθεθεί ότι για μια συγκεκριμένη διατομή υδατορεύματος και μια δεδομένη χρονική περίοδο, στην οποία δεν μεταβάλλεται η διατομή και τα χαρακτηριστικά του υδατορεύματος, υπάρχει μια αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία στάθμης και παροχής. Όμως, η λεπτομερέστερη μελέτη του θέματος με βάση της αρχές της υδραυλικής, δείχνει ότι αυτό είναι σωστό μόνο υπό την προϋπόθεση ότι η ροή είναι μόνιμη· ασφαλώς, η προϋπόθεση αυτή δεν ισχύει κατά τη διάρκεια πλημμυρικών επεισοδίων, που χαρακτηρίζονται από έντονες μεταβολές των χαρακτηριστικών ροής στο χρόνο.

Σε περίπτωση μη μόνιμης ροής, η καμπύλη στάθμης - παροχής έχει διαφορετικούς κλάδους ανόδου και καθόδου, κανένας από τους οποίους δεν συμπίπτει με την καμπύλη μόνιμης ομοιόμορφης ροής, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο Σχ. 5.12. Παρατηρείται, λοιπόν, ότι στο αρχικό στάδιο του πλημμυρικού επεισοδίου, η παροχή αυξάνεται αισθητά, χωρίς η στάθμη να αυξηθεί σε αντίστοιχο βαθμό· παρόμοια, στο τελικό στάδιο του επεισοδίου, η παροχή μειώνεται με ρυθμό εντονότερο απ' τον αντίστοιχο ρυθμό μείωσης της στάθμης. Μπορούμε έτσι να πούμε ότι η στάθμη δεν παρακολουθεί επακριβώς (όσο δηλαδή θα προβλέπονταν από μια αμφιμονοσήμαντη σχέση στάθμης - παροχής) τη μεταβολή της παροχής, αλλά παρουσιάζει κάποια υστέρηση ή αδράνεια. Κατά συνέπεια, όπως φαίνεται και στο Σχ. 5.12, για την ίδια τιμή της στάθμης, η παροχή είναι μεγαλύτερη στην ανοδική φάση της πλημμύρας και μικρότερη στην καθοδική.



Σχ. 5.12 Βροχωτή καμπύλη στάθμης - παροχής σε συνθήκες μη μόνιμης ροής.

Συνήθως, κατά τον υπολογισμό της χρονοσειράς της παροχής από την αντίστοιχη χρονοσειρά της στάθμης, αμελείται η επίδραση αυτού του φαινομένου, γιατί και η μελέτη του είναι πολύπλοκη (βλ. π.χ. Chow et al., 1988, σσ. 310-338), αλλά και δεν υπάρχουν κατάλληλα δεδομένα (όπως π.χ. θα ήταν οι ταυτόχρονες στάθμες σε διατομές ανάντη και κατόντη του υδρομετρικού σταθμού). Έτσι, και στην περίπτωση των πλημμυρικών επεισοδίων εφαρμόζεται μια αμφιμονοσήμαντη σχέση στάθμης-παροχής, γεγονός που αποτελεί μια ακόμη πηγή σφάλματος στην εκτίμηση των πλημμυρικών υδρογραφημάτων. Το σφάλμα δεν είναι τόσο σημαντικό όταν η κλίση του υδατορεύματος είναι ισχυρή, αλλά γίνεται σοβαρό σε πεδινές κοίτες ποταμών με ήπια κλίση.

### Εφαρμογή 5.5.2

Στον υδρομετρικό σταθμό Αχλαδόκαστρο του ποταμού Ενήνου έχουν γίνει συστηματικές μετρήσεις στάθμης και παροχής του ποταμού. 35 από αυτές που αναφέρονται σε διάρκεια 2.5 ετών, κατά την οποία δεν



υπήρχαν ουσιαστικές μεταβολές της γεωμετρίας και των χαρακτηριστικών της κοίτης του ποταμού, φαίνονται στον Πίν. 5.6. Με βάση τις μετρήσεις αυτές, να καταρτιστεί η καμπύλη στάθμης - παροχής του ποταμού για την υπόψη περίοδο.\*

**Πίν. 5.6** Δεδομένα μετρήσεων παροχής του ποταμού Ευήνου στη θέση Αχλαδόκαστρο, για την περίοδο από Μάρτιο 1974 μέχρι Αύγουστο 1976.

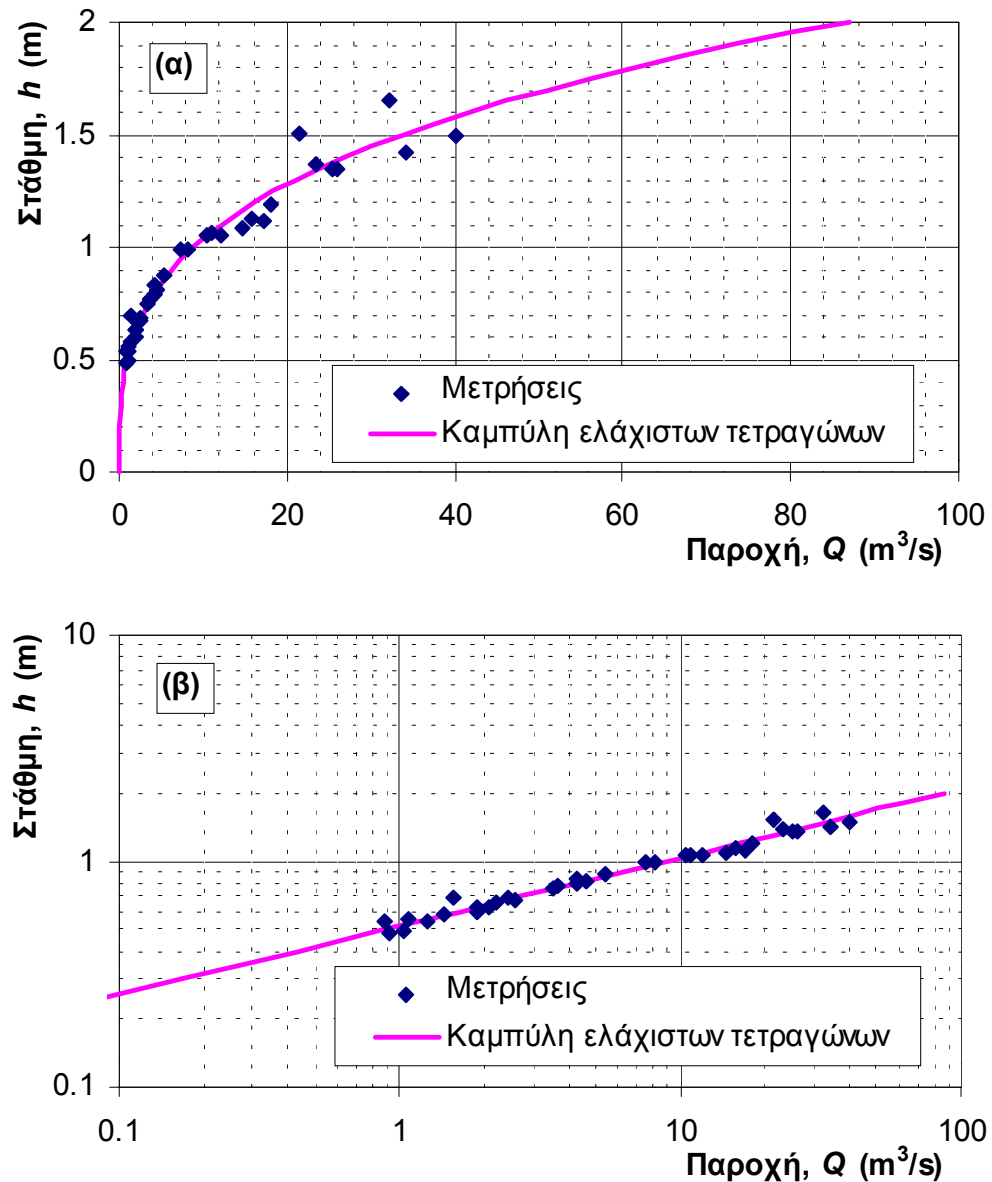
A/A	Ημερο- μηνία	Στάθμη (m)	Παροχή (m <sup>3</sup> /s)	A/A	Ημερο- μηνία	Στάθμη (m)	Παροχή (m <sup>3</sup> /s)
1	19/03/74	1.65	32.174	19	19/07/75	0.58	1.447
2	29/03/74	1.51	21.537	20	31/07/75	0.68	2.448
3	29/04/74	1.37	23.413	21	07/08/75	0.77	3.646
4	27/05/74	1.12	17.157	22	12/08/75	0.66	2.200
5	24/06/74	0.79	4.252	23	18/09/75	0.49	1.030
6	16/07/74	0.63	1.894	24	24/09/75	0.48	0.920
7	02/09/74	0.56	1.067	25	08/01/76	1.05	12.066
8	20/09/74	0.54	0.891	26	16/02/76	1.35	25.899
9	15/10/74	0.69	1.544	27	19/03/76	1.08	14.655
10	13/11/74	1.35	25.314	28	13/04/76	1.49	40.192
11	29/11/74	1.42	34.201	29	21/05/76	0.99	7.484
12	16/01/75	1.13	15.769	30	02/06/76	0.87	5.350
13	21/01/75	1.06	10.907	31	11/06/76	0.83	4.296
14	07/03/75	1.19	18.037	32	26/06/76	0.75	3.491
15	17/04/75	1.05	10.494	33	13/07/76	0.67	2.566
16	28/04/75	0.99	8.080	34	30/07/76	0.63	2.076
17	09/06/75	0.81	4.600	35	18/08/76	0.54	1.243
18	10/07/75	0.60	1.872				

Προέλευση δεδομένων: ΔΕΗ.

Στο Σχ. 5.13 έχει απεικονιστεί το σύνολο των μετρήσεων του Πίν. 5.6 υπό μορφή διαγράμματος παροχής συναρτήσεως της στάθμης. Έχει καθιερωθεί (για λόγους πιο εποπτικής παρουσίασης) σε τέτοια διαγράμματα η στάθμη  $h$  να απεικονίζεται στον κατακόρυφο άξονα, παρόλο που αποτελεί την ανεξάρτητη μεταβλητή του προβλήματος. Παρατηρούμε ότι υπάρχει σαφής συσχέτιση στάθμης και παροχής και το σημειοσύνολο ευθειοποιείται αν παρασταθεί σε διπλό λογαριθμικό

\* Η Εφαρμογή 5.5.2 έχει ληφθεί από τον Κουτσογιάννη (1996, σσ. 206-210, 217-218), όπου και παραπέμπεται ο αναγνώστης που ενδιαφέρεται για περισσότερες υπολογιστικές λεπτομέρειες.

χαρτί. Πράγματι, αυτό έχει γίνει στο Σχ. 5.13(β), όπου πράγματι διαπιστώνουμε τη γραμμικότητα της σχέσης ανάμεσα στους λογαρίθμους των μεταβλητών. Περαιτέρω, παρατηρούμε ότι όλα τα σημεία σχηματίζουν μια ενιαία σειρά, και περιγράφονται από μια μοναδική εξίσωση τύπου (5.28), η οποία ισχύει για όλο το πεδίο μεταβολής της στάθμης.



Σχ. 5.13 Καμπύλη στάθμης - παροχής στη θέση Αχλαδόκαστρο του ποταμού Ευήνου: (α) σε γραμμικό διάγραμμα, (β) σε λογαριθμικό διάγραμμα.

Κατά συνέπεια, εφαρμόζοντας την γραμμική παλινδρόμηση με αναφορά στην (5.29) και θέτοντας  $y = \ln Q$ ,  $x = \ln h$  (με  $a = 0$ ) βρίσκουμε κατά τα γνωστά την ευθεία ελάχιστων τετραγώνων

$$y = 2.182 + 3.296 x$$

Υψώνοντας τα δύο μέλη της στην  $e$ , παίρνουμε την τελική έκφραση

$$Q = 8.86 h^{3.296}$$

η οποία έχει παρασταθεί γραφικά στο Σχ. 5.13.

### 5.5.3 Εκτίμηση χρονοσειρών παροχής από χρονοσειρές στάθμης

Μετά την επεξεργασία των σταθμημετρικών δεδομένων και ειδικότερα την αναγωγή των σταθμηγραφικών δεδομένων, που περιγράφηκε στο εδάφιο 5.5.1, και την κατάρτιση των καμπυλών στάθμης - παροχής, που αναλύθηκε στο εδάφιο 5.5.2, ακολουθεί η μετατροπή όλων των δεδομένων στάθμης σε παροχές. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιείται η κατάλληλη καμπύλη στάθμης - παροχής. Αν  $h_{\sigma}(t)$  είναι η στάθμη που έχει καταγραφεί στη χρονική στιγμή  $t$  από το σταθμήμετρο ή το σταθμηγράφο (μετά την αναγωγή της), τότε θα πρέπει από το σύνολο των καμπυλών στάθμης - παροχής που έχουν καταρτιστεί για τον υπόψη σταθμό, να επιλεγεί αυτή που ισχύει στο χρόνο  $t$ , οπότε μια πρώτη εκτίμηση της παροχής στο χρόνο  $t$  θα είναι η

$$\hat{Q}_{\sigma}(t) := f(h_{\sigma}(t)) \quad (5.31)$$

όπου  $f(\ )$  είναι η μαθηματική έκφραση της σχέσης στάθμης - παροχής που ισχύει στο χρόνο  $t$ .

Η εφαρμογή της (5.31) παρουσιάζει ένα σημαντικό μειονέκτημα, το οποίο γίνεται καταφανές όταν στο χρόνο  $t$  έχει πραγματοποιηθεί μέτρηση της παροχής, κατά την οποία έστω καταγράφηκε στάθμη  $h_{\pi}(t)^*$  και παροχή  $Q_{\pi}(t)$ . Η εφαρμογή της (5.31) ασφαλώς δεν θα δώσει την παροχή

---

\* Κανονικά θα πρέπει  $h_{\pi}(t) \equiv h_{\sigma}(t)$ , δεδομένου ότι το ίδιο σταθμήμετρο πρέπει να χρησιμοποιείται τόσο από τον παρατηρητή που συμπληρώνει το έντυπο σταθμημετρικών παρατηρήσεων, όσο και από το συνεργείο που κάνει τη μέτρηση της παροχής. Πάντως μικρές διαφορές δικαιολογούνται από το γεγονός ότι η  $h_{\pi}$  είναι δεν είναι στιγμιαία στάθμη αλλά η μέση στάθμη κατά τη χρονική περίοδο της μέτρησης· άλλωστε δεν επηρεάζουν τελικώς το αποτέλεσμα. Όμως, συστηματικά μεγάλες διαφορές ανάμεσα στα δύο μεγέθη, εφόσον δεν δικαιολογούνται από τυχόν πλημμυρικό επεισόδιο που έγινε κατά τη μέρα της μέτρησης της παροχής, δείχνουν ότι οι ενδείξεις προέρχονται από διαφορετικά σταθμήμετρα ή η γενικότερη λειτουργία του σταθμού είναι προβληματική. Σε τέτοιες περιπτώσεις, που δεν είναι σπάνιες στην Ελλάδα, η ποιότητα των παροχών που εξάγονται είναι χαμηλή.

$Q_{\pi}(t)$ , αλλά μια εκτίμησή της  $\hat{Q}_{\sigma}(t)$  που θα διαφέρει, δεδομένου ότι η συνάρτηση  $f(h_{\sigma})$  δεν περνά ακριβώς πάνω από τα σημεία  $(h_{\pi}, Q_{\pi})$ , αλλά απλώς τα προσεγγίζει.

Για την άρση αυτού του μειονεκτήματος χρησιμοποιείται συνήθως η ακόλουθη μέθοδος, γνωστή ως *διόρθωση στάθμης* (stage correction) ή *διόρθωση Stout* (Shaw, 1994, σ. 119). Εφαρμόζουμε αντίστροφα την (5.31) για όλους τους χρόνους  $t_i$  στους οποίους έγιναν μετρήσεις παροχής και υπολογίζουμε την εκτιμημένη στάθμη

$$\hat{h}_{\pi}(t_i) := f^{-1}(Q_{\pi}(t_i)) \quad (5.32)$$

η οποία δεν ταυτίζεται με τη μετρημένη από το σταθμήμετρο στάθμη  $h_{\sigma}(t_i)$ , δηλαδή η διαφορά

$$\Delta h(t_i) = h_{\sigma}(t_i) - \hat{h}_{\pi}(t_i) \quad (5.33)$$

δεν είναι μηδενική. Αποκτούμε κατ' αυτό τον τρόπο μια χρονικά διατεταγμένη σειρά τιμών  $\Delta h(t_i)$ , όπως φαίνεται στο Σχ. 5.14. Στη συνέχεια υποθέτουμε ότι ανάμεσα στις χρονικές στιγμές  $t_i$ , το μέγεθος  $\Delta h$  μεταβάλλεται γραμμικά, οπότε στην τυχούσα χρονική στιγμή  $t$ , όπου  $t_i \leq t \leq t_{i+1}$ , θα ισχύει

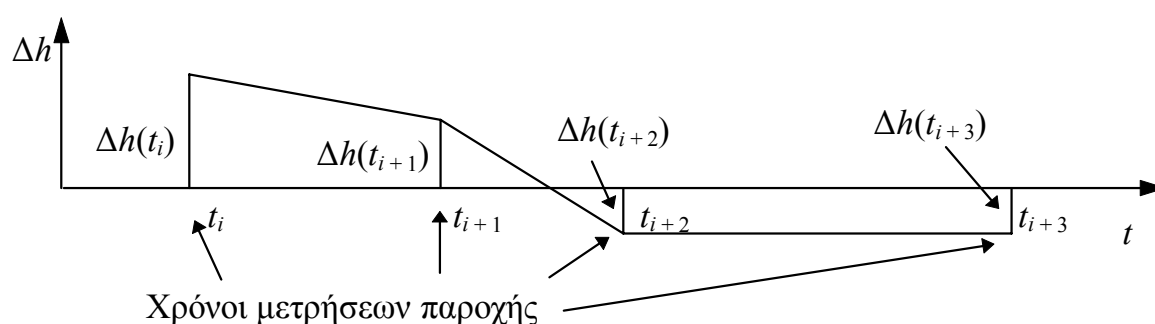
$$\Delta h(t) = \Delta h(t_i) \frac{t_{i+1} - t}{t_{i+1} - t_i} + \Delta h(t_{i+1}) \frac{t - t_i}{t_{i+1} - t_i} \quad (5.34)$$

Έχοντας πλέον δεδομένες τις διορθώσεις στάθμης  $\Delta h(t)$  σε κάθε χρόνο  $t$ , για τον οποίο υπάρχει μέτρηση στάθμης, σχηματίζουμε τη διορθωμένη σειρά στάθμης

$$\hat{h}_{\delta}(t) = h_{\sigma}(t) - \Delta h(t) \quad (5.35)$$

και τέλος, εφαρμόζοντας την καμπύλη στάθμης - παροχής, αποκτούμε τη διορθωμένη σειρά εκτιμήσεων παροχής

$$\hat{Q}_{\delta}(t) := f(\hat{h}_{\delta}(t)) \quad (5.36)$$



Σχ. 5.14 Διευκρινιστικό σκαρίφημα για τη διαδικασία διόρθωσης στάθμης.

Από την παραπάνω διαδικασία υπολογισμού γίνεται σαφές ότι στους χρόνους  $t_i$  η εκτίμηση της παροχής  $\hat{Q}_\delta(t_i)$  ταυτίζεται με την αντίστοιχη μέτρηση  $Q_\pi(t_i)$ . Η υπολογιστική διαδικασία διευκρινίζεται στην Εφαρμογή 5.5.3.

### Εφαρμογή 5.5.3

Στη δεύτερη στήλη του Πίν. 5.7 δίνονται οι ημερήσιες στάθμες που έχουν καταγραφεί από το σταθμήμετρο του σταθμού Αχλαδόκαστρο στον ποταμό Εύηνο για την περίοδο 21/05/1976 - 11/06/1976. Χρησιμοποιώντας την καμπύλη στάθμης - παροχής που καταρτίστηκε για τον εν λόγω σταθμό στην Εφαρμογή 5.5.2 καθώς και τα δεδομένα των μετρήσεων παροχής του Πίν. 5.6, να εκτιμηθεί η σειρά των παροχών του σταθμού για την παραπάνω περίοδο.

Από τον Πίν. 5.6 έχουμε επιλέξει και μεταφέρουμε στον Πίν. 5.7 (στήλες  $h_\pi$  και  $Q_\pi$ ) τα δεδομένα των μετρήσεων παροχής που αναφέρονται στην περίοδο 21/05/1976 - 11/06/1976.

Με εφαρμογή της σχέσης στάθμης - παροχής

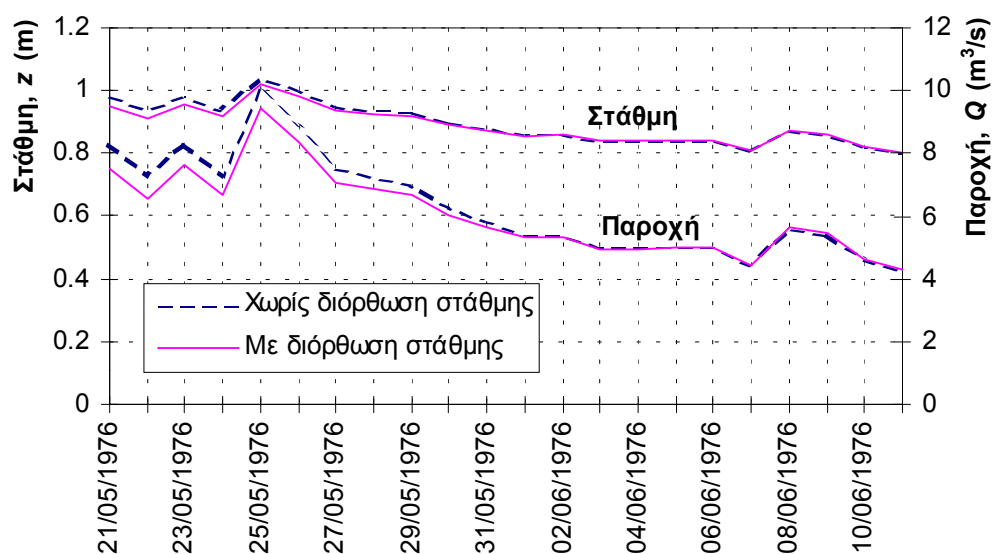
$$Q = 8.86 h^{3.296}$$

που υπολογίστηκε στην Εφαρμογή 5.5.2, υπολογίζουμε άμεσα στη στήλη  $\hat{Q}_\delta$  την εκτίμηση παροχής χωρίς διόρθωση στάθμης. Εξ άλλου ακολουθώντας τα βήματα που περιγράφηκαν πιο πάνω, υπολογίζουμε στη στήλη  $\hat{h}_\delta$  τη διορθωμένη στάθμη και στη στήλη  $\hat{Q}_\delta$  τη διορθωμένη εκτίμηση της παροχής. Γραφική απεικόνιση των χρονοσειρών στάθμης και παροχής, με ή χωρίς διόρθωση, δίνεται στο Σχ. 5.15.

**Πίν. 5.7** Δεδομένα στάθμης και υπολογισμοί παροχής του σταθμού Αχλαδόκαστρο στον ποταμό Εύηνο για την περίοδο 21/05/1976 - 11/06/1976 (Εφαρμογή 5.5.3).

Ημερομηνία	$h_{\sigma}$	$h_{\pi}$	$Q_{\pi}$	$\hat{Q}_{\sigma}$	$\hat{h}_{\pi}$	$\Delta h$	$\hat{h}_{\delta}$	$\hat{Q}_{\delta}$
21/05/1976	0.98	0.99	7.484	8.289	0.9501	0.0299	0.9501	7.484
22/05/1976	0.94			7.225		0.0276	0.9124	6.550
23/05/1976	0.98			8.289		0.0253	0.9547	7.606
24/05/1976	0.94			7.225		0.0229	0.9171	6.661
25/05/1976	1.04			10.083		0.0206	1.0194	9.440
26/05/1976	1.00			8.860		0.0182	0.9818	8.338
27/05/1976	0.95			7.482		0.0159	0.9341	7.077
28/05/1976	0.94			7.225		0.0136	0.9264	6.887
29/05/1976	0.93			6.975		0.0112	0.9188	6.701
30/05/1976	0.90			6.260		0.0089	0.8911	6.059
31/05/1976	0.88			5.814		0.0066	0.8734	5.672
01/06/1976	0.86			5.389		0.0042	0.8558	5.302
02/06/1976	0.86	0.87	5.350	5.389	0.8581	0.0019	0.8581	5.350
03/06/1976	0.84			4.987		0.0014	0.8386	4.960
04/06/1976	0.84			4.987		0.0009	0.8391	4.970
05/06/1976	0.84			4.987		0.0003	0.8397	4.981
06/06/1976	0.84			4.987		-0.0002	0.8402	4.991
07/06/1976	0.81			4.424		-0.0007	0.8107	4.437
08/06/1976	0.87			5.599		-0.0013	0.8713	5.625
09/06/1976	0.86			5.389		-0.0018	0.8618	5.426
10/06/1976	0.82			4.606		-0.0023	0.8223	4.649
11/06/1976	0.80	0.83	4.296	4.246	0.8028	-0.0028	0.8028	4.296

*Επεξηγήσεις συμβόλων:*  $h_{\sigma}$ : στάθμη από σταθμήμετρο·  $h_{\pi}$ : στάθμη από έντυπο μέτρησης της παροχής·  $Q_{\pi}$ : παροχή από έντυπο μέτρησης της παροχής·  $\hat{Q}_{\sigma}$ : εκτίμηση παροχής από την καμπύλη στάθμης-παροχής με βάση τη στάθμη  $h_{\sigma}$ ·  $\hat{h}_{\pi}$ : εκτίμηση στάθμης από την καμπύλη στάθμης-παροχής με βάση την παροχή  $Q_{\pi}$ ·  $\Delta h$ : διόρθωση στάθμης ( $\Delta h = h_{\sigma} - \hat{h}_{\pi}$ , όπου υπάρχει  $\hat{h}_{\pi}$ )·  $\hat{h}_{\delta}$ : διορθωμένη στάθμη ( $\hat{h}_{\delta} = h_{\sigma} - \Delta h$ )·  $\hat{Q}_{\delta}$ : διορθωμένη παροχή (=εκτίμηση παροχής από την καμπύλη στάθμης-παροχής με βάση τη στάθμη  $\hat{h}_{\delta}$ ). Στάθμες σε m· παροχές σε  $m^3/s$ .



Σχ. 5.15 Χρονοσειρές στάθμης και παροχής του σταθμού Αχλαδόκαστρο στον ποταμό Εύηνο για την περίοδο 21/05/1976 - 11/06/1976, με ή χωρίς διόρθωση στάθμης (Εφαρμογή 5.5.3).