Δ. Κουτσογιάννης & Θ. Ξανθόπουλος
Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο - Τομέας Υδατικών Πόρων

ΤΕΧΝΙΚΗ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑ

Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά Συγγράμματα και Βοηθήματα
www.kallipos.gr

HEALLINK
Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών

ΤΕΧΝΙΚΗ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑ

Δ. Κουτσογιάννης και Θ. Ξανθόπουλος
Τομέας Υδατικών Πόρων, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών
Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Έκδοση 4
Αθήνα 2016

Ελληνικά Ακαδημαϊκά Ηλεκτρονικά Συγγράμματα και Βοηθήματα
www.kallipos.gr

HEALLINK
Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών

ΤΕΧΝΙΚΗ ΥΔΡΟΛΟΓΙΑ
Έκδοση 4

Copyright © Δ. Κουτσογιάννης και Θ. Ξανθόπουλος, 1996, 1997, 1998, 1999, 2016.

Δεν επιτρέπεται η αναπαραγωγή του βιβλίου, τμηματική ή ολική, σε οποιαδήποτε μορφή, χωρίς την έγγραφη άδεια των συγγραφέων.

ISBN: 978-960-603-506-7

Μακέτα εξωφύλλου: Α. Πατρικίου
Εκτύπωση Offset και βιβλιοδεσία: Τυπογραφείο Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου
Τεχνική επιμέλεια εκτύπωσης και βιβλιοδεσίας: Γ. Καραγκιοζόπουλος, Ν. Γκάνης, Α. Μιχαλόπουλος

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Αποφασίσαμε το γράψιμο ενός καινούργιου βιβλίου τεχνικής υδρολογίας για δύο, συσχετισμένους, κύριους λόγους: Η υποχρέωση διδακτικής αναβάθμισης του Νέου Προγράμματος Σπουδών του Τμήματος Πολιτικών Μηχανικών του ΕΜΠ, με τεχνολογική ανανέωση και επιστημονικό εμπλουτισμό της ύλης, συνδυάζεται με τη συνεχή ενίσχυση του ρόλου της τεχνικής υδρολογίας στον πυρήνα των επιστημών του μηχανικού. Από επικουρική επιστήμη που ήταν η υδρολογία μέχρι πρόσφατα, χρήσιμη μόνο στο αρχικό στάδιο του σχεδιασμού υδραυλικών έργων, αποκτά σήμερα ουσιώδη ρόλο, επιβάλλοντας και το χαρακτηριστικό της τρόπο σκέψης και επιστημονικής προσέγγισης, στις μελέτες, τα έργα και τις δράσεις που αποσκοπούν στην αξιοποίηση και διαχείριση των υδατικών πόρων, στην προστασία του περιβάλλοντος και στην ορθολογική αντιμετώπιση των φυσικών κινδύνων. Στα πλαίσια αυτού του καινούργιου βιβλίου σκιαγραφήσαμε τις νέες επιστημονικές προσεγγίσεις και τεχνολογικές εφαρμογές.

Σύμφωνα με τον Paul R. Halmos*, μόνο το γράψιμο ενός βιβλίου (μαθηματικών και, γιατί όχι, υδρολογίας) χρειάζεται τουλάχιστον δύο «εργάσιμα» (περισσότερο από ημερολογιακά) χρόνια αποκλειστικής απασχόλησης. Δυστυχώς, αυτή η αδυσώπητη αλήθεια δεν συμβιβάζεται με τα στενά χρονικά περιθώρια των ακαδημαϊκών δασκάλων του ΕΜΠ, με τις παράλληλες εκπαιδευτικές, διοικητικές, ερευνητικές και τεχνολογικές δραστηριότητες. Το αποτέλεσμα είναι ότι το βιβλίο δεν έχει ακόμα ολοκληρωθεί όπως θα θέλαμε και ζητούμε γι' αυτό την κατανόηση των φοιτητών μας.

Πολλές φορές η μετάφραση ενός καταξιωμένου βιβλίου της διεθνούς βιβλιογραφίας αποτελεί μια εύκολη και εκπαιδευτικά πρόσφορη λύση. Δεν είναι όμως η καλύτερη στην περίπτωση της υδρολογίας, όπου οι τοπικές κλιματολογικές και υδρολογικές συνθήκες αφενός και η ντόπια πληροφοριακή υποδομή αφετέρου, επηρεάζουν φαινόμενα, μεγέθη και μεθόδους επίλυσης. Επί πλέον, στην Ελλάδα, εκτός από τις φυσικές ιδιαιτερότητες, υπάρχει και μια αξιόλογη εμπειρία εφαρμογών, στις

---

* P. R. Halmos, How to write mathematics, *L'Enseignement Mathématique*, 16, 123-152, 1970.

οποίες οι συγγραφείς είχαν την τύχη να συμμετέχουν ενεργά. Έτσι, προτιμήσαμε, αντί της μετάφρασης, το γράψιμο ενός ελληνικού βιβλίου, χρησιμοποιώντας παράλληλα και τη διεθνή εμπειρία. Σε όλα τα παραδείγματα που παρουσιάζονται στο βιβλίο αυτό χρησιμοποιήσαμε δεδομένα απ' την Ελλάδα. Δεν είναι τα καλύτερα δυνατά αλλά, ωστόσο, προτιμήσαμε αυτή την πιο ρεαλιστική παρουσίαση της ελληνικής υδρολογικής πραγματικότητας, χωρίς επεμβάσεις και εξωραϊσμούς στα πραγματικά δεδομένα, ή χρήση τεχνητών δεδομένων.

Εκφράζουμε τις ευχαριστίες μας στους εκλεκτούς συνεργάτες που βοήθησαν στη συγγραφή και παρουσίαση αυτού του κειμένου, και συγκεκριμένα: στο Ν. Μαμάση για τη βοήθειά του στην προετοιμασία των υδρολογικών δεδομένων, που χρησιμοποιούνται ως βάση για μερικά παραδείγματα του βιβλίου, καθώς και για τις παρατηρήσεις του· στον Α. Κουκουβίνο για τη βοήθειά του στην επεξεργασία γεωγραφικών δεδομένων· στον Ι. Ναλμπάντη για την παροχή επεξεργασμένων δεδομένων για ένα παράδειγμα του κεφαλαίου 5· και στους Δ. Ζαρρή και Α. Χριστοφίδη για τις παρατηρήσεις και υποδείξεις τους.

Αθήνα, Σεπτέμβριος 1998

Οι συγγραφείς

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Κεφάλαιο 1 **Εισαγωγικές έννοιες 1**

1.1 Ορισμός, αντικείμενο και κλάδοι της υδρολογίας..... 1
1.2 Σύντομο ιστορικό..... 8
1.1.1 Προορθολογιστική Περίοδος (ως το 1400 μ.Χ.)..... 9
1.1.2 Περίοδος μετρήσεων και πειραματισμών (1400-1850) 14
1.1.3 Περίοδος επιστημονικής θεμελίωσης της υδρολογίας (1850-1960)..... 16
1.1.4 Περίοδος ηλεκτρονικών υπολογιστών και διεπιστημονικής υδρολογίας (1960-σήμερα)..... 19
1.3 Υδρολογικές μελέτες και υδραυλικά έργα 21
1.3.1 Σκιαγραφία και ιστορικό των υδραυλικών έργων 21
1.1.2 Κατάταξη των υδρολογικών μελετών..... 25
1.1.3 Έργα ανάπτυξης και αξιοποίησης υδατικών πόρων 27
1.1.4 Έργα προστασίας από υδρολογικούς κινδύνους..... 28
1.4 Τεχνική υδρολογία και διαχείριση υδροσυστημάτων..... 32
1.5 Χαρακτηριστικές ιδιότητες του νερού..... 35
1.6 Η έννοια του υδρολογικού κύκλου και του υδατικού ισοζυγίου..... 41
1.6.1 Οι φυσικές διεργασίες του υδρολογικού κύκλου..... 41
1.1.2 Ποσοτική έκφραση των συνιστωσών του υδρολογικού κύκλου..... 42

Εφαρμογή 1.6.2 45
1.1.3 Το ετήσιο υδατικό ισοζύγιο της Γης 47
1.1.4 Το ενεργειακό ισοζύγιο της Γης 50
1.7 Οι χωρικές και χρονικές κλίμακες της υδρολογίας 53
1.7.1 Χωρική κλίμακα 54
1.1.2 Χρονική κλίμακα 58
1.8 Η φύση των υδρολογικών μεταβλητών και οι μέθοδοι της υδρολογίας 60
1.9 Σκιαγραφία της υδρολογικής πληροφορίας 64
1.9.1 Σημασία και κατάταξη της υδρολογικής πληροφορίας 64
1.9.2 Συμβατικά και αυτόματα όργανα σημειακών μετρήσεων 67
1.9.3 Δίκτυα υδρομετεωρολογικών μετρήσεων 68
1.9.4 Συλλογή, πρώτη επεξεργασία και διαχείριση της πληροφορίας 70
1.9.5 Επεξεργασία και αξιοποίηση της πληροφορίας 71

Κεφάλαιο 2 **Ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα 75**

2.1 Φυσικό πλαίσιο 76
2.1.1 Ατμοσφαιρική υγρασία 77
Επεξήγηση της μεταβολής της υγρασίας με τη θερμοκρασία 80
2.1.2 Γένεση των κατακρημνισμάτων 81
Τεχνητή βροχή (σπορά νεφών) 82
2.2 Μετεωρολογικό πλαίσιο 84
2.2.1 Μεταγωγικές κατακρημνίσεις 84
2.1.2 Εξωτροπικοί κυκλώνες 85
2.1.3 Ορογραφικές κατακρημνίσεις 87
2.1.4 Άλλοι τύποι κατακρημνίσεων 89
2.3 Μετρικές ιδιότητες 90
2.3.1 Σημειακά ύψη και εντάσεις 90
2.1.2 Άλλες μετρικές ιδιότητες 93
2.1.3 Ειδικές μετρικές ιδιότητες χιονιού 93
2.4 Βροχομετρία - Χιονομετρία 95
2.4.1 Όργανα σημειακής μέτρησης 95
Συνήθης βροχομετρία 95

Χιονομετρία 97
2.4.2 Εγκατάσταση βροχομέτρων και βροχογράφων 99
2.4.3 Εγκατάσταση δικτύων σημειακών μετρήσεων 101
Κατηγορίες μετεωρολογικών σταθμών και μετεωρολογικά όργανα 102
2.1.4 Επιφανειακές μετρήσεις: Μετεωρολογικό ραντάρ 103
2.1.5 Δορυφορικές μετρήσεις 105
2.5 Τυπική επεξεργασία της σημειακής βροχομετρικής πληροφορίας 107
2.5.1 Έλεγχος και αποκατάσταση συνέπειας 107
Εφαρμογή 2.5.1 112
2.1.2 Συμπλήρωση ελλείψεων και επέκταση δειγμάτων 119
Εμπειρικές μέθοδοι 120
Στατιστικές μέθοδοι 121
Εφαρμογή 2.5.2 124
2.6 Επιφανειακή ολοκλήρωση σημειακών βροχοπτώσεων 129
2.6.1 Παράγοντες γεωγραφικής μεταβλητότητας 130
2.6.2 Μέθοδοι άμεσης ολοκλήρωσης 131
Εφαρμογή 2.6.2 134
2.1.3 Μέθοδοι προσαρμογής επιφάνειας 136
Εφαρμογή 2.6.3 139
2.1.4 Επίδραση του υψομέτρου 141
Εφαρμογή 2.6.4 143
2.7 Ανάλυση ισχυρών βροχοπτώσεων - όμβριες καμπύλες 145
2.1.1 Τυπικές αναλυτικές εκφράσεις όμβριων καμπυλών 148
Εφαρμογή 2.7.1 150
2.1.2 Επιφανειακή αναγωγή όμβριων καμπυλών 152
Εφαρμογή 2.7.2 156
2.8 Πιθανή μέγιστη κατακρήμνιση 157
Εφαρμογή 2.8 162

Κεφάλαιο 3 **Εξάτμιση και διαπνοή 165**

3.1 Εισαγωγικές έννοιες - ορισμοί 166
3.2 Φυσικό πλαίσιο 168
3.2.1 Ιδιότητες του ατμοσφαιρικού αέρα, του νερού και των υδρατμών 168

3.2.2 Η ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα 170
Διερεύνηση των συντελεστών των τύπων εκτίμησης της ακτινοβολίας 176
Εφαρμογή 3.2.2 179
3.2.3 Ενεργειακό ισοζύγιο σε μοναδιαία επιφάνεια 181
3.2.4 Μεταφορά μάζας 183
3.2.5 Η ροή αισθητής θερμότητας και ο λόγος Bowen 187
3.3 Μετεωρολογικό πλαίσιο 188
3.3.1 Η εξάτμιση ως μετεωρολογική μεταβλητή 188
3.3.2 Ηλιακή και γήινη ακτινοβολία 191
3.3.3 Ηλιοφάνεια και νέφωση 192
3.3.4 Θερμοκρασία 192
Εφαρμογή 3.3.4 194
3.3.5 Σχετική υγρασία 197
3.3.6 Ταχύτητα ανέμου 198
3.3.7 Ατμοσφαιρική πίεση 200
3.4 Εκτίμηση της εξάτμισης και εξατμοδιαπνοής με μεθόδους συνδυασμού 200
3.4.1 Εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια - Η μέθοδος Penman 201
3.4.2 Εξατμοδιαπνοή - Η μέθοδος Penman - Monteith 203
3.4.3 Εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς - Η μέθοδος Doorenbos - Pruitt 205
3.4.4 Εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς - Εφαρμογή της μεθόδου Penman - Monteith 207
3.4.5 Τυπική υπολογιστική διαδικασία 209
Εφαρμογή 3.4.5 210
3.4.6 Απλοποιήσεις των μεθόδων συνδυασμού 220
Εφαρμογή 3.4.6 221
3.4.7 Συμπληρώσεις και επεκτάσεις δειγμάτων εξάτμισης 222
3.5 Εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής με εμπειρικές μεθόδους 225
3.5.1 Η μέθοδος Blaney-Criddle 225
3.5.2 Η μέθοδος Thornthwaite 226
Εφαρμογή 3.5.2 227
3.5.3 Η μέθοδος Hargreaves 229
3.6 Εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών 230

3.7 Υδατικό ισοζύγιο 233
3.7.1 Εξίσωση υδατικού ισοζυγίου απλής υδρολογικής λεκάνης 234
3.7.2 Το απλό μοντέλο υδατικού ισοζυγίου του Thornthwaite 236
Εφαρμογή 3.7.2 238
3.7.3 Άλλες εμπειρικές κλιματολογικές μέθοδοι 243
Εφαρμογή 3.7.3 245
3.7.4 Εξίσωση υδατικού ισοζυγίου λιμνών 246
Εφαρμογή 3.7.4 248

Κεφάλαιο 4 **Κατακράτηση και διήθηση 251**

4.1 Κατακράτηση 251
4.1.1 Παρεμπόδιση 252
4.1.2 Επιφανειακή παγίδευση 253
4.1.3 Κατακράτηση χιονοπτώσεων. 253
4.2 Διήθηση 254
4.2.1 Φυσικό υπόβαθρο και φαινομενολογία 254
4.2.2 Ποσοτική εκτίμηση της διήθησης 257
4.2.3 Μετρήσεις με διηθησόμετρα 258
4.2.4 Υπολογισμός με ημιεμπειρικές σχέσεις 259
4.2.5 Υπολογισμός με προσεγγιστικές θεωρητικές σχέσεις 260
Γενικό θεωρητικό πλαίσιο 260
Η μέθοδος Philip 261
Η μέθοδος Green-Ampt 262
4.2.6 Επίδραση του χρόνου κατάκλυσης 263
4.3 Συνολική εκτίμηση ελλειμμάτων 264
4.3.1 Η μέθοδος του δείκτη φ 265
Εφαρμογή 4.3.1 267
4.3.2 Η μέθοδος του Soil Conservation Service (SCS) 274
Εφαρμογή 4.3.2 279

Κεφάλαιο 5 **Επιφανειακή απορροή 281**

5.1 Μηχανισμοί και προέλευση της επιφανειακής απορροής 282
5.1.1 Κατακρημνίσματα στο υδατόρευμα 283
5.1.2 Επίγεια ροή 283
Επίγεια ροή Horton 284

Επίγεια ροή λόγω κορεσμού 285
5.1.3 Υποδερμική ροή 287
5.1.4 Υπόγεια ροή 288
5.2 Το υδρογράφημα πλημμυρικού επεισοδίου και οι συνιστώσες του 289
5.2.1 Απλοποιητική σχηματοποίηση των συνιστωσών της επιφανειακής απορροής 289
5.2.2 Διαχωρισμός βασικής ροής και χαρακτηριστικά μεγέθη υδρογραφήματος 290
Εφαρμογή 5.2 295
5.3 Χαρακτηριστικά λεκάνης απορροής 301
5.3.1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά 302
Υδροκρίτης και χάραξή του 302
Γεωμετρία 304
Ανάγλυφο 305
Υδρογραφικό δίκτυο 306
Εφαρμογή 5.3.1 309
5.3.2 Εδαφολογικά χαρακτηριστικά 314
5.3.3 Φυτοκάλυψη 314
5.4 Υδρομετρία 315
5.4.1 Αντικειμενική σημασία της υδρομετρίας 315
5.4.2 Τυπική σύνθεση και λειτουργία υδρομετρικού σταθμού 316
5.4.3 Σταθμημετρία 318
5.4.4 Μέθοδοι μέτρησης παροχής 319
Μέτρηση με παρεμβολή μετρητών παροχής 319
Μέτρηση πεδίου ταχυτήτων 320
Μέτρηση με τη μέθοδο διαλυμάτων 323
Εκτίμηση με πλωτήρες 325
Εκτίμηση με υδραυλικές σχέσεις ροής 325
Άλλες μέθοδοι μέτρησης της παροχής 327
5.5 Τυπική επεξεργασία υδρομετρικών δεδομένων 328
5.5.1 Σταθμημετρικά δεδομένα 328
5.5.2 Καμπύλες στάθμης - παροχής 330
Επέκταση της καμπύλης στάθμης - παροχής 333
Μεταβολές της σχέσης στάθμης - παροχής 334

Η καμπύλη στάθμης παροχής σε συνθήκες μη μόνιμης ροής 335
Εφαρμογή 5.5.2 336
5.5.3 Εκτίμηση χρονοσειρών παροχής από χρονοσειρές στάθμης 339
Εφαρμογή 5.5.3 341

Κεφάλαιο 6 **Εισαγωγή στην υπόγεια υδρολογία 345**

6.1 Γενικές έννοιες 345
6.2 Πορώδη μέσα και υδροφορείς 347
6.2.1 Η έννοια του πορώδους μέσου 347
6.2.2 Αποθήκευση και κίνηση του νερού σε πορώδη μέσα 348
6.2.3 Υδροφορείς και κατάταξή τους 353
6.3 Βασικές αρχές της υπόγειας ροής 354
6.3.1 Ο νόμος του Darcy 354
6.3.2 Υδραυλικές ιδιότητες πορωδών μέσων 359
6.4 Μαθηματικά μοντέλα υπόγειων ροών 365
6.4.1 Παραγωγή της μονοδιάστατης εξίσωσης ροής σε πορώδες μέσο 365
6.4.2 Η γενική εξίσωση ροής σε τριδιάστατο χώρο 367
6.4.3 Μεθοδολογία επίλυσης των εξισώσεων υπόγειας ροής 370
6.4.4 Υδραυλική των υδρογεωτρήσεων 372
Εφαρμογή 6.4.4 377
6.4.5 Εκτίμηση των παραμέτρων υδροφορέα 379
Εφαρμογή 6.4.5 381
6.5 Η συμμετοχή των υπόγειων νερών στο υδατικό ισοζύγιο 382
6.5.1 Όγκοι αναφοράς και συνιστώσες ισοζυγίου 382
6.5.2 Εξισώσεις ισοζυγίου - Χαρακτηριστικά μεγέθη υπόγειας απορροής 387
Εφαρμογή 6.5.2 391
6.6 Η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών 395
6.6.1 Υδρολογικές όψεις της εκμετάλλευσης των υπόγειων νερών 395
6.6.2 Συνδυασμένη εκμετάλλευση υπόγειων και επιφανειακών νερών 399

6.6.3 Άλλες επιπτώσεις της εκμετάλλευσης του υπόγειου νερού 401
6.6.4 Ασφαλής απόδοση 401

Αναφορές 405

Κεφάλαιο 1 Εισαγωγικές έννοιες

1.1 Ορισμός, αντικείμενο και κλάδοι της υδρολογίας

Οι βιολογικές δομές της χλωρίδας και της πανίδας στον πλανήτη μας, προϋποθέτουν την αδιάλειπτη εξασφάλιση νερού σε κατάλληλη ποιότητα και ικανή ποσότητα. Με θαυμαστή πληρότητα, ο Πίνδαρος περιέγραψε με τρεις μόνο λέξεις την πρωταρχική σημασία του νερού στη βιόσφαιρα: "άριστον μεν ύδωρ". Η κυρίαρχη φυσική λειτουργία της Γης που εξασφαλίζει το συνεχή εφοδιασμό της βιόσφαιρας με νερό είναι ο *υδρολογικός κύκλος*: η αέναη κίνηση του νερού ανάμεσα στους ωκεανούς, την ατμόσφαιρα και την ξηρά που συνοδεύεται και από αλλαγές ανάμεσα στην υγρή, την αέρια και τη στερεή φάση του (βλ. ενότητα 1.6). Η επιστήμη που ασχολείται με το όλο πλαίσιο της φυσικής κίνησης του νερού της Γης είναι η *υδρολογία*[*].

Κατά τη Διεθνή Υδρολογική Δεκαετία (1965-1974) που οργανώθηκε από τον Οργανισμό Ηνωμένων Εθνών, έγινε δεκτός ο ακόλουθος ορισμός της υδρολογίας: *Υδρολογία είναι η επιστήμη που ασχολείται με τα ύδατα της Γης, την παρουσία, την κυκλοφορία και κατανομή τους, τις φυσικές και χημικές ιδιότητές τους, και τις αλληλεπιδράσεις τους με το*

[*] Η ελληνική λέξη *υδρολογία* αποτελεί και τη διεθνή ονομασία της επιστήμης (π.χ. hydrology στην αγγλική, hydrologie στη γαλλική, idrologia στην ιταλική κτλ.)

περιβάλλον, στο οποίο περιλαμβάνονται και τα έμβια όντα. Το γνωστικό πεδίο της υδρολογίας καλύπτει την όλη ιστορία της παρουσίας του νερού στη Γη. Ο ορισμός αυτός προτάθηκε από μια Αμερικανική επιτροπή υπό τον W. Langbein (Ad Hoc Panel on Hydrology, 1962) και βασίζεται, με αρκετές διαφοροποιήσεις, σε παλιότερους ορισμούς των Horton (1931) και Meinzer (1942).

Ένα πρώτο συμπέρασμα από τον παραπάνω ορισμό είναι ότι η υδρολογία είναι μια γεωεπιστήμη (όπως είναι π.χ. η γεωλογία, η ωκεανογραφία, η επιστήμη της ατμόσφαιρας κτλ.) αφού ασχολείται με το νερό της Γης και όχι αφαιρετικά με το νερό ως ουσία ή ως ρευστό. Ένα δεύτερο συμπέρασμα είναι η ευρύτητα του περιεχόμενου της υδρολογίας, η οποία το επεκτείνει σε πολλές επιστημονικές περιοχές και το διασυνδέει με άλλες γεωεπιστήμες. Έτσι, η υδρολογία, παρόλο που είναι μια αυτόνομη επιστήμη, απαιτεί μια διεπιστημονική προσέγγιση του αντικειμένου της.

Αν και δεν προκύπτει σαφώς από τον παραπάνω ορισμό, παραδοσιακά η υδρολογία ασχολείται κυρίως με το φυσικό νερό στο χερσαίο τμήμα του πλανήτη, αφήνοντας στην ωκεανογραφία τη λεπτομερή μελέτη των νερών των ωκεανών και στις ατμοσφαιρικές επιστήμες την εστίαση στην κίνηση της αέριας φάσης του νερού. Πρόσφατα, η U.S. Committee on Opportunities in the Hydrological Sciences (1992) διατύπωσε την "προτίμηση" αυτή της υδρολογίας αποσαφηνίζοντας το γνωστικό πεδίο και τα όριά της ως διακριτής γεωεπιστήμης, σε σχέση με άλλες συγγενείς επιστήμες.* Αυτή την πιο πρόσφατη διατύπωση του περιεχομένου της υδρολογίας την έχουμε κωδικοποιήσει στον Πίν. 1.1, ο οποίος αποτυπώνει μια πιο σύγχρονη και σαφέστερη εκδοχή του ορισμού της.

---

* Η έμφαση της υδρολογίας (και ειδικότερα της τεχνικής υδρολογίας) στο χερσαίο τμήμα των υδρολογικού κύκλου είχε διατυπωθεί στην Ελλάδα και παλιότερα. Συγκεκριμένα, ο Ξανθόπουλος (1984) όρισε το αντικείμενο της τεχνικής υδρολογίας ως *τη μελέτη της κίνησης του ύδατος και των συνεπειών της από τη στιγμή που φτάνει στο έδαφος και τη χλωρίδα υπό μορφή ατμοσφαιρικού κατακρημνίσματος (βροχής, χιονιού, κτλ.) μέχρις ότου καταλήξει με επιφανειακή ή υπόγεια απορροή στους μεγάλους φυσικούς ή τεχνητούς ταμιευτήρες (θάλασσα, λίμνες, υπόγεια υδροφόρα στρώματα)*. Με τη διατύπωση της U.S. Committee on Opportunities in the Hydrological Sciences (1992) υπογραμμίζεται η μελέτη των χερσαίων υδρολογικών διεργασιών ως συστατικό στοιχείο του ορισμού της υδρολογίας ως συνόλου και όχι μόνο του κλάδου της τεχνικής υδρολογίας.

Πίν. 1.1 Διασάφηση του αντικειμένου της υδρολογίας (με βάση στοιχεία της U.S. Committee on Opportunities in the Hydrological Sciences, 1992).

Τομέας	Ανάλυση αντικειμένου	Περιλαμβάνει:	Δεν περιλαμβάνει
Υδατικό ισοζύγιο υδρογείου	Χωρική και χρονική μεταβλητότητα του υδατικού ισοζυγίου της υδρογείου (σε στερεή, υγρή και αέρια φάση, στη θάλασσα, την ξηρά και την ατμόσφαιρα)	Διαδρομές διακίνησης, διακινούμενες μάζες νερού και χρόνοι παραμονής, τόσο μεταξύ ωκεανών, ατμόσφαιρας και ηπείρων, όσο και μεταξύ των τριών φάσεων	Φυσικές, χημικές και βιολογικές διεργασίες εσωτερικές στην ατμόσφαιρα και τους ωκεανούς
Ηπειρωτικές (χερσαίες) υδρολογικές διεργασίες	Κίνηση του νερού πάνω και κάτω από την επιφάνεια της γης, σε όλες τις χωρικές και χρονικές κλίμακες, από την μικροκλίμακα μέχρι την κλίμακα ηπείρων	Φυσικές και χημικές διεργασίες που συνοδεύουν την κίνηση του νερού, καθώς και βιολογικές διεργασίες που αλληλεπιδρούν με αυτή την κίνηση (π.χ. διαπνοή φυτών, διάφορες ανθρώπινες δραστηριότητες)	Βιολογικές διεργασίες που απλώς εξαρτώνται από το νερό (π.χ. κύκλος ζωής υδρόβιων οργανισμών)

Η ευρύτητα του περιεχομένου της υδρολογίας έχει οδηγήσει στη διάκριση διάφορων κλάδων της με πιο περιορισμένο περιεχόμενο. Αν και η διάκριση αυτών των κλάδων δεν είναι μονοσήμαντη, ούτε ορισμένη με επάρκεια και γενική συμφωνία, θα επιχειρήσουμε να σκιαγραφήσουμε τις κύριες επιστημονικές υποπεριοχές της υδρολογίας, τα όρια και τις διασυνδέσεις τους.

Η συνηθέστερη διάκριση κλάδων της υδρολογίας βασίζεται στον τρόπο και το στόχο της προσέγγισης του αντικειμένου. Έτσι, ο κλάδος της υδρολογίας που έχει κύριο στόχο την *κατανόηση* των υδρολογικών διεργασιών, των φαινομένων που συνδέονται με αυτές, των νόμων που τις διέπουν και των μηχανισμών που τις κατευθύνουν είναι συχνά γνω-

στός με τον (όχι τόσο σαφή) όρο *υδρολογική επιστήμη* (hydrologic science). Ως συνώνυμος χρησιμοποιείται ο όρος *φυσική υδρολογία* (physical hydrology), ενώ πολύ κοντινός είναι και ο όρος *περιβαλλοντική υδρολογία* (environmental hydrology).

Σε αντιδιαστολή, ο κλάδος της υδρολογίας που έχει στόχο την *ποσοτική εκτίμηση και πρόγνωση* των υδρολογικών μεγεθών είναι γνωστός ως *τεχνική υδρολογία* (engineering hydrology), ενώ πρακτικά συνώνυμος είναι και ο όρος *εφαρμοσμένη υδρολογία* (applied hydrology). Η τεχνική υδρολογία για λόγους ιστορικούς και ουσιαστικούς, λόγω της τεχνολογικής προσέγγισης του αντικειμένου της, εντάσσεται *στην περιοχή των επιστημών του μηχανικού* και εστιάζεται στη μελέτη των χερσαίων υδρολογικών διεργασιών.* Η ανάπτυξη της τεχνικής υδρολογίας, ιστορικά υπαγορεύτηκε από τις ανάγκες σχεδιασμού των έργων ελέγχου της φυσικής υδρολογικής δίαιτας και είναι αυτή που καθιέρωσε στον αιώνα μας την υδρολογία ως σύγχρονη επιστήμη. Η φυσική υδρολογική δίαιτα ήταν πάντα ζωτικής σημασίας για τις ανθρώπινες δραστηριότητες και οι ευεργετικές ή καταστρεπτικές συνέπειές της ανάγκασαν τον άνθρωπο να της αφιερώσει, από τα βάθη της ιστορικής διαδρομής του μέχρι σήμερα το σπουδαιότερο ίσως μέρος της δημιουργικής του δουλειάς. Πράγματι, η *εξασφάλιση του πόσιμου και του αρδευτικού νερού* σε συνδυασμό με την *προστασία από τις πλημμύρες*, ήταν το κυρίαρχο μέλημα του ανθρώπου από την αυγή του πολιτισμού, ενώ και οι εξίσου σημαντικές φροντίδες της κατοχύρωσης μιας σίγουρης στέγης και της εξασφάλισης τροφής πάντα συνδυάζονται με τη διαθεσιμότητα του νερού. Απόδειξη, η εμφάνιση των πρώτων πολιτισμών στις παραποτάμιες περιοχές.

Σήμερα η τεχνική υδρολογία υποστηρίζει την ευρύτερη επιστημονική και τεχνολογική περιοχή της *τεχνολογίας και διαχείρισης υδροσυστημάτων* (hydrosystems engineering and management)†: πρόκειται για συστήματα που αποτελούνται από συνδυασμό *φυσικών υδάτινων σωμάτων* (ποταμών, λιμνών, υπόγειων υδροφορέων) και *υδραυλικών έργων*, δηλαδή τεχνικών έργων, συνήθως μεγάλης κλίμακας, που αποσκοπούν τόσο στην αξιοποίηση του νερού ως *φυσικού πόρου*, όσο και στην προ-

---

* Βλ. και υποσημείωση στη σ. 2.

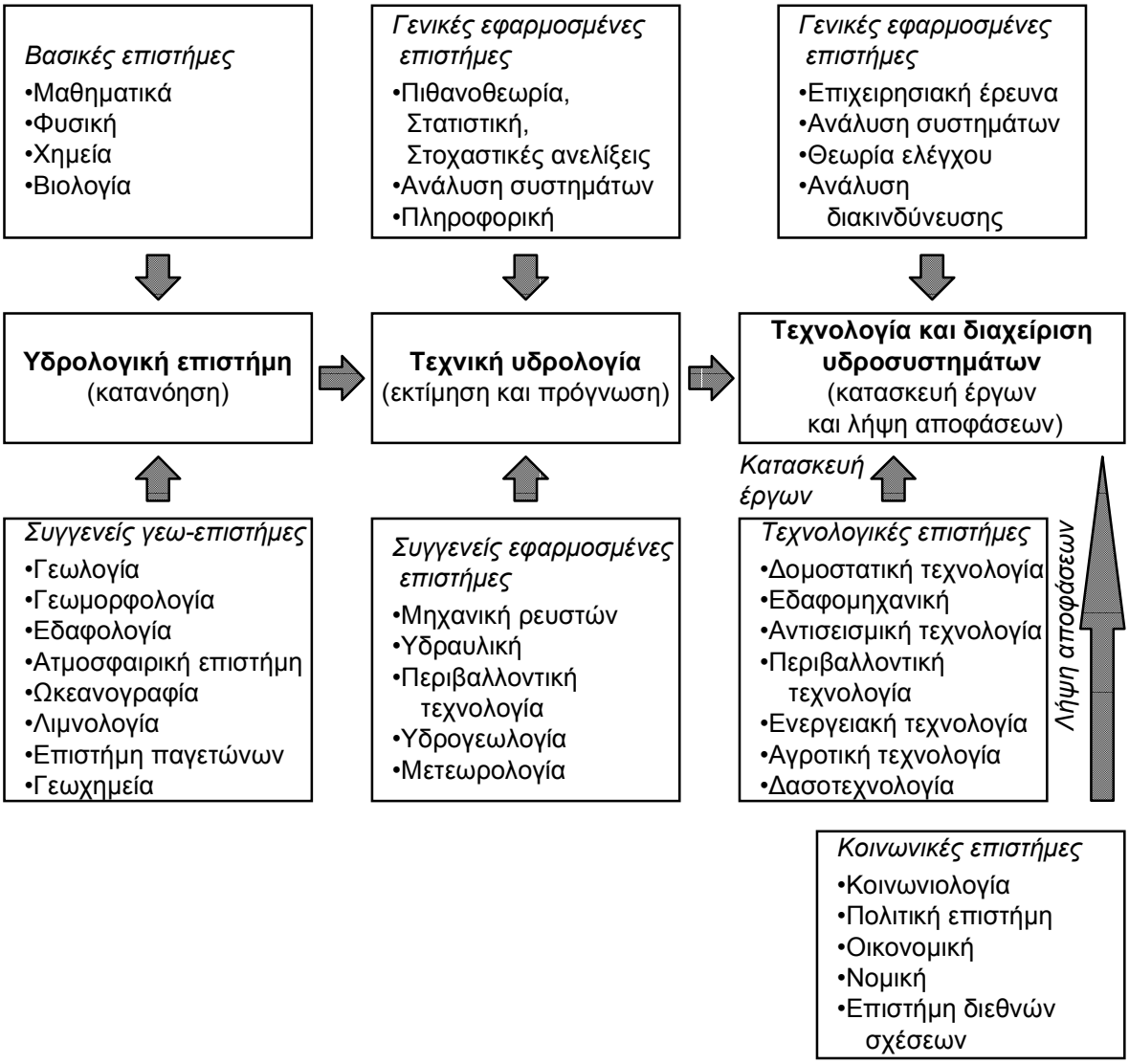
† Ο όρος *υδροσυστήματα* (*hydrosystems*) έχει εισαχθεί αρχικά από τον V. T. Chow γαι τη συλλογική περιγραφή τεχνικών περιοχών της υδρολογίας, της υδραυλικής και των υδατικών πόρων.

στασία από την καταστροφική δράση του νερού (πλημμύρες κτλ.) ως *φυσικού κινδύνου*. Στην πρώτη κατηγορία υδραυλικών έργων, δηλαδή των έργων *ανάπτυξης και αξιοποίησης των υδατικών πόρων* περιλαμβάνονται έργα για ύδρευση, άρδευση και παραγωγή ενέργειας, ενώ στη δεύτερη κατηγορία, δηλαδή των έργων *ελέγχου των υδρολογικών κινδύνων* περιλαμβάνονται έργα προστασίας από τις πλημμύρες και τη διάβρωση. Στην περιοχή της τεχνολογίας και διαχείρισης υδροσυστημάτων συμπεριλαμβάνονται τόσο ο σχεδιασμός και η κατασκευή των υδραυλικών έργων, όσο και η λειτουργία και διαχείριση των έργων αυτών (βλ. και ενότητες 1.3 και 1.4). Ειδικότερα, η *διαχείριση υδατικών πόρων*, που σήμερα έχει αποκτήσει ιδιαίτερη σπουδαιότητα διεθνώς, αποσκοπεί στο σχεδιασμό και υλοποίηση πολιτικών κατανομής των χρήσεων του νερού μέσω τεχνικών, νομικών, οικονομικών και πολιτικών μηχανισμών.

Είναι προφανές ότι η παραπάνω αντιδιαστολή υδρολογικής επιστήμης (ή φυσικής υδρολογίας) και τεχνικής υδρολογίας δεν έχει απόλυτο χαρακτήρα, αφού οι δύο αυτοί κλάδοι βρίσκονται σε στενή σχέση αλληλεπίδρασης και τα όριά τους είναι εγγενώς συγκεχυμένα. Η τεχνική υδρολογία, η οποία αποτελεί και το αντικείμενο αυτού του κειμένου, δεν μπορεί παρά να ενσωματώνει και να αξιοποιεί τις εξελίξεις στην κατανόηση των υδρολογικών φαινομένων, δίνει όμως έμφαση περισσότερο στην εφαρμογή παρά στη θεωρητική ανάλυση των υδρολογικών διεργασιών. Ωστόσο, συχνότατα η πράξη επιβάλλει την ανάγκη εξεύρεσης λύσεων, ακόμη και όταν η κατανόηση των φαινομένων είναι ελλιπής. Με αυτή την έννοια η τεχνική υδρολογία δεν προϋποθέτει, ούτε επιζητεί την πλήρη κατανόηση των φαινομένων αλλά διαθέτει ένα βαθμό αυτονομίας στην πορεία της για την ικανοποίηση των συγκεκριμένων αναγκών της πράξης.

Ένας δεύτερος τρόπος διάκρισης κλάδων ή ενοτήτων της υδρολογίας στηρίζεται στην εξειδίκευση του χώρου στον οποίο συμβαίνουν τα υδρολογικά φαινόμενα. Έτσι, διακρίνουμε δύο βασικές ενότητες της υδρολογίας, την *επιφανειακή υδρολογία* (surface hydrology) που ασχολείται με τα επιφανειακά νερά και την *υπόγεια υδρολογία* (subsurface or groundwater hydrology) που ασχολείται με τα υπόγεια νερά. Η σκοπιμότητα αυτής της διάκρισης βρίσκεται στις έντονες διαφορές της κινητικής και δυναμικής συμπεριφοράς των επιφανειακών και υπόγειων νερών. Πράγματι, η όλη κινητική συμπεριφορά του νερού, από την είσοδό του στο έδαφος (διήθηση) μέχρι τη φυσική ή τεχνητή επανεμφάνισή του σε

κάποια άλλη εδαφική επιφάνεια (πηγή, γεώτρηση), χαρακτηρίζεται από την ηπιότητα των γραμμικών ή σχεδόν γραμμικών, σχέσεων παροχής-ενεργειακών απωλειών και από τη φυσική ρύθμιση που προσφέρει η "δεξαμενή-έδαφος", απαλύνοντας τις έντονες χρονικές διακυμάνσεις των παροχών εισόδου. Ακόμη, στην ευρύτερη περιοχή της υδρολογίας βρίσκεται η *υδρομετεωρολογία* (hydrometeorology), η οποία ασχολείται με το νερό της ατμόσφαιρας δίνοντας έμφαση στα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (βροχή, χιόνι, χαλάζι) και την εξατμοδιαπνοή, και αποτελώντας κάποιο είδος συγκερασμού υδρολογίας και μετεωρολογίας.



Σχ. 1.1 Υδρολογική επιστήμη και τεχνική υδρολογία: σχηματική παράσταση της ένταξης τους στο ευρύτερο πλαίσιο των γεωεπιστημών και επιστημών του μηχανικού, και σχέση τους με την τεχνολογία και διαχείριση υδροσυστημάτων.

Ένας τελευταίος τρόπος διάκρισης επιστημονικών κλάδων της υδρολογίας στηρίζεται στη μεθοδολογική προτίμηση της ακολουθούμενης προσέγγισης. Έτσι έχουμε τη *στατιστική υδρολογία* (statistical hydrology) η οποία αξιοποιεί μεθόδους της θεωρίας πιθανοτήτων και στατιστικής προκειμένου να οδηγηθεί σε ποσοτική εκτίμηση και πρόγνωση μεγεθών. Διακρίνουμε ακόμη τη *στοχαστική* (ή *επιχειρησιακή*) *υδρολογία* (stochastic or operational hydrology), η οποία αξιοποιεί μεθόδους της θεωρίας στοχαστικών ανελίξεων προκειμένου να προσομοιώσει μαθηματικά χρονική την εξέλιξη των υδρολογικών μεταβλητών και τη συμπεριφορά σύνθετων υδροσυστημάτων. Και οι δύο αυτοί κλάδοι εντάσσονται στην τεχνική υδρολογία και αποσκοπούν κυρίως στην εξυπηρέτηση αναγκών της τεχνολογίας και διαχείρισης υδροσυστημάτων.

Όπως προαναφέραμε, η υδρολογία ακολουθεί εκ των πραγμάτων διεπιστημονική προσέγγιση του περιεχομένου της και γι' αυτό είναι στενά συνδεδεμένη με άλλες επιστήμες. Στο Σχ. 1.1 απεικονίζεται (με απλουστευμένο τρόπο) η διασύνδεση της ακολουθίας *υδρολογική επιστήμη - τεχνική υδρολογία - τεχνολογία και διαχείριση υδροσυστημάτων*, με τις άλλες γεωεπιστήμες, τις εφαρμοσμένες επιστήμες και τις επιστήμες του μηχανικού.

Ανάμεσα στις διάφορες διασυνδέσεις του Σχ. 1.1, τονίζουμε τις ειδικές σχέσεις της τεχνικής υδρολογίας με την πιθανοθεωρία, τη στατιστική και τη θεωρία στοχαστικών ανελίξεων (για τις οποίες η τεχνική υδρολογία αποτελεί ιδεώδες πεδίο εφαρμογών και έρευνας), και με την πληροφορική. Ο τυχαίος χαρακτήρας των υδρολογικών διεργασιών (βλ. ενότητα 1.8) και οι σημαντικές αβεβαιότητες που αυτός συνεπάγεται οδήγησε στο πάντρεμα της υδρολογίας με την πιθανοθεωρία, τη στατιστική και τη θεωρία στοχαστικών ανελίξεων, με αποτέλεσμα τη δημιουργία αυτόνομων σχετικών κλάδων της τεχνικής υδρολογίας (στατιστική υδρολογία, στοχαστική υδρολογία). Ιστορικά, η σχέση αυτή έχει εγκαθιδρυθεί από τις αρχές του αιώνα και έχει συνδεθεί με την καθιέρωση της υδρολογίας ως σύγχρονης αυτόνομης επιστήμης. Η σχέση της τεχνικής υδρολογίας με την πληροφορική, είναι πιο πρόσφατη και έχει υπαγορευτεί από δύο λόγους. Ο πρώτος λόγος αφορά στον μεγάλο όγκο υδρολογικής πληροφορίας (μετρήσεων υδρολογικών μεταβλητών· βλ. ενότητα 1.9) που χρησιμοποιεί η τεχνική υδρολογία, η διαχείριση της οποίας απαιτεί τη χρήση προηγμένων μεθόδων πληροφορικής. Ο δεύτερος λόγος αφορά

στα πολύπλοκα υπολογιστικά μοντέλα της υδρολογίας που αναπαριστούν μαθηματικά τη συμπεριφορά πολυσύνθετων υδροσυστημάτων, η ανάπτυξη των οποίων έγινε δυνατή χάρη στη χρήση ηλεκτρονικών υπολογιστών.

1.2 Σύντομο ιστορικό

Το ιστορικό της υδρολογίας στην περιοχή των επιστημών του μηχανικού είναι τόσο απέραντο, ώστε μόνο προσφεύγοντας σε γενικές μεθοδολογίες κατάταξης των θετικών επιστημών μπορεί να χωριστεί σε ενδεικτικές περιόδους και να σκιαγραφηθεί. Επισημαίνεται πάντως ότι ακολουθήθηκαν δύο διαφορετικοί δρόμοι κατά την μακριά πορεία της μελέτης των φαινομένων της τεχνικής υδρολογίας. Ο πρώτος μπορεί να ονομαστεί *θεωρητικός* και αναζητεί την απεικόνιση της υπάρχουσας γνώσης μέσα από ένα σύνολο γενικών αρχών, δηλαδή με τη βοήθεια μιας *θεωρίας*. Ο δεύτερος χαρακτηρίζεται ως *εμπειρικός* και προσπαθεί να αυξήσει τις πρακτικές γνώσεις για τα υδρολογικά φαινόμενα, αναπτύσσοντας τα εργαλεία που πολλαπλασιάζουν και βελτιώνουν τις σχετικές πληροφορίες και την επεξεργασία τους. Όσες φορές, στην περίοδο της ιστορίας της υδρολογίας (αλλά και των άλλων επιστημών) οι δύο αυτοί δρόμοι προσέγγισαν, τα αποτελέσματα ήταν εντυπωσιακά. Η ανάπτυξη των ηλεκτρονικών υπολογιστικών μέσων βοήθησε αποφασιστικά την ένωση των δύο αυτών δρόμων την τελευταία 30ετία.

Σήμερα φαίνεται σχεδόν αυτονόητο ότι η κατανόηση των φαινομένων, είτε μέσω του θεωρητικού, είτε μέσω του εμπειρικού δρόμου, είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τις πρακτικές εφαρμογές. Ωστόσο, η ιστορία ακολούθησε την ακριβώς αντίθετη διαδρομή: πρώτα γίνεται η εμπειρική εφαρμογή, με την κατασκευή αρδευτικών έργων, υδραγωγείων κτλ., που ξεκινά ήδη από την 6η χιλιετία π.Χ. και ακολουθεί πολύ αργότερα η κατανόηση και η επιστημονική συγκρότηση των γνώσεων.

Το σύντομο ιστορικό που ακολουθεί απλώς σκιαγραφεί τους σημαντικότερους σταθμούς στην ανάπτυξη της υδρολογίας. Ο αναγνώστης που ενδιαφέρεται για περισσότερα στοιχεία παραπέμπεται μεταξύ άλλων στους Meinzer (1942), Jones et al. (1963), Biswas (1967), UNESCO (1974) και U.S. Committee on Opportunities in the Hydrological Sciences (1992). Μερικά στοιχεία για τη σύνταξη του ιστορικού έχουν

ληφθεί και από τους Ξανθόπουλο (1984), Chow et al. (1988), Ward and Robinson (1989) και Maidment (1993).

1.2.1 Προορθολογιστική Περίοδος (ως το 1400 μ.Χ.)

Η αξία μιας επιστημονικής περιοχής του μηχανικού κρίνεται από τη χρησιμότητα των πρακτικών εφαρμογών της. Η γνώση των φαινομένων της τεχνικής υδρολογίας αποτελεί την απαραίτητη προϋπόθεση για την καλή λειτουργία των υδραυλικών έργων, υδρευτικών, αρδευτικών και ενεργειακών. Τα επιτυχημένα υδραυλικά έργα είναι αρχαία όσο και οι πρώτοι οργανωμένοι ανθρώπινοι πολιτισμοί (βλ και ενότητα 1.3): πράγματι, από την προϊστορική ακόμη εποχή (ίσως από την 6η χιλιετία π.Χ.), σύστημα διωρύγων άρδευε με νερό των ποταμών Τίγρη και Ευφράτη, αλλά και με γόνιμα φερτά υλικά, τις πεδιάδες της Μεσοποταμίας, οι πόλεις της οποίας προστατεύονταν από τις πλημμύρες με χωμάτινα αναχώματα. Είναι εντυπωσιακό ότι οι Σουμέριοι, που ο πολιτισμός τους ξεκινά περί το 4000 π.Χ., κατασκεύασαν, μεταξύ άλλων αρδευτικών έργων, τη μεγάλη αρδευτική διώρυγα Ναχρουάν, μήκους 320 km και πλάτους 120 m, η οποία τροφοδοτούσε μικρότερες διώρυγες, και ανακάλυψαν επίσης τον υδροτροχό (U.S. Committee on Opportunities in the Hydrological Sciences, 1992, σ. 21). Ανάλογα συστήματα διωρύγων κατασκευάστηκαν και από τους Αιγύπτιους, οι οποίοι μάλιστα έκτισαν και ένα φράγμα στο Νείλο περί το 4000 π.Χ. (Viessman et al., 1989, σ. 4), και διαδόθηκαν στη Συρία, την Κύπρο καί την Κρήτη. Στην Κίνα, τεράστια έργα διευθέτησης ποταμών ολοκληρώθηκαν και λειτούργησαν σχεδόν συνεχώς επί 1700 χρόνια. Στην Περσία και τις Ινδίες κατασκευάστηκαν μεγάλα δίκτυα από αρδευτικές διώρυγες. Κατά συνέπεια υπήρχαν δοκιμασμένες πρακτικές εμπειρίες υδρολογίας, σε όλους τους ιστορικά βεβαιωμένους αρχαίους πολιτισμούς.

Ωστόσο, η πρώτη οργανωμένη θεωρητικά προσέγγιση των φαινομένων της υδρολογίας, μετεωρολογίας και υδραυλικής, μέσα από τον αφηρημένο στοχασμό που συνδυάζεται με την παρατήρηση, παρουσιάστηκε από τους έλληνες διανοητές και διασώθηκε σε γραπτά φιλοσοφικά και επιστημονικά κείμενα. Έτσι, για τον Θαλή το Μιλήσιο* και τους κατοπι-

* Γενάρχης της σχολής των Ιώνων φιλοσόφων και της ρασιοναλιστικής κοσμοερμηνείας (640-546 π.Χ.). Κατά μία παράδοση που μεταφέρεται από τον Ηρό-

νούς Ίωνες φυσικούς φιλοσόφους, το "ύδωρ" είναι η πρωταρχική ουσία του κόσμου*. Ο Αναξιμένης† μελέτησε με εξαιρετική επινοητικότητα και αγχίνοια τα μετεωρολογικά φαινόμενα και παρουσίασε ορθές εξηγήσεις για το σχηματισμό των νεφών, της βροχής, του χαλαζιού και του χιονιού,‡ τα αίτια των ανέμων§ και της ίριδας (ουράνιου τόξου), ενώ προσπάθησε να δώσει φυσική ερμηνεία και για τη δημιουργία της αστραπής (Γεωργούλης, 1957β). Ο Ίππων** αποδέχεται τη θεωρία του Θαλή για το ύδωρ ως πρωταρχικό στοιχείο, ανάγει την υγρασία σε πηγή της ζωής και την ξηρασία σε εχθρό της, ενώ αναγνωρίζει ότι όλα τα νερά έχουν πηγή τη θάλασσα (Θεοδωρίδης, 1954, σσ. 36-41). Ο σύγχρονός του Αναξαγόρας ο Κλαζομένιος††, που θεωρείται (μαζί με τον Εμπεδοκλή) πατέρας της πειραματικής έρευνας, αποσαφήνισε την έννοια του υδρολογικού κύκλου: ο ήλιος σηκώνει το νερό από τη θάλασσα στην ατμόσφαιρα, απ'

δοτο (Ιστορία, Βιβλίο Πρώτο, Κλειώ, 75) ο Θαλής φέρεται και ως υδραυλικός μηχανικός, αφού κατάφερε να εκτρέψει τον ποταμό Άλη για να βοηθήσει την προέλαση των στρατευμάτων του Κροίσου (βασιλιά των Λυδών) κατά του Κύρου (βασιλιά των Περσών).

* Κανένα έργο του Θαλή δεν διασώθηκε αλλά υπάρχουν μαρτυρίες γι' αυτόν από άλλους αρχαίους συγγραφείς. Έτσι, από τον Πλούταρχο (Sol. 2) μαθαίνουμε ότι κατά τον Θαλή "ύδωρ αρχήν απάντων και γένεσιν τίθεσθαι" (το νερό είναι αρχή και καταγωγή όλων των πραγμάτων). Ένα σχετικό απόσπασμα από το έργο του Θαλή *Περί αρχών* διασώθηκε από το Γαληνό (Galen. in Hipp de hum. I 1 [XVI 37 K]): "τα μεν ουν πολυθρύλητα τέτταρα, ών το πρώτον είναι ύδωρ φαμέν και ωσανεί μόνον στοιχείον τίθεμεν" (όσο για τα περίφημα τέσσερα στοιχεία – νερό, αέρας, χώμα, φωτιά – για αυτά λέμε ότι το πρώτο είναι το νερό, το οποίο θέτουμε κατά κάποιο τρόπο ως μοναδικό στοιχείο).

† Τρίτος και τελευταίος στη σειρά των Μιλησίων φιλοσόφων, μετά το Θαλή και τον Αναξίμανδρο (585-525 π.Χ.).

‡ "Χάλαζαν δε γίγνεσθαι όταν από των νεφών το ύδωρ καταφερόμενον παγή· χιόνα δε όταν αυτά ταύτα ενυγρότερα πήξιν λάβη" (Το χαλάζι παράγεται όταν το νερό, το οποίο φέρεται προς τα κάτω από τα νέφη, παγώσει· το χιόνι όταν τα ίδια τα σύννεφα, έχοντας μεγαλύτερη υγρασία, παγώσουν).

§ Οι άνεμοι προκαλούνται "όταν εκπεπυκνωμένος ο αήρ αραιωθείς φέρεται" (όταν ο αέρας, έχοντας χάσει την πυκνότητά του, γίνεται αραιός και τίθεται σε κίνηση".

** Σάμιος ή Μεταποντίνος φιλόσοφος, οπαδός του Πυθαγορικού συλλόγου, σύγχρονος του Περικλή (5ος αιώνας π.Χ.).

†† Φιλόσοφος που έζησε στην Αθήνα (500-428 π.Χ.).

όπου πέφτει ως βροχή, στη συνέχεια συλλέγεται σε υπόγεια κοιλώματα και τροφοδοτεί τη ροή των ποταμών (Γεωργούλης, 1957α· Chow et al., 1988). Ο ίδιος μελέτησε και πολλά μετεωρολογικά φαινόμενα (άνεμοι, αστραπές*, θύελλες, ανεμοστρόβιλοι, νέφη, χιόνι, ίριδα†) αποδεχόμενος εν γένει τις ερμηνείες του Αναξιμένη και συμπληρώνοντάς τες. Ειδικότερα, για τη γένεση των ανέμων θεωρεί υπεύθυνες τις διαφορές πυκνότητας του αέρα που προκαλούνται από την ηλιακή θερμότητα: ο θερμαινόμενος αέρας υψώνεται προς το βόρειο πόλο και αφήνει κενά τα οποία προκαλούν ρεύματα αέρα. Μελέτησε επίσης τις πλημμύρες του Νείλου, αποδίδοντάς τες στην τήξη του χιονιού της Αιθιοπίας (Γεωργούλης, 1957α). Με το "αίνιγμα" των πλημμυρών του Νείλου (οι οποίες, σε αντίθεση με την τυπική δίαιτα των μεσογειακών ποταμών, παρατηρούνται το καλοκαίρι) ασχολήθηκε διεξοδικά και ο Ηρόδοτος‡, ο οποίος φαίνεται να έχει σαφή γνώση του υδρολογικού κύκλου και των μηχανισμών του.

Ο Αριστοτέλης§ στο έργο του *Μετεωρολογικά* διατυπώνει με σαφήνεια τις αρχές του υδρολογικού κύκλου, διευκρινίζοντας ότι οι υδρατμοί αποτελούν εξαέρωση του νερού** υπό την επήρεια του ηλίου†† και η συμπύκνωσή τους προκαλεί τα νέφη‡‡· μάλιστα διατυπώνει έμμεσα την

---

* Κατά μία εκδοχή για τη φυλάκισή του το 430 π.Χ. ευθύνεται η θεωρία του για τους κεραυνούς, που πολεμούσε τη δοξασία του εξακοντισμού τους από το Δία.

† "ίριν δε καλέομεν το εν τήσι νεφέλησιν αντιλάμπον τω ηλίω" (ίριδα καλούμε την αντανάκλαση της λάμψης του ηλιακού φωτός που προσπίπτει στα νέφη).

‡ Διάσημος ιστορικός από την Αλικαρνασσό, 480-430 π.Χ. Το θέμα των πλημμυρών του Νείλου το θίγει στο δεύτερο βιβλίο της *Ιστορίας* του (Ευτέρπη, 19-30).

§ Διάσημος φιλόσοφος από τα Στάγειρα, μαθητής του Πλάτωνα, παιδαγωγός του Μεγάλου Αλεξάνδρου και συγγραφέας πολλών έργων (384-323 π.Χ.).

** "η γαρ ατμίς ύδατος διάκρισις εστιν" (Μετεωρολογικά, 340b 3).

†† "έτι δ' η υπό του ηλίου αναγωγή του υγρού ομοία τοις θερμαινομένης εστίν ύδασιν υπό πυρός" (Εξ άλλου, η αναρρόφηση της υγρασίας από τον ήλιο είναι παρόμοια με αυτό που συμβαίνει όταν το νερό θερμανθεί από τη φωτιά) (ό.π. 355a 15).

‡‡ "… συνίσταται πάλιν η ατμίς ψυχομένη διά τε την απόλειψιν του θερμού και τον τόπον, και γίγνεται ύδωρ εξ αέρος· γενόμενον δε πάλιν φέρεται προς την γην. έστι δ' η μεν ύδατος αναθυμίασις ατμίς, η δ' εξ αέρος εις ύδωρ νέφος"· (Ο υδρατμός που ψύχεται από την έλλειψη θερμότητας στην περιοχή που βρίσκεται, συμπυκνώνεται πάλι και από αέρας γίνεται νερό· και αφού σχηματιστεί κατ'

αρχή της διατήρησης της μάζας του νερού στον υδρολογικό κύκλο*. Ο Θεόφραστος† υιοθετεί και συμπληρώνει τις θεωρίες του Αναξιμένη και του Αριστοτέλη για το σχηματισμό των κατακρημνισμάτων από συμπύκνωση και πάγωμα των υδρατμών· σημαντική είναι η συμβολή του στην κατανόηση της σχέσης του ανέμου με την εξάτμιση‡. Ο Επίκουρος§ έδωσε φυσικές εξηγήσεις των μετεωρολογικών φαινομένων, στα πρότυπα των Ιώνων φιλοσόφων**, αντικρούοντας τις δεισιδαιμονίες της εποχής. Ο Αρχιμήδης†† έθεσε τις βάσεις της υδροστατικής με τη φερώνυμη αρχή. Σημαντική συμβολή στην υδροστατική αλλά και στην υδροδυναμική έκανε ο Ήρων ο Αλεξανδρεύς‡‡ που θεωρείται ως ο πρώτος που διατύπωσε την έννοια της παροχής και έκανε υδρομετρήσεις (U.S. Committee on Opportunities in the Hydrological Sciences, 1992, σ. 37).

αυτόν τον τρόπο αυτό φέρεται πάλι προς τη γη. Η αναθυμίαση από το νερό είναι ο υδρατμός και η συμπύκνωσή του σε νερό το νέφος.) (ό.π. 346b 30).

* "ώστε [την θάλατταν] ουδέποτε ξηρανείται· πάλιν γαρ εκείνο φθήσεται καταβάν το προανελθόν." (Επομένως η θάλασσα δεν θα ξεραθεί ποτέ, επειδή το νερό που ανέρχεται θα επιστρέφει πάλι σ' αυτή) (ό.π. 356b 26). Επίσης: "καν μη κατ' ενιαυτόν αποδιδώ και καθ' εκάστην ομοίως χώραν, αλλ' εν γε τισιν τεταγμένοις χρονοις αποδίδωσι παν το ληφθέν" (έστω και αν δεν αναπληρώνεται η ίδια ποσότητα νερού κάθε χρόνο και σε κάθε περιοχή, ωστόσο η ποσότητα που αφαιρέθηκε αποδίδεται ολόκληρη μέσα σε μια ορισμένη χρονική περίοδο) (ό.π. 355a 26).

† Μαθητής και διάδοχος του Αριστοτέλη (372-287 π.Χ.).

‡ Βλ. και την ανάλυση του Brutsaert (1982, σ. 16).

§ Αθηναίος φιλόσοφος, ιδρυτής της φερώνυμης σχολής (341-270 π.Χ.).

** Στη Β΄ επιστολή του προς Πυθοκλέα εξηγεί τη δημιουργία των νεφών και της βροχής: "Τα σύννεφα μπορούν να σχηματίζονται και να μαζεύονται είτε από τη συμπύκνωση του αέρα με την πίεση των ανέμων, είτε από τις περιπλοκές ατόμων, που είναι κατάλληλα γι' αυτό, είτε από τη συγκέντρωση των ατμών που ανεβαίνουν από τη στεριά και τα νερά. Επίσης είναι δυνατό να σχηματίζονται με πολλούς άλλους τρόπους. Με την πίεση ανάμεσά τους ή κάτι παρόμοιο εξηγείται η βροχή, που σε ορισμένες περιπτώσεις είναι δυνατή." Στο ίδιο κείμενο δίνει εξηγήσεις για τις αστραπές και βροντές, καθώς και την καθυστέρηση του ηχητικού αισθήματος της αστραπής σε σχέση με το οπτικό (Θεοδωρίδης, 1954, σσ. 320-321).

†† Ο μεγαλύτερος μαθηματικός της αρχαιότητας, Συρρακούσιος (287-212 π.Χ.).

‡‡ Φυσικός, μαθηματικός και μηχανικός (1ος αιώνας π.Χ. και κατ' άλλους 1ος αιώνας μ.Χ.).

Οι ιδέες των ελλήνων φιλοσόφων μεταλαμπαδεύτηκαν στη συνέχεια στη Ρώμη. Έτσι, στο ίδιο πνεύμα με τον Επίκουρο κινήθηκε και ο επικούρειος Λουκρήτιος*, ενώ αναφορές στον υδρολογικό κύκλο κάνουν οι Βιτρούβιος†, Σενέκας‡ και Πλίνιος§. Αν και στο θεωρητικό επίπεδο οι ρωμαίοι δεν έχουν να επιδείξουν σημαντική πρόοδο, είναι γνωστή η μεγάλη συμβολή τους στο τεχνολογικό επίπεδο με την κατασκευή των περίφημων ρωμαϊκών υδραγωγείων.

Αλλά και για τους άλλους αρχαίους πολιτισμούς υπάρχουν μαρτυρίες ενασχόλησης με υδρολογικά θέματα, χωρίς όμως τη θεωρητική εμβάθυνση των ελλήνων. Έτσι, οι πρώτες μετρήσεις κατακρημνισμάτων θεωρείται ότι έγιναν στην Ινδία τον 4ο αιώνα π.Χ. από τον Kautilia (U.S. Committee on Opportunities in the Hydrological Sciences, 1992, σ. 37), ενώ κατ' άλλους έγιναν πολύ νωρίτερα (το 10ο αιώνα π.Χ.) στην Κίνα (Chow et al., 1988, σ. 14). Ακόμη νωρίτερα, περί το 1800 π.Χ. έγιναν μετρήσεις της στάθμης του Νείλου στο δεύτερο καταρράκτη, η σκοπιμότητά τους όμως συνδέεται με θρησκευτικούς λόγους παρά με τεχνικούς ή επιστημονικούς. Συστηματικές μετρήσεις της στάθμης του Νείλου ξεκίνησαν τον πρώτο αιώνα μ.Χ. από τους Ρωμαίους**. Σε ότι αφορά στην προσέγγιση της έννοιας του υδρολογικού κύκλου από τους ασιατικούς πολιτισμούς, σπέρματά της φαίνεται να υπήρχαν, περί τα μέσα της πρώτης χιλιετίας π.Χ. ή και νωρίτερα, στους πολιτισμούς της Κίνας, Ινδίας,

---

* Ρωμαίος ποιητής και φιλοσοφος (96-55 π.Χ.).

† Ρωμαίος αρχιτέκονας και μηχανικός (88-26 π.Χ.). Επηρεασμένος από το Θεόφραστο, τον οποίο μελέτησε, γράφει στον 8ο τόμο της πραγματείας του *De Architectura Libri Decem* (που αποτέλεσε εγχειρίδιο των μηχανικών του Μεσαίωνα) ότι η βροχή και το χιόνι που πέφτουν στις ορεινές περιοχές διηθούνται μέσω της επιφάνειας της γης και αργότερα εμφανίζονται στις πιο κατάντη περιοχές ως πηγές και υδατορεύματα (Chow et al., 1988, σ. 14· Viessman et al., 1989, σ. 4).

‡ Ρωμαίος πολιτικός και στωικός φιλόσοφος (2-66 μ.Χ.).

§ Ρωμαίος φυσιοδίφης, συγγραφέας της *Historia Naturalis*, μιας συλλογής γνώσεων της εποχής (23-79 μ.Χ.).

** Τις μετρήσεις αυτές επεξεργάστηκε ο Πλίνιος, συνδέοντάς τες με την γεωργική ευφορία, τους λιμούς (από λειψυδρία) και τις καταστροφές (από πλημμύρες) στην πεδιάδα του Νείλου (Dooge, 1988).

Περσίας (UNESCO, 1974· Chow et al., 1988) και τον Εβραϊκό*. Τα σπέρματα αυτά βρίσκονται σε γραπτά κείμενα αλλά πάντως υπό μορφή ποιητικού λόγου και όχι συγκροτημένου θεωρητικού και επιστημονικού λόγου†.

1.2.2 Περίοδος μετρήσεων και πειραματισμών (1400-1850)

Μετά την περίοδο του Μεσαίωνα, η Αναγέννηση οδήγησε πάλι τις επιστήμες στον ορθολογικό δρόμο της παρατήρησης. Τα ερευνητικά πνεύματα της εποχής άρχισαν να αναλύουν και να κατανοούν ορισμένες φάσεις του υδρολογικού κύκλου. Ο διάσημος Leonardo da Vinci‡ έκανε συστηματικές μελέτες της κατανομής της ταχύτητας σε διατομές υδατορευμάτων, χρησιμοποιώντας μια ράβδο που επέπλεε με τη βοήθεια ενός πλωτήρα, ενώ διατηρούνταν σε κατακόρυφη θέση με τη βοήθεια ενός αντιβάρου.§ Ο Bernard Palissy** έδειξε ότι οι ποταμοί και οι πηγές έχουν την αφετηρία τους στη βροχή.

Αλλά η ορθολογική αντίληψη για τον υδρολογικό κύκλο δεν καθιερώθηκε στους νεότερους χρόνους παρά στο τέλος του 17ου με τις μελέτες των Pierre Perrault††, Edmé Mariotte‡‡ και Edmund Halley§§, παρόλο που, όπως είδαμε, την αντίληψη αυτή είχαν εισαγάγει και ενστερνιστεί

---

* Αυτό προκύπτει από μια, μάλλον ποιητική, αναφορά στον Εκκλησιαστή 1:7, ότι τα ποτάμια καταλήγουν στη θάλασσα, απ' όπου και προέρχονται (βλ. και UNESCO, 1974· Digman, 1994, σ. 4).

† Παρόμοια σπέρματα εμφανίζονται άλλωστε και στον Όμηρο.

‡ Ιταλός ζωγράφος, χαράκτης, γλύπτης, ποιητής, μουσικός, αρχιτέκτονας, μηχανικός, ανατόμος, γεωλόγος, χημικός και μαθηματικός (1452-1519).

§ Σύμφωνα με τον Frazier (1974· βλ. και Chow et al., 1988, σ. 15) οι 8000 σελίδες των σημειώσεων του Leonardo που έχουν διασωθεί περιέχουν περισσότερες καταχωρήσεις σχετικά με την υδραυλική παρά με οποιοδήποτε άλλο αντικείμενο.

** Γάλλος Ουγενότος επιστήμονας (1510-1589).

†† Γάλλος δικηγόρος και φυσιοδίφης (1608-1680).

‡‡ Γάλλος φυσικός, γνωστός και για το φερώνυμο νόμο (Boyle-Mariotte· 1620-1684).

§§ Άγγλος αστρονόμος (1656-1742).

πολλοί φιλόσοφοι του αρχαίου ελληνικού και ρωμαϊκού κόσμου*. Η σημαντική συμβολή των επιστημόνων αυτών ήταν ότι ποσοτικοποίησαν τα μεγέθη των διακινήσεων νερού που συνδέονται με τον υδρολογικό κύκλο. Οι Perrault και Mariotte μελέτησαν (περί το 1760-1780, ανεξάρτητα ο ένας από τον άλλο) την απορροή του Σηκουάνα κάνοντας συστηματικές μετρήσεις τόσο της βροχής στη λεκάνη, όσο και της παροχής του ποταμού, από τις οποίες προέκυπτε το συμπέρασμα ότι η βροχόπτωση στη λεκάνη του Σηκουάνα ήταν αρκετή για να τροφοδοτήσει την απορροή του ποταμού. Λίγα χρόνια μετά, περί το 1700, ο Halley εκτίμησε, μετά από μετρήσεις, την εξάτμιση της Μεσογείου και συμπέρανε ότι η ποσότητα της εξάτμισης υπερκαλύπτει σε ποσότητα την απορροή των ποταμών που εκβάλλουν στη θάλασσα.

Μετά τη μέτρηση ήρθε το συστηματικό πείραμα και θεμελιώθηκε έτσι η γενική υδραυλική και η μεθοδολογία για ποσοτικές εκτιμήσεις των υδρολογικών μεγεθών. Ο 18ος αιώνας είναι ο κατ' εξοχήν αιώνας της κλασικής υδραυλικής με σημαντικές συμβολές από τους Bernoulli†,

---

* Η ανώνυμη δημοσίευση της εργασίας του Perrault, καθώς και η δημοσίευση των αποτελεσμάτων του Mariotte μετά το θάνατό του, αποτελούν ένδειξη ότι η έννοια του υδρολογικού κύκλου ήταν αντίθετη στις δεισιδαιμονίες της εποχής. Δεν είναι η μόνη περίπτωση που "ξαναεφευρέθηκαν" στους νεότερους χρόνους, μετά από 2000 χρόνια, οι ανακαλύψεις των αρχαίων ελλήνων, οι οποίες ήταν αντίθετες στις δεισιδαιμονίες των ευρωπαίων. Υπάρχουν μάλιστα πιο χαρακτηριστικά παραδείγματα, όπως το σφαιρικό σχήμα της Γης. Οι αρχαίοι έλληνες, όχι μόνο γνώριζαν ότι η Γη είναι σφαιρική ("ότι σφαιρική μεν εστίν η κατ' αλήθειαν της γης επιφάνεια" — Στράβωνος Γεωγραφικά 2, C109) αλλά ο Ερατοσθένης ο Κυρηναίος (276-194 π.Χ) μέτρησε, με αξιοθαύμαστη για την εποχή αξρίβεια την περίμετρό της (252 000 στάδια ή 41 328 km· σφάλμα ≈3%) ο δε Στράβων ο Γεωγράφος (63 π.Χ. - 44 μ.Χ.) είχε καθορίσει τις πέντε ζώνες που χρησιμοποιούνται και σήμερα: διακεκαυμένη, δύο εύκρατες και δύο πολικές. Χρειάστηκε όμως να γίνουν τα ταξίδια του Κολόμβου και των άλλων εξερευνητών περί το 1500 μ.Χ. για να γίνουν αποδεκτές από την τότε ευρωπαϊκή διανόηση οι ιδέες αυτές.

† Daniele Bernoulli, φλαμανδικής καταγωγής φυσικομαθηματικός, γιος του μαθηματικού Giovanni Bernoulli· έζησε κυρίως στη Ρωσία και την Ελβετία (1700-1782). Ασχολήθηκε με την κίνηση των υγρών, επινόησε τον όρο *υδροδυναμική* και διατύπωσε σε μια αρχική μορφή την έννοια του ύψους κινητικής ενέργειας.

Euler*, d'Alembert†, Pitot‡, Chézy§, κ.ά., ενώ στις αρχές του 19ου αιώνα σημειώνεται πρόοδος στην υδρολογία με τις εργασίες των de la Méthérie** για τη μετατροπή της βροχής σε επιφανειακή και υπόγεια απορροή, και εξατμοδιαπνοή, του John Dalton†† για το μηχανισμό της εξάτμισης (1802) και των Hagen‡‡-Poiseuille§§ για τη ροή σε τριχοειδή (1839).

Η χρήση του όρου "υδρολογία" ξεκινά γύρω στο 1750. Συστηματικά δίκτυα μέτρησης της βροχής εγκαθιδρύονται στην Ευρώπη και τις ΗΠΑ πριν το 1800, και στις Ινδίες περί το 1820 (Dingman, 1994, σ. 5). Στην Ελλάδα, η εγκατάσταση ανάλογων δικτύων θα ξεκινήσει λίγο αργότερα, στο τέλος της δεκαετίας του 1850 (με πρώτο το σταθμό του Αστεροσκοπείου Αθηνών το 1858).

1.2.3 Περίοδος επιστημονικής θεμελίωσης της υδρολογίας (1850-1960)

Τα μέσα του 19ου αιώνα αποτελούν ορόσημο για την υδρολογία, αφού αυτή την εποχή ξεκινά η διατύπωση θεωριών και μεθοδολογιών που χρησιμοποιούνται ακόμη και σήμερα. Παράλληλα πραγματοποιείται σημαντική πρόοδος στην υδραυλική με την κατάστρωση των γενικών

---

* Leonhard Euler, ελβετός μαθηματικός· έζησε και στη Ρωσία και Γερμανία (1707-1783). Εξήγησε το ρόλο της πίεσης στη ροή υγρών και διατύπωσε τις βασικές εξισώσεις ροής και το αποκαλούμενο *θεώρημα Bernoulli* (Rouse and Ince, 1963, σ. 105).

† Jean le Rond d'Alembert, γάλλος φυσικός, θεμελιωτής των αρχών διατήρησης της ορμής και ενέργειας και της εφαρμογής τους στην κίνηση των ρευστών.

‡ Henry de Pitot, γάλλος επιστήμονας, πρωτίστως υδραυλικός (1695-1771), εφευρέτης της φερώνυμης συσκευής μέτρησης ταχυτήτων (διπλού σωλήνα).

§ Antoine Chézy, γάλλος μηχανικός (1718-1798), γνωστός για το φερώνυμο τύπο της ταχύτητας ροής σε ανοιχτούς αγωγούς.

** Jean-Claude de la Méthérie (1743-1817).

†† Άγγλος χημικός και φυσιοδίφης, γνωστός για το φερώνυμο νόμο (1766-1844). Από το 1787 μέχρι το θάνατό του (57 χρόνια) διατηρούσε μετεωρολογικό ημερολόγιο, όπου ενέγραψε 900 000 παρατηρήσεις.

‡‡ Gotthilf Heinrich Ludwig Hagen, γερμανός υδραυλικός μηχανικός (1797-1884)· μελέτησε κυρίως την αντίσταση στη στρωτή και την τυρβώδη ροή.

§§ Jean Louis Poiseuille, γάλλος πειραματικός φυσικός (1799-1869)· μελέτησε κυρίως την αντίσταση της ροής μέσω τριχοειδών σωλήνων.

διαφορικών εξισώσεων των σπουδαιότερων φαινομένων της. Επίσης, από τα μέσα του 19ου αιώνα εκσυγχρονίζεται η τεχνολογία των υδραυλικών έργων και κατασκευάζονται σημαντικά έργα σύγχρονης αντίληψης (αρδευτικοί και υδρευτικοί ταμιευτήρες, δίκτυα αποχέτευσης, κ.ά.) στην Ευρώπη και τις ΗΠΑ.

Η περίοδος της επιστημονικής θεμελίωσης της υδρολογίας ξεκινά με τη διατύπωση από τον Mulvaney* το 1851, της λεγόμενης *ορθολογικής μεθόδου* για την εκτίμηση της πλημμυρικής παροχής υδατορευμάτων με βάση τη βροχόπτωση, η οποία χρησιμοποιείται ακόμη και σήμερα. Λίγο αργότερα, το 1856 διατυπώνεται από τον Darcy† ο νόμος του για τη ροή σε πορώδες μέσο. Οι εξισώσεις μη μόνιμης ροής με ελεύθερη επιφάνεια διατυπώνονται το 1871 από τον Saint-Venant‡. Η μελέτη των φαινομένων μεταφοράς ξεκινά το 1879 με την εργασία του du Boys§ για τις στερεοπαροχές. Η εφαρμογή της στατιστικής στην υδρολογία ξεκινά το 1914 με τη μελέτη του Hazen για τις πλημμυρικές αιχμές.

Ακολουθεί μια περίοδος έντονης δημιουργικότητας σε όλους τους κλάδους της υδρολογίας και των συγγενών επιστημών, οι κυριότεροι σταθμοί της οποίας φαίνονται στον Πίν. 1.2, μαζί με τα ονόματα των ερευνητών που έκαναν της αντίστοιχες συμβολές, τα οποία έχουν πια ταυτιστεί με όρους, νόμους, εξισώσεις και μεθοδολογίες της υδρολογίας, και ο αναγνώστης θα τα συναντήσει πολλές φορές σε αυτό το κείμενο.

Η περίοδος αυτή χαρακτηρίζεται και από την έκδοση σημαντικών βιβλίων υδρολογίας. Ήδη το 1851 δημοσιεύεται το "Εγχειρίδιο Υδρολογίας" (Manual of Hydrology) του Άγγλου Nathaniel Beardmore. Σημαντικά θεωρούνται τα βιβλία των Mead (το 1904), Meyer (το 1919) και Meinzer (το 1942). Η περίοδος κλείνει με τα βιβλία των Linsley, Kohler, Paulus "Υδρολογία για Μηχανικούς" (Hydrology for Engineers, 1958), του Todd "Υπόγεια υδρολογία" (Groundwater hydrology, 1959) και του Chow "Υδραυλική ανοιχτών αγωγών" (Open-channel Hydraulics, 1959).

---

* T. J. Mulvaney, Ιρλανδός μηχανικός (1822-1892)

† Henri Philibert Gaspard Darcy, γάλλος μηχανικός (1803-1858)· μελέτησε το σύστημα ύδρευσης του Παρισιού και εκτέλεσε σειρά πειραματικών μελετών ροής σε σωλήνες και διαπερατά εδάφη.

‡ Jean-Claude Barré de Saint-Venant, γάλλος μηχανικός (1797-1886).

§ Paul François Dominique du Boys, γάλλος υδραυλικός μηχανικός (1847-1924).

Πίν. 1.2 Σημαντικότερες συμβολές στην υδρολογία κατά την περίοδο 1850-1960.

Έτος	Ερευνητής	Συμβολή	Υποπεριοχη*
1851	Mulvaney	Ορθολογική μέθοδος για πλημμυρική παροχή	1
1856	Darcy	Νόμος κίνησης υπόγειων νερών	2α
1863	Dupuit	Προσέγγιση κίνησης υπόγειων νερών	2α
1871	Saint-Venant	Εξισώσεις μη μόνιμης ροής με ελεύθερη επιφάνεια	1α
1879	Du Boys	Εξίσωση στερεοπαροχής με σύρση	3α
1883	Rippl	Μέθοδος διαστασιολόγησης ταμιευτήρων	1
1891	Manning	Τύπος ταχύτητας σε ροή με ελεύθερη επιφάνεια	1α
1902	Slichter	Θεωρία υπόγειας ροής	2α
1911	Thiessen	Μέθοδος εκτίμησης επιφανειακής βροχόπτωσης	1δ
1911	Green & Ampt	Φυσικά θεμελιωμένο μοντέλο διήθησης	2
1914	Hazen	Ανάλυση συχνοτήτων για πλημμυρικές αιχμές, όγκοι ταμίευσης	4
1914	Forchheimer	Θεωρία υπόγειας ροής	2α
1925	Prandtl	Θεωρία τυρβώδους μεταφοράς	1α
1925	Streeter-Phelps	Εξίσωση διαλυμένου οξυγόνου σε ποτάμια	3β
1928	Meinzer	Μηχανική περιορισμένων υδροφορέων	2α
1931	Richards	Εξίσωση ακόρεστης ροής	2α
1932	Sherman	Μοναδιαίο υδρογράφημα	1
1933	Horton	Θεωρία διήθησης	2
1935	Theis	Εξίσωση υδραυλικής φρεάτων	2α
1936	Shields	Κριτήριο ξεκινήματος στερεοπαροχής	3α
1938	Snyder	Συνθετικό μοναδιαίο υδρογράφημα	1
1938	McCarthy	Μέθοδος διόδευσης πλημμυρών Muskingum	1α
1940	Hubbert	Θεωρία υπόγειας ροής	2α
1941	Gumbel	Πιθανοτική κατανομή ακροτάτων	4
1944	Thornthwaite	Εκτίμηση δυνητικής εξατμοδιαπνοής	1δ
1945	Clark	Συνθετικό μοναδιαίο υδρογράφημα	1
1945	Horton	Μαθηματική περιγραφή υδρογραφικών δικτύων	1γ
1948	Penman	Εξίσωση εξάτμισης	1δ
1948	Meyer-Peter & Muller	Εξίσωση στερεοπαροχής	3α
1949	Langbein	Σειρές ετήσιων μεγίστων και μερικής διάρκειας	4

(συνεχίζεται)

Πίν. 1.2 (συνέχεια) Σημαντικότερες συμβολές στην υδρολογία κατά την περίοδο 1850-1960.

Έτος	Ερευνητής	Συμβολή	Υποπεριοχή*
1950	Blaney & Criddle	Εξίσωση εξατμοδιαπνοής καλλιεργειών	1
1950	Jacob	Εξίσωση μη μόνιμης υπόγειας ροής	2α
1950	Einstein	Εξίσωση στερεοπαροχής	3α
1951	Hurst	Εμμονή υδρολογικών χρονοσειρών	4
1951	Chow	Τυποποίηση υπολογισμών στατιστικής υδρολογίας	4
1955	Jenkinson	Γενικευμένη κατανομή ακροτάτων	4
1957	Nash	Μοντέλο συνθετικού μοναδιαίου υδρογραφήματος	1
1957	Philip	Εξίσωση διήθησης	2
1957	Blench	Θεωρία καθεστώτος μορφής υδατορευμάτων	3γ

* 1: επιφανειακή υδρολογία, 2: υπόγεια υδρολογία, 3: φαινόμενα μεταφοράς, 4: στατιστική υδρολογία· α: σχέση με υδραυλική, β: σχέση με περιβαλλοντική τεχνολογία, γ: σχέση με γεωμορφολογία, δ: σχέση με μετεωρολογία.

1.2.4 Περίοδος ηλεκτρονικών υπολογιστών και διεπιστημονικής υδρολογίας (1960-σήμερα)

Η εμφάνιση του πρώτου ψηφιακού ηλεκτρονικού υπολογιστή (ENIAC, των Eckert και Mauchley) χρονολογείται το 1943, αλλά η διάδοση και χρήση των υπολογιστών στην υδρολογία ξεκινά από το 1960, έτος που το θεωρούμε ως ορόσημο της πιο σύγχρονης περιόδου της ιστορίας της υδρολογίας. Το πρώτο διαδεδομένο πακέτο υδρολογικών εφαρμογών, το HEC-1, αναπτύχθηκε το 1965 από το Σώμα Μηχανικών του στρατού των ΗΠΑ. Η χρήση των υπολογιστών επέτρεψε την αριθμητική επίλυση πολλών καταστρωμένων από παλιά, αλλά δισεπίλυτων μαθηματικών μοντέλων, αλλά και την κατάστρωση και επίλυση νέων θεωρητικών προσεγγίσεων με προσδιοριστική και στοχαστική δομή, για την περιγραφή των υδρολογικών διεργασιών. Προς το τέλος της δεκαετίας του 1960 ενσωματώνεται η περιγραφή των υδρολογικών διεργασιών στα πολύπλοκα μοντέλα γενικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας (atmospheric general circulation models - GCM), τα οποία προσομοιώνουν την υδροδυναμική και θερμοδυναμική της ατμόσφαιρας της γης, επιλύοντας τις αντίστοιχες εξισώσεις. Επίσης, η χρήση των υπολογιστών υπήρξε αποφασιστικής σημασίας και για την περιοχή της τεχνολογίας και διαχείρισης υδροσυστημά-

των, αφού επέτρεψε την τεχνικοοικονομική βελτιστοποίηση του σχεδιασμού και της λειτουργίας τους με μεθοδολογίες επιχειρησιακής έρευνας.

Εξ άλλου η σύγχρονη εποχή χαρακτηρίζεται από την επινόηση και εφαρμογή νέων μεθόδων μέτρησης και συλλογής υδρολογικών δεδομένων, που στηρίζονται στις νέες τεχνολογίες (συστήματα επίγειας τηλεμετρίας, ραντάρ, μετεωρολογικοί δορυφόροι*, κτλ.) αλλά και νέων μεθόδων επεξεργασίας και διαχείρισης των δεδομένων που στηρίζονται στην πληροφορική.

Ακόμη, οι εκπληκτικές πρόοδοι στη διάδοση της πληροφορίας βοήθησαν να πραγματοποιηθεί ουσιαστική διεπιστημονική συνεργασία (που άλλωστε γίνεται πιο απαραίτητη λόγω της εξειδίκευσης των επιστημόνων) στα σύνθετα προβλήματα τόσο της υδρολογικής επιστήμης, όσο και της διαχείρισης των υδατικών πόρων: Πολιτικοί μηχανικοί και υδρολόγοι συνεργάζονται στενά με μετεωρολόγους, γεωπόνους, οικονομολόγους, κοινωνιολόγους, χημικούς, βιολόγους, γεωλόγους.

Τέλος, η σύγχρονη εποχή χαρακτηρίζεται από εκπληκτική αύξηση του αριθμού των υδρολόγων ερευνητών και έκρηξη του ρυθμού επιστημονικών δημοσιεύσεων στην υδρολογία και τις άλλες επιστήμες. Θα πρέπει, ωστόσο, να παρατηρήσουμε ότι η ποσοτική αυτή έκρηξη δεν συνοδεύεται από ανάλογη ποιοτική άνοδο των επιστημονικών εργασιών. Αντίθετα, πολλές από τις εργασίες που δημοσιεύονται αποτελούν πολλαπλές επαναλήψεις άλλων εργασιών, πράγμα που επιτείνει τις ήδη σημαντικές δυσκολίες παρακολούθησης της επιστημονικής προόδου από τον υδρολόγο επαγγελματία.

Το γενικότερο τεχνικό, κοινωνικό, οικονομικό, και πολιτικό πλαίσιο, στο οποίο κινείται σήμερα η υδρολογία, και καθόρισε, σε συνδυασμό και με τις επιστημονικοτεχνικές προόδους που αναφέρθηκαν, την πρόοδο και την αναβάθμιση του ρόλου της υδρολογίας στη σύγχρονη εποχή, προσδιορίζεται από την αυξημένη σημασία των υδατικών πόρων και τις επιτακτικότερες ανάγκες προστασίας του περιβάλλοντος. Είναι χαρακτηριστική της αναβάθμισης της υδρολογίας η αναγνώριση του επαγγέλματος του υδρολόγου στις ΗΠΑ το 1965 (Chow et al., 1988, σ. 16) και η προκήρυξη της Διεθνούς Υδρολογικής Δεκαετίας 1965-1974 από τον ΟΗΕ.

---

* Ο πρώτος αμερικανικός μετεωρολογικός δορυφόρος (TIROS I) εκτοξεύτηκε το 1960.

Είναι μάλλον βέβαιο ότι η σημασία της υδρολογίας θα αυξηθεί περαιτέρω στο μέλλον, λόγω των αδιεξόδων που σχετίζονται τόσο με τη διαθεσιμότητα υδατικών πόρων, όσο και με την περιβαλλοντική υποβάθμιση στην υδρόγειο.

Δεν θα είχε νόημα να αναφερθούμε, στα πλαίσια αυτού του σύντομου ιστορικού, στις πάμπολλες επιμέρους συμβολές των ερευνητών αυτής της τελευταίας περιόδου, γιατί αυτό θα απαιτούσε τεράστια έκταση, αλλά και θα ήταν δύσκολο να αποδοθεί η ορθή ιστορική σημασία των πρόσφατων ανακαλύψεων. Άλλωστε, αναφορές σε σημαντικές εργασίες γίνονται στα πλαίσια των επιμέρους κεφαλαίων αυτού του κειμένου. Περιοριζόμαστε, λοιπόν στην αναφορά τριών χαρακτηριστικών βιβλίων αυτής της περιόδου: Το πρώτο, το "Εγχειρίδιο Εφαρμοσμένης Υδρολογίας" (Handbook of Applied Hydrology), που εκδόθηκε με επιμέλεια του Ven Te Chow το 1964, σημάδεψε την αρχή της πιο σύγχρονης περιόδου της ιστορίας της υδρολογίας. Το δεύτερο, το "Εγχειρίδιο Υδρολογίας" (Handbook of Hydrology), που εκδόθηκε με επιμέλεια του David R. Maidment το 1993, έχει κατορθώσει να συμπυκνώσει όλη την σύγχρονη υδρολογική γνώση σε ένα τόμο με τέσσερα μέρη: υδρολογικός κύκλος, υδρολογική μεταφορά, υδρολογική στατιστική και υδρολογική τεχνολογία. Τέλος, το τρίτο, το "Προοπτικές στις Υδρολογικές Επιστήμες" (Opportunities in Hydrological Sciences), που εκδόθηκε από επιτροπή υδρολόγων των ΗΠΑ με πρόεδρο τον Peter S. Eagleson το 1991, περιγράφει αναλυτικά το ιστορικό και τη σημερινή κατάσταση γνώσης της υδρολογίας και διαγράφει τις γοητευτικές προοπτικές εξέλιξής της.

1.3 Υδρολογικές μελέτες και υδραυλικά έργα

1.3.1 Σκιαγραφία και ιστορικό των υδραυλικών έργων

Η κατανόηση της επιστημονικής περιοχής της τεχνικής υδρολογίας διευκολύνεται από μια πρώτη σύντομη ξενάγηση στις παραδοσιακές χρήσεις του γλυκού νερού από τον άνθρωπο και στα αντίστοιχα συνήθη έργα. Συστηματικότερη ταξινόμηση των υδραυλικών έργων ακολουθεί στα επόμενα εδάφια αυτής της ενότητας.

Αστικά υδραυλικά έργα. Διακρίνονται σε υδρευτικά και αποχετευτικά έργα. Τα πρώτα εξασφαλίζουν τη σύλληψη και την ασφαλή μεταφορά

του κατάλληλου νερού στα σημεία κατανάλωσής του για έξι παραδοσιακές χρήσεις: Οι δύο πρώτες (πόσιμο νερό και μαγείρεμα) είναι και ζωτικές για την επιβίωση του ανθρώπου, οι άλλες τρεις (καθαριότητα, παραγωγικές δραστηριότητες, δημοτικές χρήσεις) καλύπτουν πολιτιστικές και αναπτυξιακές ανάγκες, και η τελευταία χρήση την πυροπροστασία.

Οι υδρεύσεις γνώρισαν τις πρώτες περιόδους ακμής τη δεύτερη π.Χ. χιλιετία, στην Αίγυπτο, την Κίνα, την Περσία, την Κρήτη, κ.α. Ακολούθησε μια πρώτη μακρά σκοτεινή περίοδος (1250 έως 800 π.Χ.), μέχρι την εμφάνιση των πρώτων συστηματικών έργων μικρής κλίμακας στην Αθήνα (Πεισίστρατος) και νόμων (Σόλωνας) κατά την άνθηση της κλασικής αρχαιοελληνικής περιόδου. Οι Ρωμαίοι, άριστοι μηχανικοί, κατασκεύσαν σε όλη την αυτοκρατορία τους μεγάλης κλίμακας υδρευτικά έργα, εξασφαλίζοντας υποδειγματικές για την εποχή τους συνθήκες υγιεινής και καθαριότητας. Η δεύτερη σκοτεινή περίοδος, ο Μεσαίωνας, χαρακτηρίζεται από μεγάλη οπισθοδρόμηση και στις υδρεύσεις, με συνέπεια τις μεγάλες επιδημίες και την αναπτυξιακή και πολιτιστική κατάρρευση. Η Αναγέννηση στη Δύση έθεσε τις βάσεις για την τεχνολογική έκρηξη και στις υδρεύσεις: Τα νέα υλικά κατασκευής δικτύων ύδρευσης υπό πίεση επέτρεψαν, από τις αρχές του 19ου αιώνα τη διανομή ασφαλούς πόσιμου νερού στις οικιακές βρύσες των πολυάριθμων αστικών πληθυσμών.

Στη μεταπολεμική Ελλάδα, από το 30% των νοικοκυριών που είχαν δίκτυο ύδρευσης στο σπίτι τους το 1950, ξεπεράσαμε το 90% στις αρχές της δεκαετίας του 1990. Παράλληλα, η Ευρωπαϊκή 'Ενωση θεσμοθέτησε (Κοινοτική Οδηγία 80/778) και η ελληνική Κυβέρνηση νομοθέτησε πλήρεις και αυστηρές προδιαγραφές ποιότητας για το υδρευτικό νερό, με συστηματικούς ελέγχους για την τήρησή τους από τις διάφορες δημοτικές αρχές.

Οι καταναλώσεις νερού ύδρευσης πολλαπλασιάστηκαν από τις αρχές του αιώνα μέχρι σήμερα και σε μέσο Ευρωπαϊκό επίπεδο ανέρχονται σε 100 έως 300 λίτρα ανά κάτοικο και ημέρα. Το μεγαλύτερο μέρος των αναγκών σε υδρευτικό νερό καλύπτεται σήμερα από ταμιευτήρες που συλλέγουν τα επιφανειακά νερά, δεδομένου ότι τα ασφαλέστερα υπόγεια αποθέματα δεν επαρκούν για τις υδρευτικές ανάγκες των μεγάλων αστικών κέντρων.

Εξ άλλου, τα αστικά αποχετευτικά έργα έχουν στόχο τη συλλογή και μεταφορά των λυμάτων και των όμβριων νερών των αστικών περιοχών μέχρι το σημείο διάθεσής τους. Συνήθως περιλαμβάνουν δύο κατηγορίες έργων, τα έργα αποχέτευσης λυμάτων (δίκτυο συλλογής, αγωγοί μεταφοράς) και τα έργα αποχέτευσης ομβρίων (δίκτυο συλλογής, αποχετευτικές τάφροι, διευθετήσεις υδατορευμάτων αστικών περιοχών). Σε πολλές πόλεις η αποχέτευση των ακαθάρτων και ομβρίων έχει αντιμετωπιστεί με ενιαίο δίκτυο συλλογής, γνωστό ως παντορροϊκό δίκτυο. Σήμερα, τα έργα αποχέτευσης ακαθάρτων συνοδεύονται πάντα από έργα επεξεργασίας και διάθεσης των λυμάτων στους αποδέκτες, τα οποία έχουν στόχο την απομάκρυνση επικίνδυνων για το περιβάλλον ρύπων από τα λύματα και τον περιορισμό της ρύπανσης των αποδεκτών.

Η ιστορία των αποχετευτικών έργων συμβαδίζει σε κάποιο βαθμό με αυτή των υδρευτικών. Έχει βεβαιωθεί η ύπαρξη αποχετευτικών έργων σε πολλούς αρχαίους πολιτισμούς (Ινδία, Σουμερία, Βαβυλώνα, Κνωσός). Στον ελληνικό και ρωμαϊκό πολιτισμό υπήρξε διάδοση των αποχετευτικών έργων, η οποία ακολουθείται από μακρά εγκατάλειψή τους το μεσαίωνα. Ουσιαστικά η σύγχρονη τεχνολογία των αποχετεύσεων εγκαθιδρύθηκε στα μέσα του 19ου αιώνα, και υπαγορεύτηκε από τις ανάγκες της εξάλειψης των επιδημιών και της καλύτερης ποιότητας ζωής (Κουτσογιάννης, 1993).

Στην Ελλάδα υπήρχε μέχρι πρόσφατα σημαντική καθυστέρηση στα αστικά αποχετευτικά έργα. Τη δεκαετία του 1980 ξεκινά η εντατικοποίηση της κατασκευής αποχετευτικών δικτύων και εγκαταστάσεων επεξεργασίας λυμάτων στα αστικά κέντρα της χώρας, μετά από την κοινωνική απαίτηση για καλύτερη ποιότητα ζωής και αναστροφή της πορείας υποβάθμισης του περιβάλλοντος. Η απαίτηση αυτή θεσμοθετείται με κανονιστικές ρυθμίσεις (εθνικές και ευρωπαϊκές) οι οποίες οδηγούν στην ανάγκη γενίκευσης αυτών των σημαντικών έργων υποδομής σε όλα τα αστικά κέντρα της χώρας αλλά και στις μικρότερες κοινότητες. Εκτιμάται ότι αυτή η ανάγκη θα καλυφθεί μέχρι το 2005.

Εγγειοβελτιωτικά έργα. Ο όρος αναφέρεται σε όλα τα τεχνικά έργα που έχουν ως τελικό σκοπό τη βελτίωση της "έγγειας προσόδου", δηλαδή της παραγωγικότητας της γης σε φυτικές καλλιέργειες. Τα έργα αυτά αφενός περιορίζουν την αβεβαιότητα σε σχέση με την επίτευξη συγκομιδής, σε ότι αφορά το κρίσιμο θέμα των αναγκών σε νερό, και αφετέ-

ρου, σε οικονομικούς όρους, σταθεροποιούν θεαματικά τις συνθήκες παραγωγής στον πρωτογενή τομέα.

Οι *αρδεύσεις* των εδαφών, δηλαδή η μεταφορά και διανομή του απαραίτητου νερού για την προγραμματισμένη από τον άνθρωπο ανάπτυξη και καλλιέργεια των φυτών, συνδυάζονται με τις *αποξηράνσεις*, τις *στραγγίσεις* και τις *ειδικές βελτιώσεις* του εδάφους, δηλαδή φυσικά ή τεχνητά δίκτυα για την απομάκρυνση της περίσσειας διαλυτών αλάτων και κατιόντων αλκαλιμετάλλων στο έδαφος (δεδομένου ότι τα αλατούχα και αλκαλιωμένα εδάφη αποτελούν κύριο χαρακτηριστικό των άγονων περιοχών). Εξ άλλου, οι καταστροφικές συνέπειες των πλημμυρών και στις γεωργικές εκτάσεις, επέβαλαν την αποτελεσματική προστασία τους με τα *αντιπλημμυρικά έργα*. Τα τελευταία περιλαμβάνουν προστατευτικά αναχώματα, αντιπλημμυρικές τάφρους και μεγάλους ταμιευτήρες, οι οποίοι συγκρατούν και αποθηκεύουν τα πλημμυρικά νερά για να τα αξιοποιήσουν πολλαπλά και προγραμματισμένα στις αρδεύσεις, τις υδρεύσεις και την παραγωγή υδροηλεκτρικής ενέργειας την κατάλληλη εποχή.

Τα εγγειοβελτιωτικά έργα είναι τα σημαντικότερα τεχνικά έργα μεγάλης κλίμακας που ανέπτυξαν ιστορικά οι ανθρώπινες κοινωνίες, προϋπόθεση και αποτέλεσμα της εμφάνισης μεγάλων πολιτισμών (βλ. ενότητα 1.2).Τα αρδευτικά έργα στην Αρχαία Ελλάδα ήταν σχετικά περιορισμένης έκτασης και συνδυάστηκαν με αποξηραντικά και αντιπλημμυρικά έργα. Στη νεότερη Ελλάδα τα πρώτα εγγειοβελτιωτικά έργα άρχισαν το δεύτερο ήμισυ του 19ου αιώνα, με τα αντιπλημμυρικά του Αχελώου και τα αποξηραντικά έργα της λίμνης Κωπαΐδας. Μεγάλη ανάπτυξη των έργων αυτών άρχισε μετά τη Μικρασιατική Καταστροφή και συνεχίστηκε μέχρι το 1940 με τα μεγάλα αντιπλημμυρικά έργα στις πεδιάδες Θεσσαλίας, Ηπείρου, Θεσσαλονίκης και Σερρών. Μετά τον πόλεμο και μέχρι σήμερα συνεχίστηκε η κατασκευή σημαντικών φραγμάτων υδροληψίας αλλά και αποθήκευσης στους ποταμούς Αλιάκμονα, Αλφειό, Αχελώο, Πηνειό Ηλείας, Νέστο, κ.ά., για την κάλυψη των αναγκών της ξηρής θερινής περιόδου (βλ. και Κωνσταντινίδη, 1993). Οι αρδευόμενες σήμερα εκτάσεις στην Ελλάδα ξεπερνούν τα 12 000 km^2 με πρόβλεψη τα 18 000 km^2 για το έτος 2010 επί συνολικής έκτασης καλλιεργήσιμης γης περί τα 36 000 km^2.

Υδροενεργειακά έργα. Η συνεχής κυκλική, όχι μόνο υλική αλλά και ενεργειακή, ανανέωση των υδατικών αποθεμάτων χρησιμοποιήθηκε από

τα βάθη της ιστορίας και για την παραγωγή πολύτιμου έργου, τόσο μεταφορικού όσο και καθαρά υδραυλικού, μέσω της δυναμικής ενέργειας των υδατορευμάτων. Οι υδάτινες μεταφορές και οι πρώτες υδραυλικές μηχανές λειτούργησαν στην εγγύς Ανατολή για τις μετακινήσεις και τη μεταφορά μεγάλων φορτίων, την άντληση νερού και την άλεση (με υδρόμυλους) εδώ και 4000 χρόνια, και η χρήση τους ήταν γενικευμένη μέχρι τις αρχές του 20ου αιώνα. Η βιομηχανική παραγωγή, μεταφορά και διανομή της ευγενούς ηλεκτρικής ενέργειας κατέκτησε μέσα στον 20ο αιώνα σχεδόν όλες τις ανθρώπινες ανάγκες και δραστηριότητες. Αποτέλεσμα αυτής της κατάκτησης είναι και η κατασκευή μεγάλης κλίμακας υδροηλεκτρικών έργων.

Οι περισσότερες ευρωπαϊκές χώρες εξάντλησαν σε μεγάλο ποσοστό το υδροδυναμικό τους και κατά συνέπεια η ηλεκτροπαραγωγή από μεγάλα υδροηλεκτρικά έργα δεν αναμένεται να συμβάλει ουσιαστικά στην υποκατάσταση των συμβατικών καυσίμων. Στην Ελλάδα, όμως, μόνο το ένα τέταρτο του οικονομικά εκμεταλλεύσιμου υδροδυναμικού της χώρας χρησιμοποιείται σήμερα ή βρίσκεται υπό αξιοποίηση. Διαθέτουμε επομένως τεράστια ανεκμετάλλευτα αποθέματα εγχώριων, καθαρών και ανανεώσιμων υδατικών ενεργειακών πηγών.

Τα μεγάλα υδροηλεκτρικά έργα είναι πολλαπλής χρήσης αλλά και πολλαπλής οικονομικής ωφέλειας: Οι ταμιευτήρες τους διαφυλάσσουν τους πολύτιμους υδατικούς πόρους των αυξημένων χειμερινών απορροών για να τους διαθέσουν σε αρδεύσεις κατά την κρίσιμη θερινή περίοδο και σε υδρεύσεις, αποσοβώντας ταυτόχρονα τις φυσικές καταστροφές από τις πλημμύρες.

1.3.2 Κατάταξη των υδρολογικών μελετών

Υδρολογική μελέτη είναι η εφαρμογή της επιστήμης της τεχνικής υδρολογίας σε συγκεκριμένα έργα. Αξιοποιώντας τα διαθέσιμα δεδομένα, ο μελετητής καθορίζει πρώτα τις βασικές υδρολογικές παραμέτρους σχεδιασμού των έργων και στη συνέχεια συντάσσει ένα πρόγραμμα λειτουργίας και διαχείρισής τους. Επισημαίνεται βέβαια ότι, τόσο ο σχεδιασμός των έργων, όσο και η διαχείρισή τους, εξαρτάται και από πλήθος άλλων μη υδρολογικών παραμέτρων, όπως τοπογραφικών, εδαφοτεχνικών, κτλ.

Η κατάταξη των υδρολογικών μελετών ακολουθεί την αντίστοιχη των υδραυλικών έργων και στηρίζεται στην εφαρμοσμένη από όλες τις οργα-

νωμένες ανθρώπινες κοινωνίες κοινή πρακτική. Έτσι διακρίνουμε δύο κύριες κατηγορίες έργων:

1. *Έργα ανάπτυξης και αξιοποίησης υδατικών πόρων*: Αφορούν στην αναζήτηση των υδατικών αποθεμάτων και τη βέλτιστη χωροχρονική διανομή τους στις διάφορες χρήσεις και στους καταναλωτές.
2. *Έργα προστασίας από υδρολογικούς κινδύνους:* Αφορούν στην αντιμετώπιση των συνηθισμένων επιπτώσεων από την επιφανειακή απορροή αλλά και των έκτακτων υδρολογικών περιστατικών, δηλαδή των πλημμυρών και ξηρασιών.

Τα απαραίτητα για τη σύνταξη των υδρολογικών μελετών δεδομένα είναι οι διάφορες μετρήσεις ή εκτιμήσεις των *υδρολογικών μεταβλητών*, που με το γενικό τίτλο *υδρολογική πληροφορία*, ορίζονται συνοπτικά στην ενότητα 1.9*.

Στη συνέχεια (εδάφια 1.3.3 και 1.3.4) συνοψίζονται οι συνηθέστερες κατηγορίες υδρολογικών μελετών τόσο για έργα ανάπτυξης και αξιοποίησης των υδατικών πόρων, όσο και για έργα προστασίας από τους υδρολογικούς κινδύνους, ώστε να δειχτεί η ευρύτητα των εφαρμογών τους και η σπουδαιότητά τους στη γενικότερη ανάπτυξη μιας περιοχής. Πιο επιγραμματικά, οι κατηγορίες των υδραυλικών έργων και των αντίστοιχων υδρολογικών μελετών κωδικοποιούνται στον Πίν. 1.3. Διευκρινίζεται πάντως ότι η κωδικοποίηση των έργων και των μελετών είναι σχηματική και πολλές φορές ένα υδραυλικό έργο έχει πολλαπλή σκοπιμότητα (π.χ. φράγμα για παραγωγή ενέργειας, ταμίευση αρδευτικού και υδρευτικού νερού, περιβαλλοντική διατήρηση και αντιπλημμυρική προ-

---

* Η έλλειψη διαδεδομένων βασικών γνώσεων στην επεξεργασία της υδρολογικής πληροφορίας σε συνδυασμό με τη μέτρια ποιότητα και ανεπαρκή ποσοτητά της, οδηγεί συχνά στη διατήρηση της παλιάς κακής συνήθειας της παράκαμψής της ακόμα και εκεί όπου υπάρχει και είναι επαρκής: ο μελετητής αποφεύγει συχνά την επίπονη επεξεργασία των δεδομένων, διαλέγοντας μια εμπειρική σχέση της βιβλιογραφίας και οι υπηρεσίες που τον ελέγχουν δέχονται πολλές φορές την απαράδεκτη αυτή άγνοια της αλήθειας. Γιατί η αλήθεια βρίσκεται μόνο στα καταγραμμένα υδρολογικά δεδομένα. Κάθε εμπειρική σχέση (η επί το επισημότερο υδρολογικός νόμος) έχει νόημα εφαρμογής όταν και μόνον όταν έχει προκύψει από τον πληθυσμό που καλείται να απεικονίσει. Διαφορετικά δρα σαν παραμορφωτικός καθρέφτης μιας τελείως διάφορης υδρολογικής πραγματικότητας.

στασία· βλ. και εδάφιο 1.3.1), οπότε το ίδιο αυτό έργο ανήκει σε περισσότερες από μία κατηγορίες της παρακάτω κατάταξης.

1.3.3 Έργα ανάπτυξης και αξιοποίησης υδατικών πόρων

Το τυπικό υδρολογικό μέρος της όλης μελέτης των αναπτυξιακών υδραυλικών έργων εξαρτάται άμεσα από το συγκεκριμένο τύπο των έργων που πρόκειται να κατασκευαστούν. Για μεθοδολογικούς λόγους μπορούμε να διακρίνουμε τους τύπους των έργων στις ακόλουθες κατηγορίες:

1. *Έργα αξιοποίησης των άμεσα διαθέσιμων υδατικών πόρων* (δηλαδή του υδατικού δυναμικού που μπορεί να αξιοποιηθεί *χωρίς σημαντικές επεμβάσεις στη φυσική του δίαιτα*). Στα έργα αυτά υπάγονται, μεταξύ άλλων,

   - η καλλιέργεια και σύλληψη νερού από πηγές·
   - η υδροληψία από φυσικά υδατορεύματα·
   - η υδροληψία από φυσικές λίμνες·
   - οι υδροληψίες υπόγειων υδάτων (πηγάδια και γεωτρήσεις), κτλ.

   Στην κοινή πρακτική, ο υδρολόγος μηχανικός καλείται να υπολογίσει με αντικειμενική αξιοπιστία τις μέσες ή ελάχιστες τιμές των διερχόμενων παροχών σε ορισμένες θέσεις και στις κατάλληλες χρονικές κλίμακες (π.χ. μηνιαία, εβδομαδιαία, ημερήσια). Καθορίζεται έτσι η απολήψιμη παροχή, που αποτελεί και τη βασική υδρολογική παράμετρο σχεδιασμού των αντιστοίχων αναπτυξιακών έργων.

2. *Έργα ανάπτυξης των ολικών διαθέσιμων υδατικών πόρων* (δηλαδή του συνολικά εκμεταλλεύσιμου υδατικού δυναμικού, *μετά από σημαντικές επεμβάσεις στη φυσική δίαιτα* με την κατασκευή μεγάλων υδραυλικών έργων), και συγκεκριμένα:

   - *ταμιευτήρες*, για τη συγκέντρωση των επιφανειακών νερών και ρύθμιση της δίαιτάς τους σε υπερετήσια, ετήσια ή εποχιακή κλίμακα·
   - *έργα εκτροπής* υδατικού δυναμικού από μια περιοχή σε άλλη·
   - *έργα εμπλουτισμού υπόγειων υδροφορέων* με χειμερινά επιφανειακά νερά, κτλ.

Αξιοποιώντας το σύνολο της διαθέσιμης υδρολογικής πληροφορίας σε κατάλληλες χρονικές κλίμακες (π.χ. μηνιαία), ο υδρολόγος μηχανικός καθορίζει μια σειρά παραμέτρων σχεδιασμού των αντιστοίχων δυνατών αναπτυξιακών έργων, όπως είναι οι όγκοι εισροών, απωλειών (εξατμοδιαπνοής, διαφυγών, κτλ.) και απολήψεων, παροχές σχεδιασμού, χωρητικότητες ταμιευτήρων. Κατά κανόνα η υδρολογική μελέτη καθορίζει ένα σύνολο εναλλακτικών παραμέτρων σχεδιασμού και η τελική λύση επιλέγεται στη συνέχεια με τεχνικοοικονομικά κριτήρια.

3. *Έργα μεταφοράς και διανομής του νερού* (δηλαδή υδραγωγεία και δίκτυα διανομής του υδρευτικού ή αρδευτικού νερού στους καταναλωτές). Εδώ το βασικό αντικείμενο της τεχνικής υδρολογίας είναι η *εκτίμηση των υδατικών αναγκών* για τις διάφορες χρήσεις νερού και της κατανομής τους στο χρόνο, μέσω των οποίων καθορίζονται οι παροχές σχεδιασμού.

1.3.4 Έργα προστασίας από υδρολογικούς κινδύνους

Το φυσικό αλλά και το ανθρωπογενές περιβάλλον μιας περιοχής ζεί προσαρμοσμένο στις συνηθισμένες υδρολογικές συνθήκες της. 'Οταν συμβούν έκτακτα, δηλαδή ασυνήθιστα, υδρολογικά περιστατικά στην περιοχή, όπως είναι οι πλημμύρες ή οι ξηρασίες, το περιβάλλον της δοκιμάζεται και διατρέχει κινδύνους μικρής ή και μεγάλης καταστροφής, επανορθώσιμης ή και μη επανορθώσιμης. Αλλά, εκτός από τα εξαιρετικά υδρολογικά περιστατικά, κινδύνους προκαλεί συχνά και η συνήθης υδρολογική δίαιτα. Οι κίνδυνοι αυτοί συνδέονται με τις φυσικές διεργασίες διάβρωσης, πρόσχωσης και μεταφοράς φερτών υλικών.

Τα συνηθέστερα έργα προστασίας κατατάσσονται στις ακόλουθες ειδικές κατηγορίες:

1. *Έργα αντιπλημμυρικής προστασίας αστικών και αγροτικών περιοχών* και ειδικότερα:

   - αστικά δίκτυα αποχέτευσης ομβρίων και αντιπλημμυρικές τάφροι·
   - έργα αποχέτευσης και αποστράγγισης αγροτικών περιοχών·
   - έργα διευθέτησης υδατορευμάτων για την ακίνδυνη διέλευση ή εκτροπή της πλημμυρικής παροχής·

- αντιπλημμυρικά φράγματα για την ανάσχεση των πλημμυρών (δηλαδή, τη μείωση της παροχής αιχμής μέσω προσωρινής αποθήκευσης) .

Πίν. 1.3 Κατηγορίες υδραυλικών έργων και συμβολή της υδρολογίας στη μελέτη των έργων κάθε κατηγορίας.

Γενική κατηγορία έργων	Ειδική κατηγορία έργων ή δράσεων	Τυπικά υδραυλικά έργα	Στόχος υδρολογικής μελέτης
Α. Έργα ανάπτυξης και αξιοποίησης υδατικών πόρων	Α1. Αξιοποίηση των άμεσα διαθέσιμων υδατικών πόρων	Υδροληψία από πηγές υδατορεύματα λίμνες υδροφορείς	Εκτίμηση απολήψιμης παροχής
	Α2. Ανάπτυξη των ολικών διαθέσιμων υδατικών πόρων	Ταμιευτήρες Έργα εκτροπής Έργα εμπλουτισμού υδροφορέων	Εκτίμηση όγκων εισροών, απωλειών και απολήψεων, παροχών σχεδιασμού, χωρητικοτήτων ταμιευτήρων
	Α3. Μεταφορά και διανομή των υδατικών πόρων	Υδραγωγεία Δίκτυα διανομής	Εκτίμηση των υδατικών αναγκών, εξαγωγή των παροχών σχεδιασμού
Β. Έργα προστασίας από υδρολογικούς κινδύνους	Β1. Αντιπλημμυρική προστασία αστικών και αγροτικών περιοχών	Αστικά δίκτυα αποχέτευσης ομβρίων Έργα αποχέτευσης και αποστράγγισης αγροτικών περιοχών Έργα διευθέτησης υδατορευμάτων	Εκτίμηση πλημμυρικών παροχών σχεδιασμού, χωροχρονικής εξέλιξης πλημμύρας, χρόνων κατάκλυσης
	Β2. Αντιπλημμυρική προστασία συστημάτων τεχνικών έργων	Έργα προστασίας φραγμάτων συγκοινωνιακών έργων ειδικών έργων	Όπως στην κατηγορία Β1
	Β3. Προστασία από ξηρασίες	Έργα κατηγορίας Α2 σε συνδυασμό με τήρηση εφεδρικών αποθεμάτων και εφεδρικά έργα.	Όπως στα έργα κατηγορίας Α2, και επιπλέον: εκτίμηση ελάχιστων φυσικών παροχών, παροχών περιβαλλοντικής διατήρησης
	Β4. Προστασία από τη συνήθη υδρολογική δίαιτα	Φράγματα συγκράτησης φερτών υλικών Έργα διευθέτησης υδατορευμάτων Έργα ορεινής υδρονομίας	Εκτίμηση ρυθμών διάβρωσης εδαφών και υδατορευμάτων, στερεομεταφοράς και πρόσχωσης εδαφών, υδατορευμάτων και τεχνικών έργων

Ο υδρολόγος μηχανικός καλείται εδώ να προσδιορίσει με αντικειμενική αξιοπιστία τη σχέση μεταξύ της πλημμυρικής παροχής των έκτακτων περιστατικών και της *πιθανότητας* να συμβούν. Ο τελικός σχεδιασμός των αντίστοιχων έργων προστασίας στηρίζεται στην τεχνικοοικονομική επιλογή μιας *αποδεκτής πιθανότητας* ασφάλειας. Για την πιθανότητα αυτή υπολογίζεται η παροχή του πλημμυρικού φαινομένου, που αποτελεί και τη βασική υδρολογική παράμετρο σχεδιασμού του έργου προστασίας. Πολύ συχνά (π.χ. σε περιπτώσεις ανάσχεσης των πλημμυρών) ενδιαφέρει όχι μόνο η μέγιστη τιμή της πλημμυρικής παροχής, αλλά η όλη χωροχρονική εξέλιξη του πλημμυρικού φαινομένου, πράγμα που αποτελεί επίσης αντικείμενο της υδρολογικής μελέτης. Σε μερικές περιπτώσεις έργων είναι επιτρεπτή η κατάκλυση ορισμένων περιοχών (λεκάνες κατάκλυσης), οπότε και η υδρολογική μελέτη καλείται να εκτιμήσει τους αντίστοιχους χρόνους κατάκλυσης.

2. *Έργα αντιπλημμυρικής προστασίας συστημάτων τεχνικών έργων* και ειδικότερα:

   - φραγμάτων (και συγκεκριμένα υπερχειλιστές δηλαδή μόνιμα έργα για την περίοδο λειτουργίας, αλλά και σήραγγες εκτροπής και προφράγματα, δηλαδή προσωρινά έργα για την περίοδο κατασκευής)·
   - συγκοινωνιακών έργων, όπως οδικών αξόνων, γεφυρών, αεροδρομίων, κτλ.
   - ειδικών έργων, όπως μεμονωμένων κτιρίων με βαθιά θεμελίωση, στραγγιστικών αντλιοστασίων, κτλ.

   Η υδρολογική μελέτη σε αυτή την κατηγορία έργων έχει στόχο παρόμοιο με αυτόν των έργων της προηγούμενης κατηγορίας,

3. *Έργα προστασίας από ξηρασίες*. Συνήθως τα έργα αυτής της κατηγορίας εντάσσονται στο γενικό σχεδιασμό των έργων συγκέντρωσης και χρονικής αναδιανομής του υδατικού δυναμικού. Η προστασία της πανίδας και χλωρίδας κατά τις έκτακτες περιόδους μεγάλης ξηρασίας γίνεται με διοχέτευση τμήματος των υδατικών εφεδρικών αποθεμάτων ασφαλείας στην κατανάλωση. Για το σκοπό αυτό είναι συχνά απαραίτητη η κατασκευή και χρήση εφεδρικών συγκροτημάτων έργων (γεωτρήσεων, αντλιοστασίων, αγωγών, κτλ.). Στους στόχους αυτών των έργων προστίθεται και η προστασία της ποιότητας των υδάτων και

του υδάτινου οικοσυστήματος κατά την περίοδο ξηρασίας. Πράγματι, η αστική, βιομηχανική ή αγροτική ρύπανση που διοχετεύεται στα υδατορεύματα, μπορεί να αποβεί μοιραία σε περιόδους μεγάλης ξηρασίας, ενώ κάτω από κανονικές συνθήκες είναι ανεκτή. Υπάρχει συνεπώς μια κατώτερη παροχή ασφαλείας για κάθε ρυπαινόμενο υδατόρευμα που πρέπει να διατηρείται με τα κατάλληλα έργα εμπλουτισμού. Ανάλογες μελέτες υδρολογικής δίαιτας γίνονται για τις λίμνες (προστασία από ρύπανση και ευτροφισμό) και τις παράκτιες ζώνες εκβολής υδατορευμάτων.

Η συμβολή της υδρολογικής μελέτης στην προστασία από τις ξηρασίες εντοπίζεται τόσο στην εκτίμηση των ελάχιστων φυσικών παροχών, η οποία γίνεται με μεθοδολογίες παρόμοιες με αυτές των δύο προηγούμενων κατηγοριών έργων (με τη διαφορά ότι αντί των μέγιστων παροχών εξετάζονται οι ελάχιστες), όσο και των αναγκαίων παροχών περιβαλλοντικής διατήρησης. Επιπλέον η υδρολογική μελέτη συμβάλλει στην κατάρτιση του προγράμματος εφεδρικών αποθεμάτων και έργων.

4. *'Εργα προστασίας από τη συνήθη υδρολογική δίαιτα*: Πρόκειται κυρίως για την προστασία ορισμένων συστημάτων υδραυλικών έργων από προσχώσεις και την προστασία από διαβρώσεις ή προσχώσεις των φυσικών ή καλλιεργημένων εδαφών. Στα έργα αυτής της κατηγορίας συγκαταλέγονται:

   - φράγματα συγκράτησης φερτών υλικών·
   - έργα διευθέτησης της κοίτης των υδατορευμάτων, για την αποφυγή διάβρωσης ή πρόσχωσής της·
   - έργα ορεινής υδρονομίας, δηλαδή προστασίας των εδαφών ορεινών και ημιορεινών λεκανών από πλημμυρικές διαβρώσεις.

   Ειδικότερα ο υδρολόγος μηχανικός πρέπει να εκτιμήσει, την εποχιακή και ετήσια εισροή φερτών εδαφικών υλικών στα φράγματα συγκράτησης φερτών υλικών αλλά και τους ταμιευτήρες των φραγμάτων ταμίευσης νερού. Στην τελευταία περίπτωση, από την εκτίμηση της εισροής φερτών προκύπτει ο λεγόμενος *νεκρός όγκος* του ταμιευτήρα, δηλαδή ο όγκος που θα καταληφθεί κατά τη διάρκεια ζωής του έργου από φερτά υλικά και δεν μπορεί να διατεθεί για άλλη χρήση. Επίσης, θα πρέπει να εκτιμήσει τις αποθέσεις φερτών στα αρδευτικά, αποχε-

τευτικά και αποστραγγιστικά δίκτυα, τις εδαφικές διαβρώσεις από συνήθη απορροή στις ορεινές και ημιορεινές λεκάνες απορροής, τις προσχώσεις των γόνιμων πεδινών εκτάσεων με φερτά υλικά, καθώς και τις οριζοντιογραφικές και υψομετρικές εξελίξεις της κοίτης και των εκβολών στα φυσικά υδατορεύματα, κτλ.

1.4 Τεχνική υδρολογία και διαχείριση υδροσυστημάτων

Όπως προαναφέρθηκε, η ανάπτυξη της τεχνικής υδρολογίας υπαγορεύτηκε ιστορικά από τις ανάγκες του σχεδιασμού των υδραυλικών έργων. Στη σημερινή εποχή, οι ανεπτυγμένες χώρες έχουν ήδη αξιοποιήσει, μέσω κατάλληλων αναπτυξιακών έργων, το μεγαλύτερο ποσοστό του υδατικού δυναμικού τους. Τα υδραυλικά έργα που χρειάζονται για το υπόλοιπο ανεκμετάλλευτο ποσοστό είναι υψηλού, δύσκολα αποσβέσιμου, κόστους, στο οποίο σήμερα πρέπει να προστεθεί και μια σημαντική νέα συνιστώσα, το *περιβαλλοντικό κόστος*. Κατά συνέπεια, η ορθολογικότερη χρήση του νερού και η βελτίωση της διαχείρισης των υπαρκτών υδροσυστημάτων, χωρίς την προσθήκη νέων έργων, αποτελούν προφανείς εναλλακτικές λύσεις. Έτσι, η προσοχή των επιστημόνων και τεχνικών, αλλά και των πολιτικοοικονομικών φορέων, έχει στραφεί προς μη κατασκευαστικές κατευθύνσεις.

Στις λιγότερο ανεπτυγμένες και αναπτυσσόμενες χώρες, στις οποίες συγκαταλέγεται και η Ελλάδα, η κατασκευή υδραυλικών έργων δεν έχει ακόμη ολοκληρωθεί. Ωστόσο, και εδώ η καλύτερη διαχείριση των υδροσυστημάτων αποκτά όλο και μεγαλύτερη σημασία, δεδομένου ότι οι ωφέλειες που προκύπτουν είναι μεγάλες χωρίς να απαιτούνται πολύ σημαντικοί οικονομικοί πόροι, η έλλειψη των οποίων καθιστά δύσκολο το εγχείρημα της κατασκευής πολυδάπανων νέων υδραυλικών έργων.

Η επιστημονική περιοχή της *διαχείρισης υδροσυστημάτων* περιλαμβάνει δύο κλάδους: τη *διαχείριση υδατικών πόρων* και τη *διαχείριση συστημάτων ελέγχου πλημμυρών*.

Η διαχείριση των υδατικών πόρων αποσκοπεί στην καλύτερη κατανομή του νερού στις διάφορες χρήσεις, λαμβάνοντας υπόψη τεχνικές, οικονομικές, περιβαλλοντικές και κοινωνικές παραμέτρους. Οι χρήσεις νερού γενικά διακρίνονται σε

- *καταναλωτικές*, που απαιτούν την απομάκρυνση του νερού από το φυσικό υδατικό σύστημα, (ύδρευση, άρδευση, καταναλωτική βιομηχανική χρήση, κτηνοτροφική χρήση) και ρυπαίνουν το νερό κατά τη χρήση του, και
- *μη καταναλωτικές* (παραγωγή ενέργειας, διατήρηση οικοσυστημάτων, διατήρηση ποιότητας, ιχθυοτροφεία, αναψυχή, ναυσιπλοΐα), στις οποίες το νερό χρησιμοποιείται επί τόπου.

Πρώτο βήμα για την ορθολογική διαχείριση είναι η καλύτερη δυνατή περιγραφή του ανταγωνισμού ανάμεσα στις επιμέρους χρήσεις νερού. Το βήμα αυτό περιλαμβάνει τόσο την οικονομική αποτίμηση καθεμιάς από τις χρήσεις, όσο και τον καθορισμό ελάχιστων ανεκτών ποσοτήτων για κάθε χρήση. Το δεύτερο βήμα είναι η μελέτη των εισόδων του συστήματος, δηλαδή των φυσικών εισροών και απωλειών νερού, και της χωροχρονικής μεταβλητότητάς τους. Το τρίτο βήμα είναι η πληρέστερη δυνατή μαθηματική αναπαράσταση του υδροσυστήματος, των φυσικών περιορισμών του και της λειτουργίας του. Το τέταρτο και τελικό βήμα είναι η βελτιστοποίηση της χωροχρονικής διανομής των υδατικών πόρων στις διάφορες χρήσεις. Η βελτιστοποίηση αυτή αφορά στην αναζήτηση των οικονομικά βέλτιστων λύσεων διανομής των διαθέσιμων ποσοτήτων νερού για την κάλυψη των αναγκών της κατανάλωσης, μεταξύ όλων των τεχνικά δυνατών λύσεων. Στη βελτιστοποίηση λαμβάνεται υπόψη και η ελαχιστοποίηση των δαπανών λειτουργίας και συντήρησης, καθώς και η ικανοποίηση φυσικών, τεχνικών, περιβαλλοντικών και άλλων περιορισμών.

Η διαχείριση των συστημάτων ελέγχου πλημμυρών αποσκοπεί στην απομείωση των καταστροφών που προκαλούν οι πλημμύρες. Σε αυτό τον κλάδο περιλαμβάνονται:

- η ανάπτυξη συστημάτων πρόγνωσης πλημμυρών, με αξιοποίηση μετεωρολογικών προγνώσεων, μετρήσεων υδρομετεωρολογικών μεταβλητών σε πραγματικό χρόνο με χρήση τόσο επίγειων δικτύων μέτρησης, όσο και μετεωρολογικών ραντάρ, κτλ.
- η εκπόνηση σχεδίων έκτακτων αναγκών και η εφαρμογή συστημάτων ενημέρωσης (προειδοποίησης, συναγερμού) του πληθυσμού·
- η εφαρμογή πρακτικών λειτουργίας των αντιπλημμυρικών έργων έτσι ώστε να ελαχιστοποιούνται οι ζημιές από τις πλημμύρες.

Εν όψει αυτών των νέων απαιτήσεων της διαχείρισης υδροσυστημάτων, ο προσανατολισμός της τεχνικής υδρολογίας αλλάζει για να καλύψει τις νέες ανάγκες. Για παράδειγμα, σε ένα υπαρκτό ταμιευτήρα ο υδρολόγος μηχανικός δεν θα επιδιώξει να καθορίσει τη χωρητικότητα του ταμιευτήρα ή την παροχή σχεδιασμού του υπερχειλιστή του, αφού αυτές οι παράμετροι σχεδιασμού είναι δεδομένες. Αντίθετα, θα επιχειρήσει να προσδιορίσει τη μέγιστη δυνατή απόληψη από τον ταμιευτήρα για ένα δεδομένο επίπεδο αξιοπιστίας, ή το ποσοστό ανοίγματος των θυροφραγμάτων του υπερχειλιστή για την ασφαλή παροχέτευση μιας πλημμύρας σε πραγματικό χρόνο. Επιπλέον, οι απαιτήσεις των υδρολογικών μελετών υποστήριξης της διαχείρισης υδροσυστημάτων είναι αυξημένες. Αντί του καθορισμού των παραμέτρων υδρολογικού σχεδιασμού, σήμερα είναι απαραίτητη η ανάπτυξη λεπτομερών υδρολογικών μοντέλων προσομοίωσης και πρόγνωσης της εξέλιξης των υδροσυστημάτων.

Είναι ευνόητο ότι οι αυξημένες απαιτήσεις της διαχείρισης υδροσυστημάτων οδηγούν αναγκαστικά στην αναβάθμιση όλων των δραστηριοτήτων που σχετίζονται με την υδρολογική πληροφορία. Απαιτούνται πυκνότερες (γεωγραφικά και χρονικά) και πιο αξιόπιστες μετρήσεις, χρήση νέων τεχνολογιών τηλεμετρίας, άμεση διαθεσιμότητα δεδομένων σε πραγματικό χρόνο, βελτιωμένη διαχείριση και επεξεργασία των δεδομένων. Η ανάγκη αναβάθμισης των συστημάτων μετρήσεων γίνεται πιο προφανής στην περίπτωση των συστημάτων πρόγνωσης πλημμυρών.

Μια σημαντική δραστηριότητα που συνδέεται άμεσα με τη διαχείριση των υδροσυστημάτων είναι *η εκτίμηση των επιπτώσεων της κλιματικής αλλαγής* σε αυτά. Είναι γνωστό ότι το κλίμα στον πλανήτη δεν είναι σταθερό χρονικά, αλλά μεταβάλλεται σε όλες τις χρονικές κλίμακες. Τα αίτια των περισσότερων μεταβολών δεν έχουν κατανοηθεί μέχρι σήμερα. Ωστόσο, στα φυσικά αίτια προστίθενται, σήμερα ή στο άμεσο μέλλον, η ανθρωπογενής κλιματική αλλαγή. Ένα από τα βασικότερα αίτιά της είναι η αύξηση της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα (από τις καύσεις άνθρακα, υδρογονανθράκων, κτλ.) καθώς και των άλλων αερίων θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα. Η υδρολογία, σε συνεργασία με άλλες επιστήμες προσπαθεί να εκτιμήσει τις επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής, τόσο στη φυσική προσφορά των υδατικών πόρων, όσο και στην πλημμυρογένεση, και να διερευνήσει στη συνέχεια τη λειτουργία και

διαχείριση των υδροσυστημάτων κάτω από συνθήκες κλιματικής αλλαγής.

1.5 Χαρακτηριστικές ιδιότητες του νερού

Αφού είδαμε στις προηγούμενες ενότητες το αντικείμενο, το ιστορικό και τη σημασία της υδρολογίας, και ειδικότερα της τεχνικής υδρολογίας, θα ασχοληθούμε σε αυτή την ενότητα με την "πρώτη ύλη" της, το φυσικό νερό δίνοντας τις πιο χαρακτηριστικές φυσικοχημικές ιδιότητές του. Αν και μας είναι πολύ οικείο, το νερό είναι μια "παράξενη" ουσία με μοναδικές ιδιότητες, όπως φαίνεται παρακάτω:

1. *Αφθονία του νερού στη Γη*
   Το νερό παρουσιάζει ασυνήθιστα μεγάλη αφθονία στη Γη, καθοριστική της εικόνας της επιφάνειας της γης (καλύπτει το 70%) . Όπως φαίνεται στον Πίν. 1.4, πάνω από 1.4×10^9 km^3 νερού συναντώνται στον πλανήτη, από τα οποία το 96.5% βρίσκεται στους ωκεανούς, ενώ μόνο το 2.5% είναι γλυκό νερό.

2. *Ταυτόχρονη παρουσία του στις τρεις φάσεις (στερεή, υγρή, αέρια)*
   Ανάλογα με τις συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης, η φυσική εμφάνιση του νερού στη Γη απαντά και στις τρεις φάσεις: στερεή, υγρή και αέρια. Ασφαλώς, η υγρή φάση κυριαρχεί (ποσοστό 98.2%), αλλά ωστόσο είναι καθοριστική για τα μετεωρολογικά και υδρολογικά φαινόμενα η παρουσία του σε στερεή φάση (1.76%) και αέρια φάση (0.0009%). Από τους πλανήτες του Ηλιακού Συστήματος, μόνο η Γη έχει το προνόμιο να διαθέτει την πλειονότητα του νερού σε υγρή μορφή. Στους εσωτερικούς πλανήτες (Ερμής, Αφροδίτη) το νερό απαντά σε αέρια μορφή, εξ αιτίας των μεγάλων θερμοκρασιών. Αντίστροφα, στους εξωτερικούς πλανήτες (Άρης, Δίας, Ουρανός, Ποσειδών, Πλούτων) το νερό απαντά σε στερεή μορφή, εξ αιτίας των μικρών θερμοκρασιών.*

---

* Έχει αποδειχτεί ότι στο μακρινό παρελθόν στον Άρη υπήρχε κυκλοφορία νερού σε υγρή μορφή, αποτέλεσμα της οποίας ήταν ο σχηματισμός μεγάλων ποταμών με μήκη της τάξης των 2000 km και πλάτη της τάξης των 100 km. Οι κοίτες των ποταμών αυτών έχουν αποκαλυφθεί στις φωτογραφίες που τραβήχτηκαν από τα διαστημόπλοια Mariner και Viking. Το γεγονός αυτό έδωσε

Πίν. 1.4 Παρουσία του νερού στη Γη (πηγή: Shiklomanov and Sokolov, 1983)

Μορφή νερού	Συνολική ποσότητα		Ποσότητα γλυκού νερού	
	km^3 ή 10^{12} kg	%	km^3 ή 10^{12} kg	%
Ωκεανοί	1 338 000 000	96.54	—	—
Παγετώνες, μόνιμα χιόνια, υπόγειοι πάγοι	24 364 100	1.758	24 364 100	69.55
Υπόγεια νερά και εδαφική υγρασία	23 416 500	1.690	10 546 500	30.11
Λίμνες και έλη	187 870	0.014	102 470	0.293
Ατμοσφαιρικό νερό	12 900	0.0009	12 900	0.037
Ποταμοί	2 120	0.0002	2 120	0.006
Βιολογικό νερό	1 120	0.0001	1 120	0.003
Σύνολο	1 385 985 622	100	35 029 210	100

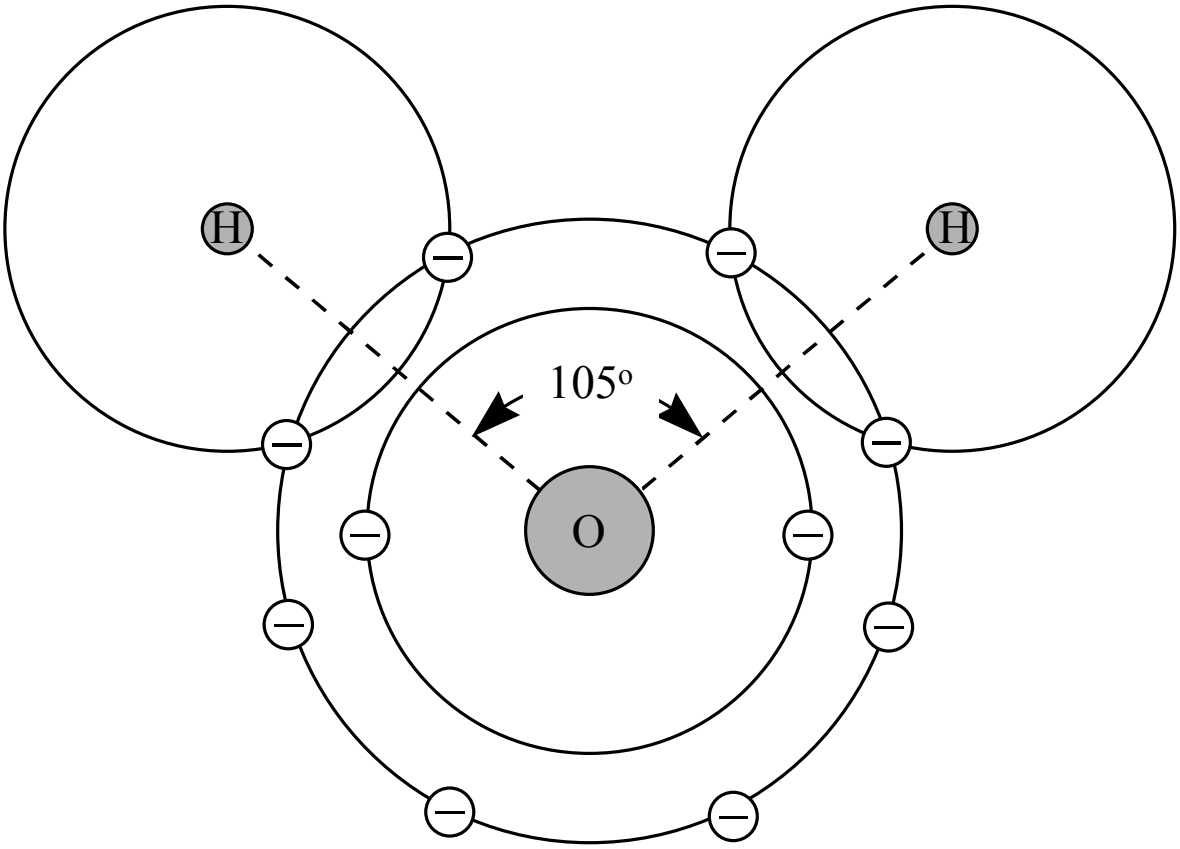
3. *Συμπεριφορά του νερού στις αλλαγές φάσης*

Η γενική συμπεριφορά του νερού καθορίζεται από την δομή του μορίου του H_2O. Τα άτομα του υδρογόνου ενώνονται με το άτομο του οξυγόνου με ισχυρούς ομοιοπολικούς δεσμούς, σχηματίζοντας ένα ασύμμετρο μόριο, όπου η γωνία ανάμεσα στα άτομα του υδρογόνου είναι 105° (Σχ. 1.2). Αυτή η ασυμμετρία έχει αποτέλεσμα το μόριο του νερού να είναι πολικό και η πολικότητα δημιουργεί δυνάμεις ανάμεσα στα μόρια, οι οποίες είναι γνωστές ως *δεσμοί υδρογόνου*. Οι δεσμοί αυτοί είναι 10-50 φορές ασθενέστεροι από τους ομοιοπολικούς δεσμούς ανάμεσα στα άτομα υδρογόνου και οξυγόνου μέσα στο μόριο. Σε θερμοκρασία 0°C (σε συνθήκες κανονικής ατμοσφαιρικής πίεσης και στη συνήθη, όχι τελείως καθαρή μορφή του νερού*) η κινητική ενέργεια των μορίων είναι αρκετά χαμηλή και έτσι οι δεσμοί υδρογόνου μπορούν να διατάξουν τα μόρια του νερού σε ένα κανονικό τριδιάστατο κρυσταλλικό πλέγμα. Το νερό τότε παγώνει, δηλαδή

έναυσμα για ενδιαφέρουσες έρευνες σχετικά με τη γεωμορφολογία, την παλαιοϋδρολογία και την κλιματολογία του Άρη (U.S. Committee on Opportunities in the Hydrological Sciences, 1992, σ. 34).

* Μια αξιοσημείωτη ιδιότητα του νερού είναι ότι σε καθαρή μορφή μπορεί να φτάσει σε θερμοκρασίες μέχρι –31°C χωρίς να παγώσει.

μετατρέπεται από την υγρή στη στερεή φάση. Τα μόρια του νερού σε αυτή την κρυσταλλική διάταξη καταλαμβάνουν περισσότερο χώρο απ' όσο καταλαμβάνουν στην υγρή φάση. Αυτό έχει αποτέλεσμα η πυκνότητα του πάγου να είναι μικρότερη από την πυκνότητα του νερού σε υγρή φάση (91.7% σε θερμοκρασία 0°C). Ελάχιστες άλλες ουσίες έχουν παρόμοια συμπεριφορά κατά την πήξη τους. Αυτή η ιδιότητα του νερού έχει ιδιαίτερα σημαντικές συνέπειες:



Σχ. 1.2 Σχηματική παράσταση του ασύμμετρου μορίου του νερού. Η πάνω πλευρά εμφανίζεται με συγκέντρωση θετικού φορτίου, λόγω των δύο πυρήνων υδρογόνου, ενώ η κάτω πλευρά έχει αρνητικό φορτίο, λόγω των δύο ελεύθερων ζευγών ηλεκτρονίων.

- Επιτρέπει στους πάγους των ποταμών, των λιμνών και των θαλασσών να επιπλέουν. Αν η πυκνότητα του πάγου ήταν μεγαλύτερη, τότε οι πάγοι θα βυθίζονταν, με καταστροφικά αποτελέσματα για τις βιολογικές συνθήκες.
- Καθιστά το νερό σημαντικό παράγοντα γεωλογικών διεργασιών. Το πάγωμα του νερού σε κοιλότητες ή ρωγμές πετρωμάτων αναπτύσσει τεράστιες πιέσεις (ακόμη και πάνω από 200 000 kPa) και

μπορεί έτσι να σπάσει σε κομμάτια ακόμη και τον πιο ανθεκτικό βράχο.

- Δημιουργεί κινδύνους για τα υδραυλικά έργα. Αν το νερό παγώσει μέσα σε σωλήνες όπου κυκλοφορεί υπό πίεση, μπορεί να τους σπάσει.

Όταν η θερμοκρασία αυξάνεται στους 100°C (σε συνθήκες κανονικής ατμοσφαιρικής πίεσης) η κινητική ενέργεια των μορίων μπορεί να σπάσει τους δεσμούς υδρογόνου, και έτσι το νερό μεταπίπτει μαζικά στην αέρια φάση. Αλλά και σε μικρότερες θερμοκρασίες, ορισμένα μόρια νερού στην επιφάνεια αποκτούν στιγμιαία μεγάλη κινητική ενέργεια και μπορούν να διαφεύγουν προς τον αέρα, μετατρεπόμενα σε υδρατμούς. Έτσι εξηγείται η παρουσία υδρατμών σε τυπικές συνθήκες ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας. Ασφαλώς αυτή η ιδιότητα δεν χαρακτηρίζει μόνο το νερό, αλλά και πολλά άλλα υγρά.

4. *Μεγάλη θερμοχωρητικότητα: κλιματικός θερμοστάτης*
Μια δεδομένη μάζα νερού, απορροφά (αντίστροφα, αποδίδει) πολύ περισσότερη θερμότητα, για να αυξήσει (αντίστροφα, να μειώσει) τη θερμοκρασία της κατά $1^{o}C$, από σχεδόν κάθε άλλη κοινή ουσία ίσης μάζας. Η ποσότητα αυτής της θερμότητας ονομάζεται *ειδική θερμότητα* ή *θερμοχωρητικότητα* και είναι περίπου 1 cal / (g ^{o}C) (= 4187 J / (kg K)). Η μεγάλη θερμοχωρητικότητα του νερού σημαίνει μεγάλη θερμική αδράνεια και έχει αξιοσημείωτες συνέπειες:

- Οι ωκεανοί, αποτελώντας τον κλιματικό θερμοστάτη της Γης, ρυθμίζουν καθοριστικά το κλίμα της. Η θερμοκρασία τους διακυμαίνεται σε πολύ μικρότερο εύρος σε σχέση με τη θερμοκρασία της ξηράς. Οι θερμικές διαφορές ξηράς - θάλασσας επάγουν ατμοσφαιρικά φαινόμενα, τα οποία, μεταφέροντας θερμότητα από και προς τη θάλασσα, σταθεροποιούν και το κλίμα της ξηράς.
- Οι βιολογικοί (ζωικοί και φυτικοί) οργανισμοί χρησιμοποιούν το νερό για να σταθεροποιήσουν τη θερμοκρασία τους, κάτι που είναι απαραίτητο για τη λειτουργία της ζωής, δεδομένου ότι οι πρωτεΐνες είναι ιδιαίτερα ευαίσθητες στις θερμοκρασιακές διαφορές.
- Το νερό χρησιμοποιείται ως αποτελεσματικό μέσο κατάσβεσης των πυρκαγιών.

5. *Μεγάλη ειδική λανθάνουσα θερμότητα: αποτελεσματικός εναλλάκτης θερμότητας*

   Μια δεδομένη μάζα νερού, όταν αλλάζει από την υγρή στην αέρια φάση (ή αντίστροφα) απορροφά (αντίστροφα, αποδίδει) περισσότερη θερμότητα από σχεδόν κάθε άλλη κοινή ουσία ίσης μάζας. Η ποσότητα της θερμότητας που συνδέεται με αυτή την αλλαγή φάσης ονομάζεται *λανθάνουσα θερμότητα της εξάτμισης* και είναι ίση με 595.9 cal / g (= 2.5×10^6 J / kg). Αυτή η ασυνήθιστα μεγάλη τιμή είναι 7.5 φορές μεγαλύτερη από τη λανθάνουσα θερμότητα της τήξης των πάγων και άλλες τόσες φορές μεγαλύτερη από αυτή που απαιτείται για να θερμανθεί το νερό από τους 20°C στους 100°C. Αυτή η ιδιότητα του νερού το κάνει καθοριστικό παράγοντα στις διεργασίες ενεργειακών ανταλλαγών της υδρογείου. Έτσι περίπου το 23% της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην ατμόσφαιρα της Γης (ή το 45% της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια) απορροφάται από τη διεργασία της εξάτμισης. Η ίδια ποσότητα ενέργειας αποδίδεται κατά τη διαδικασία της συμπύκνωσης των υδρατμών στην ατμόσφαιρα, η οποία δημιουργεί τα σύννεφα. Με τον τρόπο αυτό τροφοδοτείται ενεργειακά ο υδρολογικός κύκλος και ανακατανέμεται αέναα το νερό και η ενέργεια στον πλανήτη.

6. *Αποτελεσματικός διαλύτης: γεωμορφολογικός ρυθμιστής και ελιξίριο ζωής*

   Η ασυνήθιστη μοριακή δομή του νερού το καθιστά ένα εξαιρετικά αποτελεσματικό διαλύτη: ελάχιστα είναι τα υλικά που δεν διαλύονται από το νερό σε κάποιο βαθμό*, ενώ κανένα άλλο υγρό δεν μπορεί να διαλύσει τόση μεγάλη ποικιλία ουσιών. Αυτή η ιδιότητα έχει σημαντικές συνέπειες:

   - Το νερό συμμετέχει καθοριστικά στην κυκλοφορία διάφορων χημικών ουσιών στην υδρόγειο (κύκλος του διοξειδίου του άνθρακα, κύκλος του αζώτου κτλ.)
   - Η διαβρωτική και μεταφορική δύναμη του νερού είναι εξαιρετικά μεγάλη, πράγμα που το καθιστά σημαντικό παράγοντα της αέναης διαμόρφωσης της γεωλογίας και της μορφής της Γης. Χαρακτηρι-

* Για παράδειγμα, κάθε φορά που πίνουμε ένα ποτήρι νερό, το νερό περιέχει μια μικρή ποσότητα γιαλιού σε διάλυση.

στική είναι η διαβρωτική ικανότητά του ως προς τους ασβεστολίθους (με παρουσία διοξειδίου του άνθρακα, το οποίο προέρχεται από την ατμόσφαιρα και διαλύεται από το νερό κατά τη διάρκεια της βροχής). Τα αποτελέσματα της διάβρωσης των ασβεστολίθων είναι εντυπωσιακά: υπόγειοι αγωγοί, σπήλαια, σταλακτίτες, σταλαγμίτες κτλ.

- Εξαιτίας της εκλεκτικής διαπερατότητας των κυτταρικών μεμβρανών σε διάφορες ουσίες διαλυμένες στο νερό, το τελευταίο αποτελεί ελιξίριο της ζωής, με την έννοια ότι μεταφέρει τα θρεπτικά συστατικά στα μεμονωμένα κύτταρα, στους ζωικούς οργανισμούς (ως αίμα ή λέμφος) και στους φυτικούς οργανισμούς.
- Το νερό είναι το πιο κοινό και αποτελεσματικό υγρό πλύσης.

7. *Συνεκτικότητα*

Η σχετικά μικρή συνεκτικότητα του νερού σε σχέση με άλλα κοινά υγρά (περίπου 1×10^{-3} kg / (m s), ή κινηματική συνεκτικότητα περίπου 1×10^{-6} m^2/s), το καθιστά λεπτόρευστο και ευνοεί τη γρήγορη κίνησή του στην επιφάνεια της γης, στους ποταμούς και τα μικρότερα υδατορεύματα (όπως και στους τεχνητούς αγωγούς). Η μικρή συνεκτικότητα ευνοεί την πλημμυρογένεση, μια διαδικασία που, αν και είναι κατ' αρχήν επικίνδυνη για τον πολιτισμό μας, είναι απαραίτητη για τη λειτουργία του πλανήτη ως συνόλου.

8. *Επιφανειακή τάση*

Στην υπόγεια κίνηση του νερού μέσα σε πορώδη μέσα, αλλά και στην κίνησή του στην ατμόσφαιρα, στη μορφή των νεφών και των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, μια άλλη ιδιότητα του νερού, η επιφανειακή τάση, αποκτά σημασία. Αυτή βέβαια είναι μια κοινή ιδιότητα όλων των υγρών. Πρόκειται για την έλξη των μορίων του υγρού μεταξύ τους, η οποία κάνει την εξωτερική επιφάνεια του υγρού να συμπεριφέρεται σαν ελαστική μεμβράνη. Αυτή η συμπεριφορά είναι πιο έκδηλη σε σταγόνες ενός υγρού. Οι σταγόνες τείνουν να έχουν σφαιρικό σχήμα, που είναι το σχήμα με την μικρότερη επιφάνεια για δεδομένο όγκο υγρού. Στην πραγματικότητα βέβαια δεν υπάρχει καμιά μεμβράνη, αλλά η συνισταμένη των δυνάμεων έλξης ανάμεσα στα μόρια του υγρού μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι μια δύναμη παράλληλη με την επιφάνειά του που δρα προς κάθε κατεύθυνση. Η επιφα-

νειακή τάση του νερού σε θερμοκρασία 20°C είναι 7.4×10^{-2} N/m και βέβαια μικραίνει σε μεγαλύτερες θερμοκρασίες. Στο νερό της ατμόσφαιρας η επιφανειακή τάση έχει αποτέλεσμα το σχηματισμό σταγόνων. Στο υπόγειο νερό των πορωδών μέσων η επιφανειακή τάση έχει αποτέλεσμα τη δημιουργία ανυψωτικών δυνάμεων, δηλαδή δυνάμεων που αντίκεινται στη βαρύτητα, γνωστών ως *δυνάμεων τριχοειδούς*. Οι δυνάμεις αυτές έχουν αποτέλεσμα την *τριχοειδή ανύψωση* του νερού πάνω από την ελεύθερη στάθμη του, σε ύψη που είναι αντιστρόφως ανάλογα των διαστάσεων των εδαφικών πόρων. Το φαινόμενο αυτό, όπως θα δούμε πιο κάτω παίζει σημαντικό ρόλο στον υδρολογικό κύκλο και ιδιαίτερα στη διεργασία της εξάτμισης. Εξ άλλου, είναι ζωτικής σημασίας για τα φυτά, τα οποία αξιοποιούν την τριχοειδή ανύψωση για την προς τα πάνω κυκλοφορία των διαλυμένων στο νερό θρεπτικών συστατικών τους.

1.6 Η έννοια του υδρολογικού κύκλου και του υδατικού ισοζυγίου

1.6.1 Οι φυσικές διεργασίες του υδρολογικού κύκλου

Όπως προαναφέρθηκε στην ενότητα 1.1, ο υδρολογικός κύκλος περιγράφει την αέναη κίνηση του νερού ανάμεσα στους ωκεανούς, την ατμόσφαιρα και την ξηρά, που συνοδεύεται και από αλλαγές ανάμεσα στην υγρή, την αέρια και τη στερεή φάση του νερού (Σχ. 1.3). Έτσι το νερό:

- *εξατμίζεται* από την θάλασσα και την ξηρά, ανεβαίνοντας κατακόρυφα, υπό μορφή υδρατμών, στην ατμόσφαιρα, αλλά και κινούμενο οριζόντια υπό την επίδραση των ανέμων·
- *διαπνέεται* από τα δέντρα και τη βλάστηση, οδηγούμενο και πάλι στην ατμόσφαιρα υπό μορφή υδρατμών·
- *συμπυκνώνεται* στην ατμόσφαιρα, σχηματίζοντας σύννεφα·
- *κατακρημνίζεται* από την ατμόσφαιρα στη θάλασσα και την ξηρά, σε διάφορες μορφές (βροχή, χιόνι, χαλάζι)·
- *κατακρατείται* από τα δέντρα, τη βλάστηση και το έδαφος·
- *διηθείται* στο έδαφος εμπλουτίζοντάς το με εδαφική υγρασία·
- *επαναφορτίζει* τους ταμιευτήρες υπόγειου νερού·

- *απορρέει επιφανειακά*, σχηματίζοντας ρέματα και ποτάμια και καταλήγοντας τελικά στη θάλασσα·
- *απορρέει υπόγεια*, μέσω των πόρων και ρωγμών των γεωλογικών σχηματισμών, και είτε *εκφορτίζεται* επιφανειακά μέσω των πηγών, είτε εκρέει προς τη θάλασσα.

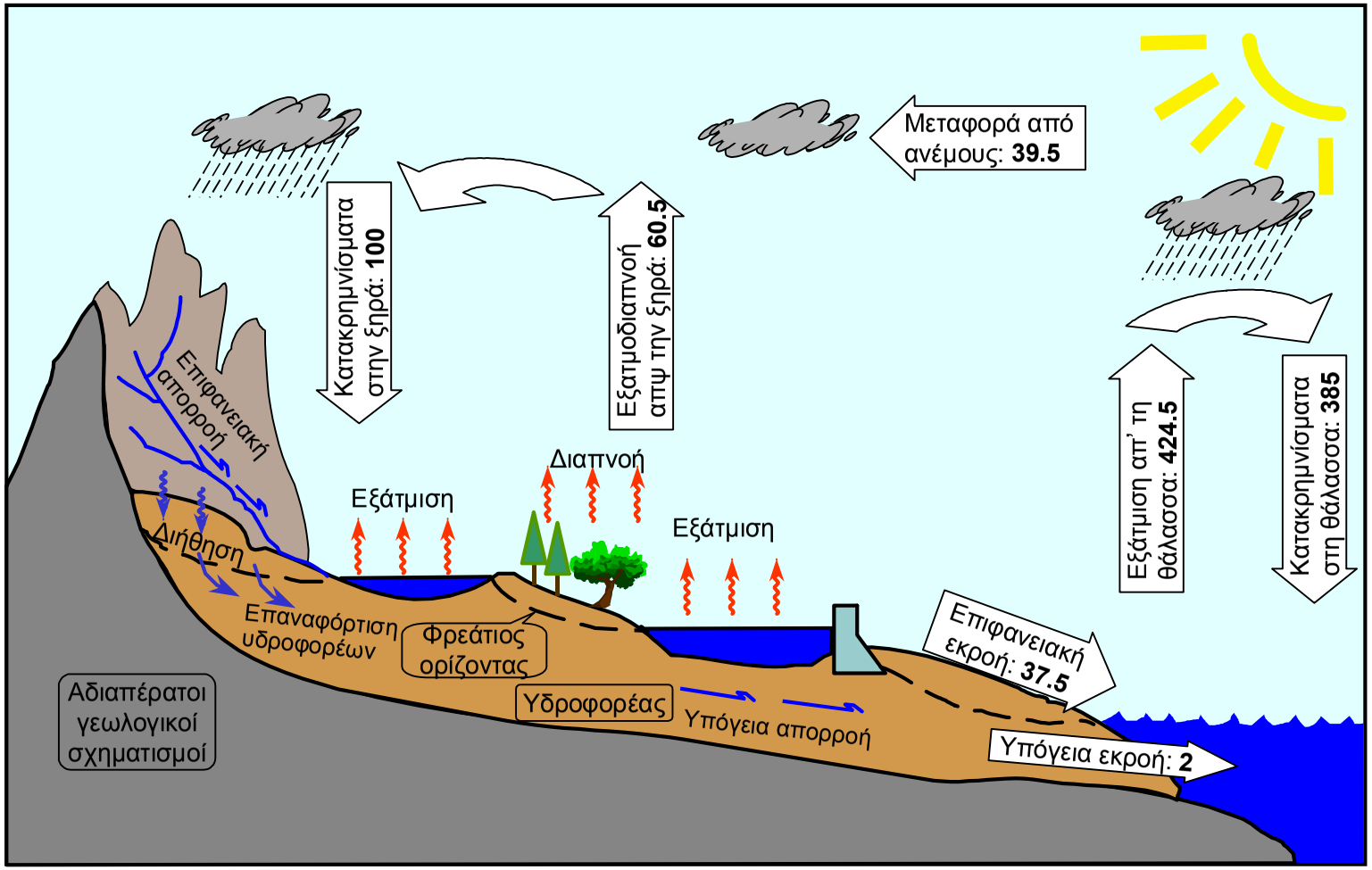
Αυτή η αχανής και αέναη "ατμομηχανή" του νερού τροφοδοτείται ενεργειακά από την ηλιακή ενέργεια (βλ. εδάφιο 1.6.4) και οδηγείται από τη βαρύτητα.

Στα επόμενα κεφάλαια θα δούμε αναλυτικά όλες τις επί μέρους φυσικές διεργασίες που σχηματίζουν τον υδρολογικό κύκλο. Όπως είδαμε προηγουμένως, η τεχνική υδρολογία ενδιαφέρεται πρωτίστως για την *επιφανειακή απορροή*, αφού αυτή δίνει τους σημαντικότερους υδατικούς πόρους, αλλά και δημιουργεί τους υδρολογικούς κινδύνους. Αλλά και η *υπόγεια απορροή* συνδέεται με την αξιοποίηση των υδατικών πόρων και αποτελεί σημαντικό αντικείμενο της τεχνικής υδρολογίας. Εξ άλλου, τα χερσαία *ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα* συνδέονται με την επιφανειακή και υπόγεια απορροή με τη μορφή του αιτίου - αποτελέσματος. Τέλος η χερσαία *εξάτμιση* και η *διαπνοή*, οι οποίες αποδίδονται με το συγχωνευτικό όρο *εξατμοδιαπνοή*, αποτελούν τις αναγκαστικές *υδρολογικές απώλειες*, δηλαδή το τμήμα εκείνο των κατακρημνισμάτων που δεν απορρέει και επομένως δεν είναι διαθέσιμο για εκμετάλλευση. Έτσι, η απορροή (επιφανειακή και υπόγεια), οι κατακρημνίσεις και η εξατμοδιαπνοή αποτελούν τις πιο χαρακτηριστικές διεργασίες του υδρολογικού κύκλου και τα μεγέθη τους ποσοτικοποιούν την εικόνα των υδατικών πόρων μιας περιοχής σε μια πρώτη μακροσκοπική προσέγγιση και σε αδρή χρονική κλίμακα. Σε λεπτομερέστερη προσέγγιση ή χρονική κλίμακα, υπεισέρχονται και οι υπόλοιπες διεργασίες του υδρολογικού κύκλου που αναφέρθηκαν πιο πάνω.

1.6.2 Ποσοτική έκφραση των συνιστωσών του υδρολογικού κύκλου

Οι κύριες μεταβλητές της υδρολογίας διακρίνονται σε:

- *αποθηκεύσεις* ή *αποθέματα* νερού στα *υδάτινα σώματα*, δηλαδή τις χερσαίες επιφανειακές εμφανίσεις νερού (π.χ. ποτάμια, φυσικές λίμνες, τεχνητοί ταμιευτήρες), τους υπεδάφιους ταμιευτήρες νερού και τις θάλασσες, και



Σχ. 1.3 Σχηματική παράσταση του υδρολογικού κύκλου και του μέσου ετήσιου υδατικού ισοζυγίου της Γης. Οι μέσες ετήσιες διακινήσεις νερού έχουν εκφραστεί ως ποσοστό (%) επί της ετήσιας ποσότητας των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στο χερσαίο τμήμα της Γης. Μία ποσοστιαία μονάδα αντιστοιχεί σε 1190 km^3/έτος. Τα δεδομένα προέρχονται από τους Shiklomanov and Sokolov (1983) και Dingman (1994).

- *διακινήσεις* νερού από ένα υδάτινο σώμα (ή και την ατμόσφαιρα) σε ένα άλλο.

Κατά τη μελέτη των συνιστωσών του υδρολογικού κύκλου ενδιαφέρουν κατ' αρχήν οι μάζες των αποθηκεύσεων ή διακινήσεων, ενώ στην ποσοτική περιγραφή υπεισέρχεται πάντα και ο χρόνος, λόγω της χρονικής μεταβλητότητας των φαινομένων. Ωστόσο, αντί της μάζας χρησιμοποιείται κατά κανόνα ως βασική μεταβλητή ο όγκος νερού, αφού γίνει πάντα αναγωγή σε υγρή φάση. Για τη μετατροπή της μάζας σε όγκο, το νερό θεωρείται ασυμπίεστο* με πυκνότητα 1000 kg/m^3.

Στις μεταβλητές που εκφράζουν αποθήκευση νερού, η ποσοτική έκφραση γίνεται με βάση τον αποθηκευμένο όγκο. Ένδειξη του μεγέθους της αποθήκευσης δίνει συχνά και κάποια χαρακτηριστική στάθμη (π.χ. στάθμη λίμνης). Οι μεταβολές αποθήκευσης εκφράζονται είτε ως διαφορές όγκων σε ένα δεδομένο χρονικό διάστημα, είτε ως ρυθμοί μεταβολής όγκου στη μονάδα του χρόνου, οπότε και έχουν διαστάσεις παροχής.

Στις μεταβλητές που εκφράζουν διακινήσεις, η ποσοτική έκφραση γίνεται με βάση τα ακόλουθα τέσσερα μεγέθη:

- τον *όγκο* που διακινήθηκε σε ένα δεδομένο χρονικό διάστημα (π.χ. όγκος κατακρημνισμάτων 100 hm^3 † σε μια περιοχή για ένα έτος)·
- την *παροχή*, δηλαδή το ρυθμό διακίνησης στη μονάδα του χρόνου (π.χ. παροχή ποταμού 5 m^3/s σε μια διατομή για μια δεδομένη στιγμή)·
- το *ισοδύναμο* (ή *ανηγμένο*) *ύψος*, το οποίο προκύπτει αν διαιρεθεί ο όγκος που διακινήθηκε σε ένα δεδομένο χρόνο με την οριζόντια επιφάνεια της έκτασης, στην οποία αναφέρεται η διακίνηση (π.χ. ύψος κατακρημνισμάτων — ή και ύψος βροχής, όπως λέγεται συχνότερα — 800 mm σε μια περιοχή για ένα έτος)·
- την *ένταση*, δηλαδή το ρυθμό μεταβολής του ύψους στη μονάδα του χρόνου (π.χ. ένταση βροχής 10 mm/h).

---

* Σε μερικά προβήματα υπόγειων ροών είναι απαραίτητο να θεωρείται το νερό ως συμπιεστό (βλ. κεφάλαιο 6). Ωστόσο, αυτό δεν επηρεάζει στην πράξη την ποσοτική έκφραση του νερού σε μονάδες όγκου.

† Υπενθυμίζεται ότι το κυβικό εκατόμετρο (hm^3), το οποίο αποτελεί τη συχνότερα χρησιμοποιούμενη μονάδα όγκου στην τεχνική υδρολογία, είναι ίσο με 10^6 m^3.

Η μετατροπή από ένα τύπο έκφρασης σε ένα άλλο είναι πολύ απλή, όπως φαίνεται στην Εφαρμογή που ακολουθεί. Επισημαίνεται ότι το ύψος και η ένταση μπορεί να αναφέρονται είτε σε μια δεδομένη επιφάνεια, είτε σε ένα σημείο (όταν η επιφάνεια τείνει στο μηδέν). Αντίστοιχα, η παροχή και η ένταση, μπορεί να είναι είτε χρονικά μέσες τιμές για μια δεδομένη διάρκεια, είτε στιγμιαίες τιμές (όταν η διάρκεια τείνει στο μηδέν).

Η εφαρμογή της εξίσωσης διατήρησης της μάζας σε ένα δεδομένο (με καθορισμένα γεωμετρικά όρια) όγκο αναφοράς οδηγεί στη λεγόμενη *εξίσωση υδατικού ισοζυγίου*, σύμφωνα με την οποία, σε οποιοδήποτε χρονικό διάστημα, το αλγεβρικό άθροισμα των διακινήσεων και των διαφορών αποθήκευσης στον όγκο αναφοράς είναι ίσο με μηδέν. Σε επόμενα κεφάλαια θα δούμε ειδικότερες εκφράσεις της εξίσωσης ισοζυγίου, ενώ μια πρώτη επαφή με αυτή δίνεται στην Εφαρμογή 1.6.2.

Εφαρμογή 1.6.2

Λίμνη έκτασης 5 km^2 τροφοδοτείται από τα επιφανειακά νερά συνολικής εδαφικής έκτασης 42 km^2. Η υπόγεια τροφοδοσία της λίμνης είναι αμελητέα, αλλά υπάρχουν σημαντικές υπόγειες διαφυγές μέσω καταβοθρών στις όχθες της λίμνης. Αν η μέση ετήσια βροχόπτωση στη λίμνη είναι 640 mm, η μέση ετήσια εξάτμιση είναι 1310 mm και η μέση υπερετήσια παροχή τροφοδοσίας της λίμνης από επιφανειακά νερά είναι 0.25 m^3/s να εκτιμηθούν (α) οι μέσοι ετήσιοι όγκοι εισροών και εκροών από τη λίμνη (β) οι μέσοι ετήσιοι όγκοι εισροών και εκροών από την εδαφική έκταση που τροφοδοτεί τη λίμνη και τα αντίστοιχα ανηγμένα ύψη, αν θεωρηθεί ότι το μέσο ετήσιο ύψος βροχής είναι ίδιο με αυτό της λίμνης, και (γ) ο μέσος ετήσιος συντελεστής απορροής της εδαφικής έκτασης που τροφοδοτεί τη λίμνη. Να υποτεθεί ότι δεν υπάρχουν ανθρωπογενείς παρεμβάσεις για την αξιοποίηση του νερού της λίμνης.

(α) Το μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης είναι h_P = 640 mm. Ο μέσος ετήσιος όγκος νερού V_P που εισρέει στη λίμνη λόγω της βροχόπτωσης στην επιφάνειά της ($F_\lambda = 5 \times 10^6$ m^2) είναι

$$V_P = 0.640 \text{ m} \times 5 \times 10^6 \text{ m}^2 = 3.20 \times 10^6 \text{ m}^3 = 3.20 \text{ hm}^3.$$

Αντίστοιχα, ο μέσος ετήσιος όγκος νερού που εξατμίζεται (V_E) από την επιφάνεια της λίμνης είναι

$$V_E = 1.31 \text{ m} \times 5 \times 10^6 \text{ m}^2 = 6.55 \times 10^6 \text{ m}^3 = 6.55 \text{ hm}^3.$$

Ο μέσος ετήσιος όγκος απορροής (V_Q) που εισρέει στη λίμνη είναι

$$V_Q = 0.25 \times 24 \times 60 \times 60 \times 365.25 = 7.89 \times 10^6 \text{ m}^3 = 7.89 \text{ hm}^3.$$

Απομένει ο υπολογισμός του όγκου V_G που διαφεύγει υπόγεια από τη λίμνη. Στην υπερετήσια χρονική κλίμακα που εξετάζεται μπορεί να θεωρηθεί ότι (κατά μέσο όρο) δεν υπάρχει διαφορά στην αποθήκευση νερού στη λίμνη. Εξ άλλου, αφού δεν υπάρχει ανθρωπογενής αξιοποίηση (απόληψη) του νερού από τη λίμνη, η εξίσωση ισοζυγίου για τη λίμνη μπορεί να γραφεί:

$$V_P + V_Q - V_E - V_G = 0,$$

απ' όπου βρίσκουμε

$$V_G = V_P + V_Q - V_E = 3.20 + 7.89 - 6.55 = 4.54 \text{ hm}^3.$$

(β) Όπως και στη λίμνη, το μέσο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης είναι h_P = 640 mm. Έτσι, ο μέσος ετήσιος όγκος νερού που εισρέει στην εδαφική έκταση ($F_\varepsilon = 42 \times 10^6$ m^2) λόγω της βροχόπτωσης (V_P) είναι

$$V_P = 0.640 \text{ m} \times 42 \times 10^6 \text{ m}^2 = 26.88 \times 10^6 \text{ m}^3 = 26.88 \text{ hm}^3.$$

Ο μέσος ετήσιος όγκος επιφανειακής απορροής (V_Q) ταυτίζεται με τον αντίστοιχο όγκο που εισρέει στη λίμνη, δηλαδή είναι V_Q = 7.89 hm^3. Αφού η υπόγεια τροφοδοσία της λίμνης είναι ασήμαντη, μπορούμε να θεωρήσουμε ότι εξίσου ασήμαντη είναι και η υπόγεια διαφυγή από την εδαφική έκταση. Κατά συνέπεια η εξίσωση ισοζυγίου για την εδαφική έκταση γράφεται

$$V_P - V_Q - V_{\text{ET}} = 0,$$

όπου V_{ET} ο μέσος ετήσιος όγκος της πραγματικής εξατμοδιαπνοής από την έκταση. Η εξίσωση αυτή μας επιτρέπει να υπολογίσουμε τον τελευταίο αυτό όγκο:

$$V_{\text{ET}} = V_P - V_Q = 26.88 - 7.89 = 18.99 \text{ hm}^3.$$

Το ανηγμένο ισοδύναμο ύψος απορροής είναι

$$h_Q = 7.89 \times 10^6 \text{ m}^3 / 42 \times 10^6 \text{ m}^3 = 0.188 \text{ m} = 188 \text{ mm},$$

ενώ το ανηγμένο ύψος εξατμοδιαπνοής είναι

$$h_{\text{ET}} = 18.99 \times 10^6 \text{ m}^3 / 42 \times 10^6 \text{ m}^3 = 0.452 \text{ m} = 452 \text{ mm}.$$

Προφανώς ισχύει $h_P - h_R - h_{\text{ET}} = 0$.

(γ) Γενικά ο συντελεστής απορροής είναι ένα αδιάστατο μέγεθος που εκφράζει το λόγο του όγκου (ή του ύψους) απορροής προς τον όγκο (ή το ύψος) των κατακρημνισμάτων. Έτσι ο μέσος ετήσιος συντελεστής απορροής της εδαφικής έκτασης του παραδείγματός μας είναι

$$\psi = 188 / 640 = 0.294 = 29.4\%.$$

1.6.3 Το ετήσιο υδατικό ισοζύγιο της Γης

Προηγουμένως (εδάφιο 1.5 και Πίν. 1.4) είδαμε τα συνολικά μεγέθη των αποθεμάτων του νερού της Γης στις διάφορες μορφές τους. Τα μεγέθη αυτά θεωρούνται πρακτικώς στατικά, αφού στην συνήθη υδρολογική χρονική κλίμακα ελάχιστα μεταβάλλονται*. Η δυναμική εικόνα της κυκλοφορίας του νερού στην υδρόγειο αναδύεται από τις ποσότητες των διακινήσεων του νερού ανάμεσα στις διάφορες μορφές (σε μέση ετήσια βάση), οι οποίες δίνονται σε απόλυτα μεγέθη στον Πίν. 1.5 και πιο παραστατικά, σε σχετικά μεγέθη, στο Σχ. 1.3. Άλλωστε, οι διακινήσεις (και όχι τα αποθέματα) δίνουν και την εικόνα των υδατικών πόρων της Γης (ή και μιας συγκεκριμένης περιοχής), αφού οι υδατικοί πόροι είναι από τη φύση τους *ανανεώσιμοι* και όχι *αποθεματικοί* (σε αντίθεση π.χ. με τους ορυκτούς πόρους)†.

Τα πιο χαρακτηριστικά στοιχεία που παρατηρούμε μελετώντας τον Πίν. 1.5 και το Σχ. 1.3 είναι ότι (α) το χερσαίο τμήμα της Γης τροφοδοτείται από το θαλάσσιο, μέσω των μηχανισμών της εξάτμισης και της μεταφοράς από τους ανέμους, με υδρατμούς (δηλαδή νερό σε καθαρή μορφή) που φτάνουν στο 39.5% των χερσαίων κατακρημνισμάτων (το υπόλοιπο 60.5% των χερσαίων κατακρημνισμάτων προέρχεται από τη χερσαία εξατμοδιαπνοή)· (β) η ίδια ποσότητα (39.5%) οδηγείται μέσω της επιφανειακής και υπόγειας απορροής από την ξηρά στη θάλασσα, για να κλείσει έτσι ο υδρολογικός κύκλος και το υδατικό ισοζύγιο της υδρογείου· (γ) από τη συνολική απορροή, η οποία αποτελεί και την οροφή του εκμεταλλεύσιμου υδατικού δυναμικού, τη μερίδα του λέοντος παίρνει η επιφανειακή απορροή (η επιφανειακή εκροή στη θάλασσα είναι περίπου 20 φορές μεγαλύτερη από την υπόγεια εκροή).

---

* Βέβαια σε γεωλογική χρονική κλίμακα υπάρχουν αξιόλογες μεταβολές· έτσι, στις εποχές των παγετώνων αυξάνεται η ποσότητα του νερού στους παγετώνες και μειώνεται η ποσότητα στους ωκεανούς.

† Τα μεγάλα υπόγεια υδατικά αποθέματα στη συνήθη υδρολογική κλίμακα μπορούν να θεωρηθούν σε ένα βαθμό ως αποθεματικοί πόροι, αφού ο μέσος χρόνος παραμονής τους μπορεί να είναι της τάξης των χιλιετιών (βλ κεφάλαιο 6). Και πάλι όμως, η ορθολογική διαχείριση των υπόγειων υδατικών πόρων επιβάλλει την εκμετάλλευση μόνο ενός μικρού μέρους τους, το οποίο μπορεί να ανανεώνεται σε χρονική κλίμακα π.χ. ετήσια ή λίγων ετών.

Πίν. 1.5 Οι μέσες ετήσιες φυσικές διακινήσεις του νερού της Γης.[α]

Επιφάνεια αναφοράς	Έκταση, 10^9 km^2	Διακίνηση	Μέσος ετήσιος όγκος, 10^3 km^3	Μέσο ετήσιο ύψος, mm	Μέση παροχή, km^3/s	Ποσοστό επί των κατακρημνισμάτων, %
Σύνολο επιφάνειας Γης	510.0	Κατακρημνίσματα = Εξατμοδιαπνοή	577	1131	18.28	100.0
Ωκεανοί	361.1	Κατακρημνίσματα	458	1268	14.51	100.0
		Εξάτμιση	505	1399	16.00	110.3
Ξηρά	148.9	Κατακρημνίσματα	119	799	3.77	100.0
		Εξατμοδιαπνοή	72	484	2.28	60.5
		Συνολική απορροή	47	316	1.49	39.5
		Επιφανειακή συνιστώσα απορροής[β]	44.7	300	1.42	37.6
		Υπόγεια συνιστώσα απορροής[β]	2.3	16	0.07	1.9

[α] Τα δεδομένα προέρχονται από τους Shiklomanov and Sokolov (1983) και Dingman (1994).

[β] Η επιφανειακή και η υπόγεια συνιστώσα απορροής αναφέρονται στην έξοδο προς τη θάλασσα.

Το μεγαλύτερο μέρος της επιφανειακής απορροής εκρέει στη θάλασσα από τους μεγάλους ποταμούς της Γης. Παρατηρούμε στον Πίν. 1.6, όπου είναι καταχωρημένα τα χαρακτηριστικά των 16 μεγαλύτερων ως προς την παροχή ποταμών της Γης, ότι αυτοί οι 16 ποταμοί είναι φορείς του 33.8% της συνολικής μέσης ετήσιας επιφανειακής απορροής της υδρογείου (εκροή 15 100 km^3 από τα συνολικά 44 700 km^3· μόνο ο Αμαζόνιος μεταφέρει το 13.4%).

Πίν. 1.6 Οι 16 μεγαλύτεροι ως προς την παροχή ποταμοί της Γης.[α]

Ποταμός	Ήπειρος	Έκταση[β], 10^3 km^2	Μήκος, km	Μέση παροχή, m^3/s	Μέσος ετήσιος όγκος απορροής, km^3	Μέσο ετήσιο ύψος απορροής, mm	Συντελεστής απορροής
1. Amazon	N. Αμ.	**7180**	**6275**[γ]	**190 000**	**6000**	835	0.47
2. Congo	Αφρική	3822	4666	42 000	1330	340	0.25
3. Yangtzekiang	Ασία	1970	4987	35 000	1100	560	0.50
4. Orinoco	N. Αμ.	1086	2574	29 000	915	845	0.46
5. Brahmaputra	Ασία	589		20 000	630	**1070**	**0.65**
6. La Plata	N. Αμ.	2650	3942	19 500	615	235	0.20
7. Yenesei	Ασία	2599	5712	17 800	565	215	0.42
8. Mississippi	Β. Αμ.	3224	6262	17 700	560	175	0.21
9. Lena	Ασία	2430	4602	16 300	515	210	0.46
10. Mekong	Ασία	795	4183	15 900	500	630	0.43
11. Ganges	Ασία	1073		15 500	490	455	0.42
12. Irrawaddy	Ασία	431		14 000	440	1020	0.60
13. Ob	Ασία	2950	4505	12 500	395	135	0.24
14. Siking	Ασία	435		11 500	365	840	
15. Amur	Ασία	1843	4666	11 000	350	190	0.32
16. St. Lawrence	Β. Αμ.	1030	3459	10 400	330	310	0.33
Σύνολο ή μέση τιμή		34 107		478 100	15 100	504	0.40
Αχελώος[δ]		4.9	220	147	4.3	951	0.60

[α] Τα δεδομένα προέρχονται κυρίως από τον Dingman (1994, σ. 56) και συμπληρωματικά από τον Νικολάου (1975, σ. 2-16).

[β] Έκταση της λεκάνης απορροής, βλ. εδάφιο 1.7.1.

[γ] Με έντονα στοιχεία σημειώνονται τα απολύτως μεγαλύτερα μεγέθη. Ο μεγαλύτερος σε μήκος ποταμός είναι ο Νείλος (που δεν περιλαμβάνεται στον πίνακα), με μήκος 6521 km.

[δ] Ο Αχελώος έχει συμπεριληφθεί στον πίνακα για λόγους σύγκρισης. Τα δεδομένα προέρχονται από τη μελέτη των ΕΥΔΕ Αχελώου και Υδροεξυγιαντικής (1995).

Εξ αιτίας της ιδιαίτερης σημασίας των μεγάλων ποταμών της Γης (και όχι μόνο των καταχωρημένων στον Πίν. 1.6) ως υδατικών πόρων, και του γεγονότος ότι πολλοί απ' αυτούς διασχίζουν περισσότερες από μία χώρες (*διακρατικοί* ποταμοί), η εκμετάλλευση και διαχείριση των υδάτων τους έχει γίνει αντικείμενο διακρατικών διενέξεων. Προβλέπεται ότι η εντεινόμενη εκμετάλλευση των υδατικών πόρων για την κάλυψη των διαρκώς αυξανόμενων υδατικών αναγκών θα οξύνει στο μέλλον τα προβλήματα αυτού του είδους.*

Για λόγους σύγκρισης έχει καταχωρηθεί στον Πίν. 1.6 και ο Αχελώος, ο μεγαλύτερος σε παροχή από τους μη διακρατικούς ποταμούς της Ελλάδας. Παρατηρούμε ότι η παροχή του δεν φτάνει ούτε στο 0.5% της μέσης τιμής των παροχών των 16 μεγαλύτερων ποταμών της Γης (αυτό είναι αποτέλεσμα της μικρής, σχετικά με τους μεγάλους ποταμούς, έκτασής του). Ωστόσο, τηρουμένων των αναλογιών, ο Αχελώος δεν παύει να αποτελεί ένα ιδιαίτερα σημαντικό υδατικό πόρο για την Ελλάδα. Είναι μάλιστα αξιοσημείωτο το μεγάλο ύψος απορροής και ο μεγάλος συντελεστής απορροής του που συγκρίνονται με αυτά των μεγαλύτερων ποταμών της Γης.

1.6.4 Το ενεργειακό ισοζύγιο της Γης

Όπως προαναφέραμε, ο υδρολογικός κύκλος τροφοδοτείται ενεργειακά από την ηλιακή ενέργεια. Στο Σχ. 1.4 δίνονται παραστατικά οι διακινήσεις ενέργειας στη Γη. Από τις 100 ενεργειακές μονάδες ηλιακής ακτινοβολίας που εισρέουν στο ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας της Γης, οι 30 ανακλώνται από την ατμόσφαιρα, τα σύννεφα και την επιφάνεια, οι 19 απορροφώνται από την ατμόσφαιρα και κυρίως από το όζον (O_3)† της

---

* Είναι χαρακτηριστικός ο ακραίος ίσως, αλλά ενδεικτικός του προβλήματος, ισχυρισμός οικονομολόγων, ότι ο επόμενος παγκόσμιος πόλεμος θα γίνει για τον έλεγχο των υδατικών πόρων.

† Η απορρόφηση του όζοντος αφορά επιλεκτικά στην υπεριώδη ακτινοβολία, η οποία είναι καταστροφική για τη ζωή. Έτσι το όζον είναι η απαραίτητη ασπίδα για τη διατήρηση της ζωής στο χερσαίο τμήμα της Γης. Είναι γνωστό ότι οι εκπομπές χλωροφθορανθράκων (CFC), αποτέλεσμα διάφορων τεχνολογικών δραστηριοτήτων, έχουν συνέπεια τη μείωση της συγκέντρωσης του στρατοσφαιρικού όζοντος (*τρύπα του όζοντος*, κυρίως πάνω απ' την Ανταρκτική) που αποτελεί μείζονα κίνδυνο για τα οικοσυστήματα του πλανήτη και τον άνθρωπο.

στρατόσφαιρας*, και τους υδρατμούς, τα σύννεφα και τη σκόνη της τροπόσφαιρας. Οι υπόλοιπες 51 μονάδες απορροφώνται από την ξηρά και τη θάλασσα.

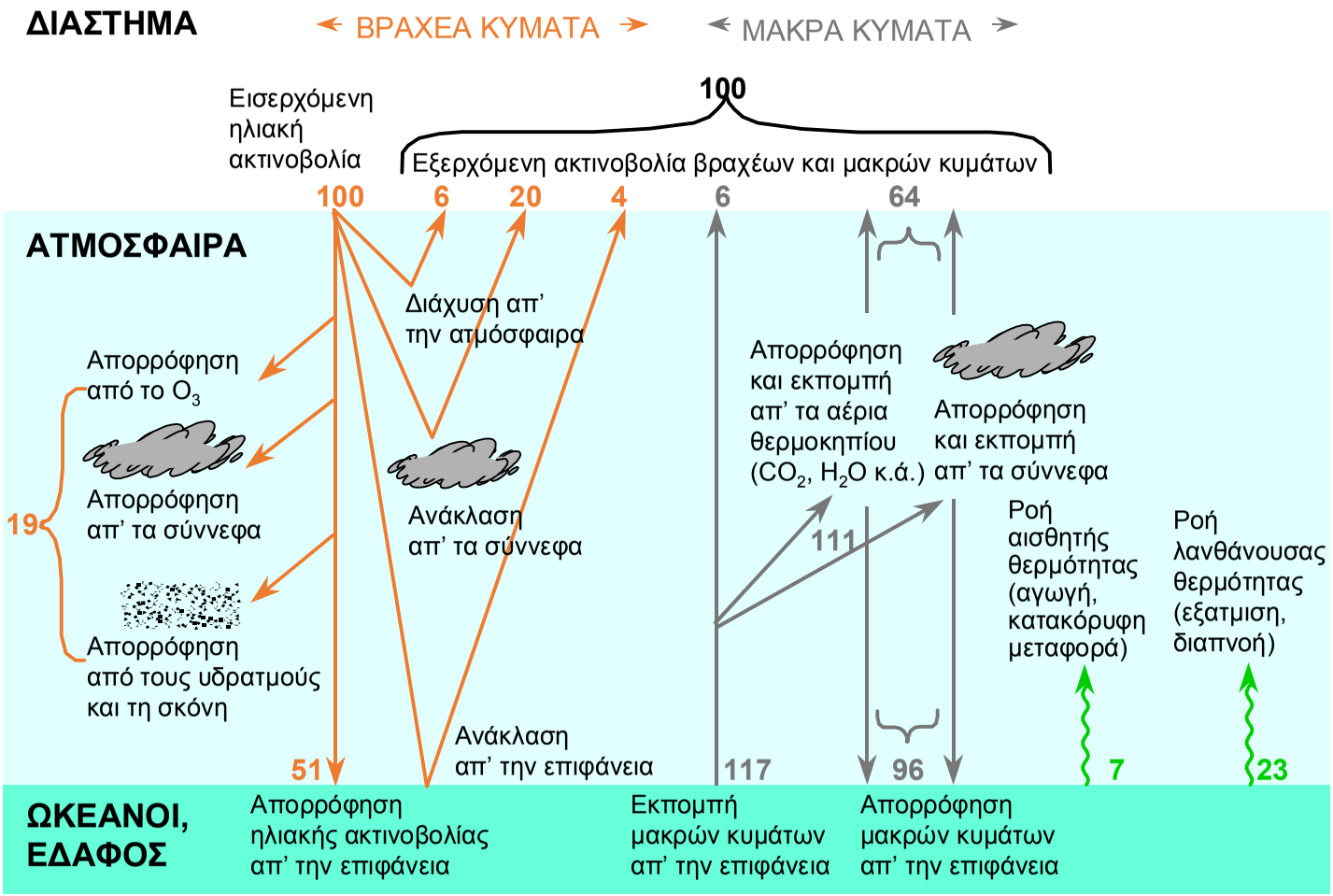
Εξ άλλου, η Γη (όπως και οποιοδήποτε σώμα με θερμοκρασία μεγαλύτερη από το απόλυτο μηδέν) εκπέμπει θερμική ακτινοβολία κατά τη διάρκεια και της ημέρας και της νύχτας. Για τη μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης (περίπου 15°C), η εκπεμπόμενη ακτινοβολία είναι υπέρυθρη και φτάνει τις 117 ενεργειακές μονάδες, δηλαδή είναι μεγαλύτερη κατά 17% από την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην ατμόσφαιρα και υπερδιπλάσια από την ηλιακή ενέργεια που φτάνει στην επιφάνεια της Γης. Όμως, η ατμόσφαιρα αφήνει να περάσουν μέσω αυτής μόνο οι 6 μονάδες. Οι υπόλοιπες 111 μονάδες απορροφώνται από τα λεγόμενα *αέρια θερμοκηπίου*, δηλαδή τους υδρατμούς και το διοξείδιο του άνθρακα, και τα σύννεφα. Μεγάλο μέρος αυτής της ενέργειας (96 μονάδες) επανεκπέμπεται προς την επιφάνεια της Γης, προκαλώντας έτσι το γνωστό φαινόμενο θερμοκηπίου.† Άλλες 64 μονάδες εκπέμπονται προς το διάστημα.

Από το άθροισμα των παραπάνω μεγεθών προκύπτει ότι υπάρχει καθαρή απορρόφηση ή "κέρδος" 30 ενεργειακών μονάδων από την επιφάνεια της Γης. Αυτές οι 30 μονάδες μεταφέρονται στην ατμόσφαιρα με άλλους μηχανισμούς, εκτός της ακτινοβολίας. Συγκεκριμένα, 7 μονάδες μεταφέρονται στον αέρα με τους μηχανισμούς της αγωγής θερμότητας (λόγω επαφής με την επιφάνεια της Γης) και κατακόρυφης μεταφοράς (λόγω ανοδικών ρευμάτων αέρα). Οι υπόλοιπες 23 μονάδες δαπανώνται για την εξάτμιση του νερού και ανακτώνται στην ατμόσφαιρα με τη συμπύκνωση των υδρατμών. Αυτές οι τελευταίες ενεργειακές μονάδες είναι η κινητήρια δύναμη του υδρολογικού κύκλου.

---

* Είναι γνωστό ότι το κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας (μέχρι τα 11 km περίπου), μέσα στο οποίο πραγματοποιούνται όλα τα καιρικά φαινόμενα, ονομάζεται *τροπόσφαιρα*, ενώ τα ανώτερα στρώματα είναι κατά σειρά η *στρατόσφαιρα* (μέχρι περίπου 49 km), η *μεσόσφαιρα* (μέχρι περίπου 86 km) και η *θερμόσφαιρα* (μέχρι περίπου 500 km από την επιφάνεια της Γης).

† Χωρίς το φαινόμενο θερμοκηπίου, δηλαδή χωρίς την παρουσία H_2O και CO_2 στην ατμόσφαιρα, η μέση θερμοκρασία της Γης υπολογίζεται ότι θα ήταν −18°C (Ahrens, 1993, σ. 36). Στην εποχή μας, η αύξηση της συγκέντρωσης CO_2 στην ατμόσφαιρα επιτείνει το φυσικό φαινόμενο θερμοκηπίου και αναμένεται να επηρεάσει το κλίμα του πλανήτη (βλ. και ενότητα 1.4).



Σχ. 1.4 Σχηματική παράσταση του μέσου ετήσιου ενεργειακού ισοζυγίου της Γης. Οι ετήσιες διακινήσεις ενέργειας έχουν εκφραστεί ως ποσοστό (%) επί της ηλιακής ακτινοβολίας που εισέρχεται στην ατμόσφαιρα της Γης. Μία ποσοστιαία μονάδα αντιστοιχεί σε 55 ZJ/έτος (= 55×10^{21} J/έτος = 1.74×10^{15} W = 1.53×10^{10} GWh/έτος). Τα ενεργειακά μεγέθη έχουν ληφθεί από τον Ahrens (1993, σσ. 38-41).

Από τα παραπάνω δεδομένα προκύπτει ότι υπάρχει ισοζύγιο στις διακινήσεις ενέργειας σε όλα τα επίπεδα. Έτσι στην επιφάνεια της Γης εισέρχεται ενέργεια 147 μονάδων και εξέρχεται η ίδια ακριβώς ποσότητα ενέργειας. Στην ατμόσφαιρα προσλαμβάνεται ενέργεια 160 μονάδων και χάνεται ενέργεια 160, επίσης, μονάδων. Τέλος, στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας εισέρχεται ηλιακή ακτινοβολία 100 μονάδων και εξέρχεται ηλιακή και υπέρυθρη ακτινοβολία 100 μονάδων.

Είναι λοιπόν φανερό από τα παραπάνω ότι η Γη δεν κερδίζει ενέργεια από τον Ήλιο (αντίθετα με την καθιερωμένη αντίληψη). Στην πραγματικότητα, το κέρδος της Γης αφορά στην *εντροπία*: η ηλιακή ακτινοβολία είναι χαμηλότερης εντροπίας από την υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπει η Γη.* Η δράση της ηλιακής ακτινοβολίας προκαλεί θερμοκρασιακή ανισοκατανομή που ευθύνεται για όλα τα φαινόμενα της ατμόσφαιρας. Τέλος, η ηλιακή ακτινοβολία συντηρεί τη σχετικά μεγάλη (288 K) θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης: αν δεν υπήρχε, τότε η θερμοκρασία της Γης θα έτεινε προς το απόλυτο μηδέν (ώστε να υπάρχει και πάλι ισοζύγιο ενέργειας εκπομπής και πρόσληψης).

1.7 Οι χωρικές και χρονικές κλίμακες της υδρολογίας

Στη μελέτη των υδρολογικών φαινομένων θα ήταν κατ' αρχήν επιθυμητή η γνώση των κάθε τύπου υδρολογικών μεταβλητών *σε συνεχή χώρο και χρόνο*, δηλαδή σε κάθε σημείο της επιφάνειας της Γης και σε κάθε χρονική στιγμή. Είναι ασφαλώς ευνόητο ότι η εξαιρετική πολυπλοκότητα των υδρολογικών φαινομένων, και η αχανής έκταση και το βάθος χρόνου που αυτά εξελίσσονται καθιστά αδύνατη αυτού του είδους την προσέγγιση. Έτσι κάθε φαινόμενο μελετάται σε μια (επιλεγμένη κατά περί-

---

* Επειδή τα φωτόνια του ηλιακού φωτός έχουν μεγαλύτερη συχνότητα από αυτά της υπέρυθρης γήινης ακτινοβολίας, έχουν και μεγαλύτερη ενέργεια. Για ίση ποσότητα ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας, τα φωτόνια της δεύτερης θα είναι πολύ περισσότερα. Έτσι, η ενέργεια που εκπέμπεται από τη Γη κατανέμεται σε πολύ περισσότερους βαθμούς ελευθερίας από εκείνους που έχει η ενέργεια που προσλαμβάνεται από τον ήλιο. Αυτό δείχνει ότι η εντροπία του συνόλου των γήινων φωτονίων είναι κατά πολύ αυξημένη σε σχέση με αυτή των ηλιακών που εισέρχονται στη Γη. Μια αναλυτική και ενδιαφέρουσα ανάλυση του θέματος αυτού κάνει ο Penrose (1991).

πτωση από τις ανάγκες) χαρακτηριστική *χωρική και χρονική κλίμακα*, στην οποία εξελίσσεται. Η εισαγωγή της κλίμακας υπονοεί (α) την απομόνωση μιας ορισμένης γεωγραφικής περιοχής και μιας ορισμένης χρονικής περιόδου, όπου μελετάται το κάθε φαινόμενο, και (β) την κατάλληλη διακριτοποίηση του (συνεχούς) χώρου και του χρόνου.

1.7.1 Χωρική κλίμακα

Η πιο χαρακτηριστική χωρική κλίμακα της υδρολογίας (και κυρίως της τεχνικής υδρολογίας) είναι η κλίμακα της *λεκάνης απορροής* (ή *υδρολογικής λεκάνης*). Η λεκάνη απορροής στη συγκεκριμένη διατομή Α ενός υδατορεύματος (συνήθως φυσικού, όπως ποταμού ή χειμάρρου, αλλά και τεχνητού, όπως συλλεκτήρα ομβρίων ή αντιπλημμυρικής τάφρου) εκείνη και μόνο η γεωγραφική περιοχή S_A που τα νερά της συνεισφέρουν στην απορροή που περνά από τη δεδομένη διατομή Α του υδατορεύματος (βλ. και Dingman, 1994, σ. 14).* Το όριο της λεκάνης απορροής ορίζεται από την γεωμορφολογία της περιοχής (υψομετρικές καμπύλες, ποτάμιο ή, όπως αλλιώς λέγεται, *υδρογραφικό δίκτυο*)† και ονομάζεται *υδροκρίτης*.‡ Είναι προφανές ότι δεν υπάρχει μια μοναδική λεκάνη απορροής για ένα υδατόρευμα, αλλά για κάθε σημείο του ορίζεται και η αντίστοιχη λεκάνη απορροής.

Από τον παραπάνω ορισμό προκύπτει σαφώς ότι η έκταση της λεκάνης απορροής δεν ορίζει μια σταθερή, ούτε ως τάξη μεγέθους, χωρική κλίμακα, αφού κυμαίνεται από π.χ. 1 km^2 ή και λιγότερο (για ένα μικρό υδατόρευμα, ή ακόμη και για μεγάλο υδατόρευμα αλλά σε μια διατομή αναφοράς κοντά στο ανάντη όριο του) μέχρι 7.16×10^6 km^2 (για τον Αμαζόνιο στην εκβολή του). Ωστόσο, η απομόνωση μιας λεκάνης απορροής ως περιοχής μελέτης των υδρολογικών διεργασιών έχει προφανή πλεονεκτήματα, δεδομένου ότι η βασική υδρολογική διεργασία της απορροής είναι σε μεγάλο βαθμό ανεξάρτητη από τις υδρολογικές διεργασίες σε άλλες γειτονικές λεκάνες, ενώ συχνά (για όχι εξαιρετικά

---

* Αν δεν μνημονεύεται η διατομή Α, τότε συνήθως υπονοείται η διατομή όπου το υδατόρευμα εκβάλλει στον αποδέκτη του.

† Σε μερικές περιπτώσεις το όριο της λεκάνης εξαρτάται και από τη γεωλογία της περιοχής (βλ. Wilson, 1990, σ. 112).

‡ Για τον τρόπο χάραξης του υδροκρίτη βλ. κεφάλαιο 5.

μεγάλα μεγέθη λεκανών) υπάρχει και σχετική κλιματική ομογένεια στο εσωτερικό της λεκάνης απορροής.

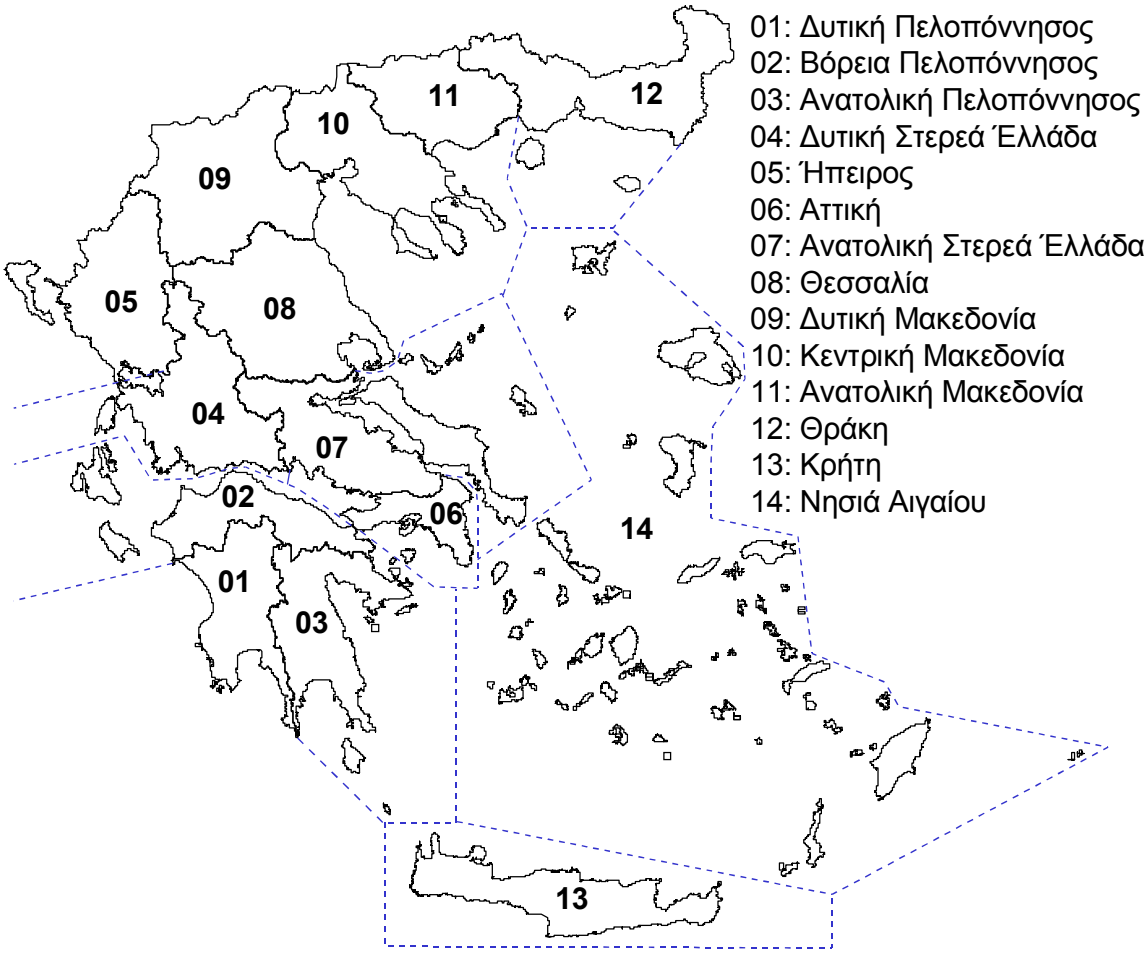
Για μεγάλα μεγέθη λεκανών, ή για προβλήματα στα οποία ενδιαφέρει η λεπτομέρεια στη γεωγραφική μεταβλητότητα των υδρολογικών διεργασιών, η λεκάνη απορροής χωρίζεται σε επί μέρους τμήματα. Αυτό γίνεται κατά κανόνα με τη χάραξη *υπολεκανών*, δηλαδή λεκανών απορροής σε χαρακτηριστικές διατομές του υδατορεύματος ανάντη της διατομής αναφοράς. Μπορεί ακόμη να γίνεται διαμερισμός της λεκάνης σε *κύτταρα* (cells) κανονικού γεωμετρικού σχήματος, συνήθως τετραγωνικού, τα οποία προκύπτουν από την εφαρμογή ενός *καννάβου* (grid) ή *πλέγματος* (lattice) δεδομένης ισοδιάστασης. Οι τρεις διαφορετικές προσεγγίσεις μιας λεκάνης, είτε ως μιας αδιαμέριστης ολότητας, είτε ως ενός αθροίσματος υπολεκανών, είτε ως μιας διαμερισμένης σε πολλά μικρά κύτταρα, είναι γνωστές στην υδρολογική βιβλιογραφία ως *αδιαμέριστη* (lumped), *ημικατανεμημένη* (semidistributed) και *κατανεμημένη* (distributed) προσέγγιση, αντίστοιχα.

Στις συνήθεις περιπτώσεις της πράξης που παρουσιάζουν επιχειρησιακό ενδιαφέρον, οι λεκάνες απορροής έχουν μεγέθη της τάξης των δεκάδων έως χιλιάδων km^2. Ωστόσο, σε ερευνητικές μελέτες, οι οποίες αποσκοπούν κυρίως στην κατανόηση των φυσικών μηχανισμών που συνδέονται με τις υδρολογικές διεργασίες, η λεπτομερής παρατήρηση και μέτρηση γίνεται σε μικρά μεγέθη λεκανών (ενδεχομένως και κάτω από 1 km^2), τις λεγόμενες *πειραματικές λεκάνες*. Τέλος, αρκετές φορές η παρατήρηση ενός φαινομένου ή η μέτρησή του γίνεται σε μια πολύ μικρή επιφάνεια που πρακτικώς αντιπροσωπεύεται από ένα σημείο, οπότε μιλάμε για *σημειακή* παρατήρηση ή μέτρηση.

Απ' την άλλη μεριά, σε αρκετές περιπτώσεις είναι απαραίτητη η μελέτη υδρολογικών ποσοτήτων (π.χ. υδατικό δυναμικό) σε σύνολα γειτονικών υδρολογικών λεκανών με σχετική κλιματική ομογένεια. Στην περίπτωση αυτή μιλούμε για κλίμακα *περιοχής* (region) ή *περιοχική* (regional). Είναι σαφές ότι και η κλίμακα περιοχής είναι κατά κανόνα ευρύτερη από την κλίμακα λεκάνης απορροής και, όπως και η τελευταία δεν έχει καθορισμένες διαστάσεις.

Για το χαρακτηρισμό της χωρικής κλίμακας μελέτης χρησιμοποιούνται συχνά και οι δανεισμένοι από τη μετεωρολογία όροι *μικροκλίμακα* (microscale), *μεσοκλίμακα* (mesoscale· από λίγα χιλιόμετρα μέχρι περί-

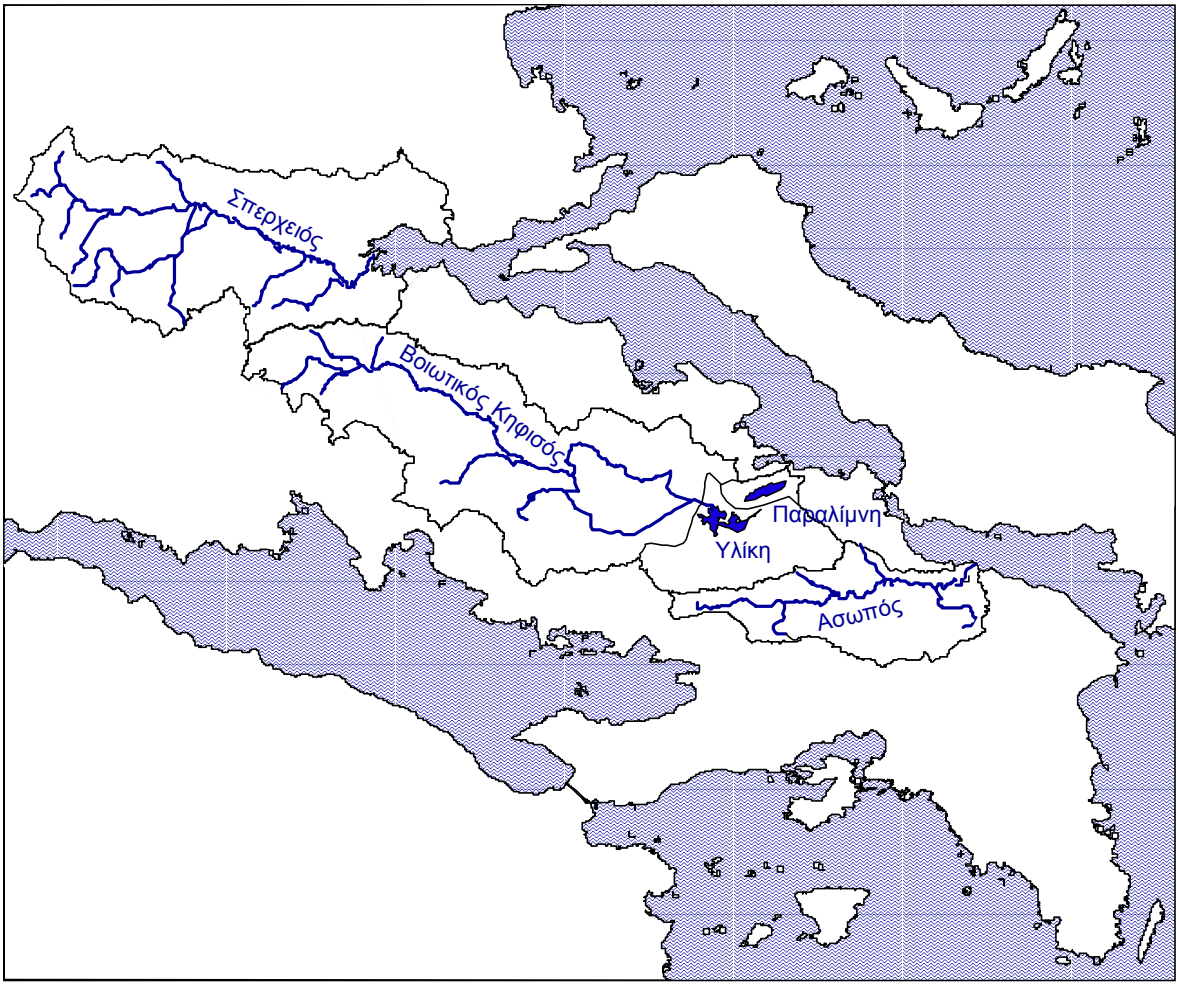
που 100 km) και *μακροκλίμακα* (macroscale· η συνήθης μετεωρολογική συνοπτική κλίμακα, που καλύπτει επιφάνειες από το μέγεθος μιας ηπείρου μέχρι τη συνολική υδρόγειο).



Σχ. 1.5 Διαμερισμός της Ελλάδας σε 14 υδατικά διαμερίσματα.

Η Ελλάδα, λόγω του πολυσχιδούς αναγλύφου της χαρακτηρίζεται από το σχηματισμό πληθώρας υδρολογικών λεκανών μικρού ή μεσαίου μεγέθους. Για το λόγο αυτό συχνά οι λεκάνες ομαδοποιούνται σε περιοχές. Με κριτήρια κλιματικής, υδρολογικής και φυσικής ομογένειας έχει θεσμοθετηθεί η υποδιαίρεση της χώρας σε 14 *υδατικά διαμερίσματα*, τα οποία απεικονίζονται στο Σχ. 1.5. Στο Σχ. 1.6 απεικονίζονται οι υδρολογικές λεκάνες των κύριων ποταμών και λιμνών ενός από τα υδατικά διαμερίσματα, του 07 (Ανατολική Στερεά Ελλάδα). Η υποδιαίρεση σε υδατικά διαμερίσματα είναι χρήσιμη ιδιαίτερα για τις μελέτες διαχείρισης υδατικών πόρων. Το κλίμα και η υδρολογική δίαιτα στο εσωτερικό κάθε υδατικού διαμερίσματος παρουσιάζει σχετική ομογένεια, ενώ σε διαφορετικά διαμερίσματα μπορεί να υπάρχουν σημαντικές διαφορές. Αξιοση-

μείωτες είναι οι διαφορές μεταξύ διαμερισμάτων της δυτικής και της ανατολικής Ελλάδας (π.χ. το μέσο ετήσιο ύψος βροχής στο διαμέρισμα της Ηπείρου είναι 1529 mm ενώ στο διαμέρισμα της Αττικής είναι 509 mm).



Σχ. 1.6 Οι υδρολογικές λεκάνες των τριών κυριότερων ποταμών (Σπερχειός, Βοιωτικός Κηφισός και Ασωπός) και των δύο λιμνών (Υλίκη, Παραλίμνη) του υδατικού διαμερίσματος Ανατολικής Στερεάς Ελλάδας (07). Είναι αξιοσημείωτο ότι η λεκάνη του Βοιωτικού Κηφισού είναι κλειστή (δεν εκβάλλει στη θάλασσα) και γι' αυτό μέχρι το τέλος του 19ου αιώνα σχηματίζονταν στην πεδινή κατάντη περιοχή της λεκάνης η αβαθής λίμνη Κωπαΐδα. Με την κατασκευή μιας σήραγγας (Σήραγγα Καρδίτσας) τα νερά του Βοιωτικού Κηφισού οδηγούνται πλέον στην Υλίκη, και όταν αυτή υπερχειλίζει, στην Παραλίμνη και από κεί στον Ευβοϊκό κόλπο. Εξ άλλου, υπάρχει και υπόγεια επικοινωνία των λεκανών Βοιωτικού Κηφισού, Υλίκης και Παραλίμνης. Έτσι, οι τρεις λεκάνες αποτελούν ένα ενιαίο σύστημα.

1.7.2 Χρονική κλίμακα

Όλες οι υδρολογικές μεταβλητές παρουσιάζουν χρονική μεταβλητότητα. Η πλήρης γνώση της χρονικής εξέλιξης μιας υδρολογικής μεταβλητής απαιτεί την παρακολούθησή της σε συνεχή χρόνο. Ωστόσο, αυτό είναι κατά κανόνα ανέφικτο, είτε λόγω των δυσχερειών υπολογιστικού χειρισμού, είτε εξαιτίας των μετρήσεων που γίνονται ασυνεχώς, δηλαδή ανά τακτά χρονικά διαστήματα (βλ. εδάφιο 1.9.1). Έτσι, οι μεταβλητές παρακολουθούνται σε διάφορες (διακριτές) χρονικές κλίμακες, ανάλογα με τη φύση του προβλήματος που αντιμετωπίζεται.

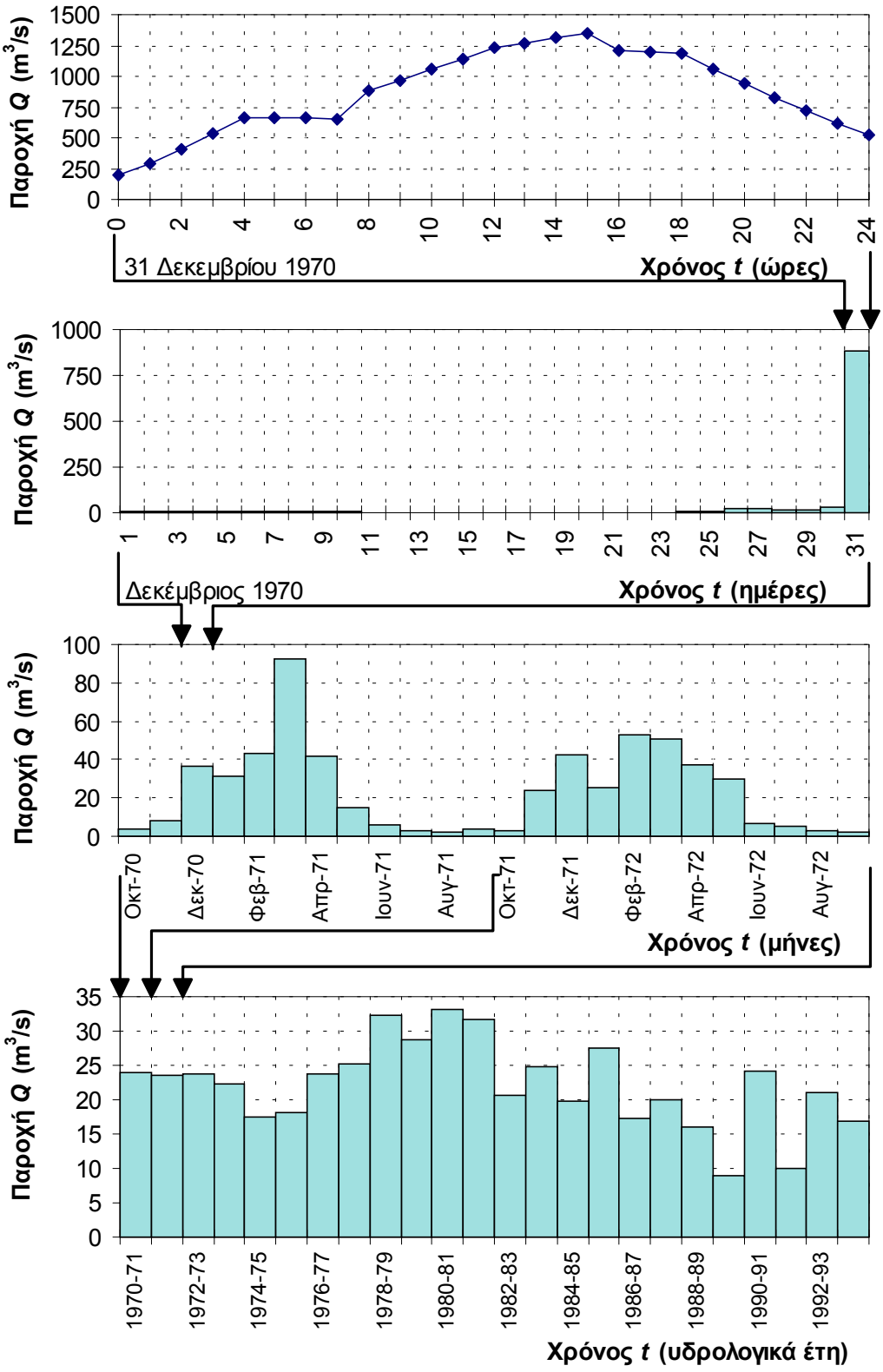
Στο Σχ. 1.7 φαίνεται η εξέλιξη της παροχής του ποταμού Ευήνου στη θέση του υδρομετρικού σταθμού Πόρος Ρηγανίου, σε ωριαία, ημερήσια, μηνιαία και ετήσια κλίμακα. Η μετάβαση από μια λεπτότερη σε μια αδρότερη κλίμακα γίνεται μέσω της εξαγωγής χρονικά μέσων τιμών.

Είναι φανερό ότι, για το συγκεκριμένο ποταμό, η ωριαία κλίμακα είναι κατάλληλη για την παρακολούθηση της εξέλιξης ενός πλημμυρικού φαινομένου (π.χ. 31 Δεκεμβρίου 1970). Στην ημερήσια κλίμακα διακρίνονται οι περίοδοι ξηρασίας και πλημμυρών, χωρίς όμως να αποτυπώνεται πλήρως η εξέλιξη των πλημμυρών. Στη μηνιαία κλίμακα χάνεται η πληροφορία σχετικά με τις πλημμύρες, αλλά γίνεται εμφανέστερη η διακύμανση των διερχόμενων ποσοτήτων νερού, και ιδίως η ετήσια περιοδικότητα της απορροής. Τέλος, στην ετήσια κλίμακα δεν διακρίνονται ούτε οι πλημμύρες, ούτε η ετήσια περιοδικότητα, αλλά εδώ είναι εμφανής η υπερετήσια διακύμανση της απορροής.

Σε μικρότερα υδατορεύματα, η ωριαία κλίμακα δεν είναι πάντα κατάλληλη για την παρακολούθηση της εξέλιξης των πλημμυρικών φαινομένων, αλλά απαιτείται λεπτότερη κλίμακα (π.χ. δεκαλέπτου). Γενικά, η χρονική κλίμακα παρακολούθησης των πλημμυρών πρέπει να είναι υποπολλαπλάσιο του *χρόνου συγκέντρωσης* (ή *χρόνου συρροής*) της λεκάνης. Ο χρόνος συγκέντρωσης είναι μια διάρκεια χαρακτηριστική της δεδομένης λεκάνης απορροής και ορίζεται ως ο χρόνος που απαιτείται για να φθάσει το πλημμυρικό νερό από το υδραυλικά πιο απομακρυσμένο σημείο της λεκάνης στη διατομή εξόδου (βλ. και ενότητα 5.2).

Συμπερασματικά, οι κλίμακες λεπτών, ώρας έως και ημέρας είναι κατάλληλες για μελέτες καταιγίδων και πλημμυρών, ή και για λεπτομερείς μελέτες όλων των υδρολογικών διεργασιών σε μια περιοχή. Στα

προβλήματα αξιοποίησης υδατικών πόρων είναι κατά κανόνα επαρκής η μηνιαία ή η ετήσια κλίμακα.



Σχ. 1.7 Εξέλιξη της παροχής του ποταμού Ευήνου στη θέση Πόρος Ρηγανίου για διάφορες χρονικές κλίμακες (Δεδομένα: Μαμάσης και Ναλμπάντης, 1995).

1.8 Η φύση των υδρολογικών μεταβλητών και οι μέθοδοι της υδρολογίας

Στην ενότητα 1.7 είδαμε ότι υπάρχει έντονη χρονική μεταβλητότητα των υδρολογικών μεταβλητών. Ένα ερώτημα που συχνά τίθεται, είναι αν η εξέλιξη των υδρολογικών μεταβλητών υπακούει σε κάποιους *αιτιοκρατικούς* νόμους (νόμους αιτίου-αποτελέσματος), οπότε η χρονική μεταβλητότητα είναι προβλέψιμη, ή όχι, οπότε η εξέλιξη των φαινομένων είναι απρόβλεπτη. Σε μια παραλλαγή του, το ίδιο ερώτημα καταλήγει στο αν η φύση των υδρολογικών μεταβλητών είναι *προσδιοριστική* (*ντετερμινιστική*) ή *τυχαία*. Στην πραγματικότητα, τα ερωτήματα αυτά δεν είναι και σωστά διατυπωμένα και γι' αυτό δεν μπορούν να απαντηθούν. Η ύπαρξη *αιτιότητας* δεν εγγυάται την προσδιοριστική προβλεψιμότητα των φαινομένων. Αλλά και η τυχαία συμπεριφορά των μεταβλητών δεν σημαίνει και πλήρη αδυναμία πρόβλεψής τους.*

Στο βάθος των πραγμάτων, όλα σχεδόν τα υδρολογικά φαινόμενα διέπονται από τους νόμους της κλασικής φυσικής και εξηγούνται από αυτούς.† Αυτό όμως δεν αρκεί για να κάνει τα φαινόμενα προσδιοριστικώς προβλέψιμα.‡ Η "αντίσταση" των υδρολογικών φαινομένων στην πρόβλεψη οφείλεται σε τέσσερις λόγους: (α) στην αχανή πολυπλοκότητα των συστημάτων όπου τα φαινόμενα εξελίσσονται, (β) στην ατέλεια της γνώσης και μαθηματικής περιγραφής των συστημάτων και των νόμων

---

* Εξ άλλου δεν είναι καθόλου σαφή τα όρια μεταξύ προσδιοριστικού και τυχαίου. Είναι χαρακτηριστικό ότι οι τυχαίοι αριθμοί, που χρησιμοποιούνται στη μαθηματική προσομοίωση τυχαίων φαινομένων, εξάγονται με αυστηρά προσδιοριστική υπολογιστική διαδικασία.

† Οι θεμελιώδεις νόμοι της κλασικής φυσικής που κυρίως χρησιμοποιούνται στην υδρολογία είναι: (α) ο νόμος διατήρησης της μάζας, (β) οι τρεις νόμοι κίνησης του Νεύτωνα (διατήρηση της ορμής, αναλογία δύναμης και επιτάχυνσης, ισότητα δράσης και αντίδρασης), (γ) ο νόμος της βαρύτητας του Νεύτωνα, (δ) οι δύο νόμοι της θερμοδυναμικής (διατήρηση της ενέργειας, αύξηση της εντροπίας), και (ε) ο νόμος διάχυσης του Fick (κίνηση διαχεόμενων ουσιών από περιοχές υψηλότερων συγκεντρώσεων προς περιοχές χαμηλότερων συγκεντρώσεων με ρυθμό ανάλογο της χωρικής κλίσης της συγκέντρωσης).

‡ Και η κίνηση ενός νομίσματος που ρίχνεται στον αέρα εξηγείται πλήρως από τους νόμους της κλασικής φυσικής, αλλά παρόλα αυτά αποτελεί το πιο τυπικό παράδειγμα φαινομένου με τυχαία έκβαση ("κορώνα-γράμματα").

που τα διέπουν, (γ) στην ατελή ή και μερικές φορές εσφαλμένη μέτρηση των υδρολογικών μεταβλητών, και (δ) στην αποκαλούμενη *ευαίσθητη εξάρτηση* από τις αρχικές συνθήκες, δηλαδή στην μεγέθυνση, με την πάροδο του χρόνου, έστω και απειροελάχιστων αβεβαιοτήτων (ή διαταραχών) γύρω από τις αρχικές συνθήκες, η οποία χαρακτηρίζει τα μη γραμμικά συστήματα. Είναι εντυπωσιακό ότι ακόμη και ο τέταρτος από τους λόγους φτάνει για να κάνει την εξέλιξη ενός συστήματος πρακτικώς απρόβλεπτη. Τα τελευταία χρόνια έχει γίνει εντατική έρευνα γύρω από τη συμπεριφορά φυσικών (ή και καθαρώς μαθηματικών) συστημάτων με ευαίσθητη εξάρτηση. Τα συστήματα αυτά έχουν αποκληθεί *χαοτικά* και ο επιστημονικός κλάδος που ασχολείται με τη μελέτη τους είναι γνωστός ως επιστήμη του *χάους*.* Αναμφίβολα, τα υδρομετεωρολογικά συστήματα είναι χαοτικά.

Πολύ πριν θεμελιωθεί η επιστήμη του χάους, η αδυναμία της πλήρους περιγραφής των υδρολογικών φαινομένων με προσδιοριστικές μεθόδους οδήγησε στην εναλλακτική θεώρηση των υδρολογικών μεταβλητών ως τυχαίων μεταβλητών και την αντιμετώπισή τους με τη μαθηματική θεωρία πιθανοτήτων. Αυτή η αντιμετώπιση δεν αποτελεί "ομολογία" της αδυναμίας πρόγνωσης. Αντίθετα, η πιθανοτική θεώρηση αποσκοπεί,

---

* Η επιστήμη του χάους, μαζί με την κβαντομηχανική και τη σχετικότητα, είναι οι σημαντικότερες συμβολές του 20ου αιώνα στην επιστημονική σκέψη. Σε αντίθεση τόσο με τις αιτιοκρατικές θεωρίες της Νευτώνιας Μηχανικής και της σχετικότητας, όσο και με τη μη αιτιοκρατική (λόγω της θεμελιώδους αρχής της απροσδιοριστίας) κβαντομηχανική, οι οποίες θεωρούν τα φυσικά φαινόμενα ως αντιστρεπτά στο χρόνο, η επιστήμη του χάους ενσωματώνει και εμπλουτίζει τη θεώρηση της κλασικής θερμοδυναμικής (που προκύπτει από τη δεύτερο νόμο της για την αύξηση της εντροπίας) για τη μη αντιστρεπτότητα των φαινομένων στο χρόνο (εξ ου και ο όρος *βέλος του χρόνου*). Στο πλαίσιο αυτό, σημαντική είναι η πρόσφατη συμβολή του Prigogine (βραβείο Νόμπελ Χημείας 1977), που μελέτησε συστήματα που βρίσκονται μακριά από την κατάσταση θερμικής ισορροπίας ("θερμικός θάνατος") και εξήγησε πώς είναι δυνατό σε αυτά, να μειώνεται τοπικά η εντροπία (παρόλο που η συνολική εντροπία ή αταξία του συστήματος αυξάνεται, γιατί αλλιώς θα καταλύονταν ο δεύτερος θερμοδυναμικός νόμος), και να δημιουργούνται οργανωμένες δομές (τάξη, π.χ. έμβια όντα), οι οποίες μάλιστα είναι συνεχώς εξελισσόμενες προς την κατεύθυνση της μεγαλύτερης οργάνωσης (βλ. Prigogine and Stengers, 1984). Με απλά λόγια, η παραδοσιακή ντετερμινιστική και χρονικά απροσανατόλιστη λογική αντικαθίσταται μια νέα πληρέστερη, πιθανοτική και χρονικά προσανατολισμένη λογική.

όπως και η προσδιοριστική, στην πρόγνωση. Μόνο που εδώ η πρόγνωση δεν δίνει μονοσήμαντες απαντήσεις, αλλά διαστήματα μέσα στα οποία αναμένεται να διακυμανθεί η τιμή μιας μεταβλητής με *δεδομένη πιθανότητα*. Έτσι η πιθανοτική προσέγγιση ποσοτικοποιεί, μέσω της πιθανότητας, την αβεβαιότητα γύρω από την εξέλιξη των φαινομένων.

Στην πιθανοτική προσέγγιση των φαινομένων υπάρχουν δύο διαφορετικές γενικές μεθοδολογίες. Η πρώτη από αυτές χρησιμοποιεί μεθόδους της επαγωγικής στατιστικής* (γι' αυτό και ο αντίστοιχος επιστημονικός κλάδος είναι γνωστός ως *στατιστική υδρολογία*) και είναι κατάλληλη για τις περιπτώσεις όπου κάθε πραγματοποίηση ενός φαινομένου (π.χ. μιας καταιγίδας) είναι ή μπορεί να θεωρηθεί ανεξάρτητη από κάθε άλλη πραγματοποίηση του ίδιου φαινομένου. Η δεύτερη και πληρέστερη μεθοδολογία βασίζεται σε ένα συνθετότερο κλάδο της θεωρίας πιθανοτήτων, τη *θεωρία στοχαστικών ανελίξεων* (γι' αυτό και ο αντίστοιχος επιστημονικός κλάδος είναι γνωστός ως *στοχαστική υδρολογία*) και έχει γενικότερη εφαρμογή, αφού μπορεί να πάρει υπόψη τη χρονική αλληλεξάρτηση των φαινομένων, ή, όπως αλλιώς ονομάζεται, τη *στοχαστική δομή των φαινομένων*.

Συμπερασματικά, η προσδιοριστική και η πιθανοτική προσέγγιση "νομιμοποιούνται" αλλά και είναι απαραίτητο να συνυπάρχουν, ως ένα διαλεκτικό δίπτυχο, στη μελέτη των υδρολογικών φαινομένων. Και οι δύο προσεγγίσεις έχουν στόχο την πρόγνωση, παρόλο που η μεθοδολογία αλλά και η φύση της πρόγνωσης είναι δομικά διαφορετική για καθεμιά από τις προσεγγίσεις. Σε κάθε πρόβλημα που εξετάζεται, συνήθως κυριαρχεί η μία από τις δύο προσεγγίσεις. Πολύ συχνά όμως η κυρίαρχη προσέγγιση συμπληρώνεται από την "αντίπαλή" της. Έτσι, τα προσδιοριστικά μοντέλα συχνά συμπληρώνονται με την προσθήκη τυχαίων συνιστωσών (π.χ. όρων τυχαίου σφάλματος), ενώ τα στοχαστικά μοντέλα

---

* Γνωστή από το 19ο αιώνα ως η επιστήμη της συστηματικής καταγραφής μιας *κατάστασης* (status) πραγμάτων η στατιστική άλλαξε τελείως στόχους και ορισμό από την αρχή του 20ου αιώνα: η σύγχρονη στατιστική είναι επαγωγική και ορίζεται ως το σύνολο των μεθόδων που επιτρέπουν τη λήψη λογικών αποφάσεων μπροστά σε διάφορες αβεβαιότητες. Ο νέος αυτός προσανατολισμός οφείλεται κυρίως στην αγγλοσαξωνική θεωρητική σχολή που, με επικεφαλής τους Pearson και Fisher, ανέδειξε τη σημασία της επαγωγής, δηλαδή της εξαγωγής συμπερασμάτων με χωροχρονικές προεκτάσεις και υπολογισμένα όρια αξιοπιστίας, από τα πειραματικά δεδομένα ενός δείγματος.

ενσωματώνουν τις τυχόν προσδιοριστικές συνιστώσες του φαινομένου που μελετάται.

Σε κάθε πρόβλημα που αντιμετωπίζουμε, για να κάνουμε την επιλογή ανάμεσα στην προσδιοριστική και την πιθανοτική προσέγγιση θα πρέπει να δούμε προσεκτικά τη φύση, τα δεδομένα και τα ζητούμενα του προβλήματος. Κυρίαρχης σημασίας ανάμεσα σε αυτά είναι ο ζητούμενος *χρονικός ορίζοντας* της πρόγνωσης. Για να διαφωτίσουμε τις πτυχές της επιλογής μεθόδου, θα εστιάσουμε την προσοχή μας στο πρόβλημα της πρόγνωσης της πλημμύρας κατά μήκος ενός ποταμού.

Αν ο χρονικός ορίζοντας πρόγνωσης είναι μικρός, π.χ. μερικών ωρών έως μερικών ημερών, είναι σαφές ότι η κυρίαρχη προσέγγιση είναι η προσδιοριστική και ότι κατ' αρχήν μπορούμε να αποφύγουμε την πιθανοτική προσέγγιση. Θα χρειαστούμε προγνωστικά δεδομένα βροχοπτώσεων, τα οποία μπορούν να εξαχθούν από ένα μετεωρολογικό μοντέλο, η φύση του οποίου είναι κατά βάση προσδιοριστική. Θα χρειαστούμε επίσης ένα προσδιοριστικό μοντέλο βροχής-απορροής, δηλαδή ένα μοντέλο που μετασχηματίζει τη βροχόπτωση στη λεκάνη, σε παροχή σε διάφορες διατομές του ποταμού, θεωρώντας τη βροχόπτωση ως αιτία και την παροχή ως αποτέλεσμα. Το τελικό αποτέλεσμα του συνδυασμού αυτών των προσδιοριστικών μοντέλων θα είναι μια μονοσήμαντη πρόγνωση της εξέλιξης της πλημμύρας. Στην πραγματικότητα βέβαια, η πραγματική πλημμύρα ποτέ δεν θα ακολουθήσει ακριβώς την πρόγνωσή μας λόγω ατελειών των μοντέλων αλλά και αστάθμητων παραγόντων. Η απόκλιση πρόγνωσης-πραγματικότητας μπορεί να ποσοτικοποιηθεί με την εισαγωγή τυχαίων συνιστωσών είτε στο προγνωστικό μοντέλο της βροχόπτωσης, είτε στο προσδιοριστικό μοντέλο βροχής-απορροής, είτε και στα δύο. Κατά συνέπεια σε ένα πρόβλημα βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης κυριαρχεί η προσδιοριστική προσέγγιση, χωρίς όμως να αποκλείεται η συνδυασμένη χρήση πιθανοτικών μοντέλων.

Αν τώρα ο χρονικός ορίζοντας της πρόγνωσης γίνει πολύ μεγαλύτερος, π.χ. 50 χρόνια (πράγμα απολύτως συνηθισμένο στα προβλήματα σχεδιασμού αντιπλημμυρικών έργων) γίνεται φανερό ότι η προσδιοριστική αντιμετώπιση είναι ανέφικτη και αποκτά το προβάδισμα η πιθανοτική προσέγγιση. Αν διαθέτουμε ένα επαρκές ιστορικό δείγμα πλημμυρών στις διατομές του ποταμού που μας ενδιαφέρουν, τότε μπορούμε να στηριχτούμε αποκλειστικά στην πιθανοτική προσέγγιση, αποκλείοντας

τη χρήση προσδιοριστικών μοντέλων. Όμως αυτό δεν είναι πάντα εφικτό, αφού πολλές φορές η διαθέσιμη ιστορική πληροφορία για την παροχή του ποταμού είναι ανεπαρκής ή ανύπαρκτη. Σε αυτή την περίπτωση θα επιστρατεύσουμε, όπως και προηγουμένως, ένα προσδιοριστικό μοντέλο βροχής-απορροής. Η διαφορά, όμως, εδώ είναι ότι τα δεδομένα βροχής που θα χρησιμοποιήσουμε δεν μπορεί να είναι αποτέλεσμα προσδιοριστικού προγνωστικού μοντέλου, αφού δεν είναι δυνατή η προσδιοριστική πρόγνωση της βροχής σε τόσο μεγάλο ορίζοντα, λόγω ακριβώς της χαοτικής εξέλιξης των μηχανισμών που την προκαλούν. Επιπλέον, ακόμη και αν υπάρχει ιστορική πληροφορία της παροχής του ποταμού, είναι πιθανό να μη συμπίπτει η θέση μέτρησης με τη θέση των έργων, οπότε θα χρειαστεί να καταστρώσουμε ένα προσδιοριστικό μοντέλο που να συνδέει την παροχή του ποταμού σε διάφορες διατομές του. Κατά συνέπεια σε ένα πρόβλημα μακροπρόθεσμης πρόγνωσης κυριαρχεί η πιθανοτική προσέγγιση, χωρίς όμως να αποκλείεται η συνδυασμένη χρήση προσδιοριστικών μοντέλων.

Στα επόμενα κεφάλαια αυτού του κειμένου θα παρουσιάσουμε αναλυτικότερα βασικές μεθοδολογίες της τεχνικής υδρολογίας με έμφαση στις προσδιοριστικές, ενώ μια πρώτη συνοπτική παρουσίαση των στατιστικών μεθοδολογιών θα δώσουμε στο εδάφιο 1.9.5. Λεπτομερέστερη παρουσίαση της στατιστικής προσέγγισης αλλά και το αναγκαίο γνωσιολογικό υπόβαθρο θεωρίας πιθανοτήτων και στατιστικής, δίνεται από τον Κουτσογιάννη (1996α), ενώ για το ίδιο θέμα, ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης παραπέμπεται μεταξύ άλλων και στους Ξανθόπουλο (1972), Yevjevivh (1972a), Haan (1977), Kottegoda (1980), Hirch et al. (1993) και Stedinger et al. (1993). Για αναλυτική παρουσίαση των στοχαστικών μεθόδων ο αναγνώστης παραπέμπεται μεταξύ άλλων στους Μιμίκου (1985, 1995), Yevjevich (1972b), Kottegoda (1980), Bras and Rodriguez-Iturbe (1985), Salas et al. (1988), και Salas (1993).

1.9 Σκιαγραφία της υδρολογικής πληροφορίας

1.9.1 Σημασία και κατάταξη της υδρολογικής πληροφορίας

Μια μέτρια μέτρηση αξίζει πολύ περισσότερο από έναν καλό υπολογισμό: Πολλές εντυπωσιακές οικονομικές αποδείξεις της παραπάνω γνω-

στής σ' όλες τις θετικές επιστήμες αρχής, βρίσκονται στην τεχνική υδρολογία: για παράδειγμα οι δαπάνες εγκατάστασης και 20ετούς λειτουργίας ενός υδρομετρικού σταθμού, είναι πολύ μικρότερες από το επιπλέον κόστος κατασκευής ενός έργου αξιοποίησης υδατικού δυναμικού, το οποίο προκύπτει από τη μεγάλη αβεβαιότητα εξαιτίας της μη λειτουργίας του σταθμού (π.χ. όταν η εκτίμηση της παροχής γίνεται από τις βροχές). Εξ άλλου, η σημασία των μετρήσεων στην υδρολογία γίνεται καταφανέστερη επειδή η επιστήμη αυτή δεν μπορεί να εξαγάγει παγκόσμιους νόμους, κατά τα πρότυπα των νόμων της φυσικής, αλλά εξισώσεις και σχέσεις περιορισμένης χωροχρονικής ισχύος. Η εξαγωγή και η επαλήθευση αυτών των εξισώσεων και σχέσεων δεν είναι δυνατή παρά μόνο όταν υπάρχουν αξιόπιστες μετρήσεις των συνιστωσών του υδρολογικού κύκλου.

Το σύνολο των πρωτογενών και επεξεργασμένων μετρήσεων των συνιστωσών του υδρολογικού κύκλου σε μια περιοχή αποτελεί την *υδρολογική πληροφορία* της περιοχής. Στην ενότητα αυτή θα κάνουμε μια πρώτη επαφή με τις μορφές της υδρολογικής πληροφορίας στο σύνολό της, ενώ η αναλυτική κατά υδρολογική μεταβλητή παρουσίαση θα γίνει στα κεφάλαια που ακολουθούν.

Όπως είδαμε στην ενότητα 1.7, οι υδρολογικές μεταβλητές διακυμαίνονται στο χώρο και το χρόνο. Για την αποτύπωση της διακύμανσης στο χώρο υπάρχουν δύο ειδών τεχνικές: Η συμβατική και πιο διαδεδομένη τεχνική χρησιμοποιεί *σημειακές μετρήσεις* σε πολλά σημεία της περιοχής που ενδιαφέρει. Στην περίπτωση αυτή τα όργανα ή οι διατάξεις μετρούν την υδρολογική μεταβλητή στο συγκεκριμένο σημείο της εγκατάστασής τους (π.χ. μέτρηση του ύψους βροχής στο δοχείο του βροχομέτρου, της στάθμης του ποταμού στο στέλεχος του σταθμημέτρου, κτλ.). Η πιο σύγχρονη τεχνική *επιφανειακών μετρήσεων* δίνει το πεδίο μεταβολής μιας μεταβλητής σε μια ολόκληρη επιφάνεια, το μέγεθος της οποίας καθορίζεται από την εμβέλεια του οργάνου. Στις συσκευές αυτής της δεύτερης κατηγορίας ανήκουν τα μετεωρολογικά ραντάρ και οι δορυφόροι. Διευκρινίζεται πάντως, ότι οι συσκευές αυτής της κατηγορίας, στην πραγματικότητα δεν μετρούν την υδρολογική μεταβλητή που ενδιαφέρει, αλλά κάποιο άλλο μέγεθος, βάσει του οποίου τεκμαίρεται, μετά από πολύπλοκους υπολογισμούς, το υδρολογικό μέγεθος. Έτσι, σε αντίθεση με τα βροχόμετρα, που μετρούν πρωτογενώς το ύψος βροχής, τα ραντάρ

μετρούν την ανακλαστικότητα των νεφών, από την οποία εξάγεται η εκτίμηση του ύψους βροχής. Εξ άλλου, οι διατάξεις μέτρησης της δεύτερης κατηγορίας κατά βάση καλύπτουν μόνο τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα και όχι άλλες μεταβλητές του υδρολογικού κύκλου, όπως π.χ. την απορροή, η οποία πρωτίστως ενδιαφέρει την τεχνική υδρολογία.

Η διακύμανση των υδρολογικών μεταβλητών στο χρόνο επιβάλλει την παρακολούθησή τους στην περιοχή που ενδιαφέρει για κάποιο μικρό ή μεγάλο χρονικό διάστημα. Κατά συνέπεια, η υδρολογική πληροφορία καλύπτει μια ορισμένη χρονική περίοδο, με συνεχή ή κατά ορισμένα διαστήματα καταγραφή της υδρολογικής μεταβλητής που ενδιαφέρει. Αν X_t, παριστάνει την υδρολογική μεταβλητή σε ένα δεδομένο σημείο του χώρου και στο χρόνο t, τότε καλούμε ιστορική χρονοσειρά της μεταβλητής, τις παρατηρημένες τιμές $x_{t_0}, x_{t_1}, x_{t_2}, \ldots, x_{t_n}$ της X_t στις διαδοχικές και συνήθως ισαπέχουσες χρονικές στιγμές $t_0, t_1, t_2, \ldots, t_n$. Οι διαφορές $\Delta t_i = t_i - t_{i-1}$ χαρακτηρίζουν τη χρονική κλίμακα παρατήρησης και καθορίζονται ανάλογα με τις ανάγκες της υδρολογικής μελέτης αλλά και από τη συμπεριφορά του μετρούμενου υδρολογικού μεγέθους. Για παράδειγμα, σε περίοδο συνηθισμένης δίαιτας, η στάθμη ενός υδατορεύματος λαμβάνεται μια φορά την ημέρα ενώ σε περίοδο πλημμύρας μπορεί να λαμβάνεται συχνότερα (π.χ. κάθε 2 ώρες).

Κύρια ή *πρωτεύουσα πληροφορία* της τεχνικής υδρολογίας είναι οι μετρήσεις της παροχής (δηλαδή του διερχόμενου στη μονάδα του χρόνου όγκου νερού) των υδατορευμάτων. Αν υπήρχαν μεγάλα μήκη ιστορικών χρονοσειρών παροχής, σε πολλά προβλήματα της τεχνικής υδρολογίας θα ήταν πρακτικώς άχρηστες οι υπόλοιπες υδρολογικές πληροφορίες, π.χ. βροχές, θερμοκρασίες, κτλ. Θα απλουστεύονταν, εξ άλλου, πολύ και οι μαθηματικές τεχνικές επεξεργασίας της πληροφορίας αφού η απάντηση σε ορισμένα κρίσιμα ερωτήματα, π.χ. ποιά είναι η μέγιστη πλημμύρα της 100ετίας σε δεδομένη θέση υδατορεύματος, θα προέκυπτε απευθείας από την ιστορική σειρά των παροχών. Δυστυχώς για τις υδρολογικές μελέτες, η πρωτεύουσα πληροφορία είναι συνήθως ελλιπής ή ανύπαρκτη, γιατί όπως θα δούμε σε επόμενα κεφάλαια, η μέτρηση της παροχής είναι μια δύσκολη αλλά και δαπανηρή επιχείρηση.

Δευτερεύουσα (αλλά πολύτιμη) *πληροφορία* της τεχνικής υδρολογίας είναι οι μετρήσεις των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων. Συγκρινόμενα με τις παροχές, τα κατακρημνίσματα έχουν πολύ πυκνότερο δίκτυο

σημειακών μετρήσεων και πολύ μακρύτερες ιστορικές χρονοσειρές, για τον απλό λόγο ότι η καταγραφή τους ήταν και είναι πολύ ευκολότερη και φθηνότερη. Η λογικά προφανής σχέση αιτίου-αποτελέσματος μεταξύ κατακρημνισμάτων και απορροών οδηγεί στην κατά προτεραιότητα χρησιμοποίηση της δευτερεύουσας αυτής πληροφορίας για τη βελτίωση της εκτίμησης των παροχών.

Τριτεύουσα πληροφορία της τεχνικής υδρολογίας είναι οι μετρήσεις όλων των υπόλοιπων υδρομετεωρολογικών μεταβλητών (π.χ. θερμοκρασία και υγρασία του αέρα, ηλιοφάνεια, ταχύτητα και διεύθυνση του ανέμου, κτλ.) που κατά περίπτωση χρησιμοποιούνται για τη βελτίωση ή και την απευθείας εκτίμηση της κύριας ή της δευτερεύουσας πληροφορίας. Ερευνώντας τη φυσική δομή και τις σχέσεις μεταξύ των βασικών υδρομετεωρολογικών μεταβλητών η υδρολογία μπορεί να βελτιώσει την υδρολογική πληροφορία που ήδη υπάρχει, αξιοποιώντας κάθε διαθέσιμη μέτρηση στην περιοχή που ενδιαφέρει.

1.9.2 Συμβατικά και αυτόματα όργανα σημειακών μετρήσεων

Μέχρι πρόσφατα, τα όργανα των σημειακών υδρολογικών και μετεωρολογικών μετρήσεων αποτελούνταν αποκλειστικά από μηχανικά μέρη, τα οποία λειτουργούσαν με απλό τρόπο κάτω υπό την επιτήρηση όχι ιδιαίτερα ειδικευμένων *παρατηρητών*. Αυτά τα *συμβατικά όργανα* μετρήσεων διακρίνονται σε δύο κύριους τύπους: τα απλά και τα καταγραφικά. Σε ένα απλό όργανο η μέτρηση γίνεται με την άμεση παρεμβολή του παρατηρητή, ο οποίος διαβάζει και καταχωρεί ανά τακτά διαστήματα (π.χ. μία έως τέσσερις φορές την ημέρα) την ένδειξη του οργάνου. Σε ένα καταγραφικό όργανο, υπάρχει μηχανισμός καταγραφής της εξέλιξης μιας μεταβλητής, ο οποίος στηρίζεται σε ένα περιστρεφόμενο τύμπανο οδηγούμενο από ωρολογιακό μηχανισμό. Αλλά και στα καταγραφικά όργανα ο ρόλος του παρατηρητή είναι βασικός (κούρδισμα ωρολογιακού μηχανισμού, αντικατάσταση ταινιών καταγραφής, κτλ.)

Την τελευταία δεκαετία έχουν αναπτυχθεί νέοι τύποι οργάνων, τα *αυτόματα όργανα*, τα οποία λειτουργούν χωρίς παρατηρητή, δεν παύουν όμως να χρειάζονται επιτήρηση και συντήρηση ανά αραιά αλλά τακτά διαστήματα. Τα όργανα αυτά μετατρέπουν τις ενδείξεις που παίρνουν οι *αισθητήρες* τους σε ψηφιακά σήματα, τα οποία καταχωρούνται αυτόματα σε *καταχωρητές δεδομένων* (data loggers). Τα αυτόματα όργανα δεν

μπορούν να κάνουν καταγραφή σε συνεχή χρόνο, αλλά στην πραγματικότητα αυτό δεν αποτελεί μειονέκτημά τους, αφού η συχνότητα λήψης μετρήσεων μπορεί να γίνει οσοδήποτε μικρή.

Η εισαγωγή των αυτόματων ψηφιακών οργάνων επέτρεψε την *τηλεμετρία*, δηλαδή την μετάδοση των μετρήσεων (την ώρα που αυτές παίρνονται ή και αργότερα) μέσω κατάλληλης ζεύξης (τηλεφωνικής, δορυφορικής, ραδιοκυμάτων) σε απομακρυσμένα σημεία (π.χ. σε κεντρικές ή περιφερειακές υδρολογικές και μετεωρολογικές υπηρεσίες). Αξιοποιώντας και τις διαθέσιμες σήμερα δυνατότητες δικτύωσης των υπολογιστών, και ειδικότερα του *διαδικτύου* (internet), μπορούν οι μετρήσεις από τους αυτόματους τηλεμετρικούς σταθμούς να είναι διαθέσιμες παγκοσμίως σε ελάχιστο χρόνο μετά τη λήψη τους. Στην Ελλάδα, αν και στην πλειονότητα τους τα μετρητικά όργανα είναι συμβατικά, έχει ήδη ξεκινήσει με εντατικό ρυθμό η εγκατάσταση αυτόματων οργάνων.*

1.9.3 Δίκτυα υδρομετεωρολογικών μετρήσεων

Όπως είδαμε παραπάνω, η παρακολούθηση και γνώση της γεωγραφικής μεταβλητότητας των υδρολογικών και μετεωρολογικών μεταβλητών προϋποθέτει την ανάπτυξη *δικτύων μετρήσεων* με πολλούς σταθμούς σημειακών μετρήσεων. Ο σχεδιασμός, η εγκατάσταση και η λειτουργία ενός δικτύου μετρήσεων είναι αρκετά πολύπλοκα ζητήματα, τα οποία καλύπτονται από τις σχετικές οδηγίες και προδιαγραφές του WMO (1981).

Η πυκνότητα, η ποιότητα και η χρονική διάρκεια λειτουργίας ενός εγκατεστημένου δικτύου μετρήσεων της υδρολογικής πληροφορίας, χαρακτηρίζουν το μέγεθος και την ποιότητα της υπάρχουσας στην περιοχή υποδομής για σύνταξη μελετών και κατασκευή έργων αξιοποίη-

---

* Στην Πολυτεχνειούπολη Ζωγράφου έχει εγκατασταθεί και λειτουργεί με ευθύνη του Τομέα Υδατικών Πόρων του ΕΜΠ πιλοτικός αυτόματος τηλεμετρικός μετεωρολογικός σταθμός. Περιλαμβάνει αισθητήρες βροχόπτωσης, ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας, ατμοσφαιρικής υγρασίας, ατμοσφαιρικής πίεσης, ηλιακής ακτινοβολίας, ηλιοφάνειας, ταχύτητας (και ριπής) ανέμου και διεύθυνσης ανέμου. Η λήψη μετρήσεων γίνεται ανά 10 min και μέσω διπλής ζεύξης (ενσύρματης και ασύρματης) τα δεδομένα μεταδίδονται σε υπολογιστή του Τομέα Υδατικών Πόρων και από εκεί στο διαδίκτυο, όπου είναι προσπελάσιμα μέσω του www (http://www.hydro.ntua.gr/meteo).

σης των υδατικών πόρων και έργων προστασίας από τους υδρολογικούς κινδύνους. Αλλά και η λειτουργία των έργων και η διαχείριση των υδροσυστημάτων προϋποθέτει κατάλληλα μετρητικά δίκτυα. Όλες οι χώρες με τεχνολογική παράδοση έχουν καλά οργανωμένα δίκτυα υδρολογικών μετρήσεων και παρατηρήσεων. Αντίστροφα, η έλλειψη αξιόπιστης υδρολογικής πληροφορίας συμβαδίζει με γενικότερη έλλειψη τεχνολογικής υποδομής αλλά και με ανεπαρκή ως κακή οργάνωση της δημόσιας διοίκησης.

Η προμήθεια εξοπλισμού καλής ποιότητας, η εγκατάσταση και η λειτουργία ενός δικτύου υδρομετεωρολογικών σταθμών εξαρτάται πρώτα από τις πιστώσεις που θα διατεθούν, αλλά είναι προφανές ότι αυτό δεν είναι αρκετό: πράγματι, εκτός από τον απαιτούμενο ορθό σχεδιασμό για την εγκατάσταση του δικτύου, που κάθε άλλο παρά εύκολος είναι, χρειάζεται στη συνέχεια εκπαιδευμένο προσωπικό για τη λειτουργία και συντήρησή του με σαφώς προσδιορισμένες και άμεσα ελεγχόμενες ευθύνες και υποχρεώσεις. Πολυάριθμα είναι τα δείγματα εγκαταστημένων οργάνων που δεν λειτουργούν ή που λόγω κακής συντήρησης δίνουν πληροφορίες εμφανώς αναξιόπιστες, άρα πρακτικώς άχρηστες.

Τα όργανα και η μεθοδολογία μέτρησης των πληροφοριών που ενδιαφέρουν την τεχνική υδρολογία, περιγράφονται στα αντίστοιχα ειδικά κεφάλαια αυτού του κειμένου. Οι σκληρές κλιματολογικές συνθήκες, κάτω από τις οποίες πρέπει να λειτουργήσουν τα μετρητικά συστήματα και οι αυξημένες δυσκολίες για την καλή συντήρησή τους, επιβάλλουν ως γενικό κανόνα την επιλογή οργάνων δοκιμασμένης αντοχής και την τυποποίησή τους σε όλη την περιοχή ελέγχου της αρμόδιας υπηρεσίας ή ακόμα καλύτερα, της επικράτειας.

Η ύπαρξη ενός επαρκούς και αξιόπιστου δικτύου μετρήσεων της υδρολογικής πληροφορίας αποτελεί το πρώτο έργο υποδομής για την αξιοποίηση του υδατικού δυναμικού μιας χώρας. Τέτοιο δίκτυο δεν σχεδιάστηκε μέχρι σήμερα σε πανελλαδική κλίμακα.*

---

* Οι αξιόλογες προσπάθειες πολλών σχετικών με το αντικείμενο υπηρεσιών (π.χ. ΔΕΗ, ΕΜΥ, ΥΠΕΧΩΔΕ, ΥΠΓΕ κ.ά.) δεν είναι συντονισμένες και δεν καλύπτουν μακροπρόθεσμους στόχους πολλαπλής χρησιμότητας (ενέργεια, ύδρευση, άρδευση κτλ.). Η έλλειψη ενιαίων και αυστηρών προδιαγραφών προμήθειας και εγκατάστασης των οργάνων μέτρησης, επιβαρύνεται και με την συχνά ελλιπή εκπαίδευση του υπεύθυνου προσωπικού, την πλημμελή συντήρηση και μερικές

1.9.4 Συλλογή, πρώτη επεξεργασία και διαχείριση της πληροφορίας

'Οσο καλό και αν είναι ένα δίκτυο υδρολογικών μετρήσεων, παρουσιάζει, όπως και κάθε μετρητικό σύστημα τυχαία ή συστηματικά σφάλματα. Ο ακριβής εντοπισμός και η εξάλειψή τους είναι συνάρτηση του χρονικού διαστήματος που μεσολαβεί μεταξύ της καταγραφής της πληροφορίας και της πρώτης επεξεργασίας της, δηλαδή ενός πρώτου ελέγχου και στη συνέχεια ταξινόμησής της. Πράγματι, όταν η πρώτη επεξεργασία γίνεται σχεδόν αμέσως μετά την καταγραφή, εντοπίζονται με ακρίβεια όλα τα παράδοξα της καταγραφής, αφού τα υδρολογικά γεγονότα είναι πρόσφατα, και λαμβάνονται αμέσως τα απαραίτητα μέτρα για τη βελτίωση της λειτουργίας του δικτύου, που τις περισσότερες φορές είναι ασήμαντες μεν αλλά καθοριστικές για την ποιότητα της πληροφορίας επεμβάσεις. Η σημασία αυτής της ανάγκης για άμεση (σε ελάχιστο χρόνο) πρώτη επεξεργασία της μετρημένης πληροφορίας, γίνεται τόσο μεγαλύτερη όσο χειροτερεύει η ποιότητα των εγκαταστάσεων του δικτύου και των υπηρεσιών συντήρησης και λειτουργίας του. Οι άμεσες επεμβάσεις στο δίκτυο διασώζουν τότε πολλές φορές, ολόκληρη την παρεχόμενη πληροφορία.

Μέχρι πρόσφατα, η ταξινόμηση και η διαχείριση της υδρολογικής πληροφορίας γίνονταν με αποκλειστική χρήση παραδοσιακών τρόπων αρχειοθέτησης σε φακέλους. Τα δεδομένα σπανίως δημοσιεύονταν σε ειδικές εκδόσεις και έτσι ο ενδιαφερόμενος μελετητής κατά κανόνα χρειάζονταν να ανατρέχει στους φακέλους των αρμόδιων υπηρεσιών. Σήμερα η πληροφορική επιτρέπει τη ριζική αλλαγή αυτού του μοντέλου, αυτοματοποιώντας και καθιστώντας ευχερή τη διαχείριση της υδρολογικής πληροφορίας με χρήση ηλεκτρονικών υπολογιστών, καθώς και την πρόσβαση σε αυτή. Διάφορες πρακτικές οργάνωσης της πληροφορίας με

φορές την εγκατάλειψη των οργάνων, και τέλος τη μεγάλη καθυστέρηση στην πρώτη επεξεργασία των μετρήσεων. Έτσι, η ποσότητα και η ποιότητα της αξιοποιήσιμης πληροφορίας είναι συχνά ανεπαρκής, ακόμα και σε περιπτώσεις που η αναγκαιότητα λήψης συγκεκριμένων υδρολογικών πληροφοριών είναι επιτακτική. Απαιτείται λήψη σοβαρών και μελετημένων μέτρων, ώστε η μετρητική υποδομή για αξιοποίηση των υδατικών πόρων μας να ανασυγκροτηθεί σύντομα. Ευτυχώς, οι απαιτούμενες δαπάνες είναι μικρές σε απόλυτους αριθμούς και μπορούν να θεωρηθούν ασήμαντες συγκρινόμενες με τα άμεσα οικονομικά οφέλη που θα προκύψουν από τη βελτίωση του σχεδιασμού και της λειτουργίας των μεγάλων υδραυλικών έργων, αλλά και τα πολλαπλά οφέλη από την απομείωση των υδρολογικών κινδύνων.

χρήση υπολογιστών έχουν ακολουθηθεί από διάφορες χώρες ή και μεμονωμένες υδρολογικές υπηρεσίες. Οι πρακτικές αυτές ξεκινούν από την αυτόνομη αρχειοθέτηση σε κεντρικούς ή προσωπικούς υπολογιστές, με χρήση κοινών αρχείων υπολογιστή ή οργανωμένων βάσεων δεδομένων, και φτάνουν μέχρι τη δημιουργία δικτυωμένων ή κατανεμημένων βάσεων δεδομένων σε συνεργαζόμενους υπολογιστές. Η πρόσβαση στα δεδομένα από τους ενδιαφερόμενους γίνεται με διάφορους τρόπους, ξεκινώντας από τη διάθεση σε δισκέτες ή CD ROM και καταλήγοντας στην πρόσβαση μέσω του διαδικτύου, η οποία προσφέρει πολλά πλεονεκτήματα και φαίνεται ότι στο μέλλον θα γενικευτεί. Μερικά πρόσθετα στοιχεία γύρω από τις τεχνικές της οργάνωσης των δεδομένων δίνονται από τον Dodson (1993).*

1.9.5 Επεξεργασία και αξιοποίηση της πληροφορίας

Οι άμεσες μετρήσεις των υδρολογικών μεταβλητών, αποτελούν την *πρωτογενή* υδρολογική πληροφορία, η οποία όμως απαιτεί διάφορα στάδια επεξεργασίας προτού γίνει κατάλληλη για άμεσες εφαρμογές. Παραπάνω αναφερθήκαμε στο πρώτο στάδιο επεξεργασίας. Τα κύρια στάδια επεξεργασίας περιλαμβάνουν:

1. μετατροπές χρονικού βήματος (με συνάθροιση)·
2. έλεγχο ομογένειας, εντοπισμό και άρση των ανομογενειών (π.χ. μεμονωμένων ή συστηματικών σφαλμάτων)·
3. συμπλήρωση των ελλείψεων μετρήσεων (λόγω βλάβης οργάνων κτλ.)·
4. εξαγωγή δευτερογενών μεταβλητών (π.χ. παροχής από στάθμη, εξάτμισης από άλλες μετεωρολογικές μεταβλητές κτλ.).

---

* Στην Ελλάδα η συστηματική άσκηση πίεσης για ορθολογική, αξιόπιστη και συντονισμένη οργάνωση της ταξινόμησης και πρώτης επεξεργασίας της υδρολογικής πληροφορίας άρχισε τη δεκαετία του 1960, με προεξάρχουσες τις συμβολές του Αργυρόπουλου (από το 1961), με τη δημοσίευση δεδομένων, και του Ξανθόπουλου (από το 1969), με τη δημοσίευση επιστημονικών κειμένων. Οι προσπάθειες προς την κατεύθυνση της δημιουργίας σύγχρονων βάσεων δεδομένων ξεκινούν από τα τέλη της δεκαετίας του 1980 (Κουτσογιάννης, 1988· Koutsoyiannis et al., 1991· Tolikas et al., 1993· ΕΜΠ-Ερευνητική Ομάδα Υδροσκοπίου, 1994· Papakostas et al., 1994).

Για τα στάδια 2 και 3 χρησιμοποιούνται κυρίως στατιστικές μέθοδοι, (π.χ. απλή ή πολλαπλή παλινδρόμηση) χωρίς να αποκλείεται η χρήση απλούστερων μεθόδων προσδιοριστικού χαρακτήρα (π.χ., συμπλήρωση ύψους βροχής από τιμές γειτονικών σταθμών, παίρνοντας υπόψη και τις αποστάσεις ανάμεσα στους σταθμούς). Το στάδιο 4 κυριαρχείται από τη χρήση προσδιοριστικών μεθόδων (π.χ. εκτίμηση της εξάτμισης με τη μέθοδο Penman· βλ. κεφάλαιο 3), αλλά και οι στατιστικές μέθοδοι έχουν και εδώ εφαρμογή (π.χ. εξαγωγή καμπυλών στάθμης-παροχής με γραμμική παλινδρόμηση· βλ. κεφάλαιο 4). Το συνολικό λογισμικό μιας τράπεζας δεδομένων παρέχει συχνά και τις δυνατότητες εκτέλεσης των παραπάνω σταδίων επεξεργασίας. Στις περισσότερες, όμως, περιπτώσεις η επεξεργασία της πληροφορίας γίνεται με ευθύνη του μελετητή, ο οποίος έχει πρόσβαση στην πρωτογενή πληροφορία.

Η επεξεργασμένη, πλέον, πληροφορία μπορεί να χρησιμοποιηθεί στη συνέχεια για λήψη αποφάσεων από τον υδρολόγο μηχανικό, ο οποίος καλείται να εκτιμήσει και να προβλέψει τη χωροχρονική διανομή των υδατικών πόρων (καταλήγοντας σε αποφάσεις κατασκευής πολυδάπανων έργων) στηριζόμενος συνήθως σε μικρές (και μερικές φορές ανύπαρκτες) ιστορικές χρονοσειρές της κύριας υδρολογικής πληροφορίας (παροχές). Ανεξάρτητα από την τεχνική που θα ακολουθήσει, για να βελτιώσει την αξιοπιστία της εκτίμησης των υδρολογικών μεγεθών σχεδιασμού του υδραυλικού έργου, πρέπει να επεξεργαστεί ένα *δείγμα* και να γνωματεύσει για τη συμπεριφορά όλου του *πληθυσμού* από τον οποίο το δείγμα αυτό προέκυψε. Αντιμετωπίζει μάλιστα ιδιαίτερες δυσκολίες: πρώτα γιατί το δείγμα δεν το διαλέγει ο ίδιος (όπως θα έκανε π.χ. ο κοινωνιολόγος), αλλά παίρνει ότι του δίνει το φυσικό περιβάλλον· δεύτερο γιατί τα υδρολογικά γεγονότα δεν είναι, όπως είδαμε, τελείως τυχαία γεγονότα (όπως θα ήθελε η κλασική στατιστική)· και τρίτο γιατί η επιθυμητή ομογένεια των δεδομένων ενός δείγματος είναι και δύσκολη και ευαίσθητη (εξαρτάται π.χ. από γενικές ή ειδικές αλλαγές στη διαδικασία μέτρησης αλλά και στο φυσικό περιβάλλον).

Τρεις είναι οι κύριες φάσεις αξιοποίησης της πληροφορίας ενός υδρολογικού δείγματος για τη λήψη αποφάσεων:

- η περιγραφή της πληροφορίας, που περιλαμβάνει ταξινόμηση και συμπύκνωσή της με τη βοήθεια γραφημάτων ή χαρακτηριστικών τιμών της (μέση τιμή, τυπική απόκλιση, κτλ.)·

- η επιλογή ή κατάστρωση ενός μοντέλου, δηλαδή το "ντύσιμό" της πληροφορίας με κάποιο πιθανοτικό ή στοχαστικό μοντέλο, που πρέπει να ταιριάζει κατά το δυνατό καλύτερα στο ιστορικό δείγμα·
- η πρόγνωση, δηλαδή προβολή στο μέλλον του επιλεγμένου μοντέλου για την εκτίμηση των υδρολογικών μεταβλητών σχεδιασμού, έξω από το εύρος της ιστορικής χρονοσειράς.

Στα επόμενα κεφάλαια θα αντιμετωπίσουμε, ξεχωριστά για καθεμιά από τις υδρολογικές μεταβλητές, τον τρόπο επεξεργασίας και αξιοποίησης της υδρολογικής πληροφορίας.

Κεφάλαιο 2 Ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα

Στο κείμενο αυτό ο όρος *κατακρημνίσματα* χρησιμοποιείται για να περιγράψει μαζικά τις μετρήσιμες ποσότητες νερού που φτάνουν στην επιφάνεια της γης ως συνέπεια της υγροποίησης ατμοσφαιρικών υδρατμών. Τα φαινόμενα που έχουν αποτέλεσμα τα κατακρημνίσματα (βροχόπτωση, χιονόπτωση κτλ.) χαρακτηρίζονται με τον όρο *κατακρημνίσεις*.*

Την τεχνική υδρολογία των τροπικών, υποτροπικών και εύκρατων περιοχών, ενδιαφέρουν κυρίως οι *βροχοπτώσεις*, γιατί και συνηθέστερες είναι και ποσοτικά υπερέχουν πολύ των άλλων μορφών κατακρημνισμάτων, αλλά και δημιουργούν τα σημαντικότερα φαινόμενα επιφανειακής απορροής. Δεύτερη σε σπουδαιότητα μορφή κατακρημνισμάτων είναι οι *χιονοπτώσεις*, που στα εύκρατα κλίματα αποτελούν την κυριότερη πηγή της εαρινής (μερικές φορές και της θερινής) απορροής, ρυθμίζοντας, με την υστέρηση στην τήξη του χιονιού, τη δίαιτα των μεγάλων κυρίως υδατορευμάτων που έχουν τις πηγές τους σε ψηλούς ορεινούς σχηματισμούς. Η καλύτερη διερεύνηση των αποθεμάτων και της πυκνότητας του χιονιού επιτρέπει σήμερα τη ρεαλιστική εκτίμηση της απορροής σε εποχιακή και ετήσια κλίμακα. Το *χαλάζι* είναι μια τρίτη μορφή κατακρημνίσματος, η μελέτη του οποίου αποκτά σημασία λόγω των καταστροφικών αποτελεσμάτων του ιδίως στη γεωργία. Άλλες μορφές κατακρημνισμάτων, όπως

* Στη διεθνή βιβλιογραφία δεν γίνεται αυτή η διάκριση, αλλά ο όρος precipitation αποδίδει τόσο το φαινόμενο, όσο και τα αποτελέσματά του. Στην Ελλάδα, οι μετεωρολόγοι χρησιμοποιούν και τον όρο *υετός* ως ισοδύναμο με τον όρο precipitation.

το χιονόβροχο, ή *αποθέσεων*, όπως η δρόσος, η πάχνη, η βρέχουσα ομίχλη και η αχλύς έχουν μικρότερη σημασία για την υδρολογία.

2.1 Φυσικό πλαίσιο

Όπως είδαμε στο κεφάλαιο 1, η ανάλυση σε βάθος των φαινομένων και μηχανισμών που σχετίζονται με τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα ανήκει στη σφαίρα της ατμοσφαιρικής επιστήμης και της μετεωρολογίας. Ωστόσο, η κατανόηση των κύριων ατμοσφαιρικών διεργασιών είναι χρήσιμη στον υδρολόγο, ιδίως για θέματα που σχετίζονται με την εκτίμηση και πρόγνωση πλημμυρών (π.χ. πρόγνωση πλημμυρών σε πραγματικό χρόνο, εκτίμηση της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης – βλ. ενότητα 2.8). Για το λόγο αυτό θα δώσουμε στην ενότητα αυτή το απαραίτητο φυσικό υπόβαθρο των ατμοσφαιρικών διεργασιών που σχετίζονται με τα κατακρημνίσματα.

Γενικά, η δυναμική της ατμόσφαιρας περιγράφεται από έξι μεταβλητές: την πυκνότητα, την πίεση, τη θερμοκρασία και τις τρεις συνιστώσες της ταχύτητας στις τρεις διευθύνσεις. Οι μεταβλητές αυτές συνδέονται μεταξύ τους με έξι εξισώσεις, οι οποίες περιγράφουν μαθηματικά τους φυσικούς νόμους της ατμοσφαιρικής κίνησης και είναι γνωστές ως *πρωταρχικές εξισώσεις*. Πρόκειται για τις εξισώσεις διατήρησης μάζας, ενέργειας και ορμής (διανυσματική εξίσωση με τρεις βαθμωτές συνιστώσες) σε συνδυασμό με το νόμο των τέλειων αερίων. Η επίλυση των έξι εξισώσεων δίνει τα πεδία μεταβολής των έξι παραπάνω ατμοσφαιρικών μεταβλητών. Στις εφαρμογές που αναφέρονται στα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα επιπροστίθενται και οι εξισώσεις που αφορούν στη διατήρηση της μάζας του νερού και το νόμο μερικών πιέσεων του Dalton.

Βεβαίως στο υδρολογικό αυτό κείμενο δεν έχει θέση η παράθεση των πλήρων εξισώσεων της δυναμικής της ατμόσφαιρας· θα περιοριστούμε στις φυσικές γενικές αρχές για την περιγραφή και την κατανόηση των φαινομένων. Παράλληλα, στην ενότητα 2.2 θα παραθέσουμε ορισμένα στοιχεία μετεωρολογίας που εξηγούν τη γένεση των κατακρημνισμάτων.

2.1.1 Ατμοσφαιρική υγρασία

Υπεύθυνοι για τη δημιουργία των νεφών και στη συνέχεια των κατακρημνισμάτων είναι οι υδρατμοί της ατμόσφαιρας, οι οποίοι υπό ορισμένες συνθήκες μεταπίπτουν από την αέρια στην υγρή ή στερεά φάση. Ποσοτικά, η παρουσία των υδρατμών στην ατμόσφαιρα εκφράζεται με αναφορά είτε στην πυκνότητά τους είτε στη μερική πίεσή τους. Έτσι αν ρ_v είναι η πυκνότητα των υδρατμών (μάζα των υδρατμών που περιέχονται στη μονάδα όγκου του αέρα), γνωστή και ως *απόλυτη υγρασία*, και ρ_d η πυκνότητα του ξηρού αέρα,* ορίζεται ως *λόγος ανάμιξης* το μέγεθος

$$r := \frac{\rho_v}{\rho_d} \tag{2.1}$$

και ως *ειδική υγρασία* το μέγεθος

$$q := \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_d} = \frac{r}{1 + r} \tag{2.2}$$

Πρακτικώς τα δύο μεγέθη δεν διαφέρουν πολύ, επειδή η συνεισφορά της μάζας των υδρατμών στη συνολική μάζα του αέρα είναι πολύ μικρή. Οι τυπικές τιμές των μεγεθών αυτών ξεκινούν από 0.002 (= 2 g/kg) στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη, μέχρι 0.020 στις τροπικές περιοχές.

Η μερική πίεση e των υδρατμών οφείλεται στη μοριακή κίνηση και τις συγκρούσεις των μορίων H_2O και, όπως προκύπτει από το νόμο μερικών πιέσεων του Dalton

$$\frac{e}{p - e} = \frac{r}{\varepsilon} \quad \text{ή} \quad e = \frac{r\,p}{\varepsilon + r} \tag{2.3}$$

όπου p η ατμοσφαιρική πίεση και ε αριθμητική σταθερά που εκφράζει το λόγο των μοριακών βαρών του νερού και του ξηρού αέρα, με τιμή ε = 18.016 / 28.966 = 0.622.

Για δεδομένη θερμοκρασία αέρα υπάρχει μια μέγιστη πίεση υδρατμών που είναι θερμοδυναμικά ευσταθής, η οποία ονομάζεται *πίεση κορεσμού υδρατμών* (ή τάση κορεσμένων υδρατμών). Εισροή υδρατμών σε ατμόσφαιρα που περιέχει ήδη υδρατμούς σε συνθήκες πίεσης κορεσμού, έχει

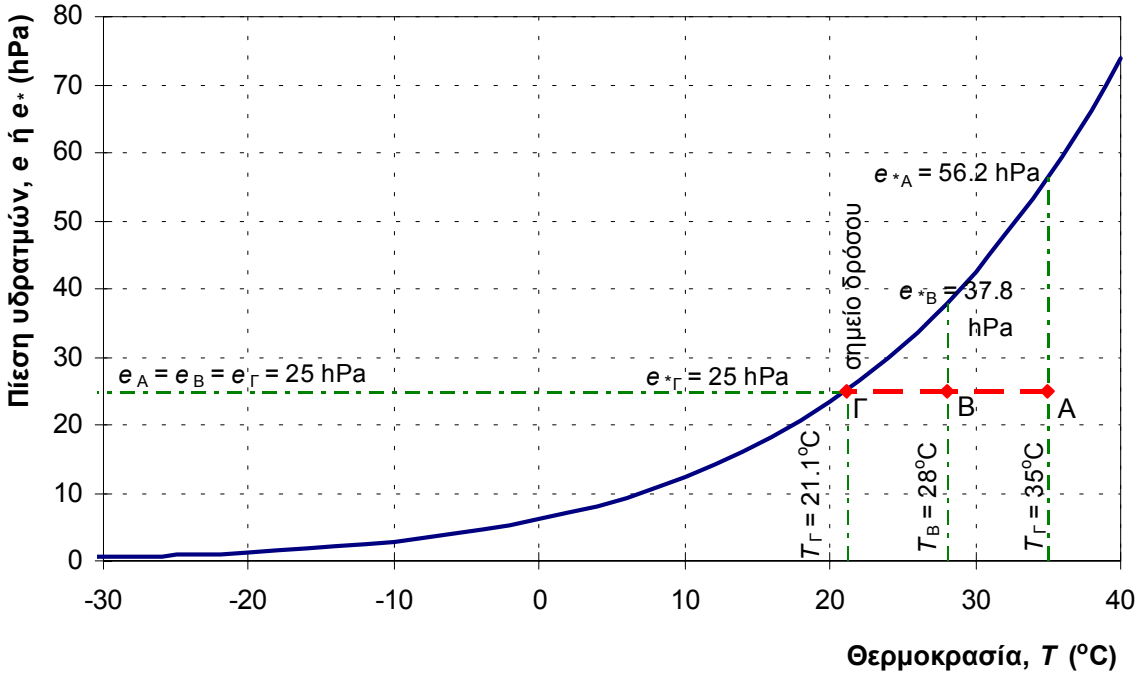
---

* Η πυκνότητα του ξηρού αέρα σε συνθήκες $T = 0^oC$ και p = 1013.25 hPa, είναι $\rho_d = 1.2923$ kg/m^3.

αποτέλεσμα την υγροποίησή τους. Το ίδιο αποτέλεσμα έχει και η μείωση της θερμοκρασίας*, δεδομένου ότι η πίεση κορεσμού είναι αύξουσα συνάρτηση της θερμοκρασίας. Η συνάρτηση αυτή περιγράφεται από τη διαφορική εξίσωση Clausius-Clapeyron, από τη λύση της οποίας προκύπτει η ακόλουθη υπολογιστικά εύχρηστη αριθμητική προσέγγιση†:

$$e_* = 6.11 \exp\left(\frac{17.27\,T}{T + 237.3}\right) \tag{2.4}$$

όπου e_* η πίεση κορεσμού υδρατμών σε hPa και T η θερμοκρασία σε °C.‡ Γραφική απεικόνιση της συνάρτησης δίνεται στο Σχ. 2.1.



Σχ. 2.1 Γραφική απεικόνιση της μεταβολής της πίεσης κορεσμού υδρατμών συναρτήσει της θερμοκρασίας και επεξηγηματικό παράδειγμα της μεταβολής της υγρασίας με τη θερμοκρασία (βλ. ένθετο εδάφιο στη σ. 80).

---

* Χαρακτηριστικά, αυτό το παρατηρούμε στις κλιματιστικές συσκευές που το καλοκαίρι ψύχουν τον αέρα και αποδίδουν νερό σε υγρή μορφή, το οποίο απάγεται με κατάλληλο σωληνίσκο.

† Για άλλες προσεγγίσεις βλ. μεταξύ άλλων Brutsaert (1982, σ. 42).

‡ Η προσεγγιστική εξίσωση προτάθηκε το 1930 από τον O. Tetans. Η αριθμητική σταθερά 237.3 στον παρονομαστή της (2.4) δεν έχει καμιά σχέση και δεν πρέπει να συγχέεται με τη σταθερά 273.15 που χρησιμοποιείται για τη μετατροπή των °C σε K.

Αλλά η πιο διαδεδομένη έκφραση της ατμοσφαιρικής υγρασίας δίνεται από τη *σχετική υγρασία*, η οποία ορίζεται ως

$$U := \frac{e}{e_*} \approx \frac{r}{r_*} \tag{2.5}$$

όπου r_* ο λόγος ανάμιξης σε συνθήκες κορεσμού. Η σχετική υγρασία είναι αδιάστατος αριθμός που κυμαίνεται από 0 μέχρι 1 (συνηθέστερα εκφράζεται ως ποσοστό %).*

Η συνολική ποσότητα υδρατμών που περιέχεται σε μια κατακόρυφη στήλη αέρα ύψους H† είναι

$$W = \frac{1}{\rho_{\mathrm{W}}} \int_0^H \rho_{\mathrm{v}}\, dz = \frac{1}{\rho_{\mathrm{W}} g} \int_{p_H}^{p_0} q\, dp \tag{2.6}$$

όπου με z και p συμβολίζονται το υψόμετρο και η ατμοσφαιρική πίεση, αντίστοιχα, p_0 και p_H είναι η ατμοσφαιρική πίεση στις στάθμες 0 (επιφάνεια εδάφους) και H, αντίστοιχα, ρ_{W} είναι η πυκνότητα του νερού σε υγρή μορφή και g η επιτάχυνση βαρύτητας. Το μέγεθος W είναι γνωστό ως *κατακρημνίσιμο νερό* και έχει διαστάσεις μήκους (τυπική μονάδα: mm). Για την εκτίμησή του χρειάζονται δεδομένα θερμοκρασίας, πίεσης και σχετικής υγρασίας καθ' ύψος της ατμόσφαιρας, τα οποία αποκτώνται με *ραδιοβολίσεις* (όργανα μετεωρολογικών μετρήσεων που μεταφέρονται κατακόρυφα με μικρά αερόστατα)‡.

Συστηματικές μετρήσεις στις ΗΠΑ έδειξαν ότι το μέσο κατακρημνίσιμο νερό κυμαίνεται, ανάλογα με τη γεωγραφική θέση και την εποχή, από 5 μέχρι 40 mm, όπου οι μεγαλύτερες τιμές αντιστοιχούν στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη και στους θερμότερους μήνες. Η μέγιστη τιμή του κατακρημνίσιμου νερού που σημειώθηκε δεν υπερβαίνει τα 66 mm

---

* Δεν αποκλείεται η σχετική υγρασία να ξεπερνά το 100%, οπότε έχουμε *υπέρκορη* ατμόσφαιρα, αλλά η κατάσταση αυτή είναι ασταθής.

† Συνήθως λαμβάνεται ως H το πάχος της τροπόσφαιρας.

‡ Σε Αθήνα και Θεσσαλονίκη γίνονται καθημερινά 2 ραδιοβολίσεις από την ΕΜΥ.

(Smith, 1993, σ. 3.7).* Δεδομένου ότι έχουν παρατηρηθεί (και είναι αρκετά συχνά σε μεγάλο γεωγραφικό εύρος) επεισόδια βροχής με ύψη πολλαπλάσια από την τιμή αυτή, γίνεται καταφανές ότι για να πραγματοποιηθεί μια ραγδαία βροχόπτωση δεν φτάνει να υπάρχει υψηλή ατμοσφαιρική υγρασία, αλλά χρειάζεται να πνέουν άνεμοι που να τροφοδοτούν την περιοχή με νέους υδρατμούς.†

Επεξήγηση της μεταβολής της υγρασίας με τη θερμοκρασία

Αναφερόμενοι στο Σχ. 2.1, υποθέτουμε ότι στη θέση Α, ένας όγκος αέρα βρίσκεται σε θερμοκρασία $T_A = 35^oC$ και έχει μερική πίεση $e_A = 25$ hPa· η πίεση κορεσμού για αυτή τη θερμοκρασία είναι $e_{*A} = 56.2$ hPa και κατά συνέπεια η σχετική υγρασία είναι $U_A = 25 / 56.2 = 44.5\%$. Αν ο όγκος αέρα ψυχθεί στη θερμοκρασία $T_B = 28^oC$ χωρίς να μεταβληθεί η περιεκτικότητα των υδρατμών και η ατμοσφαιρική πίεση, η μερική πίεση παραμένει $e_B = e_A = 25$ hPa, ενώ η πίεση κορεσμού για αυτή τη θερμοκρασία είναι $e_{*B} = 38.8$ hPa· κατά συνέπεια η σχετική υγρασία γίνεται $U_A = 25 / 37.8 = 66.1\%$. Αν ο όγκος αέρα εξακολουθήσει να ψύχεται με τον ίδιο τρόπο (χωρίς να μεταβληθεί η περιεκτικότητα των υδρατμών και η ατμοσφαιρική πίεση) μέχρι τη θερμοκρασία $T_Γ = 21.1^oC$, στην οποία η πίεση κορεσμού γίνεται $e_{*Γ} = e_Γ = 25$ hPa, τότε η σχετική υγρασία γίνεται $U_A = 25 / 25 = 100\%$. Η θερμοκρασία $T_Γ = 21.1^oC$, που προκύπτει ως η τομή της οριζόντιας που περνά απ' το αρχικό σημείο Α και της καμπύλης κορεσμού, ονομάζεται *σημείο δρόσου*. Περαιτέρω μείωση της θερμοκρασίας κάτω από το σημείο δρόσου έχει συνέπεια την υγροποίηση μέρους των υδρατμών.

* Στην Αθήνα, από την παράθεση διάφορων μετρήσεων του κατακρημνίσιμου νερού που περιέχονται (σε μορφή διαγραμμάτων) στην εργασία του Karalis (1974), προκύπτει ότι η μέγιστη τιμή του δεν έχει ξεπεράσει τα 32 mm.

† Σύμφωνα με τον ορισμό που δόθηκε, το κατακρημνίσιμο νερό δεν περιλαμβάνει το νερό των σύννεφων που βρίσκεται σε υγρή μορφή. Αλλά και η ποσότητα αυτού του νερού δεν είναι ιδιαίτερα σημαντική: Σύμφωνα με υπολογισμούς του Dingman (1994, σ. 522) ένα σύννεφο πάχους 10 000 m (που καλύπτει σχεδόν όλη την τροπόσφαιρα) περιέχει νερό που μπορεί να δώσει βροχή ύψους 5 mm το πολύ. Κατά συνέπεια απομένει ως μόνη πηγή μεγάλων ποσοτήτων κατακρημνισμάτων η συνεχής τροφοδοσία της περιοχής όπου εξελίσσεται η βροχή με νέους υδρατμούς.

2.1.2 Γένεση των κατακρημνισμάτων

Πρώτο βήμα στη διεργασία της γένεσης των κατακρημνισμάτων είναι η δημιουργία θερμοδυναμικής κατάστασης κορεσμού των υδρατμών (συνθήκες υγροποίησης). Σχεδόν πάντα έρχεται ως αποτέλεσμα της διόγκωσης και ψύξης του εμπλουτισμένου σε υγρασία αέρα κατά την ανοδική πορεία του. Η ανοδική πορεία προκαλείται από διαφορές θερμοκρασίας και πίεσης οι οποίες επάγουν κινήσεις του αέρα (πεδία ανέμων), όπως συνοπτικά περιγράφεται στην ενότητα 2.2. Ειδικότερα η ανοδική κίνηση ευνοείται σε συνθήκες *ασταθούς ατμόσφαιρας*, δηλαδή σε συνθήκες απότομης μείωσης της θερμοκρασίας του αέρα όσο μεγαλώνει το υψόμετρο (ισχυρής θερμοβαθμίδας).

Το δεύτερο βήμα είναι η συμπύκνωση των υδρατμών σε λεπτά σταγονίδια ενδεικτικής μέσης διαμέτρου 10 ως 30 μm ή μικρούς κρυστάλλους (ανάλογα με τη θερμοκρασία που επικρατεί). Η υγροποίηση των υδρατμών απαιτεί τη δημιουργία *διεπιφάνειας* μεταξύ της υγρής και της αέριας φάσης, που προϋποθέτει την ύπαρξη υγροσκοπικών πυρήνων, οπότε το όλο φαινόμενο παρουσιάζει την ασυνεχή ενδιάμεση φάση της *πυρηνοποίησης*. Η απαιτούμενη ενέργεια για τη δημιουργία της διεπιφάνειας, δηλαδή του *υγροσκοπικού πυρήνα*, δημιουργεί ένα "ενεργειακό φράγμα" στο φαινόμενο της συμπύκνωσης των υδρατμών. Το φράγμα αυτό ξεπερνιέται δύσκολα όταν η πυρηνοποίηση είναι *ομογενής*, δηλαδή όταν το έμβρυο-πυρήνας δημιουργείται αποκλειστικά από σύμπλεγμα μορίων νερού. Όμως, στην ατμόσφαιρα κυκλοφορούν σε επαρκείς ποσότητες στερεοί *πυρήνες συμπύκνωσης* διάφορων προελεύσεων (π.χ. σκόνη εδαφικού υλικού, προϊόντα καύσης, κρύσταλλοι άλατος από το θαλάσσιο νερό, κτλ.), τυπικής διαμέτρου μικρότερης του 1 μm, οι οποίοι ευνοούν την *ετερογενή* πυρηνοποίηση, γιατί οι ενεργειακές απαιτήσεις της είναι πολύ μικρότερες.

Η δημιουργία των σταγονιδίων σε μεγάλες ποσότητες είναι εμφανής μακροσκοπικά, αφού έχει συνέπεια τη δημιουργία των νεφών, αλλά δεν είναι ικανή για την έναρξη της κατακρήμνισης, αφού τα σταγονίδια, λόγω της μικρής ταχύτητάς καθίζησής τους, παραμένουν σε αιώρηση στην ατμόσφαιρα. Η έναρξη της κατακρήμνισης προϋποθέτει ένα τρίτο βήμα, κατά το οποίο παρατηρείται εντυπωσιακή αύξηση (π.χ. 10^6 φορές) της μάζας των σταγόνων (ή των κρυστάλλων πάγου) σε μεγέθη κατακρημνίσιμα, δηλαδή μέχρις ότου οι δυνάμεις βαρύτητας της μεμονωμένης

σταγόνας υπερνικήσουν την αιώρηση που της δημιουργεί η τυρβώδης διάχυση. Για να πραγματοποιηθεί ο πολλαπλασιασμός της μάζας των σταγονιδίων πρέπει να προχωρήσουν οι διεργασίες *σύμφυσης των σταγονιδίων* με τις επαφές που δημιουργούν οι μεταξύ τους συγκρούσεις ή/και *ανάπτυξης των παγοκρυστάλλων*, οι οποίοι συμπυκνώνουν γύρω τους κατά προτίμηση τους εναπομένοντες υδρατμούς, απορροφώντας ταυτόχρονα μόρια νερού από τα υγρά σταγονίδια που συνυπάρχουν στην περιοχή (Ahrens, 1993, σσ. 114-118). Η πραγματοποίηση των δύο παραπάνω πρώτων βημάτων που δημιουργούν τα σταγονίδια είναι συνηθέστατη, δεν ακολουθείται όμως συχνά και από το τρίτο βήμα, οπότε το σύννεφο, θερμαινόμενο από τις διάφορες ακτινοβολίες ή από τυχόν καθοδική κίνησή του, βαθμιαία διαλύεται με επανεξάτμιση των σταγονιδίων.

Τέταρτο βήμα για την πραγματοποίηση υδρολογικά σημαντικών κατακρημνίσεων είναι η συνεχής τροφοδότηση με νέους υδρατμούς, ώστε να συντηρηθούν επί αρκετό χρόνο οι διεργασίες των τριών προηγούμενων βημάτων.

Τεχνητή βροχή (σπορά νεφών)

Από την εποχή του δεύτερου παγκόσμιου πολέμου, το παλιό όνειρο του ελέγχου και επηρεασμού (ιδίως σε ξηρές και άνυδρες περιοχές ή περιόδους) της φυσικής διεργασίας της δημιουργίας βροχής, ξέφυγε από την αναζήτηση ενός "μάγου- βροχοποιού" και μπήκε στο στάδιο του συστηματικού επιστημονικού πειραματισμού.

Οι εφαρμογές τεχνητής βροχής αποσκοπούν στον τεχνητό εμπλουτισμό της ατμόσφαιρας σε πυρήνες συμπύκνωσης, οι οποίοι δίνουν το έναυσμα στο σχηματισμό παγοκρυστάλλων και επιταχύνουν έτσι τη συμπύκνωση των υδρατμών. Αυτό για ψυχρά σύννεφα γίνεται με τη διάχυση ή *σπορά*, όπως έχει επικρατήσει, μέσα στο σύννεφο, είτε υπέρψυχρων σωματιδίων (π.χ. ανθρακικοί ανυδρίτες σε θερμοκρασία -80^{o}C) οπότε δημιουργούνται αυτόματα κρυσταλλικοί πυρήνες από την ψύξη των σταγονιδίων που έρχονται σε επαφή μαζί τους, είτε κρυσταλλικών πυρήνων με δομή παραπλήσια των κρυστάλλων πάγου (π.χ. ιωδιούχος άργυρος, AgI). Η τεχνική διαφέρει στα θερμά σύννεφα, όπου χρησιμοποιούνται κυρίως διαχύσεις χλωριούχου νατρίου ή σταγονιδίων νερού. Εξ άλλου, η *υπερσπορά* τεχνητών πυρήνων σε υπέρψυχρα σύννεφα μπορεί να έχει αποτέλεσμα τη μείωση των κατακρημνισμάτων, λόγω της πληθώρας των διαθέσιμων πυρήνων και της συνακόλουθης αποδυνάμωσης της διεργασίας αύξησης της μάζας των σταγονιδίων ή των παγοκρυστάλλων. Η υπερσπορά των νεφών αποτελεί τη βάση των προγραμμάτων *αντιχαλαζιακής προστασίας*.

Πολλά προγράμματα σποράς νεφών, που αποσκοπούν είτε στην αύξηση των υδατικών πόρων, είτε στην αντιχαλαζιακή προστασία, έχουν πραγματοποιηθεί σε διάφορες χώρες, με προεξάρχουσες τις ΗΠΑ, την πρώην Σοβιετική Ένωση, το Ισραήλ κ.ά. Στην Ελλάδα τέτοια προγράμματα έχουν πραγματοποιηθεί περιστασιακά σε περιόδους έμμονης ξηρασίας (π.χ. για την ενίσχυση των υδατικών πόρων που υδροδοτούν την Αθήνα) και συστηματικά για την αντιχαλαζιακή προστασία από τον οργανισμό ΕΛΓΑ.

Η παραπάνω διαδικασία επεμβαίνει μόνο στη διεργασία δημιουργίας σταγονιδίων βροχής. Μετά από όσα αναφέρθηκαν στα προηγούμενα εδάφια, σύμφωνα με τα οποία η πραγματοποίηση υδρολογικά σημαντικών βροχοπτώσεων προϋποθέτει τη συνεχή μεταφορά υδρατμών, κάτι που δεν μπορεί να τροποποιηθεί με ανθρώπινη επέμβαση, γίνεται κατανοητό ότι η αποτελεσματικότητα της σποράς νεφών στην αύξηση της βροχόπτωσης δεν μπορεί να είναι ιδιαίτερα αξιόλογη.

Πράγματι, ως τώρα τα αποτελέσματα από τα προγράμματα τεχνητής βροχής δεν είναι κατηγορηματικά: ορισμένες μελέτες υποστηρίζουν ότι υπό κατάλληλες συνθήκες η σπορά νεφών μπορεί να αυξήσει τη βροχόπτωση κατά 5-20%· ωστόσο, σε άλλες περιπτώσεις φαίνεται να μην έχει επηρεαστεί, ή ακόμη και να έχει μειωθεί, η βροχόπτωση από την εφαρμογή της μεθόδου. Εξ άλλου, η εκτίμηση της αποτελεσματικότητας ενός πειράματος σποράς νεφών είναι αμφίβολης αξιοπιστίας, δεδομένου ότι δεν είναι γνωστό τί θα γίνονταν αν δεν είχε εκτελεστεί το πείραμα. Παρόμοια είναι και τα συμπεράσματα για την επιτυχία των προγραμμάτων αντιχαλαζιακής προστασίας: στην πρώην ΕΣΣΔ φαίνεται ότι τα σχετικά προγράμματα ήταν επιτυχή, ενώ στις ΗΠΑ δεν υπάρχουν αποδείξεις για την αποτελεσματικότητά τους (Ahrens, 1993, σ. 120· Dingman, 1994, σ. 153). Στον όλο σκεπτικισμό γύρω από την αποτελεσματικότητα των πρακτικών *τροποποίησης του καιρού*, έρχονται σήμερα να προστεθούν και οι αμφισβητήσεις που συνδέονται με τις τυχόν απρόβλεπτες αρνητικές επιπτώσεις τους (Dingman, 1994, σσ. 153-154) και ειδικότερα με την πιθανή τροποποίηση των γενικών χαρακτηριστικών των υδρολογικής δίαιτας μιας περιοχής: Η τυχόν ανθρωπογενής τροποποίηση αυτών των φυσικών χαρακτηριστικών, στα οποία έχει βασιστεί ο υδρολογικός σχεδιασμός των διάφορων έργων της περιοχής, μπορεί να έχει αρνητικές συνέπειες στα ίδια τα έργα. Μάλιστα, οι επιπτώσεις αυτές είναι δομικά απρόβλεπτες, λόγω της χαοτικής φύσης των υδρομετεωρολογικών συστημάτων.

2.2 Μετεωρολογικό πλαίσιο

Στην προηγούμενη ενότητα εξηγήθηκε ότι οι μηχανισμοί γένεσης των κατακρημνισμάτων συνδέονται με την κίνηση της ατμόσφαιρας, που είναι υπεύθυνη τόσο για τη δημιουργία κατάστασης κορεσμού των υδρατμών, όσο και για τη συνεχή τροφοδοσία με νέους υδρατμούς. Παρακάτω συνοψίζονται οι μετεωρολογικές συνθήκες που επάγουν αυτές τις κινήσεις και οδηγούν στο σχηματισμό κατακρημνισμάτων.

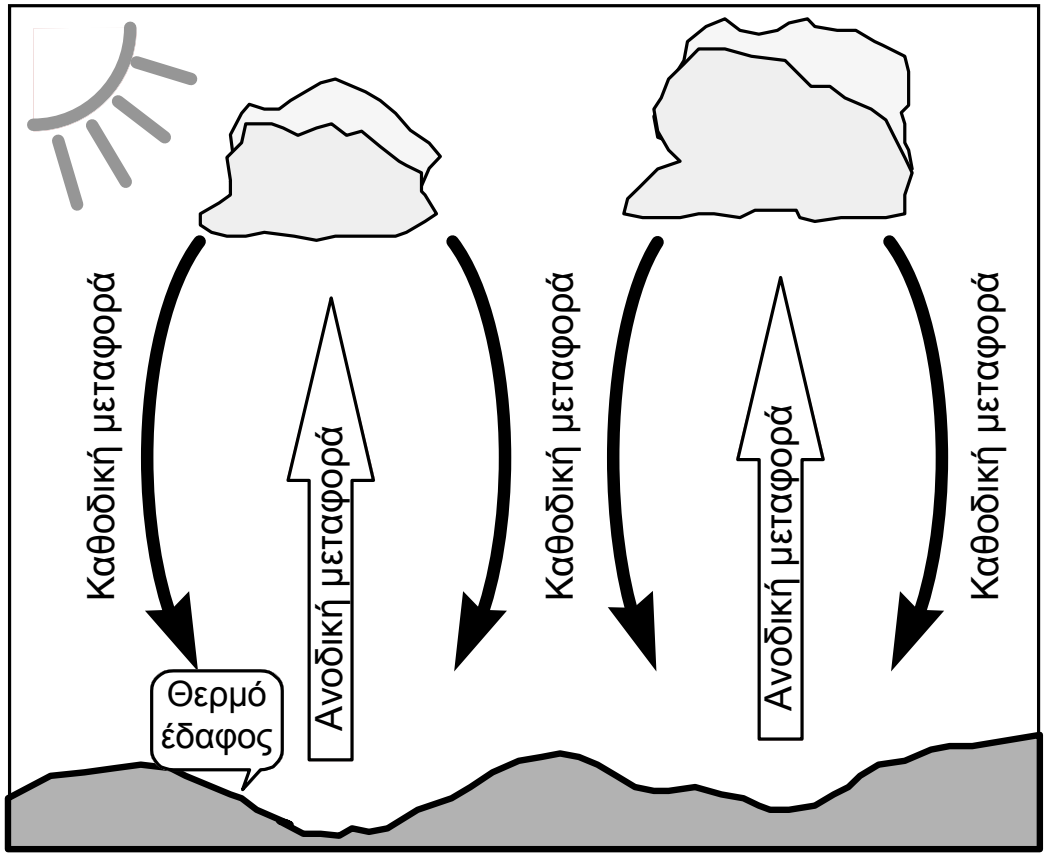
Γενικά οι μετεωρολογικές συνθήκες χαρακτηρίζονται από τη σχετική κυριαρχία ενός από τους δύο βασικούς μετεωρολογικούς μηχανισμούς κατακρήμνισης: του *μεταγωγικού* (ή κατακόρυφης μεταφοράς· convective) και του *διαστρωματικού* (stratiform). Στον μεταγωγικό μηχανισμό κυριαρχεί η κατακόρυφη κίνηση του αέρα και η δημιουργία της κατακρήμνισης είναι ταχύτατη (τυπικός χρόνος ανάπτυξης 45 min), ενώ η ανάπτυξη της κατακρήμνισης ξεκινά από τη βάση του σύννεφου. Αντίθετα, στο διαστρωματικό μηχανισμό η κατακόρυφη κίνηση του αέρα είναι ασθενής, οι χρόνοι δημιουργίας μπορεί να είναι αρκετές ώρες, ενώ η ανάπτυξη ξεκινά από το πάνω μέρος του σύννεφου (Smith, 1993, σ. 3.10). Ένας άλλος μηχανισμός είναι ο *ορογραφικός* (orographic) που συνδέεται με τη μεταφορά αέριων μαζών πάνω από όρη και συνδυάζει μεταγωγικές και διαστρωματικές συνιστώσες.

2.2.1 Μεταγωγικές κατακρημνίσεις

Στο Σχ. 2.2 παρουσιάζεται ένα ενδεικτικό σκαρίφημα της δημιουργίας μεταγωγικής κατακρήμνισης. Το έδαφος θερμαίνεται από την απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας και συνακόλουθα θερμαίνει τον αέρα που βρίσκεται σε επαφή. Η κατακόρυφη θερμοκρασιακή διαφορά του αέρα προκαλεί ανοδική κίνησή του. Ο αέρας που ανέρχεται διαστέλλεται και ψύχεται, και εφόσον υπάρχουν συνθήκες ατμοσφαιρικής αστάθειας δημιουργεί σύννεφα. Παράλληλα, σε αντικατάσταση του αέρα που ανέρχεται, δημιουργούνται ρεύματα καθοδικής μεταφοράς ψυχρού αέρα, και η όλη δομή της ατμοσφαιρικής κίνησης χαρακτηρίζεται από το σχηματισμό *μεταγωγικών κυττάρων*, όπως αυτά του Σχ. 2.2.

Οργανωμένα μεταγωγικά συστήματα, γνωστά ως *μεταγωγικά συστήματα μεσοκλίμακας* (mesoscale convective systems) μπορεί να καλύπτουν μεγάλες εκτάσεις και να παράγουν ισχυρές βροχοπτώσεις και πλημμύρες.

Διακρίνονται δύο γενικές κατηγορίες τέτοιων συστημάτων: τα *μεταγωγικά συμπλέγματα μεσοκλίμακας* (mesoscale convective complexes) που εκτείνονται επιφανειακά σε περιοχές της τάξης των 100 000 km^2 και οι *γραμμές λαίλαπας* (squall lines) που χαρακτηρίζονται από γραμμική οργάνωση των μεταγωγικών κυττάρων (Smith, 1993, σ. 3.12).



Σχ. 2.2 Επεξηγηματικό σκαρίφημα του μηχανισμού μεταγωγικής κατακρήμνισης.

2.2.2 Εξωτροπικοί κυκλώνες

Οι εξωτροπικοί *κυκλώνες* είναι μετεωρολογικοί σχηματισμοί συνήθεις σε γεωγραφικά πλάτη 30^o έως 60^o στο βόρειο και το νότιο ημισφαίριο και είναι υπεύθυνοι για σημαντικό ποσοστό των κατακρημνισμάτων σε αυτά τα πλάτη. Επίσης, είναι υπεύθυνοι για τη μεταφορά σημαντικών ποσοτήτων ενέργειας, με κατεύθυνση από τον ισημερινό προς τους πόλους, στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη. Αποτελούν τυπικό παράδειγμα γένεσης δια-

στρωματικών κατακρημνίσεων*. Η χωρική έκταση των σχηματισμών καλύπτει αρκετές εκατοντάδες χιλιάδες km^2, ενώ ο κύκλος ζωής τους, από την ανάπτυξη μέχρι την αποδιάρθρωσή τους, διαρκεί αρκετές ημέρες, κατά τις οποίες κινούνται προς τα ανατολικά. Σχηματίζονται στα όρια ψυχρών και θερμών αερίων μαζών, τα οποία στο αρχικό τους στάδιο λέγονται *στάσιμα μέτωπα*. Τα όρια αυτά κατά την εξέλιξη των κυκλώνων μετασχηματίζονται σε *θερμά* και *ψυχρά μέτωπα*, και αργότερα σε *συσφιγμένα μέτωπα* (Σχ. 2.3).

Στο στάδιο της πλήρους ανάπτυξής του ο κυκλώνας χαρακτηρίζεται από ένα πεδίο χαμηλών ατμοσφαιρικών πιέσεων στο κέντρο του (Σχ. 2.3γ και δ), στη στάθμη της γήινης επιφάνειας, και γι' αυτό είναι γνωστός και ως *ύφεση* ή *βαρομετρικό χαμηλό*. Η συγκεκριμένη μορφή του πεδίου πιέσεων επάγει την κίνηση του αέρα από την περιφέρεια προς το κέντρο του κυκλώνα (δηλαδή από τις ψηλότερες προς τις χαμηλότερες πιέσεις). Η κίνηση αυτή λόγω της περιστροφικής κίνησης της Γης εκτρέπεται δεξιόστροφα στο βόρειο ημισφαίριο (αριστερόστροφα στο νότιο ημισφαίριο)· η εκτροπή μπορεί να θεωρηθεί ως αποτέλεσμα της υποθετικής (αδρανειακής για τον παρατηρητή που βρίσκεται στη Γη) *δύναμης Coriolis*.† Η συνισταμένη των δυνάμεων λόγω διαφοράς πίεσης, Coriolis και της τριβής (στην επιφάνεια της γης) δημιουργεί τελικά ένα περιστροφικό πεδίο ανέμων γύρω από το κέντρο του κυκλώνα με αριστερόστροφη κατεύθυνση στο βόρειο ημισφαίριο (δεξιόστροφη στο νότιο). Η ακτινική συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου είναι μη μηδενική και κατευθύνεται προς το εσωτερικό του κυκλώνα, πράγμα που είναι γνωστό ως *σύγκλιση* προς το κέντρο του κυκλώνα (Σχ. 2.3γ και δ). Ο αέρας που συγκλίνει προς το εσωτερικό αναγκάζεται (μη έχοντας άλλη διέξοδο) να

---

* Η κατακόρυφη κίνηση του αέρα στους κυκλώνες γίνεται με μικρές μέσες ταχύτητες, της τάξης των 3 cm/s.

† Η εκτροπή αυτή (ή ισοδύναμα η δύναμη Coriolis) είναι υπεύθυνη για τη κίνηση των μετεωρολογικών σχηματισμών, και των ίδιων των κυκλώνων, από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Έτσι, στην Ελλάδα οι κυκλώνες φτάνουν από την πλευρά της Ιταλίας, της δυτικής Μεσογείου ή της Σαχάρας και ποτέ αντίστροφα. Επειδή η κίνηση αυτή είναι ομόρροπη με την περιστροφική κίνηση της Γης έχει ονομαστεί *γεωστροφική*. Πιο συγκεκριμένα, στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη παρατηρείται μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης όσο απομακρυνόμαστε από τον ισημερινό, πράγμα τείνει να δημιουργήσει κίνηση του αέρα προς τους πόλους. Η κίνηση αυτή εκτρέπεται προς τα ανατολικά, ως συνέπεια της δράσης της δύναμης Coriolis, η οποία εξισορροπεί τη δύναμη λόγω διαφοράς πίεσης.

ανυψωθεί στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, ακολουθώντας σπειροειδή ανοδική κίνηση. Όπως είδαμε και παραπάνω, η ανύψωση προκαλεί ψύξη του αέρα και συμπύκνωση των υδρατμών.*

Εκτός από την σπειροειδή ανοδική κίνηση του ανέμου που προκαλείται από το πεδίο χαμηλών πιέσεων, η παρουσία των μετώπων επιδρά επίσης αποφασιστικά στην ανοδική κίνηση του αέρα και συνακόλουθα στη δημιουργία κατακρημνίσεων, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο Σχ. 2.4.

2.2.3 Ορογραφικές κατακρημνίσεις

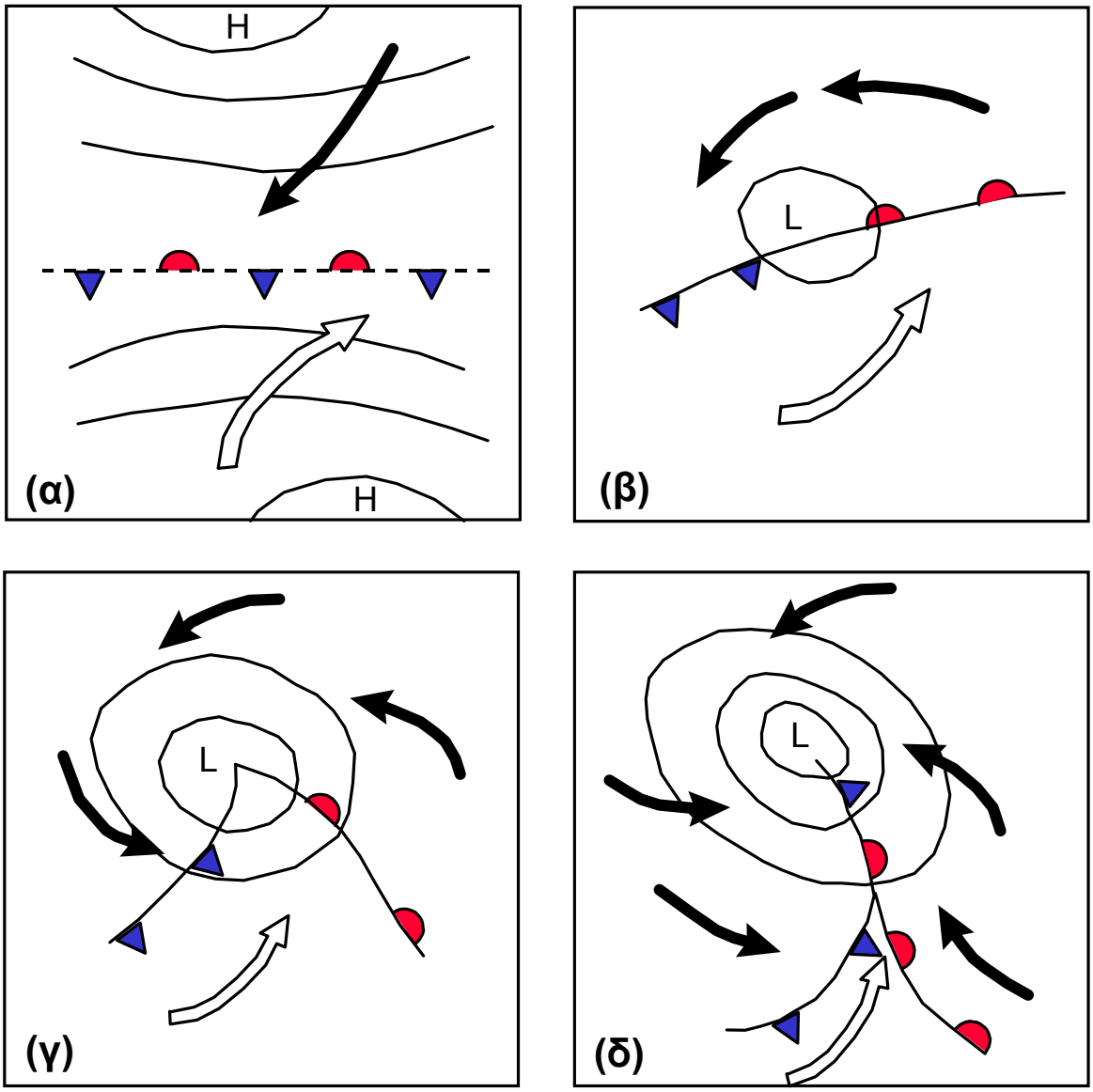
Ο αέρας που κινείται οριζόντια, όταν συναντήσει ένα ορεινό όγκο, αναγκάζεται να ανυψωθεί, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο Σχ. 2.5. Όπως και στις άλλες περιπτώσεις, η ανύψωση έχει συνέπεια την ψύξη του αέρα, το σχηματισμό σύννεφων και δυνητικά την κατακρήμνιση. Τα σύννεφα που σχηματίζονται στην προσήνεμη πλευρά του ορεινού όγκου λέγονται *ορογραφικά*, ενώ ο ίδιος όρος χρησιμοποιείται και για το χαρακτηρισμό της κατακρήμνισης. Στην υπήνεμη πλευρά η καθοδική κίνηση του αέρα έχει συνέπεια τη θέρμανση και τη διάλυση των σύννεφων, κάτι που είναι γνωστό ως *ομβροσκιά*.

Η ορογραφία δεν είναι συνήθως ικανή για τη δημιουργία κατακρήμνισης, αλλά χρειάζεται να συντρέχουν και κατάλληλες μετεωρολογικές συνθήκες, όπως μεταγωγικές ή κυκλωνικές κινήσεις, ή ακόμη ατμοσφαιρική αστάθεια. Στις περιπτώσεις αυτές, η ορογραφική επίδραση ενισχύει την κατακρήμνιση στην προσήνεμη πλευρά, έτσι που τελικά το ύψος της αυξάνεται με την αύξηση του υψομέτρου.

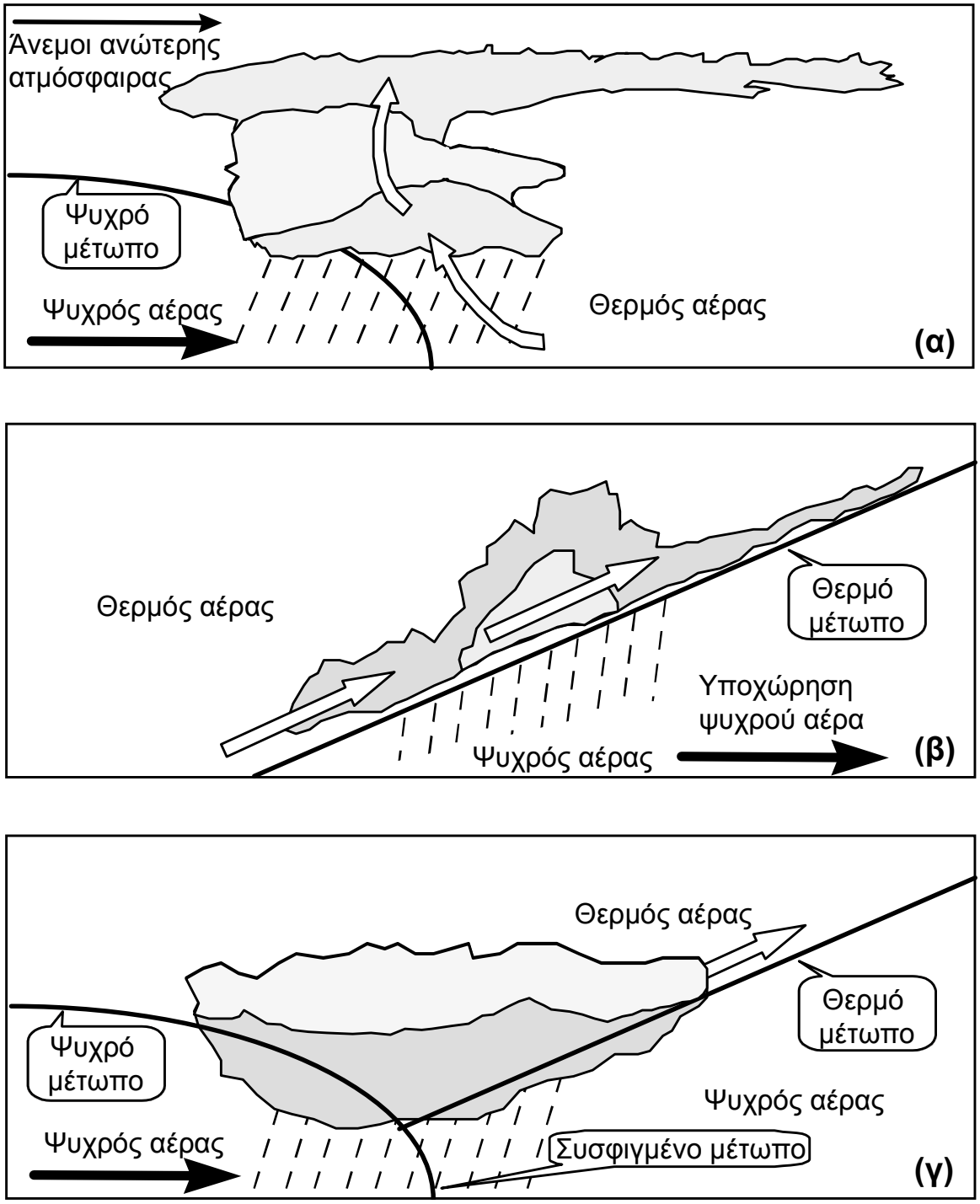
Στην Ελλάδα, το τοπογραφικό ανάγλυφο που κυριαρχείται από την οροσειρά της Πίνδου στα δυτικά, επηρεάζει καθοριστικά το ύψος των κατακρημνισμάτων, μέσω της ορογραφικής επίδρασης. Έτσι σε ορισμένες περιοχές της Πίνδου, το μέσο ετήσιο ύψος βροχής ξεπερνά τα 2000 mm, ενώ σε περιοχές της Ανατολικής Ελλάδας (ομβροσκιά) γίνεται μικρότερο από 500 mm.

---

* Αντίστροφα, στον *αντικυκλώνα*, ο οποίος χαρακτηρίζεται από υψηλή πίεση στο κέντρο του, δημιουργείται καθοδικό σπειροειδές πεδίο ανέμων γύρω από το κέντρο του με δεξιόστροφη φορά στο βόρειο ημισφαίριο. Η καθοδική κίνηση, αντίστροφα με την ανοδική, θερμαίνει τον αέρα και εξατμίζει τα σύννεφα. Γι' αυτό το λόγο όταν επικρατεί αντικυκλώνας έχουμε καλό καιρό.



Σχ. 2.3 Χαρακτηριστικά στάδια της δημιουργίας ενός κυκλώνα (στο βόρειο ημισφαίριο): (α) Ένα στάσιμο μέτωπο διαχωρίζει μια ψυχρή (βόρεια) και μια θερμή (νότια) αέρια μάζα, ενώ το πεδίο πιέσεων είναι τέτοιο (υψηλές πιέσεις βόρεια και νότια – σύμβολο Η) που κατευθύνει τους ανέμους τόσο στον ψυχρό τομέα (μαύρο βέλος) όσο και στο θερμό τομέα (λευκό βέλος) προς το μέτωπο· οι άνεμοι λόγω των δυνάμεων Coriolis εκτρέπονται δεξιόστροφα. (β) Το στάσιμο μέτωπο δίνει τη θέση του σε ένα θερμό μέτωπο (δεξιά – συμβολίζεται με ημικύκλια) και ένα ψυχρό μέτωπο (αριστερά – συμβολίζεται με τρίγωνα), ενώ στην ένωση των δύο μετώπων δημιουργείται χαμηλή πίεση (σύμβολο L) και το πεδίο ανέμων δημιουργεί ένα στρόβιλο γύρω από την περιοχή χαμηλής πίεσης. (γ) Το πεδίο χαμηλών πιέσεων και το πεδίο ανέμων γύρω από αυτό εντείνονται, και ο κυκλώνας βρίσκεται σε πλήρη ανάπτυξη. (δ) Το ψυχρό μέτωπο που κινείται ταχύτερα από το θερμό, το προλαβαίνει σχηματίζοντας συσφιγμένο μέτωπο. Μετά το στάδιο (δ) ακολουθεί η αποδιάρθρωση του κυκλώνα. Σε όλες τις φάσεις το σύστημα κινείται προς τα ανατολικά.

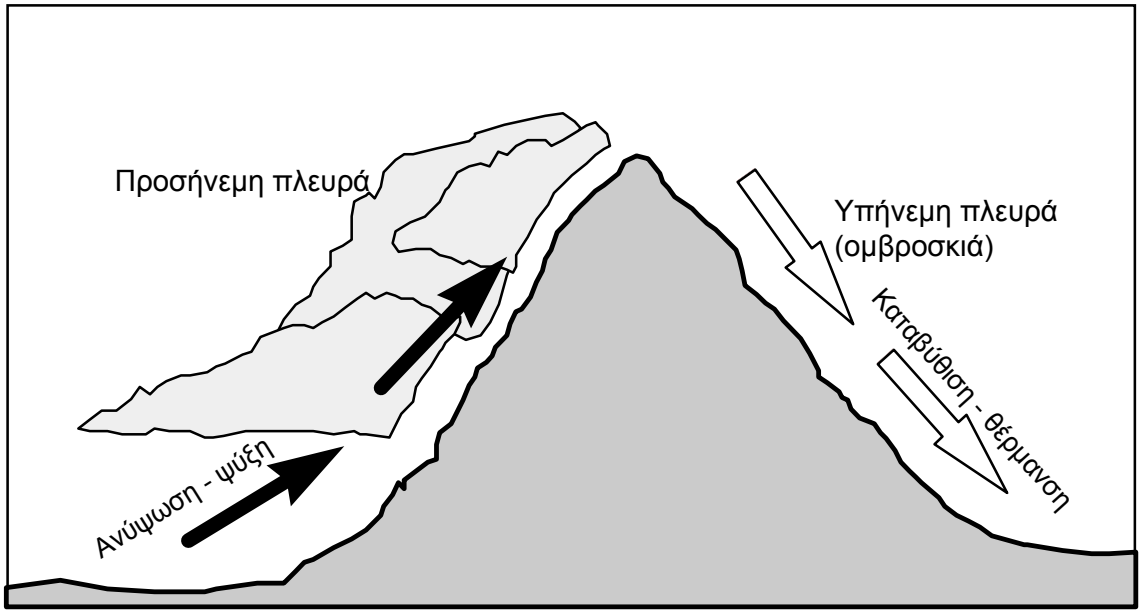


Σχ. 2.4 Κατακόρυφη τομή κατά μήκος (α) ενός ψυχρού μετώπου, (β) ενός θερμού μετώπου και (γ) ενός συσφιγμένου μετώπου (στο βόρειο ημισφαίριο). Όλα τα μέτωπα κινούνται προς τα ανατολικά. Με μαύρα βέλη συμβολίζονται οι κινήσεις του ψυχρού αέρα και με λευκά οι κινήσεις του θερμού.

2.2.4 Άλλοι τύποι κατακρημνίσεων

Στις τροπικές ή υποτροπικές περιοχές παρατηρούνται και ορισμένοι άλλοι μετεωρολογικοί σχηματισμοί που δημιουργούν κατακρημνίσεις,

όπως οι *τυφώνες*, οι *μουσώνες* και οι *συστοιχίες τροπικών νεφών*. Ο αναγνώστης που ενδιαφέρεται για αυτούς τους τύπους κατακρημνίσεων, οι οποίοι δεν παρατηρούνται στην Ελλάδα, παραπέμπεται σε άλλα βιβλία υδρολογίας ή μετεωρολογίας (π.χ. Smith, 1993, σσ. 3.13-3.14· Dingman, 1994, σσ. 91-92· Ahrens, 1993, σσ. 275-293, 163-165).



Σχ. 2.5 Ενδεικτικό σκαρίφημα της ορογραφικής επίδρασης στην ανύψωση του αέρα.

2.3 Μετρικές ιδιότητες

2.3.1 Σημειακά ύψη και εντάσεις

Από άποψη ενδιαφέροντος για την τεχνική υδρολογία, η κύρια μετρική ιδιότητα των βροχοπτώσεων και γενικότερα των κατακρημνισμάτων είναι το *ύψος* τους h σε δεδομένο χρόνο t, το οποίο όπως θα δούμε στην επόμενη ενότητα είναι εύκολο να μετρηθεί σε σημειακή βάση, μέσω των κυλίνδρων των βροχομέτρων ή βροχογράφων. Παράγωγο μέγεθος είναι η *ένταση* βροχής που κατ' αρχήν ορίζεται σε στιγμιαία βάση ως

$$i := \frac{dh}{dt} \tag{2.7}$$

όπου *dh* είναι η μεταβολή του ύψους στο διαφορικό χρόνο *dt*. Επειδή όμως στην πραγματικότητα η στιγμιαία ένταση βροχής δεν είναι δυνατό να μετρηθεί, χρησιμοποιούνται πάντα προσεγγίσεις της μορφής

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta t} \tag{2.8}$$

όπου Δh είναι η μεταβολή του ύψους στον πεπερασμένο χρόνο Δt. Η τιμή της έντασης που ορίζεται από την (2.8) αποτελεί χρονικά μέση τιμή, η οποία εξαρτάται άμεσα από το χρονικό διάστημα Δt. Προφανώς, όσο μικρότερο είναι το Δt τόσο περισσότερο η χρονικά μέση ένταση προσεγγίζει τη στιγμιαία.

Το φαινόμενο της κατακρήμνισης είναι επιφανειακά ανομοιόμορφο, δηλαδή εξελίσσεται σε κάποια επιφάνεια της γης με ρυθμό που μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο (όπως άλλωστε συμβαίνει και με όλα τα υδρολογικά φαινόμενα, π.χ. την απορροή). Όπως δείχνει και η καθημερινή εμπειρία, αυξομειώσεις της έντασης και του συνολικού ύψους μιας βροχής είναι πολύ σημαντικές, ακόμα και σε σχετικά κοντινές αποστάσεις (της τάξης λίγων km). Η πλήρης γνώση της χωροχρονικής εξέλιξης ενός φαινομένου θα απαιτούσε να είναι γνωστό το πεδίο $h(x, y, t)$ σε κάθε σημείο (x, y) της επιφάνειας που ενδιαφέρει και σε κάθε χρονική στιγμή t. Αυτό πρακτικώς είναι αδύνατο. Στην πραγματικότητα, τα συμβατικά όργανα μετρήσεων παρέχουν *σημειακή* πληροφορία για ένα επιφανειακό φαινόμενο, η οποία αναφέρεται σε συγκεκριμένες θέσεις της βρεχόμενης επιφανείας, δηλαδή στις θέσεις των εγκαταστημένων βροχομέτρων ή βροχογράφων. Και ενώ η σημειακή μέτρηση της παροχής σε μία θέση υδατορεύματος ολοκληρώνει και παρουσιάζει την απορροή σε όλη την σαφώς καθορισμένη ανάντη λεκάνη, η σημειακή μέτρηση της βροχόπτωσης παρέχει πληροφορία για το συγκεκριμένο σημείο και μόνο. Κατά συνέπεια η ολική διαθέσιμη πληροφορία μιας περιοχής προσεγγίζει την πραγματική χωρική κατανομή των κατακρημνισμάτων τόσο ακριβέστερα, όσο πυκνότερα είναι τα σημεία της πληροφορίας στην επιφάνεια του φαινομένου. Η ολοκλήρωση της σημειακής πληροφορίας στην επιφάνεια αποτελεί άλλωστε και τον τελικό στόχο της μελέτης των βροχοπτώσεων (βλ. ενότητα 2.6).

Η παρακολούθηση της χρονικής εξέλιξης των κατακρημνισμάτων απαιτεί τη λήψη διαδοχικών μετρήσεων ανά τακτά (συνήθως) χρονικά

διαστήματα Δ*t*. Η αλληλουχία των διαδοχικών μετρήσεων είναι μια *χρονοσειρά*. Η χρονική κλίμακα Δ*t* καθορίζεται από την χρονική διακριτότητα του οργάνου μέτρησης (για βροχογράφους· βλ. εδάφιο 2.4.1) ή την ακολουθούμενη πρακτική μέτρησης. Σε συμβατικά όργανα μέτρησης η διαθέσιμη χρονική διακριτότητα ξεκινά από 5 min και φτάνει την 1 ημέρα.* Σε μια υδρολογική μελέτη, η χρονική κλίμακα μελέτης δεν συμπίπτει με τη χρονική κλίμακα μέτρησης αλλά εξαρτάται από τους σκοπούς της μελέτης. Έτσι είναι συχνά επιβεβλημένη η μετάβαση από λεπτότερες χρονικές κλίμακες σε αδρότερες (π.χ. από την κλίμακα ημέρας στην κλίμακα μήνα· βλ. και εδάφιο 1.7.2), κάτι που φυσικά είναι εύκολο (συνάθροιση επιμέρους μετρήσεων)· αντίθετα η μετάβαση από αδρότερες σε λεπτότερες κλίμακες είναι αδύνατη, εκτός αν χρησιμοποιηθούν παρεμβολές, οι οποίες εισάγουν μεγάλα σφάλματα.

Στην τυπικότερη περίπτωση μαθηματικής αναπαράστασης, κάθε στοιχείο μιας χρονοσειράς ύψους κατακρημνισμάτων (δηλαδή κάθε μερικό ύψος Δ*h*) θεωρείται ως η πραγματοποίηση μιας συνεχούς *τυχαίας μεταβλητής*. Αντίστοιχα, η όλη χρονοσειρά αποτελεί την πραγματοποίηση μιας ακολουθίας τυχαίων μεταβλητών, η οποία είναι γνωστή ως *στοχαστική ανέλιξη*. Αυτού του είδους η μαθηματική αναπαράσταση παραπέμπει άμεσα στη θεωρία πιθανοτήτων, τη στατιστική και τη θεωρία στοχαστικών ανελίξεων. Ειδικότερα, η θεωρία στοχαστικών ανελίξεων αποτελεί το πλέον γενικευμένο μαθηματικό εργαλείο για τη μελέτη της πλήρους χρονοσειράς και είναι απαραίτητη στην περίπτωση που τα διαδοχικά στοιχεία της χρονοσειράς είναι στοχαστικά εξαρτημένα. Πράγματι, όταν η χρονική κλίμακα μελέτης είναι λεπτή, π.χ. από μερικά λεπτά έως μερικές ώρες, η εμπειρία δείχνει ότι υπάρχει ισχυρή εξάρτηση των διαδοχικών τιμών ύψους βροχής που απαρτίζουν τη χρονοσειρά. Σε αδρότερες κλίμακες, π.χ. μηνιαία ή ετήσια, η εξάρτηση γίνεται αμελητέα. Ειδικότερα, στην ετήσια κλίμακα, η οποία είναι καθοριστική για τις μελέτες υδατικών πόρων, εξαφανίζεται από τη χρονοσειρά και η ετήσια *περιοδικότητα* που οφείλεται στη διαδοχή των εποχών, οπότε και οι διαδοχικοί όροι της χρονοσειράς μπορούν να θεωρηθούν ως διαδοχικές πραγματοποιήσεις μιας και μοναδικής τυχαίας μεταβλητής, η οποία παριστάνει το

* Σε συσκευές μετρήσεων για ερευνητικούς σκοπούς η διακριτότητα μπορεί να είναι και μικρότερη από 1 min. Σε δυσπρόσιτες θέσεις η συχνότητα των μετρήσεων μπορεί να φτάσει τη 1 ανά μήνα.

ετήσιο ύψος βροχής. Σε αυτή την περίπτωση (αλλά και σε άλλες π.χ. βροχοπτώσεις διαδοχικών ετών κατά τη διάρκεια ενός συγκεκριμένου μήνα· βλ. Κουτσογιάννης, 1996α, σσ. 90-95) επαρκεί ως μαθηματικό εργαλείο η τυπική στατιστική ανάλυση μιας μεταβλητής.

2.3.2 Άλλες μετρικές ιδιότητες

Οι νεότερες τεχνολογίες μέτρησης των κατακρημνισμάτων με τη χρήση μετεωρολογικού ραντάρ κατέστησαν εφικτή την ταυτόχρονη απεικόνιση του πεδίου μεταβολής της έντασης βροχής σε όλα τα σημεία μιας δεδομένης έκτασης, η οποία καθορίζεται από την εμβέλεια του ραντάρ, με μια δεδομένη χωρική διακριτότητα (βλ. εδάφιο 2.4.4). Οι απαιτήσεις της τεχνολογίας των ραντάρ σε συνδυασμό με τις απαιτήσεις εμβάθυνσης στην κατανόηση και περιγραφή των διεργασιών της κατακρήμνισης, επέβαλαν τη χρήση και άλλων μετρικών ιδιοτήτων των κατακρημνισμάτων, όπως είναι οι διάμετροι των σταγόνων βροχής και η στατιστική κατανομή τους, οι ταχύτητες των σταγόνων, η κινητική ενέργεια της βροχής, η ανακλαστικότητα των σύννεφων στην ακτινοβολία του ραντάρ, κ.ά. Η πλήρης περιγραφή αυτών των μετρικών ιδιοτήτων ξεφεύγει από τους στόχους αυτού του κειμένου (για μια εισαγωγή σ' αυτές, βλ. Smith, 1993, σσ. 3.15-3.17).

2.3.3 Ειδικές μετρικές ιδιότητες χιονιού

Για τις στερεές μορφές κατακρημνισμάτων και ειδικότερα για το χιόνι, το ύψος κατακρημνίσματος δεν αποδίδει σε επαρκή βαθμό την υδρολογική σπουδαιότητα των αντίστοιχων φυσικών διεργασιών. Πράγματι, η τεχνική υδρολογία ενδιαφέρεται τελικώς για την όλη διαδικασία του μετασχηματισμού των κατακρημνισμάτων σε απορροή και, κατά συνέπεια, στη χιονόπτωση σημασία έχει η ειδική διεργασία απόθεσης και υγροποίησης του χιονιού, από τη στιγμή που αγγίζει το έδαφος ή τη χλωρίδα. Έτσι, για το χιόνι ενδιαφέρουν περισσότερες από μία μετρικές ιδιότητες, που και πάλι ορίζονται σε σημειακή βάση. Ειδικότερα:

- Το *ύψος κατακρημνισμάτων* (precipitation depth) συμπεριλαμβάνει την ποσότητα των κάθε μορφής κατακρημνισμάτων, υγρής ή στερεής φάσης, τα οποία φτάνουν στο έδαφος κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης κατακρήμνισης, ή σε μια δεδομένη περίοδο μέτρησης.

- Το *ύψος χιονόπτωσης* (snowfall depth) είναι το ύψος του χιονιού (και άλλων μορφών στερεών κατακρημνισμάτων) που φτάνει στο έδαφος κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης κατακρήμνισης χιονιού, ή σε μια δεδομένη περίοδο μέτρησης. Το ύψος αυτό αναφέρεται στη στερεά απόθεση του χιονιού που συσσωρεύεται κατά την περίοδο μέτρησης και δεν περιλαμβάνει αποθέσεις που είχαν σχηματιστεί προηγουμένως.
- Το *ύψος χιονοκάλυψης* (snowcover depth, snowpack depth) είναι το ύψος του συσσωρευμένου στο έδαφος χιονιού σε κάποια στιγμή μέτρησης. Και αυτό αναφέρεται στη στερεά μορφή του χιονιού.
- Το *ισοδύναμο ύψος νερού χιονόπτωσης* είναι το ύψος νερού (σε υγρή φάση), το οποίο προκύπτει αν το δεδομένο ύψος χιονόπτωσης λιώσει. Αντίστοιχα, το *ισοδύναμο ύψος νερού χιονοκάλυψης* είναι το ύψος νερού (σε υγρή φάση), το οποίο προκύπτει αν το δεδομένο ύψος χιονοκάλυψης λιώσει.
- Το *ύψος τήξης χιονιού* (snowmelt depth) είναι η ποσότητα νερού (σε υγρή μορφή), εκφρασμένη σε ισοδύναμο ύψος, που παράγεται από τη φυσική διαδικασία της τήξης χιονιού κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης περιόδου μέτρησης.
- Η *πυκνότητα της χιονόπτωσης* (ή της χιονοκάλυψης, αντίστοιχα). Αν ρ_s είναι η πυκνότητα της χιονόπτωσης (ή της χιονοκάλυψης), h το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονόπτωσης (ή της χιονοκάλυψης, αντίστοιχα) και h' το ύψος χιονόπτωσης (ή χιονοκάλυψης, αντίστοιχα), τότε ισχύει

$$\rho_s = \frac{h'}{h}\rho_w \tag{2.9}$$

όπου ρ_w = 1000 kg/m^3 είναι η πυκνότητα του νερού σε υγρή μορφή. Τυπικά η πυκνότητα της χιονόπτωσης λαμβάνεται $\rho_s = 0.1\,\rho_w$ = 100 kg/m^3, ενώ η συνήθης διακύμανση είναι 0.07 - 0.15 ρ_w (Dingman, 1994, σ. 160). Η πυκνότητα της χιονοκάλυψης είναι γενικά μεγαλύτερη (λόγω της καθίζησης υπό την επίδραση της βαρύτητας και άλλων μηχανισμών) και εξαρτάται από το χρόνο παραμονής της χιονοκάλυψης και το ύψος χιονοκάλυψης. Μετά από μερικές μέρες παραμονής η πυκνότητα έχει τυπική τιμή γύρω στο $0.2\,\rho_w$, ενώ μετά

από μερικούς μήνες παραμονής σε μεγάλα ύψη μπορεί να προσεγγίσει το $0.4\,\rho_{\mathrm{w}}$.

2.4 Βροχομετρία - Χιονομετρία

2.4.1 Όργανα σημειακής μέτρησης

Συνήθης βροχομετρία

Τα όργανα σημειακής μέτρησης της βροχής είναι κυλινδρικά δοχεία, εγκατεστημένα σε κατάλληλες θέσεις (βλ. εδάφιο 2.4.2), που συλλέγουν κυρίως τη βροχόπτωση, και βοηθητικά τη χιονόπτωση, δίνοντας την αντίστοιχη σημειακή μέτρηση. Διακρίνονται σε:

- *βροχόμετρα*, που δίνουν την ολική σημειακή βροχόπτωση και το ισοδύναμο νερού μιας χιονόπτωσης ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα (συνήθως l2ωρο ή 24ωρο), με την ανάγνωση της ένδειξης από έναν παρατηρητή·
- *βροχογράφους*, που καταγράφουν με απλό ωρολογιακό μηχανισμό την μεταβολή του ύψους βροχής στο χρόνο, περιγράφοντας έτσι τη χρονική κατανομή της σημειακής βροχόπτωσης.

Τα βροχόμετρα αποτελούνται από δύο κύρια τμήματα, το στόμιο υποδοχής και το μετρητικό σύστημα. Το στόμιο υποδοχής της βροχής μοιάζει με κοινό χωνί· περιλαμβάνει στο πάνω μέρος του ένα ανοιχτό ορειχάλκινο δακτύλιο με αιχμηρά χείλη και συνεχίζει προς τα κάτω με κολουροκωνική επιφάνεια, που καταλήγει σε σωλήνα μικρής διαμέτρου. Το εμβαδό του δακτυλίου υποδοχής κατ' αρχήν δεν σχετίζεται με το ύψος βροχής, αλλά στην πράξη φαίνεται ότι επηρεάζει το τελικά συλλεγόμενο ύψος βροχής· γι' αυτό και τυποποιείται στο διάστημα 200 - 500 cm^2 (World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.4). Το μετρητικό σύστημα είναι ένας κύλινδρος συλλογής της βροχής, με χιλιοστομετρική κλίμακα και επιφάνεια διατομής συνήθως υποπολλαπλάσια της διαμέτρου του στομίου υποδοχής, για να πολλαπλασιάζεται η ευαισθησία της μέτρησης (π.χ. δεκαπλασιαστικό βροχόμετρο).

Οι μετρήσεις σε απομακρυσμένες και δυσπρόσιτες περιοχές (συνήθως ορεινές), γίνονται ανά μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα, π.χ. μηνιαία. Χρησιμοποιούνται για το σκοπό αυτό αθροιστικά βροχόμετρα με δακτυ-

λίους υποδοχής συνήθως μικρότερους (π.χ. 200 cm^2), ενώ ο κύλινδρος συλλογής έχει μεγαλύτερη διάμετρο και περιέχει διάλυμα χλωριούχου ασβεστίου, για να εμποδίζεται η εξάτμιση από την επιφάνεια. Αντίστοιχες προφυλάξεις για παγετό, χιόνι και εξάτμιση λαμβάνονται και στα βροχόμετρα με εύκολη πρόσβαση και συχνή μέτρηση, όταν οι επικρατούσες κλιματολογικές συνθήκες της περιοχής το επιβάλλουν.

Οι βροχογράφοι είναι σε γενικές γραμμές βροχόμετρα, στα οποία μεταξύ των δύο κυρίων τμημάτων τους προστίθενται μηχανισμοί αυτοματισμού της μέτρησης και καταγραφής του ύψους βροχής. Ο τύπος του μηχανισμού αυτοματισμού χαρακτηρίζει και τον τύπο του βροχογράφου. Στις χώρες της Ευρώπης χρησιμοποιείται κυρίως ο τύπος των *αιωρούμενων σκαφιδίων* (tipping bucket), ο οποίος στηρίζεται σε σύστημα δύο στερεά συνδεδεμένων μεταξύ τους σκαφιδίων που αιωρούνται γύρω από οριζόντιο άξονα, σχηματίζοντας ένα είδος ζυγού. Κάτω από το σωλήνα του στομίου υποδοχής της βροχής βρίσκεται πάντοτε ένα σκαφίδιο, το οποίο όταν συλλέξει ορισμένη ποσότητα νερού (που αντιστοιχεί σε ύψος βροχής από 0.2 μέχρι 1 mm, ανάλογα με τον τύπο του οργάνου) υπερνικά την αντίσταση του ζυγού και κλίνει απότομα προς τα πλάγια, παρασύροντας το άλλο κενό σκαφίδιο κάτω από τον σωλήνα. Ο άξονας αιώρησης συνδέεται με τον καταγραφικό μηχανισμό που περιγράφεται παρακάτω.

Στην Ελλάδα χρησιμοποιείται περισσότερο ο τύπος του βροχογράφου με πλωτήρα (τύπος Hellmann-Fuess, γνωστός στο εμπόριο και ως βροχογράφος Αναγνώστου, από το όνομα του κατασκευαστή του). Από το σωλήνα του στομίου υποδοχής το νερό διαβιβάζεται σε άλλο δοχείο, μικρότερης διαμέτρου. Σ' αυτό υπάρχει πλωτήρας, συνδεδεμένος με στέλεχος που κινείται κατακόρυφα και συνδέεται με καταγραφικό μηχανισμό. Για ορισμένο ύψος βροχής (τυπικώς 10 mm), το δοχείο έχει γεμίσει και ο πλωτήρας έχει φτάσει στην ανώτατη στάθμη του. Τότε ενεργοποιείται αυτόματα ο σίφωνας, με τον οποίο είναι εφοδιασμένο το δοχείο, οπότε το δοχείο αδειάζει σε λίγα δευτερόλεπτα και παρασύρονται ο πλωτήρας και η γραφίδα στην κατώτατη θέση τους.

Ένας τρίτος τύπος αυτοματισμού της μέτρησης στηρίζεται στη ζύγιση του περιεχομένου του δοχείου, μέσω ενός μηχανισμού με ελατήριο και αντίβαρα. Έχουν αναπτυχθεί ακόμη και πιο πολύπλοκοι μηχανισμοί αυτοματισμού που δεν είναι ευρέως διαδεδομένοι.

Εκτός από το μηχανισμό αυτοματισμού, υπάρχει πάντα και ο μηχανισμός καταγραφής της μεταβολής του ύψους βροχής στο χρόνο. Στα συμβατικά όργανα αυτός αποτελείται από ένα κυλινδρικό τύμπανο και μία γραφίδα που εφάπτεται σ' αυτό. Το κυλινδρικό τύμπανο περιστρέφεται με τη βοήθεια ενός ωρολογιακού μηχανισμού με σταθερή γωνιακή ταχύτητα (π.χ. μία πλήρης περιστροφή ανά 24ωρο ή ανά εβδομάδα). Πάνω στο τύμπανο προσαρμόζεται κατάλληλη χάρτινη ταινία, την οποία αλλάζει ανά τακτά διαστήματα ο παρατηρητής. Η γραφίδα συνδέεται κατάλληλα με το μηχανισμό αυτοματισμού της μέτρησης και κινείται μηχανικά υπό την επίδρασή του. Ο συνδυασμός των κινήσεων της γραφίδας (που συναρτάται με το ύψος βροχής) και του τυμπάνου (που συναρτάται με το χρόνο) αποτυπώνει πάνω στην ταινία το *βροχογράφημα*, το οποίο δείχνει τη μεταβολή του ύψος ύψους βροχής στο χρόνο.

Για να αποφεύγονται χονδροειδή σφάλματα πρέπει σε κάθε αλλαγή ταινίας να μετριέται το συνολικό ύψος βροχής στον τελικό κύλινδρο συλλογής της βροχής και να συγκρίνεται με το αντίστοιχο συνολικό ύψος που καταγράφηκε στην ταινία.

Αντί του παραπάνω συμβατικού μηχανισμού καταγραφής, η σημερινή τεχνολογία μετρήσεων δίνει τη δυνατότητα μετατροπής της κίνησης του μηχανισμού αυτοματισμού της μέτρησης σε ψηφιακό σήμα. Το σήμα αυτό, αντί να καταγράφεται σε χαρτί, μπορεί να αποθηκεύεται σε ηλεκτρονικό καταχωρητή δεδομένων (data logger). Παράλληλα, υπάρχει η δυνατότητα της *τηλεμετρίας*, δηλαδή της μετάδοσης του σήματος αυτού (μετά από κατάλληλη διαμόρφωση) είτε ασύρματα (μέσω ραδιοπομπού ή και δορυφόρου) είτε ενσύρματα (μέσω τηλεφωνικής γραμμής) και της λήψης του την ίδια στιγμή σε άλλη απομακρυσμένη θέση (βλ. και εδάφιο 1.9.2).

Χιονομετρία

Όπως είδαμε στο εδάφιο 2.3.3, για το χιόνι ενδιαφέρουν περισσότερες από μία μετρικές ιδιότητες. Απ' αυτές, οι τυπικές υδρολογικές μετρήσεις αναφέρονται στο ύψος κατακρημνισμάτων, το ύψος χιονόπτωσης και το ύψος χιονοκάλυψης, καθώς και στα αντίστοιχα ισοδύναμα ύψη νερού.

Το ύψος κατακρημνισμάτων προκύπτει κατ' αρχήν απ' τα βροχόμετρα, τα οποία συλλέγουν όλες τις μορφές κατακρημνισμάτων. Όταν η υγροποίηση του χιονιού είναι άμεση (δεν στρώνεται το χιόνι), τότε η μέτρησή του (σε ισοδύναμο ύψος νερού) στο βροχόμετρο αποδίδει το

ζητούμενο ύψος με σχετική ακρίβεια. Ωστόσο, το χιόνι δεν συλλέγεται αντιπροσωπευτικά στο στόμιο υποδοχής, λόγω της τοπικής διαταραχής που εισάγει ο κύλινδρος υποδοχής στο πεδίο του ανέμου. Όταν η υγροποίηση δεν είναι άμεση (στρώνεται το χιόνι), τότε τα τυπικά βροχόμετρα δεν αποδίδουν πιστά το ύψος κατακρημνίσματος, δεδομένου ότι το χιόνι συσσωρεύεται πάνω από το στόμιο υποδοχής και κατά περιόδους παρασύρεται από τον άνεμο· έτσι η ποσότητα που, αφού λιώσει, εισχωρεί στο δοχείο μέτρησης, δεν είναι αντιπροσωπευτική του ύψους κατακρημνίσματος. Σε αυτή την περίπτωση, το ύψος κατακρημνισμάτων είναι προτιμότερο να προκύπτει ως άθροισμα της τυχόν υγρής μορφής κατακρημνίσματος και του ισοδύναμου ύψους νερού της χιονόπτωσης.

Το ύψος χιονόπτωσης μετριέται συνήθως με *χιονοτράπεζες*· αυτές είναι απλές οριζόντιες επιφάνειες, όπου, αφού συσσωρευτεί το χιόνι, μετριέται το ύψος του με ένα κοινό πήχη. Μετά τη μέτρηση η τράπεζα καθαρίζεται από το χιόνι, ώστε να είναι έτοιμη για την επόμενη μέτρηση του ύψους χιονόπτωσης. Το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονόπτωσης και η αντίστοιχη πυκνότητα μπορούν να μετρηθούν από τη χιονοτράπεζα, αν αυτή είναι εφοδιασμένη με ένα απλό σύστημα ζύγισης που μετρά το βάρος του χιονιού. Συνηθέστερα όμως, τέτοιος μηχανισμός ζύγισης απουσιάζει, οπότε, με την υπόθεση ότι η πυκνότητα της χιονόπτωσης είναι $\rho_s = 0.1\,\rho_w$, το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονόπτωσης είναι το 1/10 του ύψους χιονόπτωσης (βλ. εξίσωση (2.9)).

Το ύψος χιονοκάλυψης μετριέται εύκολα με την έμπηξη ενός κοινού πήχη, ή την ανάγνωση σε μόνιμα εγκατεστημένη σταδία, της οποίας η μηδενική στάθμη συμπίπτει με την επιφάνεια του εδάφους. Το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονοκάλυψης μετριέται με τη λήψη δείγματος χιονιού μέσω της έμπηξης κατάλληλου κυλινδρικού δειγματολήπτη χιονιού, και στη συνέχεια με τη ζύγιση του χιονιού που συλλέγεται. Για τη λήψη αντιπροσωπευτικών δειγμάτων ύψους χιονοκάλυψης και ισοδύναμου ύψους νερού, αποφεύγεται η μέτρηση σε ένα σημείο και προτιμάται η λήψη του μέσου όρου των μετρήσεων σε περίπου 6 σημεία κατά μήκος μιας προκαθορισμένης (μόνιμης) *διαδρομής χιονομέτρησης* με τυπικό μήκος 150 - 250 m.

Μια άλλη κατηγορία μεθόδων μέτρησης του ύψους χιονόπτωσης, οι οποίες δίνουν επιπλέον και την έκταση της χιονοκάλυψης, στηρίζονται στη φωτογραμμετρία, εναέρια (με αεροφωτογραφίες) ή επίγεια (με φωτο-

γραφίες εδάφους· βλ. World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.20). Η έκταση της χιονοκάλυψης μπορεί να προσδιοριστεί και από δορυφορικές εικόνες.

Μια άλλη κατηγορία μεθόδων μέτρησης και καταγραφής του ισοδύναμου νερού της χιονοκάλυψης στηρίζονται στη ραδιενέργεια. Η ραδιενεργός ακτινοβολία (ακτίνες γάμα) εκπέμπεται από πηγές κατάλληλα τοποθετημένες στο έδαφος και μετριέται από ανιχνευτές που τοποθετούνται πάνω από το έδαφος. Η ακτινοβολία διαπερνά το ύψος του χιονιού αλλά ένα μέρος της, ανάλογο της μάζας του χιονιού, απορροφάται από το χιόνι· έτσι μπορεί να συσχετιστεί άμεσα η μετρούμενη απορρόφηση της ακτινοβολίας με το ισοδύναμο ύψος νερού. Για ισοδύναμα ύψη νερού της χιονοκάλυψης μικρότερα των 400 mm μπορεί για το σκοπό αυτό να αξιοποιηθεί για τη μέτρηση η φυσική γήινη ακτινοβολία γάμα. Αυτό έχει το πλεονέκτημα ότι η μέτρηση μπορεί να γίνει σε οποιοδήποτε σημείο χωρίς να προηγηθεί η εγκατάσταση ραδιενεργού πηγής. Μάλιστα, είναι δυνατό μια συστηματική εναέρια επιθεώρηση με αυτή τη μέθοδο (με χαμηλή πτήση τυπικού ύψους 25 - 100 m) να δώσει τη χωρική κατανομή του ισοδύναμου ύψους νερού της χιονόπτωσης (World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.22).

2.4.2 Εγκατάσταση βροχομέτρων και βροχογράφων

Το πεδίο ροής του ανέμου κατά τη διάρκεια μιας βροχόπτωσης ή χιονόπτωσης αποτελεί το βασικό αίτιο των ανομοιογενειών και ασυνεχειών στην καταγραφή του ύψους κατακρημνισμάτων: οι διάφορες εδαφικές ή άλλες ανωμαλίες προκαλούν τοπικές διαταραχές στις γραμμές ροής του ανέμου, και αντίστοιχες διαταραχές στην κίνηση των σταγόνων βροχής ή των νιφάδων χιονιού. Κατά συνέπεια, το ίδιο το βροχόμετρο ή ο βροχογράφος παρεμβάλλεται στο πεδίο ροής και το διαταράσσει, αλλοιώνοντας την επιθυμητή αυθεντικότητα της σημειακής μέτρησης του ύψους κατακρημνισμάτων. Παρατηρείται, εξ άλλου, ότι η εγκατάσταση του οργάνου γίνεται μέσα στην κατώτατη ζώνη της *οριακής στοιβάδας*[*] του πεδίου ροής του ανέμου. Η μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος

[*] Υπενθυμίζεται ότι ο όρος *οριακή στοιβάδα* (ή οριακό στώμα, boundary layer) περιγράφει την περιοχή του πεδίου ροής κοντά στο στερεό όριο (εν προκειμένω το έδαφος), στην οποία οι κλίσεις ταχύτητας είναι σημαντικά μεγάλες.

είναι εξαιρετικά σημαντική για την υπόψη ζώνη και, κατά συνέπεια, απαιτείται ομογένεια στην καθ' ύψος εγκατάσταση των βροχομέτρων-βροχογράφων. Τέλος, για να είναι το σημειακό ύψος αντιπροσωπευτικό μιας περιοχής γύρω από το όργανο, πρέπει η θέση εγκατάστασης να βρίσκεται σε ομαλή ζώνη της οριακής στοιβάδας, δηλαδή απαλλαγμένη από έντονους στροβιλισμούς ή άλλες διαταραχές.

Σύμφωνα με τα παραπάνω οι βασικοί κανόνες για την εγκατάσταση των βροχομέτρων-βροχογράφων συνοψίζονται ως εξής:

1. Τα όργανα τοποθετούνται σε θέσεις που εξασφαλίζουν ανεμπόδιστη ροή του ανέμου, απαλλαγμένες από τοπικές ατμοσφαιρικές διαταραχές. Σημειώνεται ότι το σφάλμα μέτρησης που προκαλεί η επίδραση του ανέμου είναι το σημαντικότερο από όλα τα σφάλματα μέτρησης (Legates and DeLiberty, 1993). Έτσι, αποφεύγονται οι θέσεις κοντά σε κορυφογραμμές, γιατί σ' αυτές επικρατεί μεγάλη αστάθεια στο πεδίο του ανέμου (αποκόλληση της οριακής στοιβάδας-στροβιλισμός), και θέσεις κοντά σε φυσικές ή τεχνητές προεξοχές, κυρίως δέντρα, κτίσματα κτλ. Για την τελευταία αυτή περίπτωση, εάν L είναι η απόσταση μεταξύ άξονα οργάνου και προεξοχής και H το ύψος της προεξοχής επάνω από τον δακτύλιο υποδοχής της βροχής, πρέπει να ισχύει η συνθήκη $L > 2\,H$ (World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.3).
2. Το επίπεδο του δακτυλίου υποδοχής της βροχής πρέπει να είναι οριζόντιο. Για κλίση μέχρι 10^{o}, μετρήθηκε ότι σε κάθε μοίρα αντιστοιχεί μέσο σφάλμα στη μέτρηση του h της τάξης του ± 1%· πάντως το σφάλμα εξαρτάται από την ταχύτητα του ανέμου και τη γωνία διεύθυνσής του ως προς τη γραμμή της μέγιστης κλίσης του δακτυλίου.
3. Η απόσταση του επιπέδου του δακτυλίου υποδοχής της βροχής από το έδαφος πρέπει να είναι η ίδια για όλα τα όργανα ενός δικτύου, απλά ή αυτογραφικά. Συνήθως επιλέγεται ίση προς 1.00 ή 1.50 m, ανάλογα με το μέγιστο ύψος χιονοκάλυψης. Το πρότυπο ύψος τοποθέτησης κατά τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό (World Meteorological Organization) είναι 1.00 m.*

* Πρόκειται για ένα προσωρινό πρότυπο γνωστό ως interim reference precipitation gauge (IRPG) που προβλέπει, εκτός από το ύψος τοποθέτησης του 1.00 m, ύψος οργάνου 457 mm και διάμετρο στομίου υποδοχής 127 mm. Κάθε χώρα του

Με σειρές ερευνών αποδείχτηκε ότι η απομάκρυνση του οργάνου από το επίπεδο του εδάφους ελαττώνει σημαντικά (ίσως και 10%) τη συλλεγόμενη ποσότητα βροχής (βλ. και Dingman, 1994, σ. 103), όπως προβλέπει άλλωστε και η θεωρία της οριακής στοιβάδας του ανέμου, δεδομένου ότι η αύξηση του ύψους συνοδεύεται με αύξηση των ταχυτήτων και της τύρβης. Για το λόγο αυτό έχει εισαχθεί η χρήση βροχομέτρων που το στόμιο υποδοχής τους δεν προεξέχει από το επίπεδο του εδάφους. Αυτά τα βροχόμετρα χρησιμοποιούνται μόνο για τη μέτρηση των υγρών κατακρημνισμάτων (δεν είναι κατάλληλα για χιόνι) και πρέπει να συνοδεύονται από ειδική εσχάρα που αποκλείει την είσοδο σταγόνων νερού μετά από κρούση στο έδαφος (World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.1). Πάντως, βροχόμετρα αυτού του τύπου δεν χρησιμοποιούνται στην Ελλάδα.

2.4.3 Εγκατάσταση δικτύων σημειακών μετρήσεων

Η εγκατάσταση ενός οργάνου σημειακής μέτρησης, έστω και απλού βροχομέτρου, αποτελεί στην πραγματικότητα εγκατάσταση ενός μετρητικού *σταθμού*. Στην απλούστερη περίπτωση, ο μετρητικός σταθμός περιλαμβάνει μόνο βροχόμετρο ή και βροχογράφο, οπότε είναι γνωστός ως *βροχομετρικός σταθμός*. Συχνά οι σταθμοί σημειακών μετρήσεων περιλαμβάνουν και άλλα όργανα μετεωρολογικών μετρήσεων και είναι γνωστοί ως *μετεωρολογικοί σταθμοί* (βλ. αντίστοιχο ένθετο εδάφιο στη σ. 102).

Οι επιλογές των οργάνων των σταθμών, της πυκνότητάς τους ανά ευρύτερες περιοχές και των θέσεων εγκατάστασής τους, αποτελούν αντικείμενο ειδικής μελέτης και εξαρτώνται κυρίως από τους στόχους που θα εξυπηρετήσουν οι μετρήσεις και από τη χωρική ανομοιογένεια των κατακρημνισμάτων στην υπόψη περιοχή. Γι' αυτό και δεν υπάρχουν γενικοί κανόνες για την πυκνότητα των σταθμών και το είδος των οργάνων κάθε σταθμού.

Στον ελληνικό χώρο, οι εγκατεστημένοι σήμερα σταθμοί, που υπερβαίνουν τους 1180*, ανήκουν σε διάφορες υπηρεσίες, και κυρίως στα

Οργανισμού έχει συμφωνήσει να εγκαταστήσει τουλάχιστον ένα τέτοιο βροχόμετρο.

* Στο παρελθόν έχουν λειτουργήσει άλλοι 1230 σταθμοί.

Υπουργεία Γεωργίας (443), και Περιβάλλοντος, Χωροταξίας και Δημόσιων Έργων (349), στην Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (133), και στη Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού (255). Περισσότεροι από τους μισούς σταθμούς είναι αμιγώς βροχομετρικοί, ενώ οι υπόλοιποι συμπεριλαμβάνουν και μετεωρολογικά όργανα. Η ασυντόνιστη εγκατάστασή τους είχε αποτέλεσμα σε ορισμένες περιοχές να συσσωρεύονται σταθμοί διαφόρων υπηρεσιών, ενώ άλλες περιοχές να παραμένουν σχεδόν ακάλυπτες. Έτσι, ενώ η μέση πυκνότητα σταθμών είναι σχετικά καλή (9 σταθμοί ανά 1000 km^2, έναντι 3 στη Νορβηγία, 10 στην Ισπανία, 24 στη Μεγάλη Βρετανία, και 23 στην Γερμανία· World Meteorological Organization, 1995)*, η κάλυψη ορισμένων περιοχών, ιδίως σε μεγάλα υψόμετρα, είναι ανεπαρκέστατη, ενώ και η ποιότητα της συλλεγόμενης πληροφορίας είναι μέτρια και σε αρκετές περιπτώσεις κακή. Η ετήσια ζημία της εθνικής οικονομίας από την έλλειψη αξιόπιστης πληροφορίας σε ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (έλλειψη υποδομής) είναι πολλαπλάσια των δαπανών για ανακατανομή, συμπλήρωση και βελτίωση του υπάρχοντος δικτύου σταθμών.

Κατηγορίες μετεωρολογικών σταθμών και μετεωρολογικά όργανα

Οι απλούστεροι μετεωρολογικοί σταθμοί, γνωστοί ως *κλιματολογικοί σταθμοί*, περιλαμβάνουν κατ' ελάχιστο (World Meteorological Organization, 1983, σ. 1.1):

- θερμόμετρο ξηρό (κοινό, για τη μέτρηση της θερμοκρασίας του αέρα) και υγρό (για τη μέτρηση της σχετικής υγρασίας)·
- θερμόμετρο μεγίστου και ελαχίστου (για τη μέτρηση της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας)·
- βροχόμετρο.

Τα θερμόμετρα βρίσκονται μέσα σε μετεωρολογικό κλωβό και αναρτώνται σε κατάλληλη συσκευή.

Οι *συνοπτικοί σταθμοί*, που χρησιμοποιούνται για τις μετεωρολογικές προγνώσεις περιλαμβάνουν, εκτός από τα παραπάνω όργανα, και τα ακόλουθα (World Meteorological Organization, 1983, σ. 1.1):

- βαρόμετρο (για τη μέτρηση της ατμοσφαιρικής πίεσης)·
- βαρογράφο (για την καταγραφή της ατμοσφαιρικής πίεσης)·

* Η ανεκτή πυκνότητα κατά τον World Meteorological Organization για τις χώρες αυτές είναι 2 σταθμοί ανά 1000 km^2.

- ανεμόμετρο ή ανεμογράφο (για τη μέτρηση της ταχύτητας του ανέμου
- ανεμοδείκτη (για τη μέτρηση της διεύθυνσης του ανέμου).

Εκτός από τα παραπάνω όργανα ελάχιστης συγκρότησης των κλιματολογικών και συνοπτικών σταθμών υπάρχουν και άλλα που εμπλουτίζουν τη μετρούμενη υδρομετεωρολογική πληροφορία. Από υδρολογική άποψη ενδιαφέρουν κυρίως τα ακόλουθα:

- βροχογράφος·
- χιονοτράπεζα (για περιοχές με συχνές χιονοπτώσεις)·
- θερμογράφος (για την καταγραφή της θερμοκρασίας του αέρα)·
- υγρογράφος (για την καταγραφή της σχετικής υγρασίας)·*
- ηλιογράφος (για την καταγραφή της ηλιοφάνειας)·
- όργανα μέτρησης της ακτινοβολίας·
- εξατμισίμετρο (για τη μέτρηση της εξάτμισης νερού)·
- θερμόμετρα εδάφους (στην επιφάνεια και σε διάφορα βάθη).

Τα παραπάνω όργανα περιγράφονται συνοπτικά στην ενότητα 3.3.

2.4.4 Επιφανειακές μετρήσεις: Μετεωρολογικό ραντάρ

Η επιχειρησιακή εφαρμογή των *μετεωρολογικών ραντάρ* (ή *ραντάρ καιρού* – weather radar) για τη μέτρηση βροχοπτώσεων σε μεγάλες επιφάνειες ξεκινά από τη δεκαετία του 1980, παρόλο που η χρήση του κοινού ραντάρ για τον εντοπισμό βροχοπτώσεων είναι αρκετά παλαιότερη.

Το ραντάρ αποτελείται από ένα πομπό και ένα δέκτη ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας στην περιοχή των μικροκυμάτων.† Ο πομπός εκπέμπει παλμούς μικροκυμάτων, οι οποίοι ανακλώνται από τα υδρομετέωρα που συναντούν στη διαδρομή τους (ή οποιοδήποτε άλλο εμπόδιο) και το σήμα που επιστρέφει λαμβάνεται από το δέκτη, μεγεθύνεται και αναλύεται κατάλληλα. Ο χρόνος που μεσολαβεί ανάμεσα στην εκπομπή και τη λήψη δείχνει την απόσταση του "στόχου", ενώ η ισχύς του σήματος που επιστρέφει σχετίζεται άμεσα με το μέγεθος των υδρομετεώρων και έμμεσα με την ένταση των κατακρημνισμάτων στην περιοχή του στόχου. Πιο συγκεκριμένα, η ισχύς του σήματος P που επιστρέφει μετά από ανάκλα-

---

* Συχνά ο θερμογράφος και ο υγρογράφος συνδυάζονται σε ένα όργανο, το θερμοϋγρογράφο.

† Τα μικροκύματα έχουν μήκος κύματος από 0.1 μέχρι 10 cm. Τα μετεωρολογικά ραντάρ τυπικά χρησιμοποιούν μήκη κύματος από 1 μέχρι 10 cm.

ση σε μια περιοχή της ατμόσφαιρας σε απόσταση r από το ραντάρ, όπου πραγματοποιείται κατακρήμνιση, δίνεται από τη σχέση

$$P = \frac{C L Z}{r^2} \tag{2.10}$$

όπου C σταθερά που εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά του ραντάρ, L συντελεστής που σχετίζεται με την εξασθένιση του σήματος και Z ο λεγόμενος *συντελεστής ανακλαστικότητας ραντάρ*. Ο συντελεστής Z σχετίζεται άμεσα με την ένταση των κατακρημνισμάτων R μέσω εξισώσεων της μορφής

$$R = a\, Z^b \tag{2.11}$$

που είναι γνωστές ως *σχέσεις Z-R*. Οι παράμετροι a και b αυτών των σχέσεων εξαρτώνται από τον (μετεωρολογικό) τύπο της κατακρήμνισης και μεταβάλλονται από περιοχή σε περιοχή (βλ. Meneghini and Kozu, 1990· Newsome, 1992· Smith, 1993).

Τρεις κύριες δυσκολίες έπρεπε να ξεπεραστούν για να προκύψουν αξιόπιστα ποσοτικά δεδομένα των βροχοπτώσεων:

- *Συλλογή και ανάλυση του πλήθους των πληροφοριών που δίνει κάθε σάρωση του πεδίου από την ακτίνα του ραντάρ*: Η σύνδεση του σήματος με κατάλληλο υπολογιστή έλυσε το πρόβλημα, και μάλιστα τα αποτελέσματα παρέχονται σήμερα στον πραγματικό χρόνο εξέλιξης του φαινομένου, με καταγραφή και απεικόνιση των μέσων εντάσεων της βροχής στα κύτταρα ενός δεδομένου καννάβου.
- *Έλλειψη μονοσήμαντης σχέσης μεταξύ σήματος ραντάρ και έντασης βροχής, λόγω των διαφορετικών μεγεθών των σταγόνων από βροχή σε βροχή*: Το πρόβλημα αυτό λύθηκε με διαφοροποίηση της σχέσης *Z-R* κατά περίπτωση, συγκρίνοντας τα αποτελέσματά της εφαρμογής της με τις καταγραφές βροχογράφων (κατά προτίμηση αυτόματων τηλεμετρικών) εγκατεστημένων στην περιοχή της εμβέλειας του ραντάρ. Περαιτέρω, η χρήση των *ντιστρομέτρων* (disdrometers) που μετρούν την κατανομή των διαμέτρων των σταγόνων βροχής οδήγησε σε πιο αξιόπιστη προσέγγιση της σχέσης *Z-R*.
- *Παρασιτικά σήματα τόσο από εδαφικές ανακλάσεις όσο και από διάφορες άλλες αιτίες* (π.χ. διέλευση αεροπλάνων κτλ.): Τα πρώτα απα-

λείφονται σχετικά εύκολα με "αφαίρεση" ενός τυπικού σήματος που αναφέρεται στο εδαφικό ανάγλυφο. Τα δεύτερα απαιτούν χρήση πολύπλοκων τεχνικών αναγνώρισης.

Η χρονική διακριτότητα των μετρήσεων ραντάρ φτάνει τα 1 min και η χωρική διακριτότητα το 1×1 km. Συνήθως οι μετρήσεις δίνονται για αδρότερες από αυτές τις διακριτότητες. Η εμβέλεια των ραντάρ μπορεί να ξεπερνά τα 200 km, αλλά είναι προφανές ότι όσο μεγαλώνει η απόσταση τόσο μειώνεται η ακρίβεια της μέτρησης. Σύμφωνα με τους Linsley et al. (1975, σ. 78· βλ και Dingman, 1995, σ. 129) οι μετρήσεις του ραντάρ σε ακτίνα 110 km κυμαίνονται ανάμεσα στο μισό και το διπλάσιο των αντίστοιχων μετρήσεων από βροχομετρικούς σταθμούς εδάφους. Προφανώς, αν τα δεδομένα των σταθμών εδάφους χρησιμοποιηθούν για τη διόρθωση των μετρήσεων του ραντάρ, το σφάλμα μειώνεται· σε μια περίπτωση που εξετάζεται από τον Brandes (1975), το σφάλμα μειώθηκε από 52% σε 18% όταν μαζί με τα δεδομένα του ραντάρ χρησιμοποιήθηκαν και οι μετρήσεις ενός βροχογράφου.

Εκτός από την προφανή συμβολή των μετεωρολογικών ραντάρ στη βροχομετρία, και ειδικότερα στη διερεύνηση της επιφανειακής κατανομής των βροχοπτώσεων, αξιοσημείωτη είναι και η εφαρμογή τους στη βραχυπρόθεσμη (της τάξης της ώρας) πρόγνωση της εξέλιξης των καταιγίδων και των πλημμυρών σε πραγματικό χρόνο.

Στην Ελλάδα η χρήση ραντάρ ως τώρα έχει γίνει μόνο σε ερευνητικό επίπεδο (Μπαλτάς, 1996· Mimikou and Baltas, 1996). Συστήματα ραντάρ λειτουργούν επιχειρησιακά σε άλλες χώρες της Ευρώπης, την Ιαπωνία και τις ΗΠΑ. Ειδικά στις ΗΠΑ σήμερα πραγματοποιείται η μετάβαση σε ένα νέο σύστημα ραντάρ, με την ονομασία NEXRAD (Next Generation Weather Radar system), το οποίο καλύπτει όλη τη χώρα (Smith, 1993, σ. 3.21). Πρόκειται για τα ραντάρ Ντόπλερ, τα οποία εκτός από την ένταση της βροχής μπορούν να μετρούν και το πεδίο ταχυτήτων που μεταφέρουν τα σύννεφα, παρέχοντας δεδομένα ιδιαίτερα χρήσιμα για τη μελέτη της εξέλιξης των ισχυρών καταιγίδων και τυφώνων.

2.4.5 Δορυφορικές μετρήσεις

Μια άλλη πηγή πληροφορίας για την επιφανειακή κατανομή των βροχοπτώσεων παρέχουν σήμερα οι μετεωρολογικοί δορυφόροι. Η σχετική πληροφορία εξάγεται από φωτογραφίες ή, γενικότερα, είδωλα (images)

που λαμβάνονται από δορυφόρους τόσο στην ορατή, όσο και στην υπέρυθρη περιοχή του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος (Engman and Gurney, 1991· Engman, 1993). Ιδιαίτερη σημασία έχουν τα είδωλα στην υπέρυθρη περιοχή, δεδομένου ότι από τις μετρήσεις της ενέργειας των υπέρυθρων ακτινοβολιών μπορεί να εξαχθεί, μέσω του νόμου των Stefan-Boltzmann, η θερμοκρασία των σωμάτων που εκπέμπουν την ακτινοβολία και, εν προκειμένω, των σύννεφων στην ανώτερη περιοχή τους. Με δεδομένη τη θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας, η θερμοκρασία της ανώτερης περιοχής των σύννεφων μπορεί να αξιοποιηθεί για την εκτίμηση του ύψους των σύννεφων. Μικρή θερμοκρασία της κορυφής των σύννεφων συνεπάγεται μεγάλο πάχος σύννεφων και κατά συνέπεια μεγάλη πιθανότητα κατακρήμνισης. Με σύγκριση των αναλύσεων των υπέρυθρων ειδώλων με πραγματικά βροχομετρικά δεδομένα εδάφους, προκύπτουν εμπειρικές σχέσεις που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση του ύψους βροχής σε περιοχές που δεν διαθέτουν βροχομετρικούς σταθμούς. Σε αυτή τη θεώρηση στηρίζεται η λεγόμενη *μέθοδος θερμοκρασίας κατωφλίου* (Arkin, 1979· Richards and Arkin, 1981· Smith, 1993, σ. 3.24). Πρόκειται για μια απλή μέθοδο που εκτιμά το ύψος βροχής, σε μηνιαία χρονική κλίμακα και χωρική κλίμακα που ορίζεται από ένα κάνναβο $2.5^{o} \times 2.5^{o}$, με βάση τον εμπειρικό τύπο

$$h = (3 \text{ mm/h})\, f\, d \tag{2.12}$$

όπου h το ύψος βροχής για τη χρονική περίοδο παρατήρησης d ωρών και f το ποσοστό της κάλυψης με σύννεφα θερμοκρασίας κορυφής 235 K (-38^{o}C) για το υπόψη κύτταρο του καννάβου.

Οι εκτιμήσεις των κατακρημνισμάτων από δορυφορικές μετρήσεις, αν και χονδροειδείς, είναι πολύτιμες για μεγάλες περιοχές που δεν μπορούν να μετρηθούν από σταθμούς εδάφους. Ειδικότερα, αποτελούν τη μόνη συστηματική πληροφορία για τη βροχή στους ωκεανούς, που καλύπτουν το 70% της Γης.

2.5 Τυπική επεξεργασία της σημειακής βροχομετρικής πληροφορίας

2.5.1 Έλεγχος και αποκατάσταση συνέπειας

Ο *έλεγχος συνέπειας*[*] μιας χρονοσειράς μετρήσεων βροχής αποσκοπεί στον εντοπισμό τεχνητών αλλαγών στις συνθήκες μέτρησης, οι οποίες επηρεάζουν το αποτέλεσμα της μέτρησης. Σε περίπτωση που εντοπιστούν τέτοιες αλλαγές, η *αποκατάσταση της συνέπειας* (γνωστή και ως *ανόρθωση*) αποσκοπεί στην τροποποίηση των μετρήσεων σε τρόπο ώστε να αρθούν τα αποτελέσματα των αλλαγών των συνθηκών.

Οι πηγές των ασυνεπειών στις σειρές συστηματικών μετρήσεων ενός βροχομετρικού σταθμού είναι πολλές. Ορισμένες είναι επιβεβλημένες και αναπόφευκτες, όπως αλλαγή του τύπου του μετρητικού οργάνου (σε περίπτωση βλάβης του παλιού ή τεχνολογικής εξέλιξης), αλλαγή της θέσης του βροχομετρικού σταθμού (σε περίπτωση που η παλιά θέση αποδείχτηκε προβληματική και η νέα πιο πρόσφορη), κτλ. Άλλες οφείλονται σε επιδράσεις αλλαγής στο περιβάλλον, όπως π.χ. το μεγάλωμα ενός δέντρου ή το κτίσιμο ενός κτιρίου κοντά στο σταθμό (επιδράσεις που, αν δεν είναι αναστρέψιμες, αποτελούν λόγο μετάθεσης του σταθμού). Τέλος, άλλες οφείλονται σε ανθρώπινους παράγοντες, όπως στην κακή εκπαίδευση (ή μερικές φορές στην έλλειψη ευσυνειδησίας) των παρατηρητών, ή στην ελλιπή συντήρηση των σταθμών. Οι περισσότερες από τις ασυνέπειες αναφέρονται σε μακρές περιόδους, οπότε συνδυάζονται με συστηματικά σφάλματα μέτρησης, χωρίς να είναι σπάνια και η περίπτωση μεμονωμένων σφαλμάτων.

Στη μετεωρολογία, οι έλεγχοι συνέπειας διακρίνονται σε ελέγχους ακραίων τιμών (ελέγχεται αν μια μετρημένη τιμή βρίσκεται μέσα σε λογικά όρια), εσωτερικής συνέπειας (ελέγχεται αν οι ταυτόχρονες μετρή-

---

[*] Συχνά αντί του επικρατέστερου στη διεθνή βιβλιογραφία όρου *συνέπεια* (consistency) χρησιμοποιείται ο όρος *ομογένεια* (homogeneity). Εδώ προτιμήθηκε ο πρώτος όρος γιατί ο δεύτερος έχει γενικότερο μαθηματικό περιεχόμενο, και δεν αναφέρεται μόνο στις συνθήκες μέτρησης ενός φαινομένου. Έτσι, είναι δυνατό μια χρονοσειρά να είναι ανομογενής (δηλαδή να μην προέρχεται από τον ίδιο στατιστικό πληθυσμό), εξαιτίας αλλαγών στο κλίμα της περιοχής, χωρίς να είναι και ασυνεπής, με την έννοια ότι δεν υπάρχουν συνθήκες που να οδήγησαν σε εσφαλμένες μετρήσεις.

σεις διαφορετικών μεταβλητών, π.χ. βροχόπτωσης και ηλιοφάνειας, είναι συμβατές), χρονικής συνέπειας (ελέγχεται αν οι χρονικά διαδοχικές μετρήσεις της ίδιας μεταβλητής είναι εύλογες, για να εντοπιστούν τυχόν απαράδεκτες μεταβολές), και χωρικής συνέπειας (ελέγχεται αν οι μετρήσεις της ίδιας μεταβλητής σε γειτονικούς σταθμούς είναι συμβατές).

Οι έλεγχοι συνέπειας γίνονται κατ' αρχήν στη χρονική κλίμακα των μετρήσεων (π.χ. ημερήσια ή ωριαία για βροχογράφους). Ωστόσο, τα συστηματικά σφάλματα που αναφέρονται σε μακρές περιόδους εντοπίζονται ευκολότερα σε αδρότερες χρονικές κλίμακες, όπως η ετήσια.

Ο έλεγχος των συστηματικών ασυνεπειών μιας σειράς βροχομετρικών δεδομένων είναι σχεδόν αδύνατος αν δεν διατίθεται κανένα άλλο δεδομένο, εκτός από την ίδια τη σειρά μετρήσεων του σταθμού (εκτός από κραυγαλέα σφάλματα που εντοπίζονται με παρατήρηση και κοινή λογική). Αν όμως διατίθενται δεδομένα από περισσότερους του ενός βροχομετρικούς σταθμούς μιας περιοχής, τότε γίνεται εφικτός ο έλεγχος (έλεγχος χωρικής συνέπειας), αξιοποιώντας την ισχυρή συσχέτιση των υψών βροχής γειτονικών σταθμών.

Η πιο διαδεδομένη τεχνική για τον έλεγχο της συνέπειας βροχομετρικών δεδομένων βασίζεται στη *διπλή αθροιστική καμπύλη* (double mass curve). Πρόκειται για μια εύχρηστη ημιεμπειρική μέθοδο με ατελή στατιστική τεκμηρίωση*, η οποία εφαρμόζεται για τα ετήσια ύψη βροχής† με

---

* Γενικά η μέθοδος στηρίζεται (α) στο κεντρικό οριακό θεώρημα, σύμφωνα με το οποίο τα αθροίσματα πολλών τυχαίων μεταβλητών τείνουν να ακολουθούν κανονική κατανομή, ανεξάρτητα από την κατανομή των επί μέρους όρων, και (β) στο γεγονός ότι η βέλτιστη παλινδρόμηση ανάμεσα σε δύο μεταβλητές που ακολουθούν από κοινού διδιάστατη κανονική κατανομή είναι γραμμική. Ωστόσο, η μέθοδος δεν έχει διατυπωθεί με αυστηρό τρόπο και για το λόγο αυτό δεν προχωρεί στη διεξαγωγή στατιστικών ελέγχων· άλλωστε οι συνήθεις στατιστικοί έλεγχοι δεν είναι εφαρμόσιμοι στην εν λόγω μέθοδο (Matalas and Benson, 1961). Για αυτούς τους λόγους, πιο πρόσφατα έχουν διατυπωθεί άλλες παρεμφερείς μέθοδοι καλύτερα θεμελιωμένες και πιο αντικειμενικές (αλλά και πολυπλοκότερες στην εφαρμογή), όπως αυτή του Worsley (1983).

† Η εφαρμογή της μεθόδου σε λεπτότερη κλίμακα, π.χ. μηνιαία, παρόλο που σε ορισμένες μελέτες έχει χρησιμοποιηθεί, δεν συνιστάται γιατί η συσχέτιση των υψών βροχής στη μηνιαία κλίμακα είναι ασθενέστερη, ενώ η μεταβλητότητα είναι πολύ μεγαλύτερη· ούτως ή άλλως τα αποτελέσματα του ελέγχου στη μηνιαία κλίμακα δεν μπορεί να είναι διαφορετικά από αυτά της ετήσιας.

γραφικό τρόπο*. Διπλή αθροιστική καμπύλη είναι η απεικόνιση, σε διάγραμμα με άξονες κοινής αριθμητικής διαβάθμισης, της σημειοσειράς που προκύπτει από τα διαδοχικά ύψη βροχής δύο σταθμών, αφού τα τελευταία μετατραπούν σε αθροιστικές σειρές (βλ. Εφαρμογή 2.5.1, και ειδικότερα Σχ. 2.7 και Σχ. 2.8). Ειδικότερα ο ένας άξονας (έστω των τετμημένων, Σx) αναφέρεται στο αθροιστικό ύψος ενός βροχομετρικού σταθμού βάσης (ή και μέσου όρου περισσότερων βροχομετρικών σταθμών) με διαπιστωμένη συνέπεια μετρήσεων· ο άλλος άξονας (έστω των τεταγμένων, Σy) αναφέρεται στο αθροιστικό ύψος του υπό έλεγχο βροχομετρικού σταθμού. Σε περίπτωση που οι μετρήσεις του υπό έλεγχο σταθμού είναι συνεπείς, η σειρά των σημείων (Σx_i, Σy_i), όπου ο δείκτης i αναφέρεται στο έτος, θα σχηματίζει μια ευθυγραμμία που περνά απ' την αρχή των αξόνων. Αυτή η παρατήρηση χρησιμοποιείται για τον έλεγχο της συνέπειας· αποκλίσεις από την ευθυγραμμία ερμηνεύονται ως ασυνέπειες μετρήσεων και συγκεκριμένα:

1. Η θλάση στη σημειοσειρά, δηλαδή ο σχηματισμός δύο ευθειών με διαφορετικές κλίσεις m και m', ερμηνεύεται ως συστηματική ασυνέπεια που καλύπτει τη μία από τις δύο περιόδους διαφορετικών κλίσεων.
2. Το άλμα στη σημειοσειρά, δηλαδή ο σχηματισμός δύο παράλληλων ευθειών, ερμηνεύεται ως μεμονωμένο σφάλμα για το έτος στο οποίο αντιστοιχεί το άλμα· τη ίδια ερμηνεία έχει και η περίπτωση που σχηματίζεται μία ευθεία, η οποία όμως δεν διέρχεται από την αρχή των αξόνων.

Είναι δυνατό να εμφανίζονται σε μια διπλή αθροιστική καμπύλη περισσότερες της μιας θλάσεις ή άλματα ή συνδυασμός των δύο, πράγμα που ισοδυναμεί με διαφορετικές πηγές σφαλμάτων σε διαφορετικές περιόδους.

Αν εντοπιστούν ασυνέπειες, τότε αυτές θα πρέπει να εξηγηθούν και να αρθούν. Η καλύτερη μέθοδος για την εξήγηση συνίσταται στην ανα-

* Η εφαρμογή της μεθόδου με χρήση αριθμητικών τεχνικών δεν είναι τόσο απλή· για το λόγο αυτό, ακόμη και διάφορες υπολογιστικές εκδοχές της μεθόδου στηρίζονται στο γράφημα (με χρήση υπολογιστή) της μεθόδου, αφού όπως προαναφέρθηκε δεν υπάρχουν αντικειμενικοί στατιστικοί έλεγχοι για τη λήψη απόφασης σχετικά με τη συνέπεια ή όχι των δεδομένων.

δρομή στα πρωτογενή αρχεία των υπηρεσιών που είναι αρμόδιες για τη μέτρηση, για να διαπιστωθεί η αιτία της ασυνέπειας (π.χ. αν άλλαξε η θέση του σταθμού, ο παρατηρητής, το όργανο, κτλ.). Ωστόσο, αυτό προϋποθέτει την τήρηση συστηματικού αρχείου μεταβολών του σταθμού, πράγμα που δεν αποτελεί τον κανόνα (αλλά μάλλον την εξαίρεση) στις υπηρεσίες της Ελλάδας (αλλά και άλλων χωρών)· εξ άλλου η πρόσβαση στους πρωτογενείς φακέλους δεν είναι πάντα εφικτή. Ενδιαφέρουσες πληροφορίες μπορούν ακόμη να αντληθούν από επίσκεψη στο σταθμό και συνεντεύξεις με τους κατοίκους της περιοχής. Οι δυσκολίες που συναντά η αιτιολόγηση μιας διαπιστωμένης ασυνέπειας συχνά έχουν συνέπεια την παράλειψη του σταδίου της εξήγησης.

Για την άρση των ασυνεπειών που εμφανίζονται στη διπλή αθροιστική καμπύλη με τη μορφή της θλάσης, πρέπει πρώτα να επιλεγεί η μία από τις δύο υποπεριόδους, της οποίας τα δεδομένα θα θεωρηθούν ορθά (αν δεν υπάρχει καμιά σχετική πληροφορία, επιλέγεται η πιο πρόσφατη υποπερίοδος), και να αναχθούν τα δεδομένα της άλλης υποπεριόδου. Η αναγωγή γίνεται με πολλαπλασιασμό (ή διαίρεση κατά περίπτωση) των ετήσιων υψών βροχής* με το συντελεστή

$$\lambda = m / m' \qquad (2.13)$$

Με αυτό τον τρόπο προκύπτει δείγμα συνεπές για όλη την περίοδο μετρήσεων. Η άρση ασυνέπειας που εμφανίζεται ως άλμα προϋποθέτει τη διαγραφή της αντίστοιχης μέτρησης και τη συμπλήρωση της στη συνέχεια με τις μεθόδους του εδαφίου 2.5.2. Αν η λεπτομερής έρευνα εντοπίσει ακριβέστερα την πηγή της ασυνέπειας, π.χ. αν δείξει ότι η ασυνέπεια οφείλεται σε μέτρηση μιας μεμονωμένης ημέρας ή μήνα, τότε προφανώς δεν διαγράφεται το ετήσιο ύψος βροχής, αλλά το αντίστοιχο ημερήσιο ή μηνιαίο.

Η μέθοδος διατυπώθηκε παραπάνω με την προϋπόθεση ότι ο ένας από τους δύο σταθμούς, ο σταθμός βάσης, έχει συνεπή δεδομένα. Στην πραγματικότητα, αυτή η προϋπόθεση δεν μπορεί να τεκμηριωθεί παρά μόνο αν ελεγχθεί η συνέπεια του σταθμού βάσης. Έτσι, στο ξεκίνημα μιας μελέτης κανένας σταθμός δεν θεωρείται ως συνεπής και γίνεται παράλ-

* Η ίδια αναγωγή γίνεται και για τα ύψη βροχής λεπτότερης κλίμακας, π.χ. μηνιαίας ή ημερήσιας.

ληλη εφαρμογή της μεθόδου της διπλής αθροιστικής καμπύλης κάθε σταθμού με διαφορετικούς σταθμούς βάσης. Από τη διερεύνηση εντοπίζεται ο σταθμός που παρουσιάζει ασυνέπειες, δεδομένου ότι η ίδια ασυνέπεια θα εμφανιστεί σε όλες τις διπλές αθροιστικές καμπύλες του υπόψη σταθμού με τους άλλους, συνεπείς σταθμούς. Σε αυτή την περίπτωση εξάγονται περισσότερες από μία τιμές του συντελεστή αναγωγής λ και χρησιμοποιείται τελικά ο μέσος όρος τους· ακόμη, μπορεί να χαραχτεί μια αθροιστική καμπύλη παίρνοντας ως βάση το μέσο όρο των μετρήσεων των συνεπών σταθμών και από κει να υπολογιστεί η τιμή του λ.

Ευνοϊκές προϋποθέσεις για την εφαρμογή της μεθόδου είναι η κλιματική ομογένεια των βροχομετρικών σταθμών που συγκρίνονται και η ισχυρή συσχέτιση των υψών βροχής τους. Η τήρηση των προϋποθέσεων αυτών ελέγχεται τόσο εμπειρικά, όσο και στατιστικά. Ο εμπειρικός έλεγχος συνίσταται στην επιλογή των ζευγών σταθμών που συγκρίνονται, σε τρόπο ώστε να βρίσκονται σε κοντινές αποστάσεις μεταξύ τους και σε παρόμοιες τοπογραφικές και μικροκλιματικές συνθήκες (π.χ., η σύγκριση ενός σταθμού στα δυτικά μιας οροσειράς με ένα άλλο στα ανατολικά της, θα ήταν άστοχη). Ο στατιστικός έλεγχος γίνεται με βάση το συντελεστή γραμμικής συσχέτισης r μεταξύ των ετήσιων υψών βροχής των δύο σταθμών (βλ. εδάφιο 2.5.2 και ειδικότερα εξίσωση (2.22) με x_i και y_i τις μετρήσεις των ετήσιων υψών βροχής του πρώτου και δεύτερου σταθμού, αντίστοιχα, και n τον αριθμό των ετών παρατηρήσεων που είναι κοινά για τους δύο σταθμούς). Για να είναι στατιστικά σημαντική η συσχέτιση θα πρέπει ο συντελεστής r που υπολογίζεται να είναι μεγαλύτερος από την αντίστοιχη κρίσιμη τιμή (εξίσωση (2.24)). Όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του r τόσο ισχυρότερη είναι η συσχέτιση των υψών βροχής των δύο σταθμών, και αυτό λαμβάνεται προφανώς υπόψη στην επιλογή των ζευγών σταθμών που θα συγκριθούν. Πάντως, η ύπαρξη ασυνεπειών μειώνει το συντελεστή συσχέτισης: αν ξαναϋπολογιστεί ο συντελεστής μετά την αναγωγή αναμένεται να είναι μεγαλύτερος.

Η παραπάνω τεχνική αποσκοπεί βέβαια στον εντοπισμό και την άρση των μετρητικών σφαλμάτων και όχι άρση τυχόν ανομογενειών που οφείλονται σε κλιματικές μεταβολές. Γενικά, αν δύο σταθμοί βρίσκονται σε κλιματικά ομογενή περιοχή, τυχόν κλιματική μεταβολή θα εκδηλώνεται και στους δύο σταθμούς με παρόμοιο τρόπο, οπότε η μέθοδος είναι κατάλληλη, ακόμη και σε αυτό το ενδεχόμενο. Ωστόσο, θα πρέπει να

γίνει διάκριση της περίπτωσης που ο ένας από τους δύο σταθμούς επηρεάζεται από μικροκλιματικές μεταβολές τοπικού χαρακτήρα (π.χ. από αστικοποίηση, κατασκευή ταμιευτήρα, κτλ.) χωρίς να συμβαίνει το ίδιο με τον άλλο σταθμό. Σε αυτή την περίπτωση η μέθοδος της διπλής αθροιστικής καμπύλης παρέχει τη δυνατότητα ανίχνευσης και επισήμανσης της μικροκλιματικής μεταβολής, αλλά η αναγωγή δεν θα πρέπει να εφαρμοστεί στα δεδομένα του σταθμού.

Εφαρμογή 2.5.1

Στον Πίν. 2.1 φαίνονται τα ετήσια ύψη βροχής 10 σταθμών της περιοχής Σπερχειού για την εικοσαετή περίοδο 1967-68 μέχρι 1986-87, με ελλείψεις σε μερικά χρόνια λόγω προβλημάτων σε ορισμένους σταθμούς. Οι θέσεις των σταθμών και η μορφολογία της περιοχής φαίνονται στο Σχ. 2.6: πέντε από τους σταθμούς βρίσκονται στη λεκάνη του Σπερχειού ανάντη του υδρομετρικού σταθμού Γέφυρας Κομποτάδων, ενώ οι υπόλοιποι πέντε βρίσκονται εξωτερικά αλλά κοντά στον υδροκρίτη της λεκάνης. Ζητείται ο έλεγχος και η αποκατάσταση της συνέπειας των ετήσιων υψών βροχής.

Πριν προχωρήσουμε στο στάδιο της επίλυσης, θα κάνουμε ορισμένα αρχικά σχόλια σχετικά με τα δεδομένα της Εφαρμογής. Πρόκειται για ένα τυπικό σύνολο δεδομένων του Ελλαδικού χώρου με τα χαρακτηριστικά προβλήματα που συναντά κανείς σε κάθε υδρολογική μελέτη στην Ελλάδα. Χαρακτηριστικά είναι τα ενδιάμεσα κενά, ενδεικτικά της μειωμένης αξιοπιστίας στη λειτουργία των σταθμών, και συνεπώς και στην ποιότητα του συνόλου των δεδομένων. Όπως θα δούμε στη συνέχεια (Εφαρμογή 2.5.2) η προϋπόθεση της ισχυρής συσχέτισης μεταξύ των δεδομένων των διαφορετικών σταθμών σε αρκετές περιπτώσεις δεν ισχύει (υπολογίζονται τιμές του συντελεστή συσχέτισης αρκετά χαμηλές). Η προϋπόθεση της κλιματικής ομογένειας ισχύει σε κάποιο βαθμό λόγω της γεωγραφικής γειτνίασης των σταθμών, αλλά όχι απόλυτα και για όλους τους σταθμούς, δεδομένου ότι βρίσκονται σε μεγάλο φάσμα υψομέτρων (120-1160 m), ενώ ορισμένοι βρίσκονται σε γειτονικές λεκάνες απορροής. Όπως θα δούμε παρακάτω, η μέθοδος της διπλής αθροιστικής καμπύλης πρακτικώς μπορεί να εφαρμοστεί χωρίς να έχει εξασφαλιστεί η ισχύς των προϋποθέσεων, αλλά η εγκυρότητα των αποτελεσμάτων είναι αμφισβητήσιμη.

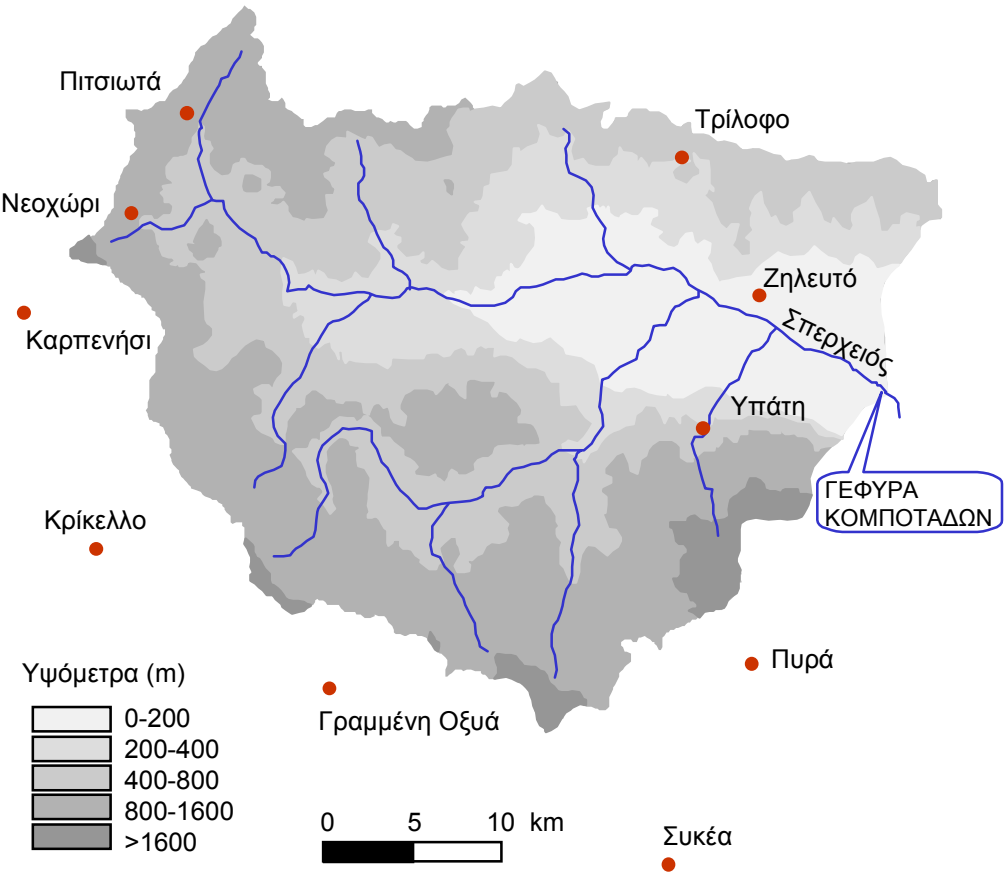
Πίν. 2.1 Ετήσια ύψη βροχής (σε mm) 10 σταθμών της περιοχής Σπερχειού για την Εφαρμογή 2.5.1.

Σταθμός	Πιτσιωτά	Νεοχώρι	Καρπενήσι	Κρίκελλο	Γραμ. Οξυά	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζηλευτό	Τρίλοφο
Υψόμετρο (m)	800	800	960	1120	1160	780	1140	286	120	580
1967-68	1262.2	1647.5	1120.7	1322.7	1078.9	1092.2	1307.3	582.4	623.9	497.5
1968-69	1454.6	1809.2	1122.2	1187.3	1627.2	1289.8	1497.6	501.5	668.9	681.5
1969-70	1191.7		1132.9	1602.3	1593.9	1279.7	1244.0	840.0	522.9	467.6
1970-71	1424.4	1782.4	1359.9		1341.2	1217.3	1323.6	871.9	634.5	551.1
1971-72	1377.7	1904.6	1074.1	1269.4	1008.9	1088.2	1151.3	885.5	584.9	644.8
1972-73	1202.3	1652.6	1167.9	1321.3	1275.3	1298.2	1204.9	805.4	513.2	683.5
1973-74	1298.6	2217.4	1549.7	1087.0	1145.7	1344.2	1387.9	775.6	485.1	604.1
1974-75	1077.4	1762.0	1659.3	1033.2	1048.8	1149.5	1395.2	743.7	569.1	563.6
1975-76	1202.0		1118.3	920.9	1139.5	1026.4	1416.0	815.1	546.0	686.8
1976-77	1060.0	1302.9	1164.9	1233.6	1044.6	1016.3	948.0	517.1	339.5	350.3
1977-78	1205.2	1449.9	1204.7	1283.8	1313.4	1563.0	1760.6	798.6	650.5	608.6
1978-79	1432.0	1828.3	1674.7	1356.1	1329.1	1571.1	1408.4	720.3	487.9	561.6
1979-80	1460.0	1734.1	1335.4			1884.1	1692.9	955.8	609.5	691.5
1980-81	1286.8	2005.5	1664.2	1749.1		2129.4	1859.1	1008.9	610.0	853.4
1981-82	1461.7	1783.7	1529.6	1559.5	1366.2	1821.7	1615.9	939.6		
1982-83	1039.4	1340.7	926.0	1259.8	955.6	1258.6	1396.4	652.2	466.0	533.1
1983-84	1243.7	1888.4	1186.2	1629.8	1270.8	1339.3	1688.8	1041.9	807.1	809.4
1984-85	1076.2	1429.4	981.2	1395.2	924.6	1108.5	1617.4	708.5	394.9	479.6
1985-86	1277.9	1859.8	1087.6	1496.1		1772.0	1398.6	708.1	457.5	666.7
1986-87	1026.8	1474.9	1206.5	1439.4	1124.1	1664.3	1671.0	961.1	386.3	809.8
Μ.Τ.	1253.0	1715.2	1263.3	1341.5	1211.0	1395.7	1449.2	791.7	545.1	618.1

Πηγή Χριστοφίδης και Μαμάσης (1995). Προέλευση δεδομένων σταθμών Πιτσιωτών, Νεοχωρίου και Κρίκελλου: ΔΕΗ· λοιπών σταθμών: ΥΠΕΧΩΔΕ.

Ξεκινάμε το έλεγχο από τους σταθμούς που έχουν πλήρεις σειρές δεδομένων χωρίς ελλείψεις. Στον Πίν. 2.2 φαίνονται οι υπολογισμοί που απαιτούνται για την κατασκευή των αθροιστικών καμπυλών για τους σταθμούς Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη. Ξεκινάμε τους υπολογισμούς από τα νεότερα χρόνια (1986-87) προς τα παλιότερα (1967-68) γιατί αυτό διευκολύνει υπολογιστικά την αναγωγή των δεδομένων σε περίπτωση που διαπιστωθεί ασυνέπεια: μη έχοντας καμιά πληροφορία σχετικά με την ποιότητα των δεδομένων θεωρούμε ότι τα νεότερα είναι ορθότερα και ανάγουμε τα παλιότερα. Οι υπολογισμοί είναι απλούστατοι: π.χ. η δεύτερη αθροιστική τιμή για τα

Πιτσιωτά είναι 1026.8 + 1277.9 = 2304.7 mm, η τρίτη τιμή 2304.7 + 1076.2 = 3380.9 κοκ. Οι αθροιστικές καμπύλες φαίνονται στο Σχ. 2.7. Παρατηρούμε ότι τα σημειοσύνολα διατάσσονται σε ευθυγραμμίες, πράγμα που ερμηνεύεται ως ένδειξη της συνέπειας των δεδομένων των τριών σταθμών.



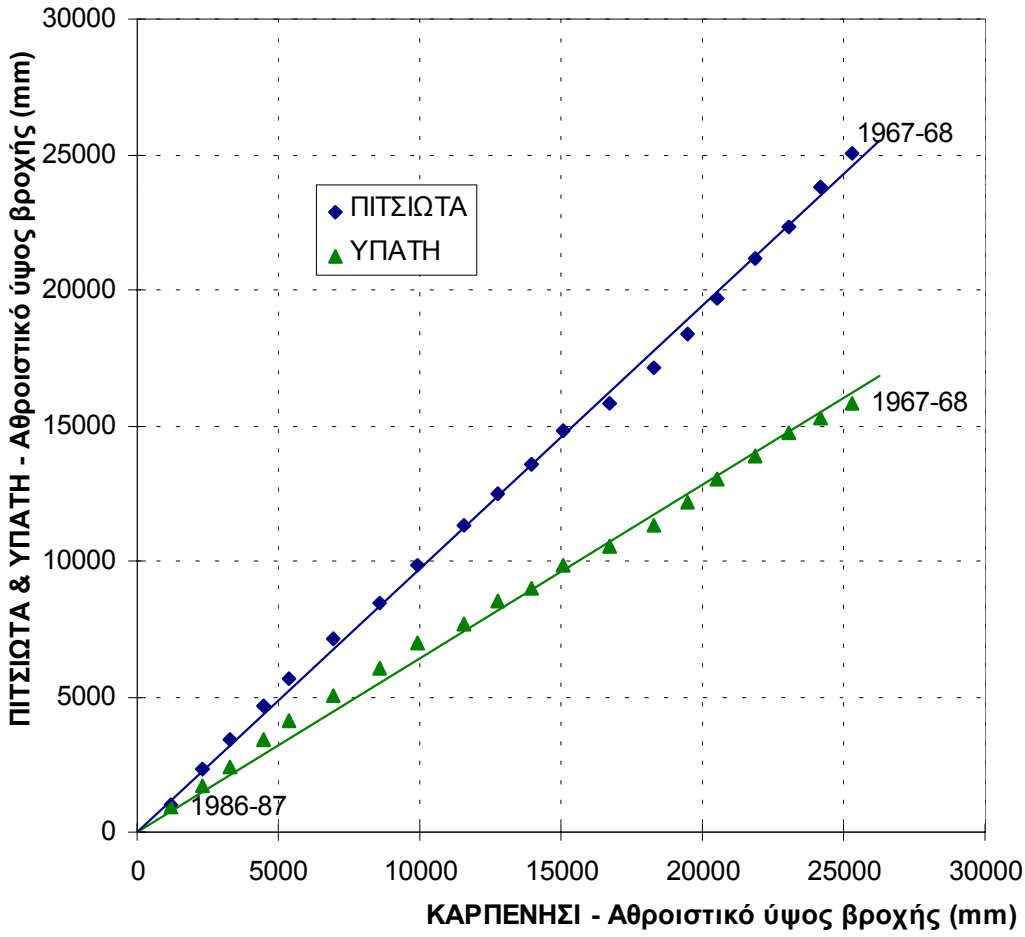
Σχ. 2.6 Συνοπτικός υδρολογικός χάρτης περιοχής Σπερχειού ανάντη της Γέφυρας Κομποτάδων.

Αντίθετα, ο σταθμός Συκέα δεν φαίνεται να έχει συνεπείς μετρήσεις. Πράγματι, στον Πίν. 2.3 έχουν γίνει οι υπολογισμοί της αθροιστικής καμπύλης του σταθμού παίρνοντας ως βάση το μέσο όρο των μετρήσεων Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη, που σύμφωνα με τα παραπάνω θεωρήθηκαν συνεπείς. Η σημειοσειρά που ορίζεται από τα ζεύγη συντεταγμένων της πέμπτης και έκτης στήλης του Πίν. 2.3 έχει απεικονιστεί στο Σχ. 2.8. Είναι εμφανής η θλάση στη σημειοσειρά το έτος 1977-78. Η κλίση της ευθείας που αντιστοιχεί στα έτη 1986-87 έως 1977-78 είναι $m = 1.430$ (εκτιμάται γραφικά), ενώ η κλίση μεταξύ των ετών 1977-78 έως 1967-68 γίνεται $m' = 1.079$. Συνεπώς, ο λόγος των κλίσεων είναι $\lambda = m / m' = 1.430 / 1.079 = 1.325$. Πολλαπλασιάζοντας με το συντελεστή λ διορθώνουμε όλα τα δεδομένα του σταθμού πριν το 1977-78. Για παράδειγμα, η τιμή 1016.3 του 1976-77

γίνεται $1.325 \times 1016.3 = 1346.6$ κοκ. (βλ. τέταρτη στήλη του Πίν. 2.3). Με βάση τις ανηγμένες τιμές ξαναϋπολογίζεται στην τελευταία στήλη του Πίν. 2.3 το αθροιστικό ύψος της Συκέας και η νέα αθροιστική καμπύλη απεικονίζεται και πάλι στο Σχ. 2.8, όπου πλέον έχει γίνει ευθεία.

Πίν. 2.2 Υπολογισμοί αθροιστικών καμπυλών για τους σταθμούς Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

	Ετήσια ύψη (mm)			Αθροιστικά ύψη (mm)		
Υδρολ. έτος	Πιτσι-ωτά	Καρ-πενήσι	Υπάτη	Πιτσιωτά	Καρ-πενήσι	Υπάτη
1986-87	1026.8	1206.5	961.1	1026.8	1206.5	961.1
1985-86	1277.9	1087.6	708.1	2304.7	2294.1	1669.2
1984-85	1076.2	981.2	708.5	3380.9	3275.3	2377.7
1983-84	1243.7	1186.2	1041.9	4624.6	4461.5	3419.6
1982-83	1039.4	926.0	652.2	5664.0	5387.5	4071.8
1981-82	1461.7	1529.6	939.6	7125.7	6917.1	5011.4
1980-81	1286.8	1664.2	1008.9	8412.5	8581.3	6020.3
1979-80	1460.0	1335.4	955.8	9872.5	9916.7	6976.1
1978-79	1432.0	1674.7	720.3	11304.5	11591.4	7696.4
1977-78	1205.2	1204.7	798.6	12509.7	12796.1	8495.0
1976-77	1060.0	1164.9	517.1	13569.7	13961.0	9012.1
1975-76	1202.0	1118.3	815.1	14771.7	15079.3	9827.2
1974-75	1077.4	1659.3	743.7	15849.1	16738.6	10570.9
1973-74	1298.6	1549.7	775.6	17147.7	18288.3	11346.5
1972-73	1202.3	1167.9	805.4	18350.0	19456.2	12151.9
1971-72	1377.7	1074.1	885.5	19727.7	20530.3	13037.4
1970-71	1424.4	1359.9	871.9	21152.1	21890.2	13909.3
1969-70	1191.7	1132.9	840.0	22343.8	23023.1	14749.3
1968-69	1454.6	1122.2	501.5	23798.4	24145.3	15250.8
1967-68	1262.2	1120.7	582.4	25060.6	25266.0	15833.2

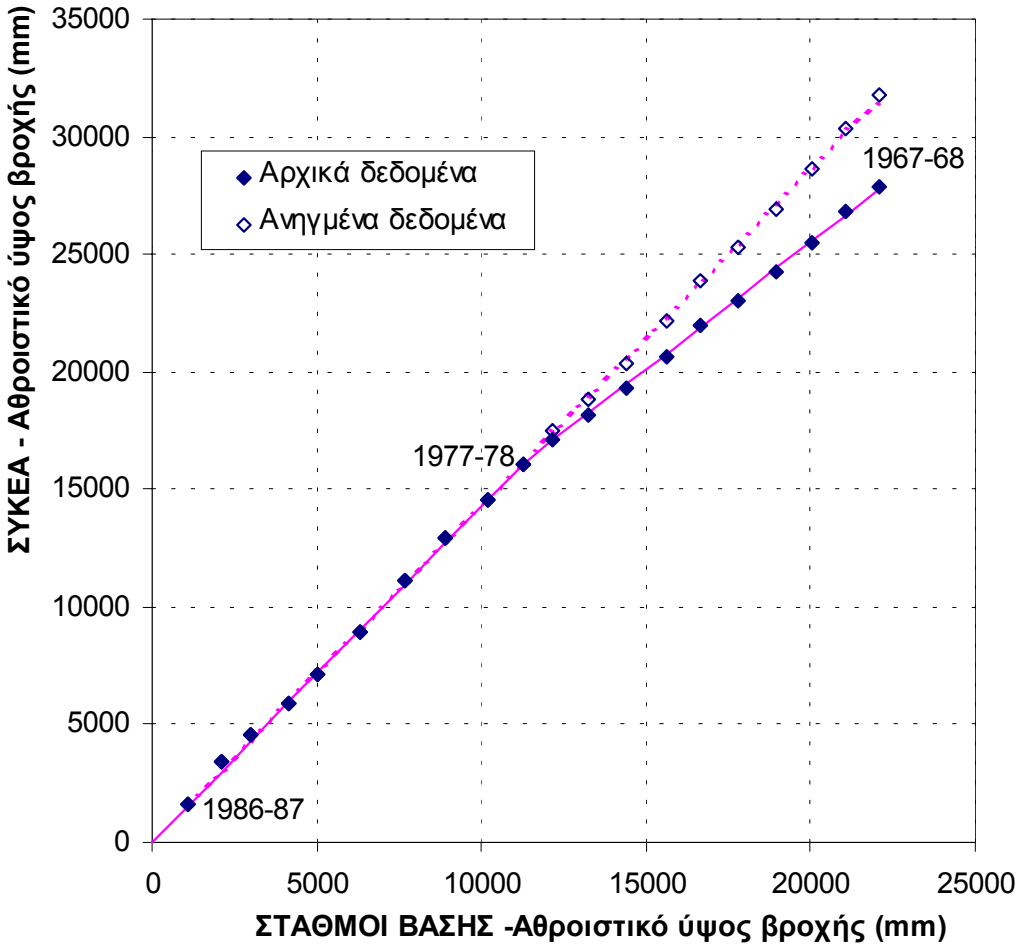


Σχ. 2.7 Διπλές αθροιστικές καμπύλες των σταθμών Πιτσιωτά και Υπάτη με βάση το σταθμό Καρπενήσι, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

Με τον ίδιο τρόπο προχωρούμε και στο σταθμό Πυρά, όπου και πάλι συναντάμε ανάλογο πρόβλημα ασυνέπειας. Συνεχίζουμε τη διαδικασία και με τους άλλους πέντε σταθμούς που παρουσιάζουν ελλείψεις. Στην περίπτωση αυτή, στον υπολογισμό των συντεταγμένων της αθροιστικής καμπύλης, απλώς παραλείπουμε τα έτη που παρουσιάζουν ελλείψεις. Τελικά διαπιστώνουμε ότι και οι σταθμοί Κρίκελλο και Τρίλοφο παρουσιάζουν ανάλογες ασυνέπειες, που διορθώνονται κατά τον ίδιο τρόπο, ενώ οι σταθμοί Νεοχώρι, Γραμμένη Οξυά και Ζηλευτό εμφανίζονται ως συνεπείς. Τα υπολογιστικά στοιχεία για τους σταθμούς όπου διαπιστώνονται ασυνέπειες φαίνονται συγκεντρωτικά στον Πίν. 2.4, ενώ τα τελικά δεδομένα, μετά την αποκατάσταση της συνέπειας όλων των σταθμών, φαίνονται στον Πίν. 2.5.

Πίν. 2.3 Υπολογισμοί αθροιστικής καμπύλης για το σταθμό Συκέα σε σχέση με το μέσο όρο των σταθμών βάσης Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

	Ετήσια ύψη			Αθροιστικά ύψη		
Υδρολ. έτος	Σταθμοί βάσης	Συκέα αρχικά	Συκέα ανηγμ.	Σταθμοί βάσης	Συκέα αρχικά	Συκέα ανηγμένα
1986-87	1064.8	1664.3	1664.3	1064.8	1664.3	1664.3
1985-86	1024.5	1772.0	1772.0	2089.3	3436.3	3436.3
1984-85	922.0	1108.5	1108.5	3011.3	4544.8	4544.8
1983-84	1157.3	1339.3	1339.3	4168.6	5884.1	5884.1
1982-83	872.5	1258.6	1258.6	5041.1	7142.7	7142.7
1981-82	1310.3	1821.7	1821.7	6351.4	8964.4	8964.4
1980-81	1320.0	2129.4	2129.4	7671.4	11093.8	11093.8
1979-80	1250.4	1884.1	1884.1	8921.8	12977.9	12977.9
1978-79	1275.7	1571.1	1571.1	10197.4	14549.0	14549.0
1977-78	1069.5	1563.0	1563.0	11266.9	16112.0	16112.0
1976-77	914.0	1016.3	1346.6	12180.9	17128.3	17458.6
1975-76	1045.1	1026.4	1360.0	13226.1	18154.7	18818.6
1974-75	1160.1	1149.5	1523.1	14386.2	19304.2	20341.7
1973-74	1208.0	1344.2	1781.1	15594.2	20648.4	22122.7
1972-73	1058.5	1298.2	1720.1	16652.7	21946.6	23842.8
1971-72	1112.4	1088.2	1441.9	17765.1	23034.8	25284.7
1970-71	1218.7	1217.3	1612.9	18983.9	24252.1	26897.6
1969-70	1054.9	1279.7	1695.6	20038.7	25531.8	28593.2
1968-69	1026.1	1289.8	1709.0	21064.8	26821.6	30302.2
1967-68	988.4	1092.2	1447.2	22053.3	27913.8	31749.4



Σχ. 2.8 Διπλή αθροιστική καμπύλη του σταθμού Συκέα με βάση το μέσο όρο των τιμών των σταθμών Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

Πίν. 2.4 Υπολογιστικά στοιχεία ελέγχου συνέπειας για τους σταθμούς όπου διαπιστώνονται ασυνέπειες, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

Σταθμός	Κρίκελλο	Συκέα	Πυρά	Τρίλοφο
Έτος θλάσης σημειοσειράς	1980-81	1976-77	1979-80	1979-80
Κλίση νεότερης περιόδου, m	1.411	1.430	1.504	0.650
Κλίση παλιότερης περιόδου, m'	1.119	1.079	1.205	0.527
Συντελ. αναγωγής, $\lambda = m / m'$	1.261	1.325	1.248	1.233

Πίν. 2.5 Ετήσια ύψη βροχής των 10 σταθμών της περιοχής Σπερχειού, μετά την αποκατάσταση της συνέπειας, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.†

Υδρολ. Έτος	Πιτσι-ωτά	Νεο-χώρι	Καρ-πενήσι	Κρί-κελλο	Γραμ. Οξυά	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζηλευ-τό	Τρί-λοφο
1967-68	1262.2	1647.5	1120.7	*1667.5*	1078.9	*1447.5*	*1631.6*	582.4	623.9	*613.5*
1968-69	1454.6	1809.2	1122.2	*1496.8*	1627.2	*1709.3*	*1869.1*	501.5	668.9	*840.5*
1969-70	1191.7		1132.9	*2020.0*	1593.9	*1696.0*	*1552.6*	840.0	522.9	*576.7*
1970-71	1424.4	1782.4	1359.9		1341.2	*1613.3*	*1652.0*	871.9	634.5	*679.6*
1971-72	1377.7	1904.6	1074.1	*1600.3*	1008.9	*1442.2*	*1436.9*	885.5	584.9	*795.2*
1972-73	1202.3	1652.6	1167.9	*1665.7*	1275.3	*1720.5*	*1503.8*	805.4	513.2	*842.9*
1973-74	1298.6	2217.4	1549.7	*1370.3*	1145.7	*1781.4*	*1732.2*	775.6	485.1	*745.0*
1974-75	1077.4	1762.0	1659.3	*1302.5*	1048.8	*1523.4*	*1741.3*	743.7	569.1	*695.1*
1975-76	1202.0		1118.3	*1160.9*	1139.5	*1360.3*	*1767.3*	815.1	546.0	*847.0*
1976-77	1060.0	1302.9	1164.9	*1555.2*	1044.6	*1346.9*	*1183.2*	517.1	339.5	*432.0*
1977-78	1205.2	1449.9	1204.7	*1618.4*	1313.4	1563.0	*2197.4*	798.6	650.5	*750.6*
1978-79	1432.0	1828.3	1674.7	*1709.6*	1329.1	1571.1	*1757.8*	720.3	487.9	*692.6*
1979-80	1460.0	1734.1	1335.4			1884.1	*2112.9*	955.8	609.5	*852.8*
1980-81	1286.8	2005.5	1664.2	*2205.0*		2129.4	1859.1	1008.9	610.0	853.4
1981-82	1461.7	1783.7	1529.6	1559.5	1366.2	1821.7	1615.9	939.6		
1982-83	1039.4	1340.7	926.0	1259.8	955.6	1258.6	1396.4	652.2	466.0	533.1
1983-84	1243.7	1888.4	1186.2	1629.8	1270.8	1339.3	1688.8	1041.9	807.1	809.4
1984-85	1076.2	1429.4	981.2	1395.2	924.6	1108.5	1617.4	708.5	394.9	479.6
1985-86	1277.9	1859.8	1087.6	1496.1		1772.0	1398.6	708.1	457.5	666.7
1986-87	1026.8	1474.9	1206.5	1439.4	1124.1	1664.3	1671.0	961.1	386.3	809.8
Μ.Τ.	1253.0	1715.2	1263.3	1564.0	1211.0	1587.5	1669.3	791.7	545.1	711.3

† Με πλάγια στοιχεία σημειώνονται τα δεδομένα που έχουν υποστεί αναγωγή.

2.5.2 Συμπλήρωση ελλείψεων και επέκταση δειγμάτων

Το πρόβλημα της σποραδικής έλλειψης μετρήσεων σε συστηματικά βροχομετρικά δείγματα είναι πολύ συχνό και οφείλεται πρωτίστως σε βλάβες οργάνων και αμέλειες ή κωλύματα παρατηρητών. Η *συμπλήρωση* των ελλείψεων είναι απαραίτητη σε κάθε υδρολογική μελέτη και γίνεται με βάση τα δεδομένα γειτονικών βροχομετρικών σταθμών. Εξ άλλου, όχι σπάνια, η συνολική περίοδος λειτουργίας ενός βροχομετρικού σταθμού μπορεί να είναι μικρή, ενώ παράλληλα στη γειτονιά του σταθμού μπορεί να υπάρχουν άλλοι σταθμοί με μεγαλύτερη περίοδο λειτουργίας. Στην

περίπτωση αυτή μπορεί να γίνει *επέκταση* του δείγματος του υπόψη σταθμού, αξιοποιώντας και πάλι τα δεδομένα των γειτονικών σταθμών. Η γενική μεθοδολογία συμπλήρωσης και επέκτασης είναι κατ' αρχήν ίδια, αλλά πάντως η περίπτωση της επέκτασης, επειδή αφορά κατά κανόνα σε μεγαλύτερες περιόδους απ' ό,τι η συμπλήρωση, χρειάζεται μεγαλύτερη προσοχή.

Οι μέθοδοι συμπλήρωσης υπάγονται σε δύο γενικές κατηγορίες, τις *εμπειρικές* και τις *στατιστικές*. Οι στατιστικές μέθοδοι είναι κατάλληλες και για την επέκταση δειγμάτων.

Εμπειρικές μέθοδοι

Στην περίπτωση που οι ελλείψεις είναι σποραδικές και αφορούν σε μικρές χρονικές περιόδους, π.χ. μερικές μέρες μέχρι λίγους μήνες, είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί μια από τις ακόλουθες τρεις απλές εμπειρικές μεθόδους:

1. *Μέθοδος του αριθμητικού μέσου*
   Πρόκειται για την απλούστερη δυνατή μέθοδο, σύμφωνα με την οποία η τιμή του ύψους βροχής του σταθμού Υ που λείπει, h_Y (π.χ. ημερήσια ή μηνιαία), εκτιμάται ως ο μέσος όρος των αντίστοιχων υψών τριών γειτονικών σταθμών (ή και περισσότερων), κανονικά διατεταγμένων γύρω από τον Υ, ήτοι

$$h_Y = \frac{1}{k}\sum_{i=1}^{k} h_i \qquad (2.14)$$

   όπου k το πλήθος των γειτονικών σταθμών και h_i το ύψος βροχής καθενός απ' αυτούς. Η μέθοδος εφαρμόζεται με την προϋπόθεση ότι οι μέσες ετήσιες βροχοπτώσεις των γειτονικών σταθμών δεν διαφέρουν πάνω από 10% από την αντίστοιχη του σταθμού Υ (Linsley et al., 1975, σ. 80). Διαφορετικά χρησιμοποιείται η μέθοδος των κανονικών λόγων.
2. *Μέθοδος των κανονικών λόγων*
   Πρόκειται για γενίκευση της μεθόδου του αριθμητικού μέσου, στην οποία τα ύψη βροχής των γειτονικών σταθμών σταθμίζονται με βάση τις αναλογίες των μέσων ετήσιων βροχοπτώσεων, με βάση τον τύπο

$$h_{\Upsilon} = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^{k} \frac{H_{\Upsilon}}{H_i} h_i \tag{2.15}$$

όπου H_{Υ} και H_i οι μέσες ετήσιες βροχοπτώσεις (αποκαλούμενες και κανονικές βροχοπτώσεις, εξ ου και η ονομασία της μεθόδου) του σταθμού Υ και του γειτονικού σταθμού *i*, αντίστοιχα.

3. *Μέθοδος της αντίστροφης απόστασης*
   Και αυτή η μέθοδος αποτελεί γενίκευση της μεθόδου του αριθμητικού μέσου, με τη διαφορά ότι εδώ λαμβάνονται υπόψη για τη στάθμιση των επιμέρους υψών βροχής τα αντίστροφα των αποστάσεων των σταθμών, υψωμένα σε κατάλληλη δύναμη. Συνήθως χρησιμοποιούνται τέσσερις ή περισσότεροι γειτονικοί σταθμοί και το ύψος βροχής του σταθμού Υ υπολογίζεται από τη σχέση

$$h_{\Upsilon} = \sum_{i=1}^{k} w_i h_i \tag{2.16}$$

όπου ο συντελεστής βάρους w_i δίνεται από τη σχέση

$$w_i = \frac{d_i^{-b}}{\sum_{j=1}^{k} d_j^{-b}} \tag{2.17}$$

Στην παραπάνω εξίσωση d_i είναι η απόσταση του σταθμού *i* από το σταθμό Υ και *b* είναι σταθερά, που κατά κανόνα λαμβάνεται ίση με 2, χωρίς να αποκλείονται και άλλες τιμές της, π.χ. 1.

Στατιστικές μέθοδοι

Στην κατηγορία των στατιστικών μεθόδων υπάγονται μια σειρά από μεθόδους, οι οποίες, όπως και οι εμπειρικές μέθοδοι, αξιοποιούν δεδομένα ενός ή περισσότερων γειτονικών σταθμών, αλλά σε αντίθεση με αυτές, παίρνουν υπόψη τις πλήρεις σειρές μετρήσεων στον υπό συμπλήρωση σταθμό και τους γειτονικούς, και εκτιμούν την κάθε τιμή σε τρόπο ώστε να ελαχιστοποιήσουν το σφάλμα εκτίμησης. Από τις μεθόδους αυτής της κατηγορίας θα περιγράψουμε εδώ την απλούστερη μέθοδο της

απλής γραμμικής παλινδρόμησης. Σύμφωνα με αυτή, η προς συμπλήρωση τιμή $y := h_Y$ εκτιμάται από την αντίστοιχη τιμή $x := h_X$ του γειτονικού σταθμού Χ (για την περίοδο όπου σημειώνεται η έλλειψη στο σταθμό Υ) με βάση τη γραμμική σχέση

$$y = a + b\,x \tag{2.18}$$

όπου a και b παράμετροι που εκτιμώνται σε τρόπο ώστε να ελαχιστοποιηθεί το τετραγωνικό σφάλμα της εκτίμησης. Αν x_i και y_i είναι ταυτόχρονες μετρήσεις στους σταθμούς Χ και Υ, αντίστοιχα, τη χρονική περίοδο (κατά κανόνα έτος ή δεδομένο μήνα του έτους) με αριθμό i, τότε

$$b = \frac{n\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2} = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \overline{x})(y_i - \overline{y})}{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \overline{x})^2} \tag{2.19}$$

$$a = \overline{y} - b\,\overline{x} \tag{2.20}$$

όπου $\overline{x}$ και $\overline{y}$ οι μέσες τιμές των x_i και y_i, αντίστοιχα, δηλαδή

$$\overline{x} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \qquad \overline{y} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} y_i \tag{2.21}$$

και n το (κοινό για τα x_i και y_i) μήκος του δείγματος.

Ο βαθμός καταλληλότητας της μεθόδου για τα συγκεκριμένα δεδομένα αποδίδεται από το μέγεθος

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \overline{x})\,(y_i - \overline{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} (x_i - \overline{x})^2 \sum_{i=1}^{n} (y_i - \overline{y})^2}} \tag{2.22}$$

ή, ισοδύναμα,

$$r = \frac{n\sum_{i=1}^{n} x_i y_i - \sum_{i=1}^{n} x_i \sum_{i=1}^{n} y_i}{\sqrt{\left[n\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2\right]\left[n\sum_{i=1}^{n} y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)^2\right]}} \tag{2.23}$$

Το μέγεθος αυτό είναι γνωστό στη στατιστική ως *συντελεστής (γραμμικής) συσχέτισης*[*] και οι τιμές του κυμαίνονται στο διάστημα [–1, 1]. Όσο πιο κοντά στα όρια του διαστήματος αυτού βρίσκεται η τιμή του συντελεστή συσχέτισης, τόσο ισχυρότερη είναι η συσχέτιση, ενώ μηδενική τιμή του συντελεστή συσχέτισης εκφράζει ανυπαρξία συσχέτισης. Για να είναι στατιστικά σημαντική η συσχέτιση[†] θα πρέπει ο συντελεστής r που υπολογίζεται να είναι σε απόλυτη τιμή μεγαλύτερος από την κρίσιμη τιμή[‡]

$$r_c \approx 2/\sqrt{n} \tag{2.24}$$

Θετική τιμή του συντελεστή συσχέτισης δείχνει ότι η αύξηση στην τιμή του x συνδέεται με αύξηση στην τιμή του y· αντίθετα, αρνητική τιμή του συντελεστή συσχέτισης δείχνει ότι η αύξηση στην τιμή του x συνδέεται με μείωση στην τιμή του y. Προφανώς, στο πρόβλημα που εξετάζουμε, η μόνη περίπτωση που έχει φυσικό νόημα είναι η θετική τιμή του συντελεστή συσχέτισης· έτσι, τυχόν αρνητική τιμή του θα πρέπει να χαρακτηριστεί ως ύποπτη και δεν θα πρέπει να αξιοποιηθεί για τη συμπλήρωση ή επέκταση βροχομετρικών δειγμάτων, ακόμη και αν είναι ιδιαίτερα σημαντική στατιστικά (π.χ. κοντά στο –1). Όσο μεγαλύτερη (κοντά στο +1) είναι η τιμή του r, τόσο ισχυρότερη είναι η συσχέτιση των υψών βροχής των δύο σταθμών, και αυτό λαμβάνεται προφανώς υπόψη στην επιλογή

---

[*] Το τετράγωνο του συντελεστή συσχέτισης είναι γνωστό ως *συντελεστής προσδιορισμού*. Ο συντελεστής προσδιορισμού ορίζεται με γενικότερο τρόπο και καλύπτει και περιπτώσεις μη γραμμικής συσχέτισης (βλ. π.χ. Κουτσογιάννης, 1996α, σ. 181).

[†] Ακριβέστερα αυτό διατυπώνεται: για να είναι ο συντελεστής συσχέτισης στατιστικά διάφορος του μηδενός για συντελεστή εμπιστοσύνης 95%.

[‡] Στην καθημερινή πρακτική του μηχανικού έχει επικρατήσει η τιμή $r_c = 0.7$, η οποία (για $n > 8$) είναι δυσμενέστερη από αυτή της σχέσης (2.24).

του σταθμού Χ που θα χρησιμοποιηθεί για τη συμπλήρωση του σταθμού Υ.

Η μέθοδος της γραμμικής παλινδρόμησης είναι κατάλληλη κατ' αρχήν για τη συμπλήρωση ετήσιων υψών βροχής, με την προϋπόθεση μεγάλης τιμής του *r*. Μπορεί ακόμη να χρησιμοποιηθεί και για τη συμπλήρωση μηνιαίων τιμών του ύψους βροχής με την ίδια προϋπόθεση. Βεβαίως, σε αυτή την περίπτωση οι τιμές x_i και y_i αναφέρονται στον ίδιο μήνα του έτους (π.χ. Ιανουάριο), οπότε και οι τιμές *a*, *b* και *r* αναφέρονται στο συγκεκριμένο αυτό μήνα. Για χρονικές περιόδους μικρότερες του μήνα, η μέθοδος κατά κανόνα δεν είναι κατάλληλη, αφού συνήθως ο συντελεστής συσχέτισης παίρνει αρκετά χαμηλές τιμές.

Για περισσότερες λεπτομέρειες στην εφαρμογή της μεθόδου της απλής γραμμικής παλινδρόμησης, αλλά και για διάφορες παραλλαγές της, καθώς και για την πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση, ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης παραπέμπεται (μεταξύ άλλων) στον Κουτσογιάννη (1996α). Μια εισαγωγή στη χρήση στοχαστικών μεθόδων στη συμπλήρωση ή επέκταση δειγμάτων δίνεται από τον Salas (1993, σ. 19.47).

Εφαρμογή 2.5.2

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 2.5.1, να συμπληρωθούν οι ελλείψεις στο σύνολο δεδομένων του Σπερχειού που δίνεται στον Πίν. 2.5.

Ξεκινάμε από το σταθμό Νεοχωρίου, εφαρμόζοντας κατ' αρχήν τις τρεις εμπειρικές μεθόδους συμπλήρωσης. Οι κοντινότεροι γειτονικοί σταθμοί είναι οι Πιτσιωτά, Καρπενήσι, Κρίκελλο και Γραμμένη Οξυά, και παρακάτω θα συμβολίζονται με τους δείκτες 1, 2, 3 και 4, αντίστοιχα, ενώ το Νεοχώρι θα συμβολίζεται με το δείκτη Υ. Βέβαια, όπως φαίνεται από το χάρτη του Σχ. 2.6, η διάταξη των σταθμών αυτών γύρω από το Νεοχώρι δεν είναι ιδανική.

Η μέθοδος του αριθμητικού μέσου για το 1969-70 δίνει

$$h_Y = (1/4)\,(1191.7 + 1132.9 + 2020.0 + 1593.9) = 1484.6 \text{ mm}$$

ενώ η μέθοδος των κανονικών λόγων, για H_Y = 1715.2 mm, H_1 = 1253.0 mm, H_2 = 1263.3 mm, H_3 = 1546.0 mm και H_4 = 1211.0 mm (βλ. τελευταία σειρά στον Πίν. 2.5), δίνει

$$h_Y = \frac{1}{4}\left(\frac{1715.2}{1253.0}\times 1191.7 + \frac{1715.2}{1263.3}\times 1132.9 + \right.$$

$$\left. + \frac{1715.2}{1546.0}\times 2020.0 + \frac{1715.2}{1211.0}\times 1593.9\right) = 1917.0 \text{ mm}$$

Τέλος, η μέθοδος της αντίστροφης απόστασης, για $d_1 = 6.31$ km, $d_2 = 8.06$ km, $d_3 = 18.60$ km και $d_4 = 28.52$ km (βλ. χάρτη στο Σχ. 2.6) και $b = 2$, δίνει

$$\sum_{j=1}^{k} d_j^{-b} = 6.31^{-2} + 8.06^{-2} + 18.60^{-2} + 28.52^{-2} = 0.0446 \text{ km}^{-2}$$

οπότε

$$h_Y = \frac{6.21^{-2}}{0.0446} \times 1191.7 + \frac{8.06^{-2}}{0.0446} \times 1132.9 +$$

$$+ \frac{18.60^{-2}}{0.\ 0446} \times 2020.0 + \frac{28.52^{-2}}{0.\ 0446} \times 1593.9 = 1257.9 \text{ mm}$$

Οι τιμές που υπολογίζονται για το 1975-76 με τη μέθοδο του αριθμητικού μέσου είναι

$$h_Y = (1/4)\ (1202.0 + 1118.3 + 1160.9 + 1139.5) = 1155.2 \text{ mm}$$

με τη μέθοδο των κανονικών λόγων

$$h_Y = \frac{1}{4}\left(\frac{1715.2}{1253.0} \times 1202.0 + \frac{1715.2}{1263.3} \times 1118.3 +\right.$$

$$\left. + \frac{1715.2}{1546.0} \times 1160.9 + \frac{1715.2}{1211.0} \times 1139.5\right) = 1516.4 \text{ mm}$$

και με τη μέθοδο της αντίστροφης απόστασης

$$h_Y = \frac{6.21^{-2}}{0.0446} \times 1202.0 + \frac{8.06^{-2}}{0.0446} \times 1118.3 +$$

$$+ \frac{18.60^{-2}}{0.\ 0446} \times 1160.9 + \frac{28.52^{-2}}{0.\ 0446} \times 1139.5 = 1190.7 \text{ mm}$$

Για την εφαρμογή της στατιστικής μεθόδου της απλής γραμμικής παλινδρόμησης επιλέγουμε ως σταθμό βάσης τον πλησιέστερο σταθμό Πιτσιωτά (παρακάτω θα εξηγήσουμε καλύτερα το λόγο αυτής της επιλογής). Υπολογίζουμε κατ' αρχήν στον Πίν. 2.6 τους όρους αθροισμάτων που υπεισέρχονται στις εξισώσεις (2.19)-(2.22).

Πίν. 2.6 Βοηθητικός πίνακας για τους υπολογισμούς της γραμμικής παλινδρόμησης μεταξύ των σταθμών Πιτσιωτά (x σε mm) και Νεοχώρι (y σε mm), στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.2.

Υδρ. έτος	x	y	$x\,y$	x^2	y^2
1967-68	1262.2	1647.5	2079475	1593149	2714256
1968-69	1454.6	1809.2	2631662	2115861	3273205
1970-71	1424.4	1782.4	2538851	2028915	3176950
1971-72	1377.7	1904.6	2623967	1898057	3627501
1972-73	1202.3	1652.6	1986921	1445525	2731087
1973-74	1298.6	2217.4	2879516	1686362	4916863
1974-75	1077.4	1762.0	1898379	1160791	3104644
1976-77	1060.0	1302.9	1381074	1123600	1697548
1977-78	1205.2	1449.9	1747419	1452507	2102210
1978-79	1432.0	1828.3	2618126	2050624	3342681
1979-80	1460.0	1734.1	2531786	2131600	3007103
1980-81	1286.8	2005.5	2580677	1655854	4022030
1981-82	1461.7	1783.7	2607234	2136567	3181586
1982-83	1039.4	1340.7	1393524	1080352	1797476
1983-84	1243.7	1888.4	2348603	1546790	3566055
1984-85	1076.2	1429.4	1538320	1158206	2043184
1985-86	1277.9	1859.8	2376638	1633028	3458856
1986-87	1026.8	1474.9	1514427	1054318	2175330
Άθροισμα	22666.9	30873.3	39276600	28952108	53938565

Από τη (2.19), για $n = 18$ προκύπτει

$$b = \frac{18 \times 39276600 - 22666.9 \times 30873.3}{18 \times 28952108 - 22666.9^2} = 0.976$$

και από τη (2.21)

$\overline{x} = 22666.9 / 18 = 1259.3$ mm $\qquad \overline{y} = 30873.3 / 18 = 1715.2$ mm

οπότε η (2.20) δίνει

$$a = 1715.2 - 0.976 \times 1259.3 = 486.1 \text{ mm}$$

Ο συντελεστής συσχέτισης προκύπτει από τη (2.22)

$$r = \frac{18 \times 39276600 - 22666.9 \times 30873.3}{\sqrt{(18 \times 28952108 - 22666.9^2)(18 \times 53938565 - 30873.3^2)}} = 0.629$$

ενώ η κρίσιμη τιμή του, από τη (2.24) προκύπτει

$$r_c \approx 2/\sqrt{18} = 0.47$$

Κατά συνέπεια, η συσχέτιση είναι στατιστικά σημαντική, οπότε προχωρούμε στην εφαρμογή της (2.18) και για το 1969-70 βρίσκουμε

$$h_Y \equiv y = 486.1 + 0.976 \times 1191.7 = 1649.2 \text{ mm}$$

Η αντίστοιχη τιμή για το 1975-76 είναι

$$h_Y \equiv y = 486.1 + 0.976 \times 1202.0 = 1659.3 \text{ mm}$$

Παρατηρούμε ότι οι τέσσερις μέθοδοι που εφαρμόστηκαν δίνουν για τα δύο χρόνια σημαντικά διαφοροποιημένες εκτιμήσεις των τιμών που λείπουν. Γενικά οι μέθοδοι του αριθμητικού μέσου και των αντίστροφων αποστάσεων φαίνεται να δίνουν υπερβολικά χαμηλές τιμές, οι οποίες δεν λαμβάνουν υπόψη το γεγονός ότι η βροχόπτωση στο Νεοχώρι είναι συστηματικά μεγαλύτερη από τους άλλους σταθμούς. Αντίθετα, οι μέθοδοι των κανονικών λόγων και της γραμμικής παλινδρόμησης παίρνουν υπόψη αυτό το γεγονός και δίνουν καλύτερες εκτιμήσεις που πλησιάζουν αρκετά μεταξύ τους. Η μέθοδος που τελικά υιοθετούμε είναι αυτή της γραμμικής παλινδρόμησης, την οποία και εφαρμόζουμε για τη συμπλήρωση των ελλείψεων και των υπόλοιπων σταθμών.

Στον Πίν. 2.7 δίνονται οι τιμές των συντελεστών συσχέτισης μεταξύ των δειγμάτων των σταθμών με ελλείψεις δεδομένων και των σταθμών με πλήρεις σειρές δεδομένων. Παρατηρούμε ότι το Νεοχώρι εμφανίζει τη μέγιστη συσχέτιση με τα Πιτσιωτά, γεγονός που δικαιολογεί την επιλογή που έγινε παραπάνω για τη συμπλήρωση με τη μέθοδο γραμμικής παλινδρόμησης. Αντίστοιχα, το Κρίκελλο και η Γραμμένη Οξυά εμφανίζουν τη μέγιστη συσχέτιση με τη Συκέα, ενώ το Ζηλευτό και το Τρίλοφο με την Πυρά. Οι συντελεστές συσχέτισης για όλους αυτούς τους συνδυασμούς είναι στατιστικά σημαντικοί. Κατά συνέπεια, επιλέγονται αυτοί οι συνδυασμοί σταθμών για τη συμπλήρωση των ελλείψεων. Οι εξισώσεις παλινδρόμησης, που υπολογίζονται με τον ίδιο τρόπο, όπως υπολογίστηκε παραπάνω η εξίσωση για το ζεύγος Νεοχώρι/Πιτσιωτά, είναι:

Πίν. 2.7 Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των δειγμάτων των σταθμών με ελλείψεις δεδομένων και των σταθμών με πλήρεις σειρές δεδομένων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.2.[†]

Σταθμός προς συμπλήρωση → Σταθμός πλήρης ↓	Νεοχώρι	Κρίκελλο	Γραμμένη Οξυά	Ζηλευτό	Τρίλοφο
Πιτσιωτά	*0.63*	0.30	0.58	0.53	0.49
Καρπενήσι	0.57	0.28	0.20	0.14	0.31
Συκέα	0.58	*0.56*	*0.67*	0.18	0.56
Πυρά	0.23	0.12	0.39	*0.54*	*0.58*
Υπάτη	0.37	0.33	0.09	0.36	0.57

[†] Με πλάγια στοιχεία σημειώνονται οι μέγιστοι συντελεστές συσχέτισης.

Κρίκελλο/Συκέα $y = 650.6 + 0.582\,x$

Γραμμένη Οξυά/Συκέα $y = 160.7 + 0.688\,x$

Ζηλευτό/Πυρά $y = 125.9 + 0.251\,x$

Τρίλοφο/Πυρά $y = 178.9 + 0.318\,x$

Εφαρμόζοντας αυτές τις εξισώσεις εκτιμάμε τις τιμές που φαίνονται στον Πίν. 2.8. Πάντως η ακρίβεια των εκτιμήσεων δεν είναι η επιθυμητή, λόγω των σχετικά μικρών τιμών των συντελεστών συσχέτισης. Οι μικρές αυτές τιμές πρέπει μάλλον να αποδοθούν σε κακή ποιότητα δεδομένων, παρά στην εγγενή υδρομετεωρολογική πραγματικότητα. Όπως σχολιάστηκε και στην Εφαρμογή 2.5.1, το πρόβλημα της κακής ποιότητας το συναντάμε συχνά στα δεδομένα της Ελλάδας.

Σε μια υδρολογική μελέτη είναι προτιμότερο αναλύσεις και συμπληρώσεις να γίνονται σε μηνιαία βάση, αντί της ετήσιας που για λόγους απλότητας χρησιμοποιήθηκε παραπάνω.

Πίν. 2.8 Ετήσια ύψη βροχής των 10 σταθμών της περιοχής Σπερχειού, μετά την αποκατάσταση της συνέπειας και συμπλήρωση, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.2.†

Υδρολ. Έτος	Πιτσι-ωτά	Νεο-χώρι	Καρ-πενήσι	Κρί-κελλο	Γραμ. Οξυά	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζηλευ-τό	Τρί-λοφο
1967-68	1262.2	1647.5	1120.7	1667.5	1078.9	1447.5	1631.6	582.4	623.9	613.5
1968-69	1454.6	1809.2	1122.2	1496.8	1627.2	1709.3	1869.1	501.5	668.9	840.5
1969-70	1191.7	*1649.2*	1132.9	2020.0	1593.9	1696.0	1552.6	840.0	522.9	576.7
1970-71	1424.4	1782.4	1359.9	*1589.2*	1341.2	1613.3	1652.0	871.9	634.5	679.6
1971-72	1377.7	1904.6	1074.1	1600.3	1008.9	1442.2	1436.9	885.5	584.9	795.2
1972-73	1202.3	1652.6	1167.9	1665.7	1275.3	1720.5	1503.8	805.4	513.2	842.9
1973-74	1298.6	2217.4	1549.7	1370.3	1145.7	1781.4	1732.2	775.6	485.1	745.0
1974-75	1077.4	1762.0	1659.3	1302.5	1048.8	1523.4	1741.3	743.7	569.1	695.1
1975-76	1202.0	*1659.3*	1118.3	1160.9	1139.5	1360.3	1767.3	815.1	546.0	847.0
1976-77	1060.0	1302.9	1164.9	1555.2	1044.6	1346.9	1183.2	517.1	339.5	432.0
1977-78	1205.2	1449.9	1204.7	1618.4	1313.4	1563.0	2197.4	798.6	650.5	750.6
1978-79	1432.0	1828.3	1674.7	1709.6	1329.1	1571.1	1757.8	720.3	487.9	692.6
1979-80	1460.0	1734.1	1335.4	*1747.0*	*1456.4*	1884.1	2112.9	955.8	609.5	852.8
1980-81	1286.8	2005.5	1664.2	2205.0	*1625.1*	2129.4	1859.1	1008.9	610.0	853.4
1981-82	1461.7	1783.7	1529.6	1559.5	1366.2	1821.7	1615.9	939.6	*531.1*	*693.5*
1982-83	1039.4	1340.7	926.0	1259.8	955.6	1258.6	1396.4	652.2	466.0	533.1
1983-84	1243.7	1888.4	1186.2	1629.8	1270.8	1339.3	1688.8	1041.9	807.1	809.4
1984-85	1076.2	1429.4	981.2	1395.2	924.6	1108.5	1617.4	708.5	394.9	479.6
1985-86	1277.9	1859.8	1087.6	1496.1	*1379.3*	1772.0	1398.6	708.1	457.5	666.7
1986-87	1026.8	1474.9	1206.5	1439.4	1124.1	1664.3	1671.0	961.1	386.3	809.8
M.T.	1253.0	1709.1	1263.3	1574.4	1252.4	1587.5	1669.3	791.7	544.4	710.5

† Με πλάγια στοιχεία σημειώνονται τα δεδομένα που έχουν συμπληρωθεί.

2.6 Επιφανειακή ολοκλήρωση σημειακών βροχοπτώσεων

Η σημειακή βροχομετρική πληροφορία αποκτά ιδιαίτερη υδρολογική βαρύτητα (π.χ. στην εκτίμηση υδατικού ισοζυγίου), όταν ολοκληρωθεί στο σύνολο της επιφάνειας S μιας λεκάνης απορροής. Η ολοκλήρωση μπορεί να γίνει με διάφορες μεθοδολογίες, οι οποίες εμπίπτουν σε δύο γενικές κατηγορίες: *άμεσης ολοκλήρωσης*, στις οποίες γίνεται άμεση χρήση των σημειακών μετρήσεων, και *προσαρμογής επιφάνειας*, στις

οποίες πριν την επιφανειακή ολοκλήρωση γίνεται αναπαράσταση της γεωγραφικής μεταβολής της βροχόπτωσης. Οι πρώτες μέθοδοι είναι απλούστερες, αλλά οι δεύτερες έχουν το σημαντικό πλεονέκτημα να αναδεικνύουν τη γεωγραφική μεταβλητότητα της βροχής, γεγονός που αποκτά ιδιαίτερη αξία τόσο για την κατανόηση του φαινομένου, όσο και για τον έλεγχο της αξιοπιστίας των μετρήσεων αλλά και του τελικού εξαγομένου.

Ανεξάρτητα από τη μέθοδο που θα χρησιμοποιηθεί, η αξιοπιστία του τελικού αποτελέσματος εξαρτάται πρωτίστως από την πυκνότητα της σημειακής πληροφορίας: η ολοκλήρωση είναι τόσο επιτυχέστερη, όσο πυκνότερο είναι το δίκτυο των βροχομετρικών σταθμών. Δυστυχώς, τα δίκτυα δεν είναι συνήθως αρκετά πυκνά, ενώ σε ορισμένες ορεινές δυσπρόσιτες περιοχές οι σταθμοί σπανίζουν.

2.6.1 Παράγοντες γεωγραφικής μεταβλητότητας

Η γεωγραφική μεταβλητότητα των κατακρημνισμάτων επηρεάζεται από διάφορους παράγοντες, πολλοί από τους οποίους συνδέονται με το χαοτικό χαρακτήρα της εξέλιξης των ατμοσφαιρικών συστημάτων που τα παράγουν. Ωστόσο, σε υπερετήσια κλίμακα γίνονται εμφανείς οι επιδράσεις τουλάχιστον δύο καθοριστικών παραγόντων: της γειτνίασης με τη θάλασσα και της ορογραφίας.

Με την αύξηση της απόστασης μιας περιοχής από σημαντική θαλάσσια έκταση είναι λογικό να μειώνεται το μέσο ετήσιο ύψος βροχής και το συνηθισμένο αυτό γεγονός αποτελεί τον γνωστό κανόνα "της απομάκρυνσης από τη θάλασσα", που όμως επαληθεύεται μόνο όταν οι επικρατούντες άνεμοι πνέουν με διεύθυνση από τη θάλασσα προς την ξηρά. Εκτεταμένες οροσειρές που τυχόν παρεμβάλλονται στην πορεία των εμπλουτισμένων σε υγρασία ανέμων (π.χ., η οροσειρά της Πίνδου στην Ελλάδα) προκαλούν απότομες αλλαγές στο βροχομετρικό καθεστώς. Σημαντικό μέρος της μεταφερόμενης υγρασίας, όταν συναντήσει τις οροσειρές υγροποιείται και κατακρημνίζεται στην προσήνεμη πλευρά της οροσειράς (βλ. εδάφιο 2.2.3), οπότε η υπήνεμη πλευρά παρουσιάζει απότομη πτώση στα ύψη βροχής και χαρακτηρίζεται ως περιοχή ομβροσκιάς.

Μια άλλη επίδραση της ορογραφίας, που επιβεβαιώνεται από πολλά σύνολα βροχομετρικών παρατηρήσεων, είναι η αύξηση του ύψους βροχής με την αύξηση του τοπογραφικού υψομέτρου. Η *βροχομετρική βαθ-*

μίδα, δηλαδή η ανά μονάδα υψόμετρου μέση αύξηση του ετήσιου ύψους βροχής σε mm, μεταβάλλεται ευρύτατα από περιοχή σε περιοχή και ενδεικτικά ως συνηθισμένο πεδίο τιμών αναφέρονται μεταβολές από 0.5 ως 2.0 mm ύψους βροχής για αύξηση του υψόμετρου κατά 1 m. Μάλιστα, σε μερικές περιπτώσεις, ιδίως σε τροπικές περιοχές, έχει παρατηρηθεί ότι η σχέση του ύψους βροχής με το υψόμετρο μπορεί να αντιστρέφεται πάνω από ένα ορισμένο υψόμετρο (βλ. Dingman, 1994, σ. 96). Η χάραξη της *ορογραφικής σχέσης*, δηλαδή της καμπύλης της μεταβολής του ύψους βροχής με το υψόμετρο, είναι πάντως ιδιαίτερα επιθυμητή πριν από κάθε επιφανειακή ολοκλήρωση.

Πέρα από την πιο πάνω αυξητική επίδραση στο ύψος βροχής, το τοπογραφικό υψόμετρο (λόγω της συσχέτισής του με τη θερμοκρασία) επηρεάζει και ποσοστό της συμμετοχής του χιονιού στο συνολικό ύψος των κατακρημνισμάτων. Προφανώς, το ποσοστό αυτό είναι αύξουσα συνάρτηση του υψομέτρου, εξαρτάται όμως και από άλλους τοπογραφικούς παράγοντες (γεωγραφικό πλάτος, απόσταση από τη θάλασσα). Ενδεικτικά αναφέρεται ότι το ποσοστό αυτό στις ευρωπαϊκές οροσειρές κυμαίνεται από 10-25% για υψόμετρο 1000 m και μέχρι 76-90% για υψόμετρο 3000 m (Ξανθόπουλος, 1984, σ. 3.42).

2.6.2 Μέθοδοι άμεσης ολοκλήρωσης

Οι μέθοδοι αυτής της κατηγορίας εκτιμούν την επιφανειακή βροχόπτωση μιας λεκάνης (ή γενικότερα μιας περιοχής) ως γραμμικό συνδυασμό των σημειακών βροχοπτώσεων στα σημεία των βροχομετρικών σταθμών που βρίσκονται μέσα (ή και πολύ κοντά) στη λεκάνη, με βάση τη σχέση

$$h_S = \sum_{i=1}^{k} w_i \, h_i \tag{2.25}$$

όπου h_S το επιφανειακό ύψος βροχής, h_i ($i = 1, \ldots, k$) τα σημειακά ύψη για τους k σταθμούς της λεκάνης ή περιοχής, και w_i ο συντελεστής βάρους για το σταθμό με αριθμό i. Υπάρχουν διάφορες θεωρήσεις για την εκτίμηση των συντελεστών βάρους, οπότε προκύπτουν αντίστοιχα διαφορετικές μέθοδοι άμεσης ολοκλήρωσης, οι κυριότερες από τις οποίες είναι οι εξής:

1. *Μέθοδος μέσου όρου*
   Πρόκειται για την απλούστερη μέθοδο, σύμφωνα με την οποία τα βάρη όλων των σταθμών λαμβάνονται ίσα, $w_i = 1 / k$. Η μέθοδος λόγω της απλότητάς της μπορεί να χρησιμοποιείται για πρώτες χονδρικές εκτιμήσεις αλλά όχι για οριστικές. Η ακρίβειά της είναι ανεκτή μόνο όταν η περιοχή είναι σχετικά επίπεδη, οι σταθμοί ομοιόμορφα κατανεμημένοι σε αυτή και τα ύψη βροχής δεν διαφέρουν πολύ από σταθμό σε σταθμό.
2. *Μέθοδος Thiessen*
   Σύμφωνα με αυτή την κλασική μέθοδο, η συνολική επιφάνεια S χωρίζεται γεωμετρικά σε ζώνες επιρροής S_i, μία για κάθε σταθμό, έτσι ώστε

$$\sum_{i=1}^{k} S_i = S \tag{2.26}$$

   Ο συντελεστής βάρους θεωρείται ανάλογος του εμβαδού της ζώνης επιρροής του σταθμού, δηλαδή

$$w_i = \frac{S_i}{S} \tag{2.27}$$

   Οι ζώνες επιρροής προσδιορίζονται έτσι ώστε κάθε σημείο της ζώνης του σταθμού i να απέχει από τη θέση του σταθμού i λιγότερο απ' όσο απέχει από οποιονδήποτε άλλο σταθμό της περιοχής. Η αρχή αυτή οδηγεί άμεσα σε μια απλή γεωμετρική κατασκευή των ζωνών επιρροής βασισμένη στις μεσοκαθέτους των ευθυγράμμων τμημάτων που συνδέουν τους σταθμούς ανά ζεύγη. Προκύπτουν έτσι τα γνωστά *πολύγωνα Thiessen*[*] (βλ. Εφαρμογή 2.6.2 και Σχ. 2.9). Παρά τη μεγάλη ηλικία της (προτάθηκε από τον Thiessen το 1911) η μέθοδος παραμένει και σήμερα η δημοφιλέστερη, λόγω της απλότητας στην

[*] Τα πολύγωνα Thiessen αποτελούν ειδική περίπτωση των λεγόμενων "*κυττάρων Voronoi*", τα οποία είναι πολύεδρα σε χώρο n διαστάσεων κατασκευασμένα σε τρόπο ώστε να περιέχουν τα κοντινότερα σε κάθε θέση μέτρησης σημεία του n-διάστατου χώρου. Τα κύτταρα Voronoi χρησιμοποιούνται για την απεικόνιση τυχαίων πεδίων με βάση τυχαίες διατάξεις σημείων μέτρησης (Vanmarcke, 1983, σ. 23).

εφαρμογή της, με ή χωρίς χρήση υπολογιστή, και των αξιόπιστων εκτιμήσεών της, που συχνά (σε ετήσια ή υπερετήσια κλίμακα) συγκρίνονται με αυτές των πιο σύγχρονων μεθόδων βέλτιστης ολοκλήρωσης και βέλτιστης παρεμβολής (βλ. πιο κάτω)· βεβαίως οι εκτιμήσεις της μεθόδου είναι τόσο καλύτερες όσο πυκνότερο είναι το δίκτυο των βροχομετρικών σταθμών και όσο μεγαλύτερη είναι η χρονική κλίμακα μελέτης (π.χ. οι εκτιμήσεις σε υπερετήσια κλίμακα είναι πιο ακριβείς από τις εκτιμήσεις στην κλίμακα ενός επεισοδίου βροχής).

3. *Μέθοδος δύο αξόνων του Bethlahmy*

   Πρόκειται για μια πιο πρόσφατη μέθοδο, που προτάθηκε από τον Bethlahmy (1976). Σύμφωνα με αυτή, οι συντελεστές βάρους είναι ανάλογοι των *γωνιών επιρροής*, με τις οποίες οι σταθμοί "βλέπουν" τη λεκάνη. Για να οριστούν αυτές οι γωνίες χαράσσεται ένας *κύριος άξονας* της λεκάνης, σε τρόπο ώστε τα όρια της λεκάνης να αποκόπτουν το μεγαλύτερο δυνατό μήκος ευθυγράμμου τμήματος επί του κύριου άξονα. Κατόπιν, χαράσσεται η μεσοκάθετος αυτού του ευθύγραμμου τμήματος, που ορίζει το *δευτερεύοντα άξονα* της λεκάνης. Με τον τρόπο αυτό ορίζονται τέσσερα σημεία στο όριο της λεκάνης, δύο επί του κύριου άξονα (A_1, A_2) και δύο επί του δευτερεύοντα (B_1, B_2). Τέλος, από κάθε θέση σταθμού χαράσσονται δύο ευθείες, μια που ενώνει τη θέση του σταθμού με το πιο απομακρυσμένο από τα σημεία (A_1, A_2) και μία που ενώνει τη θέση του σταθμού με το πιο απομακρυσμένο από τα σημεία (B_1, B_2), και μετριέται η γωνία επιρροής α_i που ορίζουν αυτές οι ευθείες, η οποία πάντα είναι μικρότερη των 90^o. Ο συντελεστής βάρους είναι

$$w_i = \frac{\alpha_i}{\sum_{j=1}^{k} \alpha_j} \tag{2.28}$$

   Η μέθοδος αυτή δεν είναι τόσο καλά θεμελιωμένη όσο η μέθοδος Thiessen αλλά θεωρείται ικανοποιητικής ακρίβειας (Court and Bare, 1984). Το σημαντικό πλεονέκτημά της έγκειται στο γεγονός ότι η γωνία επιρροής καθενός σταθμού δεν επηρεάζεται από τους άλλους σταθμούς και γι' αυτό τυχόν προσθήκη ή αφαίρεση άλλων σταθμών (π.χ. δημιουργία νέου σταθμού, διακοπή λειτουργίας ή προσωρινή

βλάβη σταθμού) δεν δημιουργεί την ανάγκη επαναπροσδιορισμού των γωνιών επιρροής. Αντίθετα, στην περίπτωση της μεθόδου Thiessen, οποιαδήποτε προσθήκη ή αφαίρεση σταθμού καθιστά υποχρεωτική την επανάληψη της διαδικασίας.

4. *Μέθοδος βέλτιστης ολοκλήρωσης (kriging)*

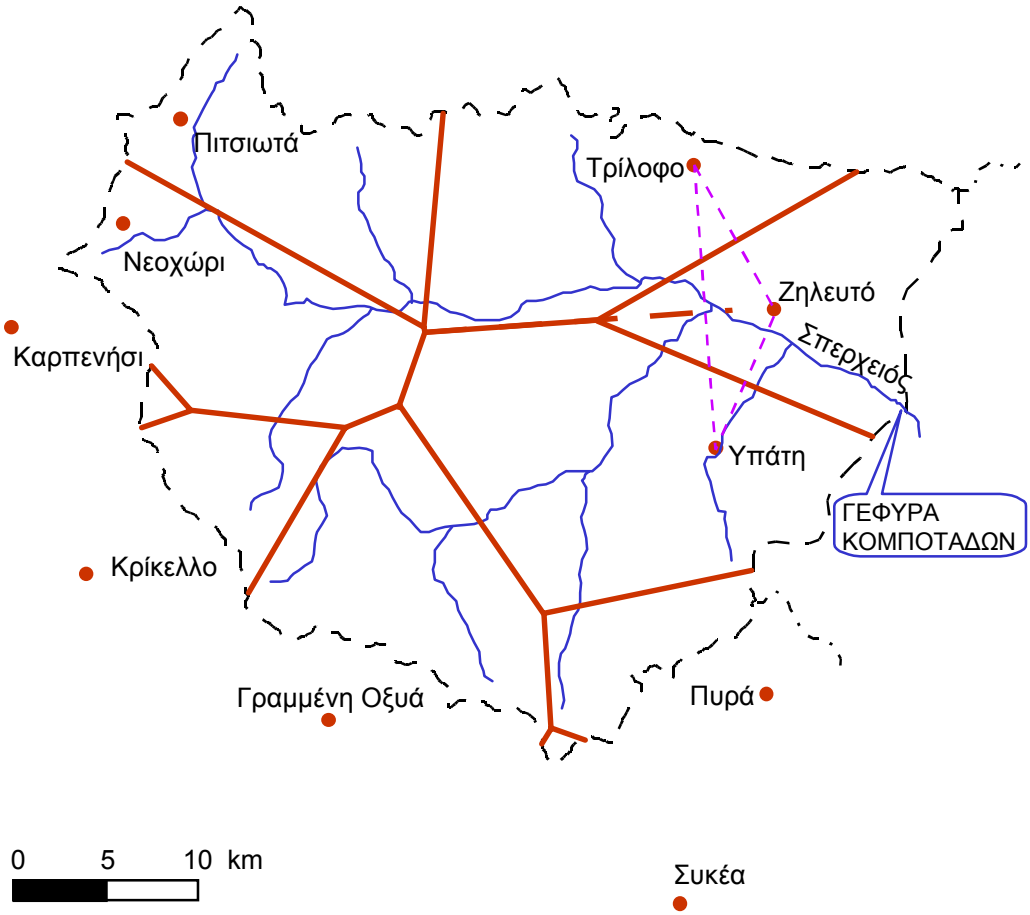
   Η μέθοδος αυτή ανήκει στη γενικότερη κατηγορία των *γεωστατιστικών μεθόδων* ή *μεθόδων kriging* (Matheron, 1971). Οι μέθοδοι αυτές βασίζονται στην υπόθεση ότι η διακύμανση μιας μεταβλητής (εν προκειμένω της βροχόπτωσης) στο χώρο είναι τυχαία, οπότε χρησιμοποιούν στατιστικές μεθοδολογίες για οποιαδήποτε εκτίμηση απορρέει από σημειακές μετρήσεις της μεταβλητής. Σημαντικό πλεονέκτημα των μεθόδων αυτών είναι το γεγονός ότι ποσοτικοποιούν και τελικά ελαχιστοποιούν το σφάλμα εκτίμησης, πράγμα που δεν συμβαίνει με τις προηγούμενες εμπειρικές μεθόδους. Ωστόσο, οι μέθοδοι είναι αρκετά πολύπλοκες στην εφαρμογή τους, η οποία προϋποθέτει τη χρήση κατάλληλων υπολογιστικών προγραμμάτων*. Για το λόγο αυτό η περιγραφή της μεθόδου βέλτιστης ολοκλήρωσης ξεφεύγει από τους σκοπούς αυτού του κειμένου· ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης παραπέμπεται (μεταξύ άλλων) στον Kitanidis (1993).

Εφαρμογή 2.6.2

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 2.5.2, να καταρτιστεί δείγμα της επιφανειακά μέσης βροχόπτωσης της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων σε ετήσια κλίμακα.

Στο Σχ. 2.7 έχουν χαραχτεί τα πολύγωνα Thiessen της υπό μελέτη λεκάνης. Τα εμβαδά των πολυγώνων και οι αντίστοιχοι συντελεστές βάρους δίνονται στον Πίν. 2.9. Εφαρμόζοντας αυτούς τους συντελεστές στα δεδομένα του Πίν. 2.8 (ξεχωριστά για κάθε έτος, με βάση τη σχέση (2.25)), υπολογίζουμε άμεσα τις τιμές της επιφανειακής βροχόπτωσης που δίνονται στον Πίν. 2.10.

* Τέτοια προγράμματα διατίθενται ενσωματωμένα σε λογισμικά πακέτα συστημάτων γεωγραφικής πληροφορίας. Εξ άλλου, τα ίδια πακέτα περιλαμβάνουν ανάλογα προγράμματα και για τις περισσότερες από τις μεθόδους που περιγράφονται σε αυτή την ενότητα.



Σχ. 2.9 Πολύγωνα Thiessen της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων. Αναλυτικά, φαίνεται η χάραξη των ορίων των πολυγώνων στην περιοχή Τρίλοφο - Υπάτη - Ζηλευτό.

Πίν. 2.9 Εμβαδά πολυγώνων Thiessen και συντελεστές βάρους, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.2.

	Πιτσι-ωτά	Νεο-χώρι	Καρ-πενήσι	Κρί-κελλο	Γραμ. Οξυά	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζη-λευτό	Τρί-λοφο	Σύνο-λο
S_i, km^2	130.0	144.5	4.4	52.2	150.1	3.3	55.6	254.5	140.0	176.7	1111.5
$w_i = S_i/S$	0.117	0.130	0.004	0.047	0.135	0.003	0.050	0.229	0.126	0.159	1.000

Πίν. 2.10 Δείγμα επιφανειακής βροχόπτωσης της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.2.

Υδρολογικό έτος	Επιφανειακό ύψος βροχής, mm	Υδρολογικό έτος	Επιφανειακό ύψος βροχής, mm	Υδρολογικό έτος	Επιφανειακό ύψος βροχής, mm
1967-68	985.8	1974-75	1008.7	1981-82	1145.4
1968-69	1131.2	1975-76	1051.8	1982-83	854.2
1969-70	1101.1	1976-77	805.3	1983-84	1201.4
1970-71	1134.7	1977-78	1086.4	1984-85	878.5
1971-72	1103.6	1978-79	1100.9	1985-86	1053.2
1972-73	1074.1	1979-80	1222.9	1986-87	1022.2
1973-74	1114.6	1980-81	1283.9	Μ.Τ.	1068.0

2.6.3 Μέθοδοι προσαρμογής επιφάνειας

Όπως προαναφέρθηκε, στις μεθόδους αυτής της κατηγορίας πριν την επιφανειακή ολοκλήρωση γίνεται αναπαράσταση της γεωγραφικής μεταβολής της βροχόπτωσης και ορίζεται έτσι η τιμή του ύψους βροχής σε οποιοδήποτε σημείο της περιοχής που ενδιαφέρει. Η απεικόνιση της καμπύλης "επιφάνειας" που ορίζουν οι τιμές του ύψους βροχής στα σημεία της περιοχής γίνεται με δύο τρόπους: με τις *ισοϋέτιες καμπύλες* και με την *ψηφιδωτή διαμέριση*.

Η ισοϋέτια καμπύλη ορίζεται από τον γεωμετρικό τόπο των σημείων στα οποία το ύψος βροχής παίρνει μια δεδομένη τιμή (π.χ. 1000 mm, προκειμένου για ετήσιο ύψος βροχής). Ανάλογα με το εύρος διακύμανσης του ύψους βροχής, χαράσσονται ισοϋέτιες καμπύλες με δεδομένη ισοδιάσταση Δh (π.χ. 100 mm), σε αντιστοιχία με τις ισοϋψείς καμπύλες των τοπογραφικών χαρτών. Βεβαίως, η χάραξη μιας ισοϋέτιας είναι πολύ λιγότερο ακριβής από τη χάραξη μιας ισοϋψούς καμπύλης, γιατί τα διαθέσιμα σημεία είναι πολύ λιγότερα. Αφού χαραχτούν οι ισοϋέτιες καμπύλες, για να προκύψει η επιφανειακά μέση βροχόπτωση της περιοχής εμβαδομετρούνται οι επιφάνειες F_r μεταξύ των διαδοχικών καμπυλών που αντιστοιχούν σε υψόμετρα h_r και h_{r-1} ($= h_r - \Delta h$). Η επιφανειακά μέση βροχόπτωση της περιοχής θα είναι

$$h_S = \sum_r \frac{h_r + h_{r-1}}{2} \frac{F_r}{S} \tag{2.29}$$

όπου το άθροισμα όλων των F_r ταυτίζεται με τη ολική επιφάνεια S της περιοχής (βλ. και Εφαρμογή 2.6.3).

Σύμφωνα με τη μέθοδο της ψηφιδωτής διαμέρισης, η υπόψη περιοχή διαμερίζεται σε ισομεγέθη στοιχειώδη κύτταρα ή ψηφίδες με την εφαρμογή ενός ορθογωνικού καννάβου με δεδομένη ισαποχή των οριζόντιων και κατακόρυφων γραμμών του. Στη συνέχεια, για κάθε κύτταρο, υπολογίζεται η τιμή του ύψους βροχής, η οποία αντιστοιχεί στο κέντρο του κυττάρου αλλά θεωρείται σταθερή για όλη την επιφάνεια του κυττάρου. Η τιμή h_S προκύπτει, τότε, ως ο μέρος όρος των τιμών όλων των κυττάρων.

Ανεξάρτητα από τον τρόπο παρουσίασης του τελικού πεδίου μεταβολής της βροχόπτωσης, ο προσδιορισμός του ύψους βροχής στο τυχόν σημείο της υπόψη περιοχής μπορεί να γίνει με διάφορες μεθόδους *παρεμβολής* (interpolation) ή *εξομάλυνσης* (smoothing). Ειδικότερα, οι μέθοδοι παρεμβολής προσαρμόζουν μια επιφάνεια, η οποία διέρχεται ακριβώς από τα σημεία γνωστού ύψους βροχής (δηλαδή τις θέσεις των βροχομετρικών σταθμών)· αντίθετα, στις μεθόδους εξομάλυνσης, η προσαρμοζόμενη επιφάνεια προσεγγίζει προς τα γνωστά ύψη βροχής χωρίς να ταυτίζεται, αποκτώντας πιο ομαλό σχήμα, το οποίο έχει δεδομένη (προεπιλεγμένη) μαθηματική έκφραση. Παρακάτω γίνεται αναφορά σε ορισμένες απ' αυτές τις μεθόδους (βλ. και Dingman, 1994, σσ. 113-122).

1. *Μέθοδος γραφικής χάραξης των ισοϋετίων*
   Πρόκειται για μια συνηθέστατη μέθοδο, στην οποία ο μελετητής χαράσσει τις ισοϋέτιες γραφικά ("με το μάτι") πάνω σε χάρτη, στον οποίο έχει προηγουμένως σημειώσει τις θέσεις των βροχομετρικών σταθμών και τα ύψη βροχής σε αυτές. Για τη χάραξη των καμπυλών χρησιμοποιεί κατά βάση γραμμική παρεμβολή πάνω στα ευθύγραμμα τμήματα που ορίζονται από τις θέσεις γειτονικών σταθμών. Παράλληλα αξιοποιεί την εμπειρία και κρίση του, ξεφεύγοντας από την αυστηρή γραμμική παρεμβολή, προκειμένου να βελτιώσει κατά περιοχές τη χάραξη των καμπυλών (π.χ. σε περιοχές μεγάλου υψομέτρου).

2. *Μέθοδος υπολογιστικής γραμμικής παρεμβολής*
   Η πιο πάνω διαδικασία γραμμικής παρεμβολής μπορεί εύκολα να γίνει και με τη χρήση υπολογιστή, χωρίς φυσικά την υποκειμενική παρέμβαση του μελετητή.
3. *Μέθοδος της αντίστροφης απόστασης*
   Η γνωστή από παραπάνω (βλ. εδάφιο 2.5.2) μέθοδος της αντίστροφης απόστασης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση του ύψους βροχής όχι μόνο στη θέση βροχομετρικού σταθμού, αλλά και σε οποιοδήποτε σημείο της περιοχής που ενδιαφέρει, με βάση τις εξισώσεις (2.16) και (2.17). Η μέθοδος χρησιμοποιείται πολύ συχνά λόγω της μαθηματικής απλότητάς της.
4. *Μέθοδος πολυτετραγωνικής παρεμβολής*
   Όπως και η μέθοδος της αντίστροφης απόστασης, η μέθοδος της πολυτετραγωνικής παρεμβολής (multiquadric interpolation· Shaw and Lynn, 1972· Shaw, 1994, σ. 212) για τον προσδιορισμό του ύψους βροχής στο τυχόν σημείο της επιφάνειας χρησιμοποιεί τις αποστάσεις του σημείου από τους γειτονικούς σταθμούς. Ειδικότερα, η εξίσωση της επιφάνειας της βροχόπτωσης προκύπτει ως άθροισμα των επιρροών των γειτονικών σταθμών, όπου κάθε επιρροή περιγράφεται μαθηματικά από μια ορθή κωνική επιφάνεια με κατακόρυφο άξονα τοποθετημένο στη θέση καθενός σταθμού.
5. *Μέθοδος ελάχιστων τετραγώνων με πολυώνυμα*
   Η μέθοδος στηρίζεται στην επιλογή ενός πολυωνύμου δεδομένου βαθμού, το οποίο εκφράζει το ύψος βροχής συναρτήσει των τοπογραφικών συντεταγμένων x και y των σημείων της περιοχής. Η εκτίμηση των συντελεστών του πολυωνύμου γίνεται σε τρόπο ώστε να ελαχιστοποιείται το σφάλμα προσαρμογής στα σημεία γνωστού ύψους βροχής· κατά συνέπεια πρόκειται για μια μέθοδο εξομάλυνσης.
6. *Μέθοδος πολυωνύμων Lagrange*
   Πρόκειται για μέθοδο παραπλήσια με την προηγούμενη, αλλά με τη διαφορά ότι ο αριθμός των πολυωνυμικών όρων είναι ίσος με τον αριθμό των βροχομετρικών σταθμών, οπότε η πολυωνυμική έκφραση διέρχεται ακριβώς από τα σημεία γνωστού ύψους βροχής· κατά συνέπεια η μέθοδος πραγματοποιεί παρεμβολή και όχι εξομάλυνση. Μειονέκτημα της μεθόδου αποτελεί ο μεγάλος βαθμός του πολυωνύμου, ο

οποίος μπορεί να προκαλεί αδικαιολόγητα υψηλές διακυμάνσεις της επιφάνειας βροχής από θέση σε θέση.

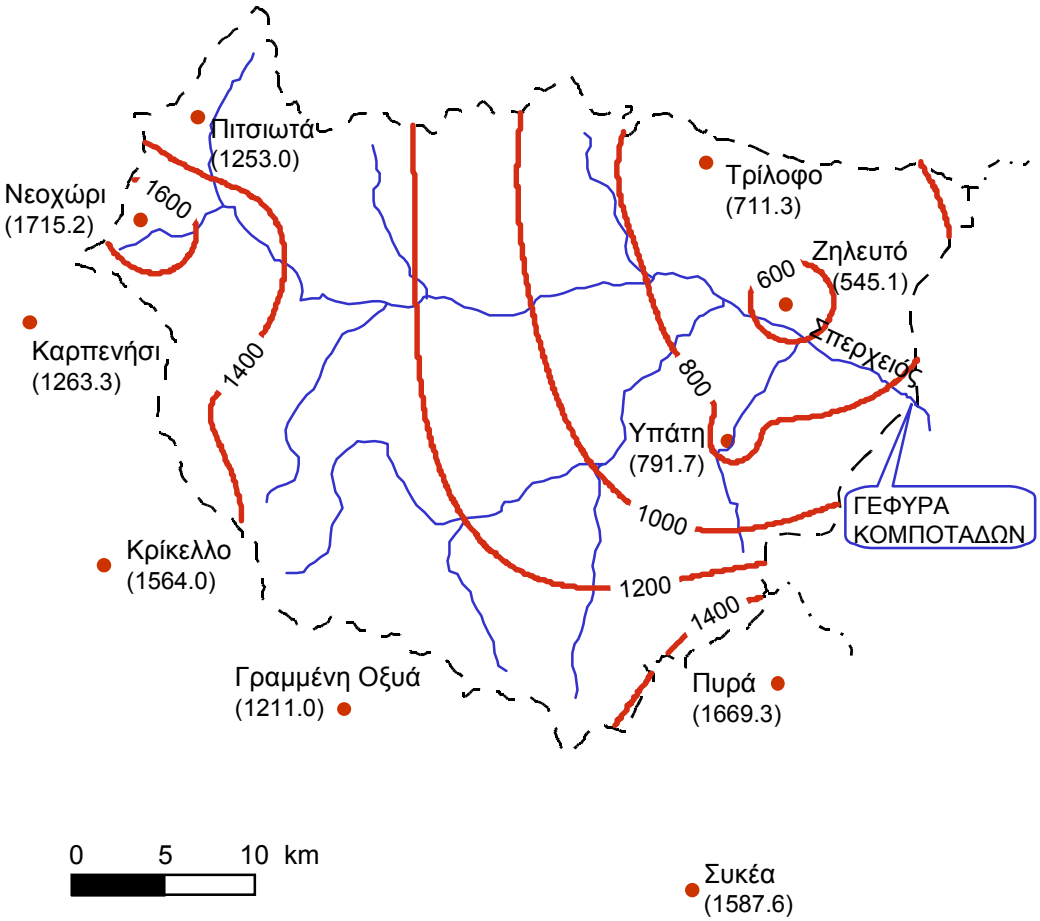
7. *Μέθοδος προσαρμογής splines*
   Αντί της προσαρμογής μιας ενιαίας πολυωνυμικής έκφρασης σε όλη την περιοχή μελέτης, προσαρμόζονται τοπικές πολυωνυμικές εκφράσεις παρεμβολής μικρού βαθμού, αποφεύγοντας έτσι το πρόβλημα των πολύ υψηλών διακυμάνσεων της επιφάνειας.
8. *Μέθοδος βέλτιστης παρεμβολής (kriging)*
   Σε αντίθεση με το ντετερμινιστικό χαρακτήρα των προηγούμενων μεθόδων, η μέθοδος της βέλτιστης παρεμβολής θεωρεί τη μεταβολή του ύψους βροχής ως τυχαία· εκφράζει το άγνωστο ύψος βροχής στο τυχόν σημείο ως γραμμική έκφραση των γνωστών υψών βροχής στις θέσεις των βροχομετρικών σταθμών και χρησιμοποιεί τη στατιστική μεθοδολογία προκειμένου να εκτιμήσει τους συντελεστές της γραμμικής έκφρασης. Η μέθοδος, που ανήκει στη γενική κατηγορία των γεωστατιστικών μεθόδων, μοιάζει με τη μέθοδο βέλτιστης ολοκλήρωσης που παρουσιάστηκε στο εδάφιο 2.6.2 και είναι ίσως η πιο αξιόπιστη (όπως προκύπτει από πολλές μελέτες αξιολόγησης, οι οποίες επισκοπούνται από τον Dingman, 1994, σ. 121), αλλά αρκετά πολύπλοκη στην εφαρμογή της.

Εφαρμογή 2.6.3

Με βάση τα μέσα ετήσια ύψη βροχής των σταθμών που φαίνονται στον Πίν. 2.8, να χαραχτούν οι ισοϋέτιες καμπύλες της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων και να υπολογιστεί το επιφανειακό μέσο ετήσιο ύψος βροχής της λεκάνης.

Ακολουθώντας τη μέθοδο της αντίστροφης απόστασης, κατασκευάζουμε (με χρήση υπολογιστή*) τις ισοϋέτιες καμπύλες που φαίνονται στο Σχ. 2.10. Το σχήμα αυτό δίνει μια πολύ παραστατική εικόνα της έντονης γεωγραφικής μεταβλητότητας της βροχόπτωσης στη λεκάνη απορροής, δεν είναι όμως ιδιαίτερα λεπτομερές, λόγω του αραιού δικτύου βροχομετρικών σταθμών μέσα στη λεκάνη.

* Χρησιμοποιήθηκε το διαδεδομένο λογισμικό σύστημα γεωγραφικής πληροφορίας ArcView της ESRI.



Σχ. 2.10 Μέσες ετήσιες ισοϋέτιες καμπύλες της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.3.

Πίν. 2.11 Υπολογισμός του επιφανειακού μέσου ύψους βροχής της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.3.

Όρια κλάσεων ύψους βροχής, h_r (mm)	Μέσο ύψος κλάσης, $\frac{h_r + h_{r-1}}{2}$ (mm)	Επιφάνεια κλάσης, F_r (km^2)	$\frac{h_r + h_{r-1}}{2}\frac{F_r}{S}$ (mm)
545.1			
600.0	572.6	15.3	7.88
800.0	700.0	199.2	125.45
1000.0	900.0	191.6	155.14
1200.0	1100.0	199.5	197.44
1400.0	1300.0	399.1	466.78
1600.0	1500.0	88.4	119.30
1715.2	1657.6	18.4	27.44
Σύνολο		$S = 1111.5$	$h_S = 1099.4$

Στη συνέχεια εμβαδομετρούμε τις περιοχές που περιλαμβάνονται μεταξύ των ισοϋετίων (και πάλι με χρήση υπολογιστή). Τα εμβαδά φαίνονται στον Πίν. 2.11, όπου γίνεται και ο υπολογισμός του επιφανειακά μέσου ύψους ετήσιας βροχής στο σύνολο της λεκάνης, με βάση την εξίσωση (2.29), το οποίο προκύπτει 1099.4 mm (ελαφρώς μεγαλύτερο από αυτό που έδωσε η μέθοδος Thiessen· βλ. Εφαρμογή 2.6.2).

2.6.4 Επίδραση του υψομέτρου

Στις παραπάνω μεθόδους επιφανειακής ολοκλήρωσης η επίδραση του υψομέτρου στο ύψος βροχής, αν και δεν έχει ρητώς θεωρηθεί, έχει ληφθεί υπόψη με έμμεσο τρόπο μέσω των υψομέτρων των σταθμών, με την προϋπόθεση ότι η υψομετρική κατανομή των σταθμών είναι αντιπροσωπευτική, οπότε και το μέσο υψόμετρο των σταθμών περίπου ταυτίζεται με το μέσο υψόμετρο της λεκάνης. Ωστόσο, σε πολλές περιπτώσεις η προϋπόθεση αυτή δεν ισχύει, αφού οι υδρολογικές και μετεωρολογικές υπηρεσίες προτιμούν να τοποθετούν τους σταθμούς στις πιο εύκολα προσπελάσιμες πεδινές περιοχές, αφήνοντας ακάλυπτες τις δυσπρόσιτες ορεινές περιοχές. Αυτό έχει συνέπεια την υπεκτίμηση του επιφανειακού ύψους βροχής. Το σφάλμα εκτίμησης μπορεί να αρθεί με χρήση διορθωτικών τεχνικών, όπως αυτή που ακολουθεί.

Έστω ότι το επιφανειακά μέσο ύψος βροχής εκτιμάται με κάποια από τις μεθόδους άμεσης ολοκλήρωσης με βάση τη σχέση (2.25), χρησιμοποιώντας δεδομένους συντελεστές βάρους w_i. Υπολογίζουμε το μέσο (σταθμισμένο) υψόμετρο των σταθμών z_σ χρησιμοποιώντας τους ίδιους συντελεστές βάρους, ήτοι

$$z_\sigma = \sum_{i=1}^{k} w_i \, z_i \tag{2.30}$$

όπου z_i το υψόμετρο του i σταθμού. Παράλληλα, από τον τοπογραφικό χάρτη της περιοχής, υπολογίζουμε, με τις κλασικές τοπογραφικές μεθόδους, το μέσο υψόμετρο της λεκάνης z_S (βλ. εδάφιο 5.3.1).

Αν ισχύει $z_\sigma \approx z_S$, αυτό σημαίνει ότι η υψομετρική κατανομή των σταθμών είναι αντιπροσωπευτική της λεκάνης και καμιά διόρθωση δεν χρειάζεται στο υπολογισμένο από τη (2.25) επιφανειακό ύψος βροχής. Σε

αντίθετη περίπτωση θα πρέπει να προστεθεί στο τελευταίο διόρθωση ίση με

$$\Delta h_S = \beta\,(z_S - z_\sigma) \tag{2.31}$$

όπου β η βροχομετρική βαθμίδα (βλ. εδάφιο 2.6.1). Η τελική διορθωμένη τιμή του επιφανειακού ύψους είναι

$$h_S' = h_S + \Delta h_S = h_S + \beta\,(z_S - z_\sigma) \tag{2.32}$$

Η (2.32) γράφεται ισοδύναμα με την ακόλουθη, πιο διαδεδομένη, έκφραση

$$h_S' = \lambda\, h_S \tag{2.33}$$

όπου λ είναι ο λεγόμενος *συντελεστής υψομετρικής αναγωγής* που δίνεται από τη σχέση

$$\lambda = 1 + \beta\,\frac{z_S - z_\sigma}{h_S} \tag{2.34}$$

Κανονικά η βροχομετρική βαθμίδα β και, κατά συνέπεια, ο παράγωγός της συντελεστής υψομετρικής αναγωγής, πρέπει να υπολογίζεται για την χρονική κλίμακα εκείνη στην οποία αφορούν και τα ύψη βροχής που εξετάζονται. Στην πράξη έχει υιοθετηθεί η εκτίμηση του β να γίνεται με βάση μέσες ετήσιες τιμές της βροχής και ο ίδιος συντελεστής λ να εφαρμόζεται και για τις επιμέρους ετήσιες, αλλά και για μηνιαίες τιμές. Βεβαίως, η ακρίβεια της μεθόδου στην περίπτωση των μηνιαίων τιμών είναι μειωμένη, αλλά θεωρείται αποδεκτή· η τακτική αυτή βέβαια δεν πρέπει να επεκτείνεται και σε ακόμη λεπτότερες χρονικές κλίμακες, π.χ. ημερήσια.

Είναι φανερό ότι η παραπάνω μέθοδος υψομετρικής αναγωγής δεν μπορεί να εφαρμοστεί στην περίπτωση που η επιφανειακή ολοκλήρωση γίνεται με βάση μεθόδους προσαρμογής επιφάνειας. Σε αυτή την περίπτωση είναι πάντως δυνατό, στην εκτίμηση του σημειακού ύψους βροχής στο τυχόν σημείο της περιοχής, να λαμβάνεται υπόψη και το υψόμετρο του σταθμού. Αυτό μπορεί να γίνει εμπειρικά, όπως προαναφέραμε, στη μέθοδο της γραφικής χάραξης των ισοϋετίων. Επίσης μπορεί να γίνει στη μέθοδο της βέλτιστης παρεμβολής, με κατάλληλη τροποποίηση της μεθό-

δου, όπως με συνδυασμό *kriging* και γραμμικής παλινδρόμησης (Ahmed and De Marsily, 1987· Τζούλης, 1996) ή με *co-kriging* (Matheron, 1971).

Υπάρχει μια ακόμη μέθοδος εκτίμησης του επιφανειακού ύψους βροχής, η λεγόμενη *υψομετρική μέθοδος* (Dingman, 1994, σ. 119), η οποία δεν υπάγεται σε καμιά από τις δύο κατηγορίες των προηγούμενων εδαφίων, αλλά εκτιμά το επιφανειακό ύψος συνδυάζοντας άμεσα την ορογραφική σχέση και την *υψομετρική καμπύλη*, 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 εδάφιο 5.3.1). Η εκτίμηση γίνεται με βάση τη σχέση

$$h_S = \int_0^1 h(z)\, dF(z) \approx \sum_r \frac{h(z_r) + h(z_{r+1})}{2} \Delta F_r, \tag{2.35}$$

όπου $h(z)$ η ορογραφική σχέση (βλ. εδάφιο 2.6.1), ενώ υποτίθεται ότι το πεδίο μεταβολής του F έχει υποδιαιρεθεί σε υποδιαστήματα μήκους ΔF_r (όχι κατ' ανάγκην ίσα, αλλά με άθροισμα ίσο με 1) και οι τιμές του z που αντιστοιχούν στα άκρα του υποδιαστήματος ΔF_r είναι z_r, και z_{r+1}. Η μέθοδος αυτή, αν και απλή στην εφαρμογή, τείνει να υπερεκτιμά το επιφανειακό ύψος βροχής (Court and Bare, 1984).

Εφαρμογή 2.6.4

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 2.6.2, να διορθωθεί υψομετρικά το δείγμα επιφανειακών βροχοπτώσεων του Πίν. 2.10, με δεδομένο ότι το μέσο υψόμετρο της λεκάνης είναι z_S =719 m.

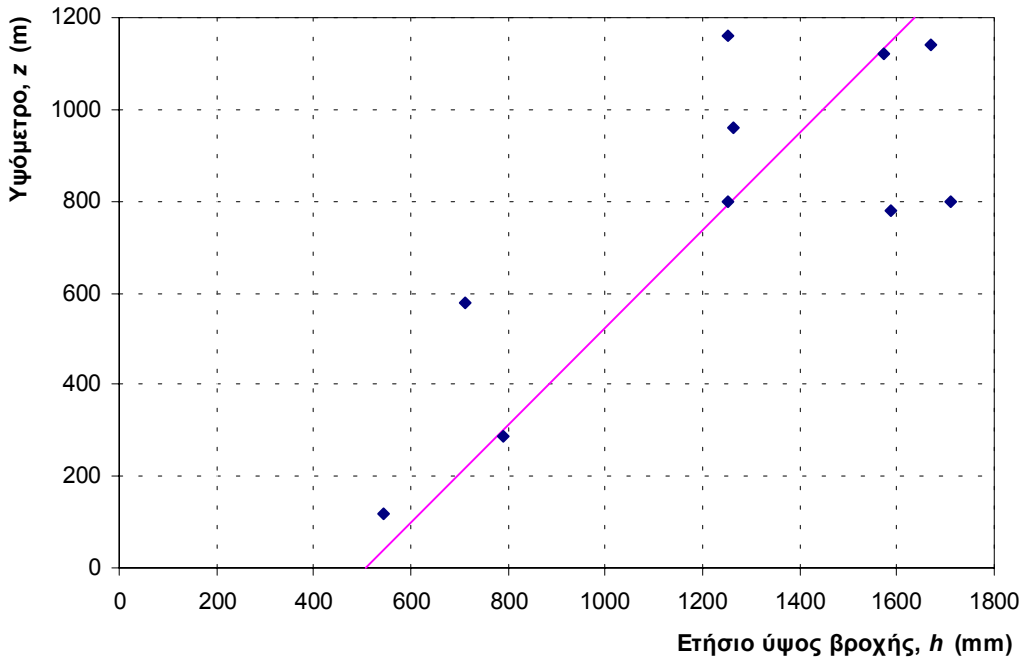
Στον Πίν. 2.12 έχουν μεταφερθεί τα υψόμετρα των βροχομετρικών σταθμών από τον Πίν. 2.1 και οι αντίστοιχοι συντελεστές επιρροής από τον Πίν. 2.9, ενώ γίνεται και ο υπολογισμός του μέσου υψομέτρου των σταθμών, το οποίο προκύπτει z_σ = 643 m.

Επίσης στον Πίν. 2.12 έχουν μεταφερθεί από τον Πίν. 2.8 τα μέσα ετήσια ύψη βροχής των 10 σταθμών της περιοχής. Τα ύψη αυτά έχουν απεικονιστεί συναρτήσει του υψομέτρου των σταθμών στο Σχ. 2.11, όπου δείχνουν γενική αυξητική τάση του ύψους βροχής με το υψόμετρο, όπως άλλωστε αναμέναμε. Ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ ύψους βροχής και υψομέτρου, που υπολογίζεται κατά τα γνωστά (βλ. Εφαρμογή 2.5.2), είναι r = 0.79, έναντι κρίσιμης τιμής $r_c \approx 2/\sqrt{10}$ = 0.63, δηλαδή είναι στατιστικά σημαντικός. Η κλίση της ευθείας

παλινδρόμησης του ύψους βροχής ως προς το υψόμετρο είναι $\beta = 0.94$ mm/m = 94 mm/100 m.

Πίν. 2.12 Στοιχεία για τον υπολογισμό του μέσου υψομέτρου των βροχομετρικών σταθμών της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.4.

	Πιτσιωτά	Νεοχώρι	Καρπενήσι	Κρίκελλο	Γραμ. Οξυά	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζηλευτό	Τρίλοφο	Σύνολο
w_i	0.117	0.130	0.004	0.047	0.135	0.003	0.050	0.229	0.126	0.159	1.000
z_i, m	800	800	960	1120	1160	780	1140	286	120	580	
$w_i z_i$	93.6	104.0	3.8	52.6	156.6	2.34	57.0	65.5	15.1	92.2	642.9
h_i	1253.0	1709.1	1263.3	1574.4	1252.4	1587.5	1669.3	791.7	544.4	710.5	



Σχ. 2.11 Υψογραφική σχέση στη λεκάνη Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων.

Η εφαρμογή της (2.34) δίνει το συντελεστή υψομετρικής αναγωγής:

$$\lambda = 1 + \beta \frac{z_S - z_\sigma}{h_S} = 1 + 0.94 \times \left(\frac{719.0 - 643.0}{1068.0} \right) = 1.067$$

Πολλαπλασιάζοντας με το συντελεστή λ τις τιμές του δείγματος επιφανειακών βροχοπτώσεων του Πίν. 2.10, παίρνουμε το διορθωμένο δείγμα του Πίν. 2.13.

Πίν. 2.13 Υψομετρικά διορθωμένο δείγμα επιφανειακής βροχόπτωσης της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.4.

Υδρολογικό έτος	Επιφανειακό ύψος βροχής, mm	Υδρολογικό έτος	Επιφανειακό ύψος βροχής, mm	Υδρολογικό έτος	Επιφανειακό ύψος βροχής, mm
1967-68	1051.9	1974-75	1076.3	1981-82	1222.1
1968-69	1207.0	1975-76	1122.3	1982-83	911.5
1969-70	1174.9	1976-77	859.2	1983-84	1281.8
1970-71	1210.7	1977-78	1159.2	1984-85	937.4
1971-72	1177.5	1978-79	1174.6	1985-86	1123.8
1972-73	1146.1	1979-80	1304.8	1986-87	1090.7
1973-74	1189.3	1980-81	1369.9	Μ.Τ.	1139.5

2.7 Ανάλυση ισχυρών βροχοπτώσεων - όμβριες καμπύλες

Στα προβλήματα σχεδιασμού αντιπλημμυρικών έργων ενδιαφέρει ιδιαίτερα η δίαιτα των ισχυρών βροχοπτώσεων της περιοχής, η μαθηματική περιγραφή της οποίας δεν μπορεί παρά να είναι πιθανοτική. Το κλασικό μαθηματικό εργαλείο του υδρολόγου μηχανικού, το οποίο περιγράφει αυτή τη δίαιτα είναι οι λεγόμενες *καμπύλες έντασης-διάρκειας-περιόδου επαναφοράς* της βροχόπτωσης ή, όπως απλούστερα έχει καθιερωθεί να αποκαλούνται στην ελληνική τεχνική ορολογία, οι *όμβριες καμπύλες* (στην αγγλική βιβλιογραφία intensity-duration-frequency curves, ή συνοπτικά IDF curves). Πρόκειται για απλές αναλυτικές ή γραφικές εκφράσεις της μέγιστης έντασης βροχής i συναρτήσει της διάρκειας d και της περιόδου επαναφοράς T (βλ. Σχ. 2.12). Σχετικά με τη φύση των μεταβλητών αυτών διευκρινίζονται τα ακόλουθα:

1. Η διάρκεια βροχής d δεν αντιπροσωπεύει κάποια πραγματική ολική διάρκεια ισχυρής καταιγίδας, αλλά είναι μια δεδομένη διάρκεια που καθορίζει τη χρονική κλίμακα παρατήρησης του φαινομένου.
2. Η ένταση βροχής i δεν αναφέρεται σε συγκεκριμένη καταιγίδα, αλλά θεωρείται ως η πραγματοποίηση μιας τυχαίας μεταβλητής I που αντι-

προσωπεύει τον πληθυσμό των ισχυρών βροχοπτώσεων, για τη συγκεκριμένη διάρκεια παρατήρησης d. Συνδέεται με το ύψος βροχής της διάρκειας d με τη σχέση

$$i = \frac{h}{d} \tag{2.36}$$

και κατά συνέπεια αντιπροσωπεύει τη μέση ένταση βροχής και όχι τη στιγμιαία ένταση.

3. Η περίοδος επαναφοράς T αντιπροσωπεύει το χρονικό διάστημα σε έτη που χρειάζεται *κατά μέσο όρο* να παρέλθει ώστε η μέση ένταση βροχής I σε διάρκεια d να υπερβεί την τιμή i. Υπενθυμίζεται (από τη θεωρία πιθανοτήτων) ότι η συνάρτηση κατανομής της τυχαίας μεταβλητής I, ορίζεται ως

$$F_I(i) = P(I \le i) \tag{2.37}$$

όπου με $P(I \le i)$ συμβολίζεται η πιθανότητα να μην πραγματοποιηθεί υπέρβαση της τιμής i κατά τη διάρκεια ενός (υδρολογικού ή ημερολογιακού) έτους. Η πιθανότητα υπέρβασης της τιμής i κατά τη διάρκεια ενός έτους προφανώς είναι

$$F_{1I}(i) = 1 - F_I(i) = P(I > i) \tag{2.38}$$

Η περίοδος επαναφοράς είναι το αντίστροφο της πιθανότητας υπέρβασης, ήτοι

$$T = \frac{1}{F_{1I}(i)} = \frac{1}{P(I > i)} \tag{2.39}$$

Η χρησιμότητα των όμβριων καμπυλών είναι άμεση σε όλα τα προβλήματα υδρολογικού σχεδιασμού που αφορούν στην αντιπλημμυρική προστασία. Ουσιαστικά η χρήση τους συνίσταται στην πρόγνωση της έντασης βροχής i, για δεδομένη διάρκεια d, η οποία έχει σχέση με τα χαρακτηριστικά του υδατορεύματος ή αγωγού που μελετάται, και για δεδομένη περίοδο επαναφοράς T, που έχει σχέση με τη σημασία του έργου που μελετάται. Οι όμβριες καμπύλες αποτελούν τη βασική είσοδο σε μοντέλα μετασχηματισμού της βροχόπτωσης σε πλημμυρική απορροή, ξεκινώντας από την απλή ορθολογική μέθοδο και φτάνοντας σε πιο

σύνθετες μεθόδους, όπως αυτές του μοναδιαίου υδρογραφήματος, και των υδρολογικών και υδραυλικών μοντέλων διόδευσης.

Η όμβρια καμπύλη, δηλαδή η σχέση μεταξύ των μεταβλητών *i*-*d*-*T*, ασφαλώς, δεν είναι παγκόσμια, αλλά η μαθηματική της έκφραση αλλάζει από περιοχή σε περιοχή. Η μεθοδολογία κατάρτισής της είναι στατιστική· προϋπόθεση γι' αυτήν είναι να υπάρχουν διαθέσιμες στην περιοχή που ενδιαφέρει ιστορικές σειρές μέγιστων εντάσεων βροχής (από συμβατικό ή ψηφιακό βροχογράφο) για ένα σύνολο k διαρκειών d_j, $j = 1, \ldots, k$, ξεκινώντας από την ελάχιστη διάρκεια που επιτρέπει η ευκρίνεια των παρατηρήσεων (π.χ. 5 min - 1 h) και φθάνοντας μέχρι τη μέγιστη διάρκεια βροχής που ενδιαφέρει στα τυπικά προβλήματα του μηχανικού (π.χ. 24 - 48 h). Στα εδάφια που ακολουθούν παραθέτουμε τις πιο κοινές μαθηματικές εκφράσεις όμβριων καμπυλών της βιβλιογραφίας, χωρίς όμως να αναφερθούμε στον τρόπο κατασκευής τους. Αναλυτικά, ο τρόπος κατασκευής της όμβριων καμπυλών από τη διαθέσιμη πλήρη χρονοσειρά εντάσεων βροχής, καθώς και αυστηρότερος ορισμός των μεγεθών *i*, *d* και *T*, δίνονται από τον Κουτσογιάννη (1996α, σσ. 245-293).

Σε πολλές χώρες το θέμα της κατάρτισης όμβριων καμπυλών έχει αντιμετωπιστεί μαζικά για εκτεταμένες γεωγραφικές περιοχές και κατασκευάστηκαν έτσι χάρτες που δίνουν έτοιμα στοιχεία για κάθε περιοχή, βάσει των οποίων μπορεί να καταρτιστούν εύκολα όμβριες καμπύλες σε οποιοδήποτε σημείο, χωρίς να απαιτείται να ανατρέξει κανείς στα πρωτογενή ιστορικά δεδομένα. Για παράδειγμα, στις ΗΠΑ έχουν κατασκευαστεί τέτοιοι χάρτες από το U. S. Weather Bureau (Hershfield, 1961a), οι οποίοι έχουν αναπαραχθεί σε πολλά υδρολογικά συγγράμματα (π.χ. Linsley et al., 1975, σ. 358· Viessman et al., 1989, σ. 337· Wanielista, 1990, σ. 59). Οι χάρτες αυτοί απεικονίζουν ισοϋέτιες καμπύλες μέγιστων υψών βροχής για διάφορες διάρκειες βροχής (30 min - 24 h) και διάφορες περιόδους επαναφοράς (1 - 100). Νεότεροι χάρτες για τις ΗΠΑ έχουν κατασκευαστεί από τη NOAA (Miller et al., 1973 για τις δυτικές ΗΠΑ· Frederick et al., 1977, για τις ανατολικές και κεντρικές ΗΠΑ) και έχουν αναδημοσιευτεί από τον Smith (1993). Για τη Μεγάλη Βρετανία και την Ιρλανδία ανάλογοι χάρτες έχουν κατασκευαστεί από το Institute of Hydrology (National Environmental Research Council, 1975) και έχουν αναδημοσιευτεί και σε διάφορα υδρολογικά συγγράμματα (π.χ. Wilson, 1990, σσ. 278-338). Σε αυτή την περίπτωση οι χάρτες δίνουν αφενός τη

βροχόπτωση 2 ημερών περιόδου επαναφοράς 5 ετών και αφετέρου το ποσοστό της βροχόπτωσης 1 ώρας περιόδου επαναφοράς 5 ετών προς την αντίστοιχη των 2 ημερών. Αλλά και σε άλλες χώρες, όπως για παράδειγμα τις Ινδίες, έχουν κατασκευαστεί ανάλογοι χάρτες που δίνουν τη μέγιστη βροχόπτωση 1 ώρας για δεδομένη περίοδο επαναφοράς, π.χ. 50 ετών (UNESCO, 1974b· βλ. και Subramanya, 1984, σ. 40). Στην Ελλάδα, αν και έχουν κατασκευαστεί όμβριες καμπύλες στα πλαίσια των μελετών αποχέτευσης ομβρίων πολλών πόλεων, δεν έχει γίνει ως τώρα συστηματοποίηση με ενιαία μεθοδολογία και απεικόνιση των καμπυλών σε μορφή χαρτών για το σύνολο της χώρας.

2.7.1 Τυπικές αναλυτικές εκφράσεις όμβριων καμπυλών

Στην απλούστερη περίπτωση, οι όμβριες καμπύλες εκφράζονται ως μια σειρά από απλές εξισώσεις, καθεμιά από τις οποίες αντιστοιχεί σε μια δεδομένη περίοδο επαναφοράς T. Σε αυτή την περίπτωση οι όμβριες καμπύλες $i = g'_T(d)$ εκφράζονται ως υπερβολικές συναρτήσεις της διάρκειας, σε μια από τις ακόλουθες διαδεδομένες μορφές

$$i = \frac{\omega}{(d+\theta)^{\eta}} \tag{2.40}$$

$$i = \frac{\omega}{d^{\eta}+\theta} \tag{2.41}$$

$$i = \frac{\omega}{d^{\eta}} \tag{2.42}$$

$$i = \frac{\omega}{d+\theta} \tag{2.43}$$

όπου ω, θ και η είναι παράμετροι που οι τιμές τους εξαρτώνται από την περίοδο επαναφοράς. Εμφανώς, η τρίτη και τέταρτη από τις παραπάνω εκφράσεις αποτελούν ειδικές περιπτώσεις της πρώτης ή της δεύτερης (για $\theta = 0$ και $\eta = 1$, αντίστοιχα).

Η πιο συνηθισμένη απ' αυτές τις εξισώσεις είναι η (2.42). Σε διάγραμμα με λογαριθμικούς άξονες η εξίσωση παριστάνεται ως ευθεία με κλίση η. Προσεκτική παρατήρηση δείχνει ότι η παράμετρος η θα πρέπει να είναι σταθερή και ανεξάρτητη της περιόδου επαναφοράς, οπότε οι

ευθείες που αντιστοιχούν σε διάφορες περιόδους επαναφοράς είναι παράλληλες. Διαφορετικά (αν οι ευθείες τέμνονταν) θα ήταν δυνατό για δεδομένη διάρκεια d και για δύο διαφορετικές περιόδους επαναφοράς να προκύψει η ίδια τιμή της έντασης βροχής i, οπότε δεν θα υπήρχε αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία έντασης και περιόδου επαναφοράς. Στις εκφράσεις (2.40) και (2.43) δεν είναι κατ' αρχήν απαραίτητο οι παράμετροι θ και η να έχουν σταθερές τιμές, ανεξάρτητες της περιόδου επαναφοράς (δεν προκύπτει για κάθε συνδυασμό παραμέτρων η παραπάνω άτοπη συνέπεια). Ωστόσο, και πάλι η υιοθέτηση σταθερών τιμών (ανεξάρτητων από την περίοδο επαναφοράς) για τις παραμέτρους αυτές διευκολύνει την ανάλυση και αποκλείει την πιθανότητα υιοθέτησης εσφαλμένου συνδυασμού παραμέτρων (δηλαδή, τέτοιου που να καταργεί την αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία έντασης και περιόδου επαναφοράς).

Καταλήγουμε λοιπόν στην απλουστευτική παραδοχή, σύμφωνα με την οποία μόνο ο αριθμητής ω στις εκφράσεις (2.40) - (2.43) επιτρέπεται να εξαρτάται από την περίοδο επαναφοράς T, οπότε οδηγούμαστε στην παρακάτω έκφραση όμβριων καμπυλών (βλ. και Koutsoyiannis, 1994· Koutsoyiannis et al., 1998)

$$i = \frac{a(T)}{b(d)} \tag{2.44}$$

όπου οι $a(T)$ και $b(d)$ είναι συναρτήσεις της περιόδου επαναφοράς και διάρκειας, αντίστοιχα. Σε αντιστοιχία με τις (2.40) - (2.43) η $b(d)$ παίρνει μια από τις ακόλουθες μορφές:

$$b(d) = (d + \theta)^{\eta} \qquad b(d) = d^{\eta} + \theta \qquad b(d) = d^{\eta} \qquad b(d) = d + \theta \tag{2.45}$$

Κατά μία εμπειρική θεώρηση, η έκφραση της συνάρτησης $a(T)$ μπορεί να πάρει μια από τις ακόλουθες μορφές:

$$a(T) = \lambda\, T^{\kappa} \qquad a(T) = \frac{1}{\lambda}\,(\psi + \ln T) \tag{2.46}$$

όπου κ, λ και ψ είναι αριθμητικές παράμετροι. Μια πιο συνεπής στατιστική θεώρηση, προσδιορίζει τη συνάρτηση $a(T)$ απευθείας από τη συνάρτηση κατανομής της μέγιστης έντασης βροχής. Έτσι, για συναρτήσεις κατανομής Pareto και Gumbel μεγίστων, οδηγούμαστε, αντίστοιχα, στις σχέσεις (Koutsoyiannis et al., 1998)

$$a(T) = \lambda\,(T^{\kappa} - \psi), \quad a(T) = \frac{1}{\lambda}\left\{\psi - \ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right]\right\} \tag{2.47}$$

Συνδυάζοντας την πρώτη από τις (2.45) με την πρώτη από τις (2.46), παίρνουμε τη συχνότερα χρησιμοποιούμενη ενιαία ημιεμπειρική έκφραση όμβριων καμπυλών

$$i = \frac{\lambda\, T^{\kappa}}{(d + \theta)^{\eta}} \tag{2.48}$$

Αντίστοιχα, συνδυάζοντας την πρώτη από τις (2.45) με τη (2.47), παίρνουμε τις συνεπέστερες γενικευμένες εκφράσεις όμβριων καμπυλών

$$i = \frac{\lambda\,(T^{\kappa} - \psi)}{(d + \theta)^{\eta}}, \quad i = \frac{1}{\lambda\,(d + \theta)^{\eta}}\left\{\psi - \ln\left[-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right]\right\} \tag{2.49}$$

Η (2.48) είναι απλούστερη στην κατασκευή και την εφαρμογή από τις (2.49), αλλά έχει πάντα περιορισμένο πεδίο μεταβολής του T (Κουτσογιάννης, 1996α, σ. 265)· οι πολυπλοκότερες (2.49) ισχύουν για οποιαδήποτε τιμή του T (με την προϋπόθεση ότι η κατανομή Pareto ή Gumbel, αντίστοιχα, είναι κατάλληλη για τη μέγιστη ένταση βροχής του υπόψη σταθμού).

Εφαρμογή 2.7.1

Από τα δεδομένα του βροχομετρικών σταθμών Λόφου Νυμφών (περιοχή Αστεροσκοπείου) και Ελληνικού (περιοχή αεροδρομίου Αθήνας) έχει καταρτιστεί (Koutsoyiannis and Baloutsos, 1999) η ακόλουθη γενικευμένη έκφραση όμβριων καμπυλών

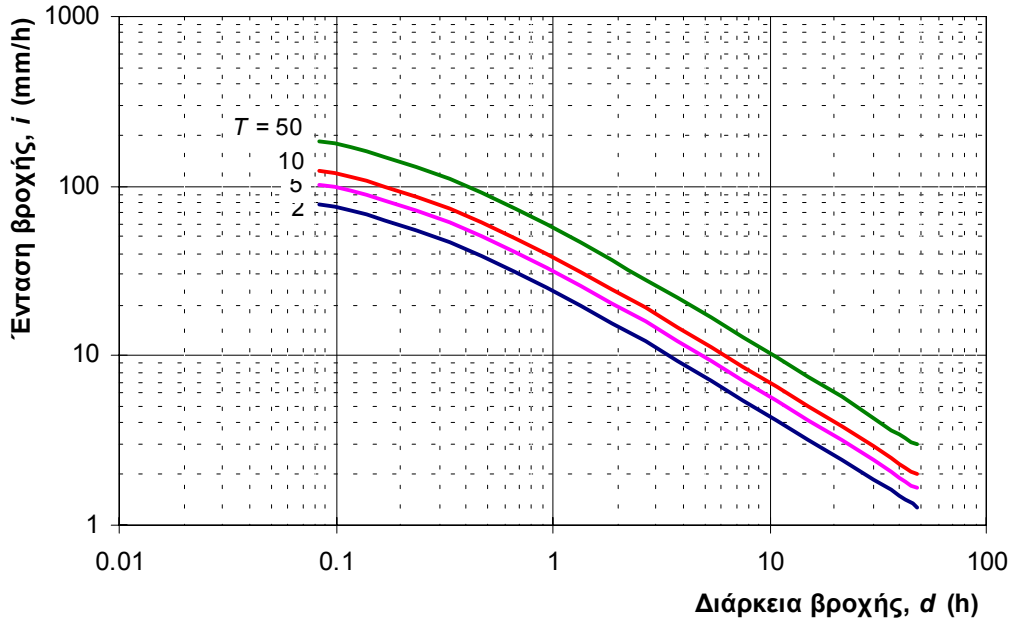
$$i = \frac{40.6\,(T^{0.185} - 0.45)}{(d + 0.189)^{0.796}}$$

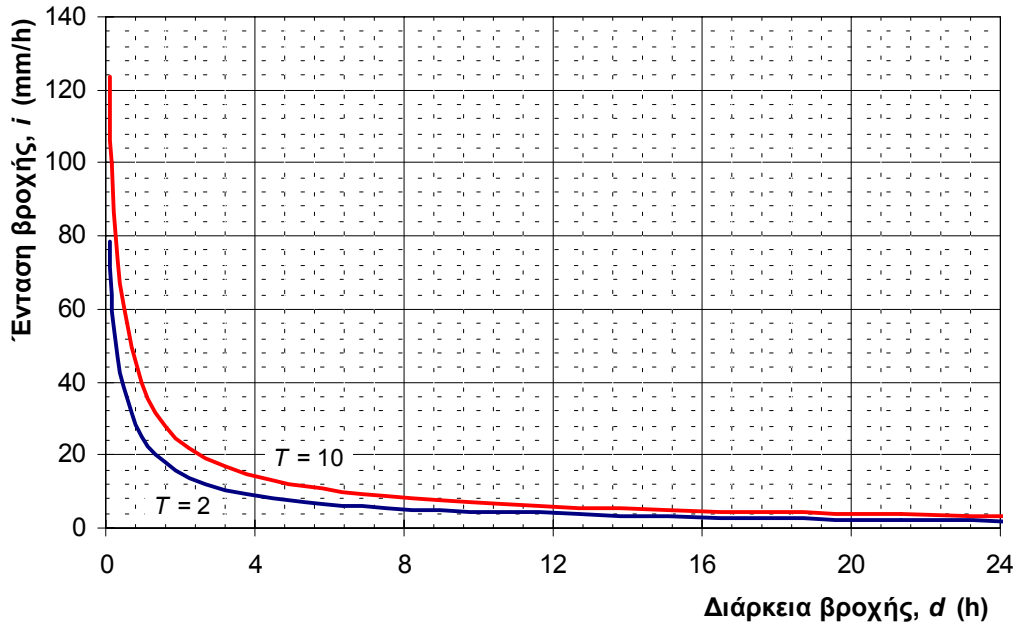
όπου η ένταση βροχής i εκφράζεται σε mm/h και η διάρκεια d σε h (βλ. και Σχ. 2.12). Ζητείται η ένταση βροχής σχεδιασμού ενός αγωγού ομβρίων που κατασκευάζεται στην περιοχή, αν η διάρκεια σχεδιασμού είναι 10 min και η περίοδος επαναφοράς είναι 10 έτη†. Ακόμη, ζητεί-*

* Σε μελέτες αντιπλημμυρικού σχεδιασμού, η διάρκεια σχεδιασμού, που εδώ είναι δεδομένη, καθορίζεται με βάση το χρόνο συγκέντρωσης του αγωγού.

† Η περίοδος επαναφοράς των 10 ετών είναι μια τυπική τιμή για αγωγούς ομβρίων.

ται η παροχή σχεδιασμού αν η λεκάνη απορροής του αγωγού έχει έκταση 20 ha, με δεδομένο ότι το 60% της βροχόπτωσης απορρέει.





Σχ. 2.12 Όμβριες καμπύλες του βροχομετρικού σταθμού του Ελληνικού (περιοχή αεροδρομίου Αθήνας): (α) σε λογαριθμικό διάγραμμα (β) σε κοινό γραμμικό διάγραμμα.

Για $d = 10$ min $= 0.167$ h και $T = 10$, η ένταση σχεδιασμού θα είναι

$$i = \frac{40.6\,(10^{\,0.185} - 0.45)}{(0.167 + 0.189)^{0.796}} = 99.9 \text{ mm/h}$$

Θεωρώντας συντελεστή απορροής $\psi = 0.60$, το μέρος της έντασης βροχής που μετατρέπεται σε απορροή (ωφέλιμη ένταση) είναι $\psi\, i = 0.6 \times 99.9 = 59.9$ mm/h.

Με τις επιπλέον υποθέσεις ότι (α) η παραπάνω ωφέλιμη ένταση βροχής είναι ομοιόμορφη στο χρόνο και το χώρο και (β) ο χρόνος των 10 min είναι αρκετός ώστε να αποκατασταθεί ροή στο σύνολο της λεκάνης απορροής του αγωγού, η εξίσωση συνέχειας για τον όγκο αναφοράς που ορίζεται από τη λεκάνη γράφεται

$$Q = \psi\, i\, A$$

Η τελευταία απλή εξίσωση αποτελεί τη βάση της ορθολογικής μεθόδου, που χρησιμοποιείται για την εκτίμηση πλημμυρικής παροχής. Με τα παραπάνω δεδομένα η παροχή σχεδιασμού είναι

$$Q = (59.9 \times 10^{-3}\ \text{m} / 3600\ \text{s}) \times (20 \times 10^{4})\ \text{m}^2 = 3.33\ \text{m}^3/\text{s}.$$

2.7.2 Επιφανειακή αναγωγή όμβριων καμπυλών

Οι όμβριες καμπύλες που καταρτίζονται με τα δεδομένα ενός βροχογράφου αναφέρονται σε σημειακή ένταση βροχής· το ίδιο συμβαίνει και με τις όμβριες καμπύλες που καταρτίζονται με βάση την κωδικοποιημένη πληροφορία που αποτυπώνεται σε χάρτες, για όποιες περιοχές υπάρχουν τέτοιοι χάρτες. Στην υδρολογική εφαρμογή, ωστόσο, χρειάζονται πάντα οι επιφανειακά μέσες εντάσεις για τη λεκάνη απορροής που μελετάται και όχι οι σημειακές εντάσεις. Κατά συνέπεια είναι απαραίτητη μια μεθοδολογία για την αναγωγή των σημειακών σε επιφανειακές εντάσεις βροχής.

Μια άμεση μέθοδος για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος είναι η κατασκευή όμβριων καμπυλών με βάση ιστορικά δεδομένα επιφανειακών εντάσεων βροχής. Αντί, δηλαδή, να χρησιμοποιήσουμε τα δεδομένα εντάσεων, όπως έχουν καταγραφεί σε ένα βροχογράφο, ολοκληρώνουμε την πληροφορία από πολλούς ταυτόχρονα βροχογράφους, υπολογίζοντας τις επιφανειακά μέσες εντάσεις για το σύνολο της λεκάνης· αυτό γίνεται με κάποια από τις μεθόδους που αναλύθηκαν στην ενότητα 2.6. Ωστόσο, η μέθοδος αυτή έχει σοβαρά μειονεκτήματα. Το δίκτυο των βροχογράφων είναι συνήθως αραιό, πολύ αραιότερο από το δίκτυο των βροχομέτρων, και έτσι σπάνια διατίθεται αριθμός βροχογράφων επαρκής για την εξαγωγή επιφανειακών εντάσεων βροχής. Αλλά

ακόμη και όταν αυτό συμβαίνει, πάλι η εξαγωγή επιφανειακών εντάσεων βροχής είναι προβληματική, εξαιτίας του κακού συγχρονισμού των ωρολογιακών μηχανισμών των βροχογράφων· οι ωρολογιακοί μηχανισμοί είναι συνήθως παλιάς τεχνολογίας (μηχανικοί) και όχι ιδιαίτερα ακριβείς στην αποτύπωση του χρόνου.

Έτσι, στις περισσότερες περιπτώσεις ακολουθείται μια άλλη πρακτική: Οι όμβριες καμπύλες καταρτίζονται σε σημειακή βάση και στη συνέχεια η σημειακή ένταση που υπολογίζεται απ' αυτές ανάγεται κατάλληλα ώστε να αντιπροσωπεύει την επιφανειακή ένταση. Η αναγωγή γίνεται με πολλαπλασιασμό επί τον *συντελεστή επιφανειακής αναγωγής* (areal reduction factor)*. Ο συντελεστής αυτός έχει τις ακόλουθες, εμπειρικά διαπιστωμένες, ιδιότητες:

1. Είναι πάντα μικρότερος από 1: όταν καταγράφεται μέγιστη ένταση στη θέση του βροχογραφικού σταθμού, είναι απίθανο την ίδια στιγμή να καταγράφεται μέγιστη ένταση σε όλη την υπόψη επιφάνεια.
2. Είναι φθίνουσα συνάρτηση της έκτασης: η αύξηση της έκτασης της επιφάνειας συνεπάγεται τη μείωση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής.
3. Είναι αύξουσα συνάρτηση της διάρκειας: η αύξηση της διάρκειας βροχής συνοδεύεται από αύξηση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής.
4. Εξαρτάται σε κάποιο βαθμό από την περίοδο επαναφοράς και φαίνεται ότι η αύξηση της περιόδου επαναφοράς οδηγεί σε ασθενή μείωση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής (Bacchi and Ranzi, 1996· βλ. και Smith, 1993, σ 3.32)· ωστόσο δεν υπάρχουν ακόμη κατηγορηματικά συμπεράσματα για αυτή την εξάρτηση, η οποία δεν έχει διερευνηθεί σε αντίστοιχο βαθμό με αυτές που αναφέρονται στη διάρκεια και την έκταση.

Εκτεταμένες εμπειρικές διερευνήσεις σχετικά με τη μεταβολή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής συναρτήσει της μεταβολής της έκτασης και της διάρκειας έχουν γίνει τόσο στις ΗΠΑ (Hershfield, 1961a· Miller et al., 1973· βλ. και Dingman, 1994, σ. 151· Viessman et al. 1989, σ. 382) όσο και στη Μεγάλη Βρετανία (National Environmental

* Ο συντελεστής είναι γνωστός στην ελληνική τεχνική ορολογία και ως (*επιφανειακός*) *μειωτικός συντελεστής* καθώς και ως *συντελεστής ομοιομόρφισης*.

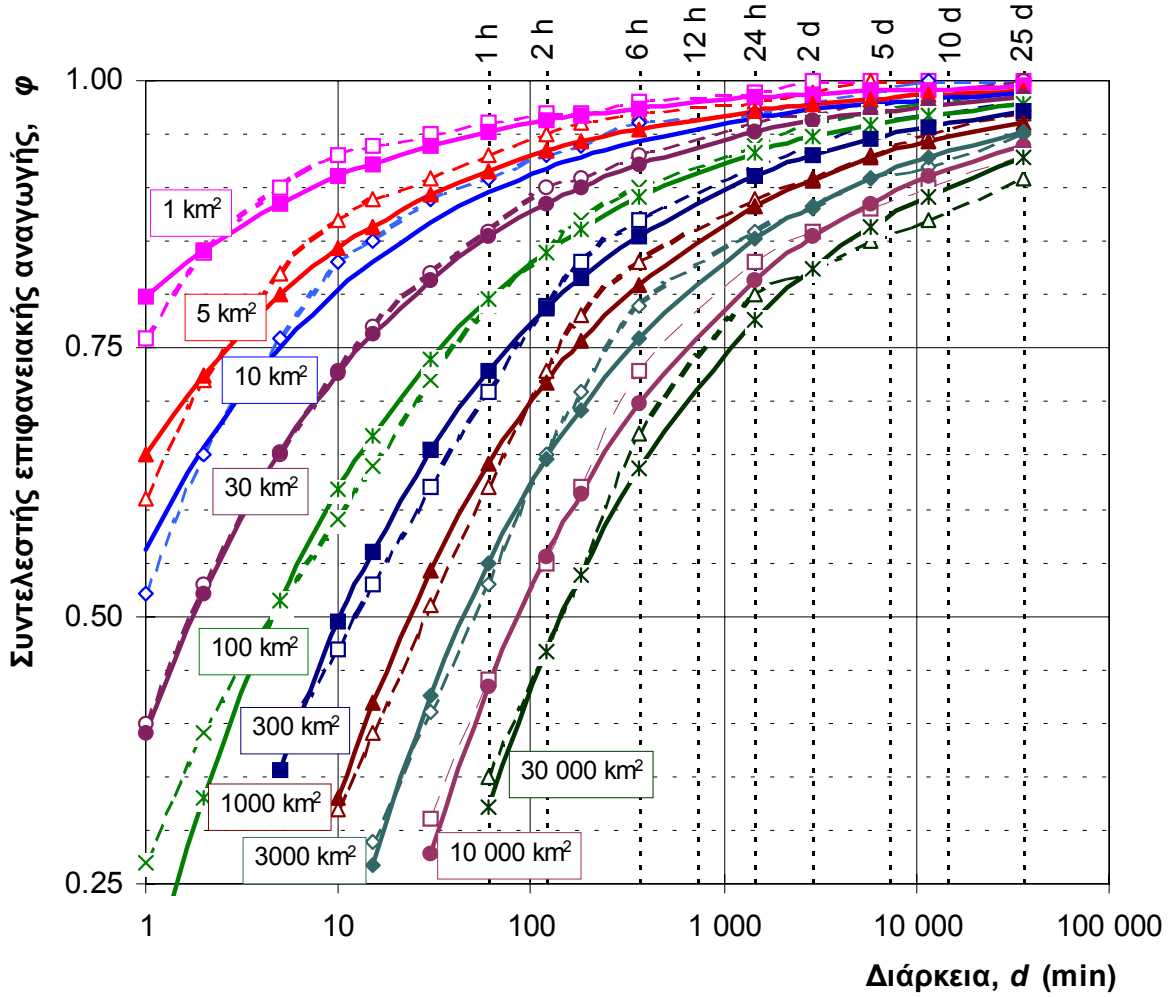
Research Council, 1975· βλ. και Wilson, 1990, σ. 30· Shaw, 1994, σσ. 220-221). Τα αποτελέσματα των διερευνήσεων δίνονται υπό μορφή διαγραμμάτων ή πινάκων. Στα πινακοποιημένα αποτελέσματα του National Environmental Research Council (1975), τα οποία είναι και τα πληρέστερα σε ό,τι αφορά στο εύρος μεταβολής της διάρκειας (1 min - 25 ημέρες) και της έκτασης (1 - 30 000 km^2) προσαρμόστηκε (Κουτσογιάννης, 1997β) η ακόλουθη αναλυτική έκφραση

$$\varphi = 1 - \frac{0.048\, A^{0.36 - 0.01 \ln A}}{d^{0.35}} \geq 0.25 \qquad (2.50)$$

όπου φ ο συντελεστής επιφανειακής αναγωγής (αδιάστατος αριθμός), A η έκταση σε km^2 και d η διάρκεια βροχής σε h. Γραφική απεικόνιση της (2.50), σε σύγκριση και με τις πινακοποιημένες τιμές του National Environmental Research Council (1975), δίνεται στο Σχ. 2.13. Αναπαραγωγή του διαγράμματος που έχει κατασκευαστεί για τις δυτικές ΗΠΑ από το U.S. Weather Bureau (1960· βλ. και World Meteorological Organization, 1986, σ. 103), σε σύγκριση και με την εξίσωση (2.50), δίνεται στο Σχ. 2.14. Παρατηρούμε ότι οι διαφορές των καμπυλών που έχουν εξαχθεί για τις ΗΠΑ και για τη Μεγάλη Βρετανία είναι μεν εμφανείς αλλά όχι ιδιαίτερα σημαντικές.

Στην Ελλάδα δεν έχει γίνει ως τώρα καμιά αντίστοιχη συστηματική μελέτη για την εξαγωγή καμπυλών μεταβολής του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής. Βεβαίως τέτοια μελέτη θεωρείται απαραίτητη για να μπορούν να εκτιμώνται με αντικειμενικό τρόπο οι τιμές του συντελεστή αυτού στις συνθήκες της χώρας μας. Εν όψει αυτής της έλλειψης, μέχρι να κατορθωθεί η σύνταξη κατάλληλων καμπυλών για την Ελλάδα,* μπορεί να χρησιμοποιούνται για τις τρέχουσες ανάγκες καμπύλες που έχουν εξαχθεί σε άλλες περιοχές, όπως οι καμπύλες της Μεγάλης Βρετανίας, είτε στην αρχική τους έκφραση, είτε στη μορφή της (2.50).

* Αυτό προϋποθέτει βελτίωση της υποδομής της χώρας, τόσο ως προς τις μετρητικές εγκαταστάσεις και τις συνθήκες λειτουργίας τους, όσο και στην οργάνωση των αρμόδιων υδρολογικών υπηρεσιών. Σήμερα, η γενική εικόνα των βροχογραφικών δεδομένων της χώρας, τόσο ως προς την πληρότητα και την ακρίβεια των υψών βροχής όσο και ως προς το συγχρονισμό των ενδείξεων χρόνου, δεν επιτρέπει την εξαγωγή αξιόπιστων αποτελεσμάτων (ιδίως για μικρές διάρκειες).

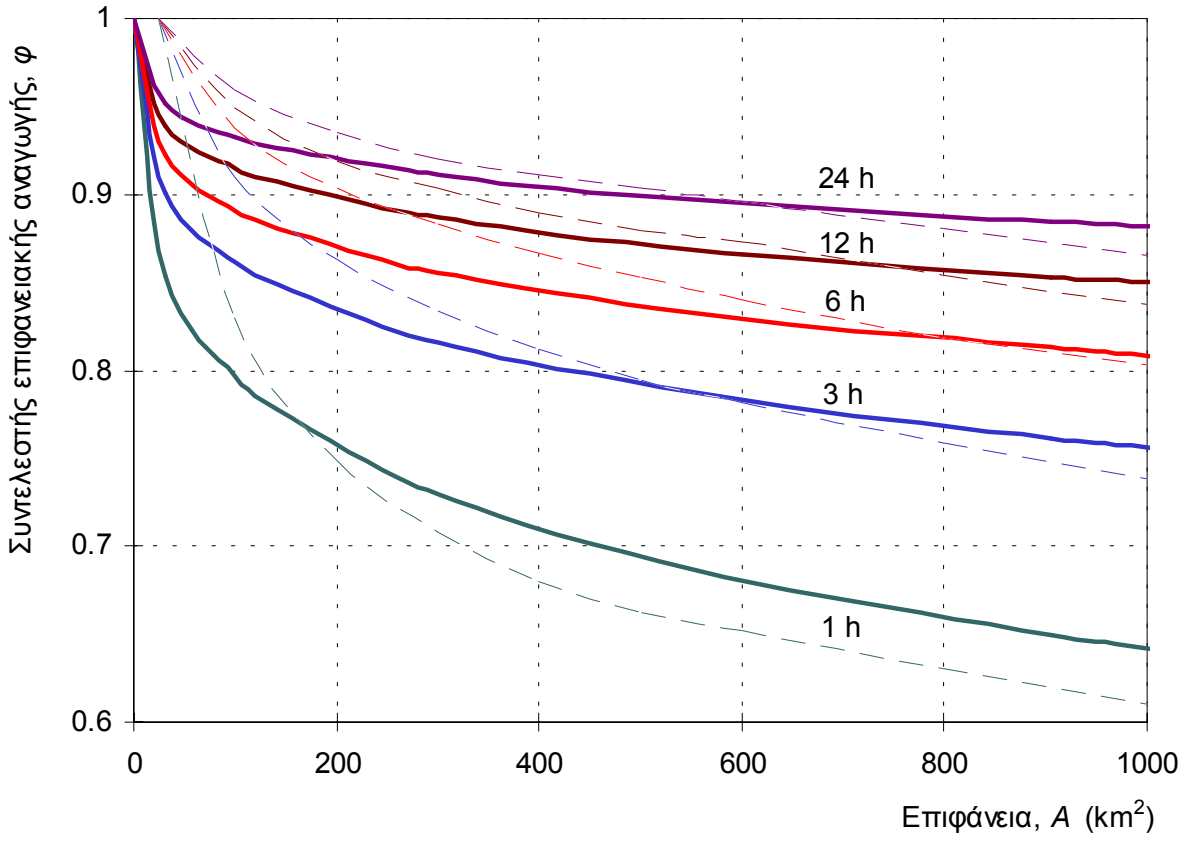


Σχ. 2.13 Μεταβολή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής συναρτήσει της έκτασης και της διάρκειας βροχής, σύμφωνα με την εξίσωση (2.50) (συνεχείς γραμμές), σε σύγκριση και με τις πινακοποιημένες τιμές του National Environmental Research Council (1975) (διακεκομμένες γραμμές).

Αυτό μπορεί να θεωρηθεί σε ένα βαθμό επιτρεπτό, δεδομένου ότι οι τιμές του συντελεστή αναγωγής για δεδομένη έκταση και διάρκεια έχουν αρκετά μικρή γεωγραφική μεταβλητότητα* σε σχέση με την πολύ μεγαλύτερη μεταβλητότητα των όμβριων καμπυλών. Πάντως για μελέτες σοβαρών έργων είναι απαραίτητο τουλάχιστον να επιβεβαιώνονται με βάση τοπικά δεδομένα οι τιμές που χρησιμοποιούνται. Ειδικότερα, για

* Οι Collier and Hardaker (1996) σημειώνουν ότι η έρευνα σε έντονα διαφορετικές περιοχές της Μεγάλης Βρετανίας έδειξε ότι η μεταβολή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής με την έκταση και τη διάρκεια είναι η ίδια παντού. Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνει και η σύγκριση των καμπυλών για τις ΗΠΑ και τη Μεγάλη Βρετανία στο Σχ. 2.14.

μεγάλες διάρκειες, π.χ. 24 ή 48 ωρών, θα πρέπει να εξετάζεται και η άμεση μέθοδος που αναφέρθηκε στην αρχή του εδαφίου.



Σχ. 2.14 Μεταβολή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής συναρτήσει της έκτασης και της διάρκειας βροχής για τις ΗΠΑ, σύμφωνα με U.S. Weather Bureau (1960) (διακεκομμένες γραμμές), σε σύγκριση με την εξίσωση (2.50) που προέκυψε από καμπύλες της Μεγάλης Βρετανίας (συνεχείς γραμμές).

Εφαρμογή 2.7.2

Να επανεξεταστεί η Εφαρμογή 2.7.1 με χρήση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής με βάση την εξίσωση (2.50).

Για $d = 10$ min $= 0.167$ h και $A = 20$ ha $= 20 \times 10^4$ m^2 $= 0.2$ km^2, ο συντελεστής επιφανειακής αναγωγής προκύπτει*

$$\varphi = 1 - \frac{0.048 \times 0.2^{\,0.36 - 0.01 \ln 0.2}}{0.167^{\,0.35}} = 0.951.$$

* Κανονικά, η (2.50) δεν είναι εφαρμόσιμη, γιατί η έκταση είναι μικρότερη από το κάτω όριο του 1 km^2. Ωστόσο, για ενδεικτικούς λόγους έχει ενδιαφέρον η εφαρμογή της.

> Έτσι, η επιφανειακή ένταση βροχής θα είναι $i = 0.951 \times 99.9 = 95.0$ mm/h και η αντίστοιχη παροχή ομβρίων $Q = 0.951 \times 3.33 = 3.17$ m^3/s. Η μείωση είναι πολύ μικρή (< 5%) λόγω της μικρής έκτασης της λεκάνης απορροής. Για το λόγο αυτό οι τυπικοί αγωγοί ομβρίων στην πράξη υπολογίζονται με τη σημειακή ένταση βροχής, χωρίς την εφαρμογή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής. Αξίζει να αναφερθεί ότι σύμφωνα με το διάγραμμα των δυτικών ΗΠΑ (Σχ. 2.14) για εκτάσεις μικρότερες των 25 km^2 ο συντελεστής φ θεωρείται ίσος με 1.

2.8 Πιθανή μέγιστη κατακρήμνιση

Η εφαρμογή των όμβριων καμπυλών για μια καθορισμένη περίοδο επαναφοράς, η οποία προσδιορίζει και το επίπεδο ασφάλειας έναντι καταστροφής από πλημμύρα, αποτελεί την κοινότερη μεθοδολογία σχεδιασμού των αντιπλημμυρικών έργων. Εξ ορισμού, η πλημμύρα σχεδιασμού που προκύπτει από την μεθοδολογία αυτή είναι συνυφασμένη με μια πιθανότητα αστοχίας, η οποία μικραίνει όταν μεγαλώνει η περίοδος επαναφοράς σχεδιασμού, χωρίς όμως ποτέ να μηδενίζεται.

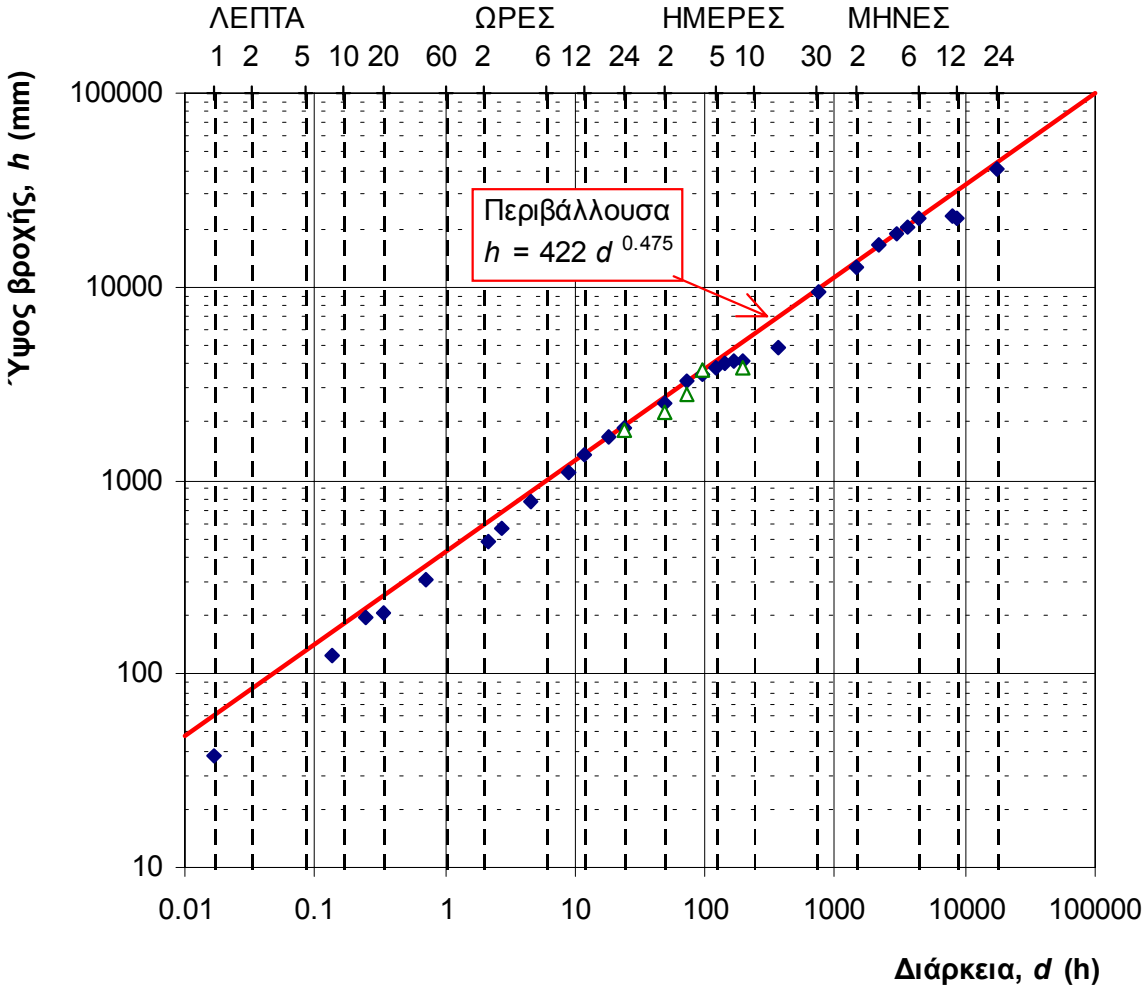
Σε αντίθεση με την παραπάνω λογική, η ανάγκη σχεδιασμού υδραυλικών έργων με πλήρη ασφάλεια έναντι καταστροφής από πλημμύρα οδήγησε τους υδρολόγους στην αναζήτηση της μέγιστης δυνατής "εισόδου" σε ένα πλημμυρικό φαινόμενο, δηλαδή της *πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης* (ΠΜΚ· διεθνώς probable maximum precipitation – PMP)*. Αυτή ορίζεται ως "θεωρητικά, το μέγιστο ύψος κατακρημνισμάτων για δεδομένη διάρκεια, το οποίο είναι φυσικώς δυνατό πάνω από μια περιοχή δεδομένης έκτασης, σε δεδομένη γεωγραφική θέση και εποχή του έτους" (World Meteorological Organization, 1986). Η πλημμύρα που προκαλείται από την πιθανή μέγιστη κατακρήμνιση, η οποία αποτελεί και το τελικό ζητούμενο στις μελέτες σχεδιασμού υδραυλικών έργων, είναι

---

* Παλιότερα (πριν τη δεκαετία του 1950) χρησιμοποιούνταν ο όρος *μέγιστη δυνατή κατακρήμνιση* (maximum possible precipitation, MPP· World Meteorological Organization, 1986). Ο νεότερος όρος (*πιθανή μέγιστη* αντί *μέγιστη δυνατή*) είναι πιο ελαστικός και αποδίδει καλύτερα την αβεβαιότητα που υπάρχει γύρω από την ύπαρξη αλλά και τη δυνατότητα εκτίμησης ενός ανώτατου ορίου στο ύψος των κατακρημνισμάτων.

γνωστή ως *πιθανή μέγιστη πλημμύρα* (ΠΜΠ· διεθνώς probable maximum flood – PMF).

Έτσι λοιπόν, η λογική της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης και πλημμύρας θέτει ένα ανώτατο όριο στα μεγέθη κατακρημνισμάτων και πλημμυρών. Αυτό φαίνεται κατ' αρχήν εύλογο, και έχει τεκμηριωθεί από μελέτες των μέγιστων βροχοπτώσεων που έχουν παρατηρηθεί ποτέ στον πλανήτη. Έτσι, στο Σχ. 2.15 απεικονίζονται τα απολύτως μέγιστα ύψη βροχής που έχουν καταγραφεί σε διάφορα σημεία της υδρογείου, συναρτήσει της διάρκειας (με βάση στοιχεία των Linsley et al., 1975, σ. 89).



Σχ. 2.15 Απολύτως μέγιστα ύψη βροχής που έχουν καταγραφεί σε διάφορα σημεία της υδρογείου, συναρτήσει της διάρκειας, με βάση στοιχεία των Linsley et al. (1975, σ. 89) (ρόμβοι), και νεότερα στοιχεία του World Meteorological Organization (1986) (τρίγωνα).

Όλα αυτά τα ακραία ύψη βροχής που έχουν καταγραφεί βρίσκονται κάτω από μία περιβάλλουσα καμπύλη, η οποία έχει εξίσωση

$$h = 422\, d^{0.475} \tag{2.51}$$

όπου h το ύψος βροχής σε mm και d η διάρκεια βροχής σε h. Ωστόσο, παρόλη τη σημαντική πληροφορία που εμπεριέχει το συγκεκριμένο διάγραμμα και η αντίστοιχη περιβάλλουσα, στην πραγματικότητα δεν μπορεί να στηρίξει ούτε την εκτίμηση της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης, αφού σε συγκεκριμένες περιοχές του πλανήτη οι μέγιστες βροχοπτώσεις είναι πολύ μικρότερες από τα παγκόσμια μέγιστα*, αλλά ούτε και τη λογική της.

Όπως εύστοχα παρατηρεί ο Dingman (1994, σ. 141) αναφερόμενος στην πιο πάνω περιβάλλουσα, "οι τιμές που έχουν απεικονιστεί είναι μόνο εκείνες που έχουν παρατηρηθεί ιστορικά στο απειροελάχιστο κλάσμα της γήινης επιφάνειας που καλύπτεται από βροχόμετρα, και μεγαλύτερες ποσότητες πρέπει να έχουν πέσει σε θέσεις χωρίς βροχόμετρα σε διαφορετικούς χρόνους και τόπους.† Και λογικά μπορούμε πάντα να φανταστούμε ότι μερικά παραπάνω μόρια νερού θα μπορούσαν να είχαν πέσει πάνω από οποιοδήποτε όριο."

Βεβαίως, οι παρατηρήσεις αφορούν στην ουσία την όλη λογική της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης. Με το ίδιο πνεύμα, ο Benson (1973) παρατηρεί ότι "η φύση δεν υπόκειται σε όρια" και έτσι "σε ορισμένες περιπτώσεις, πραγματοποιήθηκε υπέρβαση της τιμής της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης ή πλημμύρας, λίγο χρόνο μετά, ή και πριν τη δημοσίευσή της". Ο ίδιος παρατηρεί ότι η μέθοδος έχει επικρατήσει "όχι για την πραγματική της αξία, αλλά γιατί δίνει μια λύση, η οποία απομακρύνει την υπευθυνότητα στη λήψη σπουδαίων αποφάσεων, όπως είναι ο βαθμός του κινδύνου ή της προστασίας". Εξ άλλου, η Shaw (1994, σ. 235) εξηγεί ότι: "η ιδέα της ΠΜΚ, στην οποία καμία περίοδος επαναφοράς δεν μπορεί να αποδοθεί, είναι ελκυστική στο μηχανικό που είναι υπεύθυνος για το σχεδιασμό ενός φράγματος, το οποίο ποτέ δεν πρέπει να πέσει ή να υπερπηδηθεί από την πλημμυρική ροή". Έτσι, στις ΗΠΑ

---

* Για παράδειγμα, στις Βρετανικές Νήσους, η αντίστοιχη περιβάλλουσα των ακραίων καταγραμμένων βροχοπτώσεων έχει εξίσωση $h = 106\, d^{0.46}$ (Wilson, 1990, σ. 16), η οποία δίνει τιμές περίπου 4-5 φορές μικρότερες τιμές από αυτές της εξίσωσης (2.51).

† Συμπληρώνουμε ότι η περίοδος που καλύπτουν οι ακραίες καταγραμμένες μετρήσεις ελαφρώς υπερβαίνει τον ένα αιώνα, που αποτελεί απειροελάχιστο κλάσμα της ιστορίας της Γης.

χρησιμοποιείται υποχρεωτικά η PMP για την εκτίμηση πλημμυρών σε φράγματα υψηλότερα των 20 m. Έχουν μάλιστα συνταχθεί και χάρτες για τις τιμές της PMP ορισμένης διάρκειας (Schreiner and Reidel, 1978· βλ. και Dingman, 1994, σσ. 142-144). Τελευταία αυτή η πρακτική τείνει να επικρατήσει και στον ευρωπαϊκό χώρο, και ειδικότερα στην Ελλάδα, παρόλο που παλιότερα τα περισσότερα φράγματα σχεδιάζονταν με πιθανοτική προσέγγιση.

Η ιδέα της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης, της ύπαρξης, δηλαδή, ανώτατου ορίου στις φυσικές δυνατότητες κατακρήμνισης, είναι λοιπόν αντιφατική και αμφισβητήσιμη. Σε αντίθεση, η πιθανοτική προσέγγιση είναι συνεπής και πιο ειλικρινής: δέχεται ότι σε κάθε τιμή της βροχής ή της πλημμύρας αντιστοιχεί μια περίοδος επαναφοράς, και επομένως μια διακινδύνευση, χωρίς να υπάρχει απόλυτη ασφάλεια· έτσι, στην τιμή που προκύπτει από την ΠΜΚ η πιθανοτική μέθοδος αποδίδει μια περίοδο επαναφοράς, που είναι βέβαια εξαιρετικά μεγάλη (π.χ. της τάξης των δεκάδων ή εκατοντάδων χιλιάδων ετών). Παρόλο που μπορεί να διαφωνεί κανείς με τη λογική και τη θεμελίωση της ΠΜΚ, είναι γεγονός ότι η εφαρμογή της οδηγεί σε τιμές της βροχής σχεδιασμού πιο μεγάλες από αυτές που εξάγονται από την πιθανοτική προσέγγιση για τις τυπικές τιμές της περιόδου επαναφοράς των μεγάλων έργων (π.χ. 1000 χρόνια) και άρα μεγαλύτερη ασφάλεια στις κατασκευές. Βεβαίως, τα ίδια αποτελέσματα θα μπορούσαν να προκύψουν και από την πιθανοτική μέθοδο χρησιμοποιώντας ακόμη μεγαλύτερες περιόδους επαναφοράς.

Θα πρέπει να τονίσουμε ότι οι εκτιμήσεις της ΠΜΚ δεν είναι μονοσήμαντες, αλλά εξαρτώνται σαφώς από τη μεθοδολογία που ακολουθείται και τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται. Υπάρχουν διάφορες τεχνικές εκτίμησης της ΠΜΚ οι οποίες διαφέρουν και ως προς τη θεωρητική τους βάση, αλλά και ως προς τις εκτιμήσεις που δίνουν. Ο Wiesner (1970) απαριθμεί τις ακόλουθες:

1. χρήση αριθμητικών μοντέλων καταιγίδας·
2. μεγιστοποίηση και μετατόπιση πραγματικών καταιγίδων·
3. χρήση γενικευμένων δεδομένων μεγιστοποιημένου ύψους, διάρκειας και επιφάνειας από καταιγίδες·
4. χρήση εμπειρικών τύπων που καταρτίστηκαν είτε με βάση δεδομένα μέγιστου ύψους, διάρκειας και επιφάνειας, είτε θεωρητικά·

5. χρήση εμπειρικών σχέσεων μεταξύ μεταβλητών σε συγκεκριμένες περιοχές·
6. στατιστική ανάλυση των ακραίων βροχοπτώσεων.

Μια πρόσφατη συνοπτική επισκόπηση των τεχνικών αυτών γίνεται από τους Collier and Hardaker (1996). Οι περισσότερες βασίζονται σε αρκετά προχωρημένες τεχνικές υδρομετεωρολογίας και ξεφεύγουν από το στόχο αυτού του κειμένου. Ειδικότερα, οι τρεις πρώτες μέθοδοι χρησιμοποιούν την έννοια του *κατακρημνίσιμου νερού* (βλ. εδάφιο 2.1.1) και της *αποδοτικότητας καταιγίδας*, η οποία ορίζεται ως ο λόγος (κατά κανόνα > 1) του μέγιστου παρατηρημένου ύψους βροχής προς το κατακρημνίσιμο νερό.

Εδώ θα περιοριστούμε στην παράθεση της απλούστερης μεθόδου στατιστικής ανάλυσης των ακραίων βροχοπτώσεων (μέθοδος 6· Hershfield, 1961b, 1965· World Meteorological Organization, 1986). Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, η σημειακή εκτίμηση h_m της ΠΜΚ προκύπτει άμεσα από τη μέση τιμή $\overline{h}$ και την τυπική απόκλιση s_H του δείγματος μέγιστων ετήσιων βροχοπτώσεων, κατά τρόπο ανάλογο των εκτιμήσεων πιθανοτικού χαρακτήρα, δηλαδή με εφαρμογή του τύπου

$$h_\mathrm{m} = \overline{h} + k_\mathrm{m}\, s_H \tag{2.52}$$

όπου k_m αδιάστατος συντελεστής που έχει εκτιμηθεί με βάση στατιστική ανάλυση πολλών δειγμάτων βροχής. Ειδικότερα, από την ανάλυση των 24ωρων μέγιστων ετήσιων υψών βροχής από περίπου 2600 σταθμούς, το 90% των οποίων βρίσκεται στις ΗΠΑ, προέκυψε ότι η μέγιστη παρατηρημένη τιμή του k_m ήταν 15. Αργότερα, διαπιστώθηκε ότι η τιμή του k_m συναρτάται με το μέσο ύψος $\overline{h}$ και, ειδικότερα, σε βροχερές περιοχές (με μεγάλη τιμή του $\overline{h}$) η τιμή του k_m είναι μικρότερη και σε ξηρές μεγαλύτερη, με απόλυτο μέγιστο την τιμή 20. Έτσι, κατασκευάστηκε νομογράφημα που δίνει το k_m συναρτήσει του $\overline{h}$ και της διάρκειας βροχής d. Το νομογράφημα αυτό μπορεί να περιγραφεί προσεγγιστικά από την εξίσωση (Κουτσογιάννης, 1997β)

$$k_\mathrm{m} = 20 - 8.6 \ln\left(\frac{\overline{h}}{130} + 1\right)\left(\frac{24}{\mathrm{d}}\right)^{0.4} \qquad (\overline{h} \text{ σε mm}, d \text{ σε h}) \tag{2.53}$$

Η εκτίμηση της ΠΜΚ που προκύπτει από τις εξισώσεις (2.52) και (2.53) αναφέρεται στη σημειακή βροχόπτωση. Η αναγωγή της σε επιφανειακή βάση γίνεται με τη μέθοδο που περιγράφηκε στο εδάφιο 2.7.2. Αναλυτικότερη παρουσίαση των βημάτων υπολογισμού της ΠΜΚ τόσο με τη στατιστική μέθοδο, όσο και με άλλες μεθόδους δίνεται στο σχετικό εγχειρίδιο του World Meteorological Organization (1986). Εξ άλλου, έχει αποδειχτεί (Koutsoyiannis, 1999) ότι η όλη μεθοδολογία του Hershfield για τη στατιστική εκτίμηση της ΠΜΚ, μπορεί να αναδιατυπωθεί με συνεπέστερο, καθαρά πιθανοτικό τρόπο, χωρίς καν να χρειάζεται η υιοθέτηση της έννοιας της ΠΜΚ ως ανώτατου φυσικού ορίου της κατακρήμνισης.

Εφαρμογή 2.8

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 2.7.1, να εκτιμηθεί για λόγους σύγκρισης η ένταση της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης από τα δεδομένα του βροχομετρικού σταθμού του Ελληνικού για διάρκεια 10 min (= 0.167 h). Τα στατιστικά χαρακτηριστικά του δείγματος μέγιστων ετήσιων υψών βροχής για αυτή τη διάρκεια είναι $\overline{h}$ *= 9.73 mm και* s_H *= 3.39 mm (Κουτσογιάννης, 1996α, σ. 256).*

Η (2.53) δίνει

$$k_{\mathrm{m}} = 20 - 8.6 \times \ln\,(9.73 / 130 + 1)\,(24/0.167)^{0.4} = 15.47$$

και κατά συνέπεια από τη (2.52) το ύψος της 10λεπτης πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης προκύπτει

$$h_{\mathrm{m}} = 9.73 + 15.47 \times 3.39 = 62.2 \text{ mm}$$

ενώ η αντίστοιχη ένταση βροχής είναι

$$i_{\mathrm{m}} = 62.2 / 0.167 = 372.3 \text{ mm/h}.$$

Η τιμή αυτή είναι σχεδόν τετραπλάσια από την αντίστοιχη ένταση περιόδου επαναφοράς 10 ετών που υπολογίστηκε στην Εφαρμογή 2.7.1. Αν χρειαστεί να αποδώσουμε μια περίοδο επαναφοράς στην ένταση i_{m}, τότε με βάση την όμβρια καμπύλη της Εφαρμογή 2.7.1 έχουμε

$$372.3 = \frac{40.6\,(T^{0.185} - 0.45)}{(0.167 + 0.189)^{0.796}}$$

απ' όπου προκύπτει Τ = 3 315 χρόνια.

Αν χρησιμοποιούσαμε, για σύγκριση και μόνο, την παγκόσμια περιβάλλουσα των μέγιστων βροχοπτώσεων (εξίσωση (2.51)) θα βρίσκαμε

$$h = 422 \times 0.167^{0.475} = 180.3 \text{ mm}$$

και

$$i = 180.3 / 0.167 = 1079.9 \text{ mm/h}$$

δηλαδή τιμή υπερδεκαπλάσια από την αντίστοιχη ένταση περιόδου επαναφοράς 10 ετών και σχεδόν τριπλάσια της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης που υπολογίστηκε με τη στατιστική μέθοδο.

Κεφάλαιο 3 Εξάτμιση και διαπνοή

Όπως είδαμε στο κεφάλαιο 1, ένα σημαντικό ποσοστό των κατακρημνισμάτων που πέφτουν στο χερσαίο τμήμα της Γης, πάνω από 60%, χάνεται με τους μηχανισμούς της εξάτμισης και διαπνοής. Το μεγάλο αυτό ποσοστό των *υδρολογικών απωλειών* εξηγεί την ιδιαίτερη σημασία των αντίστοιχων φυσικών διεργασιών στο υδατικό ισοζύγιο και, ειδικότερα, στην υδατική οικονομία μιας περιοχής. Βέβαια, το ποσοστό αυτό δεν είναι σταθερό, αλλά μεταβάλλεται έντονα, τόσο γεωγραφικά όσο και χρονικά. Έτσι, σε ένα συγκεκριμένο τόπο και χρόνο, οι υδρολογικές απώλειες, δεν μπορούν μέχρι σήμερα να εκτιμηθούν άμεσα με ικανοποιητική ακρίβεια (όπως θα δειχτεί και στο κεφάλαιο αυτό), παρόλο που θα ήταν ιδιαίτερα επιθυμητό λόγω της πρωτεύουσας σημασίας τους στο σχεδιασμό των διαφόρων έργων υδατικής οικονομίας. Πράγματι, η ακριβής εκτίμηση των συνολικών απωλειών από εξάτμιση και διαπνοή θα επέτρεπε τον έμμεσο αλλά ακριβή υπολογισμό του διαθέσιμου υδατικού δυναμικού, δηλαδή της συνολικής απορροής, σε οποιαδήποτε σχετικά μεγάλη χρονική κλίμακα (υπερετήσια, ετήσια ή εποχιακή), δεδομένου ότι για τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα υπάρχουν συνήθως αρκετά δεδομένα που επιτρέπουν την ακριβή εκτίμησή τους.

Εκτός από τις μελέτες εκτίμησης των υδατικών πόρων μιας περιοχής, η εξάτμιση και η διαπνοή ενδιαφέρουν τον μηχανικό και σε αρκετές άλλες περιπτώσεις. Η εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών των καλλιεργειών βασίζεται ουσιαστικά στην εκτίμηση της διαπνοής. Δεδομένου ότι η αρδευτική χρήση του νερού τόσο στην Ελλάδα, όσο και στις περισσότερες χώρες, παίρνει τη μερίδα του λέοντος, σε σχέση με τις άλλες κατα-

ναλωτικές χρήσεις νερού, γίνεται φανερή η σημασία της ακριβούς εκτίμησης της διαπνοής στις μελέτες διαχείρισης υδατικών πόρων, καθώς και στις μελέτες κατασκευής και λειτουργίας εγγειοβελτιωτικών έργων. Εξ άλλου, η ακριβής εκτίμηση της εξάτμισης είναι απαραίτητη στην περίπτωση μελετών ταμιευτήρων και φυσικών λιμνών. Ακόμη, η εκτίμηση της εξάτμισης και διαπνοής απαιτείται και σε πολλές άλλες μελέτες που σχετίζονται είτε με το περιβάλλον (π.χ. υγροβιότοποι, δάση) είτε με ειδικά έργα (π.χ. αλυκές).

3.1 Εισαγωγικές έννοιες - ορισμοί

Ο όρος *εξάτμιση* (evaporation) χρησιμοποιείται στην υδρολογία για να περιγράψει, τόσο φαινομενολογικά, όσο και ποσοτικά, τη μετατροπή του νερού από την υγρή* στην αέρια φάση (υδρατμοί). Ο φυσικός ρυθμός εξάτμισης καθορίζεται από τρεις θεμελιώδεις παράγοντες: (α) τη φυσική διαθεσιμότητα (παρουσία) του νερού σε υγρή φάση, (β) τη διαθεσιμότητα ενέργειας στην επιφάνεια του νερού για την πραγματοποίηση της εξάτμισης και (γ) την ευκολία με την οποία διαχέονται οι υδρατμοί στην ατμόσφαιρα.

Η μετατροπή του νερού σε υδρατμούς που πραγματοποιείται στους πόρους της χλωρίδας, και ιδίως των φυλλωμάτων των φυτών, είναι γνωστή ως *διαπνοή* (transpiration). Το νερό των φυτών απορροφάται από το έδαφος μέσω των ριζών και, μέσω του αγγειακού συστήματος, οδηγείται στους πόρους των φυλλωμάτων, γνωστούς ως *στόματα*, απ' όπου διαπνέεται. Η διαπνοή είναι ζωτικής σημασίας λειτουργία για τα φυτά, τόσο για το βασικό ρόλο της στην κυκλοφορία του αγγειακού συστήματος και τη μεταφορά θρεπτικών συστατικών, όσο και για το ρόλο της στη φωτοσύνθεση: το νερό που διαπνέεται αποτελεί αναπόφευκτο υποπροϊόν της φωτοσύνθεσης (Oke, 1987, σ. 113). Η βασική διαφορά της διαπνοής από την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες ή βρεγμένο έδαφος, έγκειται στο

* Ορισμένοι υδρολόγοι, όπως ο Dingman (1994, σ. 256) συγκαταλέγουν στην εξάτμιση και τη μετατροπή από τη στερεή στην αέρια φάση, που κανονικά περιγράφεται από τον όρο *εξάχνωση* (sublimation). Πάντως, η ποσότητα της εξάχνωσης για τα εύκρατα κλίματα είναι αμελητέα και έτσι το θέμα δεν έχει πρακτικό ενδιαφέρον.

γεγονός ότι τα κύτταρα των φυτών ελέγχουν το ρυθμό της διαπνοής, μέσω της ρύθμισης των ανοιγμάτων των στομάτων. Έτσι, τα ανοίγματα μικραίνουν όταν λιγοστεύει η διαθεσιμότητα νερού στο φυτό και κλείνουν τη νύχτα, οπότε διακόπτεται η λειτουργία της φωτοσύνθεσης. Κατά τα άλλα η διαπνοή είναι φυσική (όχι μεταβολική) διεργασία που διέπεται από τους ίδιους φυσικούς νόμους της εξάτμισης, ή αλλιώς, είναι μια μορφή εξάτμισης. Για το λόγο αυτό παρακάτω χρησιμοποιείται ενιαίος τρόπος συμβολισμού (με τα σύμβολα E ή E' για την έκφραση σε μονάδες ύψους ή μάζας ανά επιφάνεια, αντίστοιχα· βλ. εδάφιο 3.2.3) στην ποσοτική περιγραφή τόσο της εξάτμισης όσο και της διαπνοής.

Το σύνολο των πραγματικών απωλειών νερού από την εξάτμιση εδαφών και από τη διαπνοή της χλωρίδας αποδίδεται μαζικά με τον όρο *εξατμοδιαπνοή* (ή εξατμισοδιαπνοή, διεθνώς evapotranspiration).* Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η εξατμοδιαπνοή από εδαφικές επιφάνειες, φυτοκαλυμμένες ή όχι, εξαρτάται από τη διαθεσιμότητα νερού στο έδαφος (και κατά συνέπεια και στους ιστούς των φυτών), ενώ δεν συμβαίνει το ίδιο με την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες (π.χ. λίμνες, όπου προφανώς η διαθεσιμότητα νερού είναι δεδομένη και δεν αποτελεί περιοριστικό παράγοντα). Η ποσότητα της εξατμοδιαπνοής που πραγματοποιείται από εδαφικές επιφάνειες, πλήρως και ομοιόμορφα καλυμμένες από αναπτυσσόμενη χλωρίδα, κάτω από συνθήκες απεριόριστης διαθεσιμότητας νερού (σε αντιστοιχία, δηλαδή, με την εξάτμιση υδάτινων επιφανειών), ονομάζεται *δυνητική εξατμοδιαπνοή* (potential evapotranspiration· Brutsaert, 1982, σ. 214).† Προφανώς η *πραγματική εξατμοδιαπνοή* είναι πάντα μικρότερη ή το πολύ ίση με τη δυνητική εξατμοδιαπνοή.‡

---

* Ορισμένοι υδρολόγοι, όπως ο Shuttleworth (1993), αποφεύγουν τη χρήση του όρου εξατμοδιαπνοή, γενικεύοντας τη χρήση του όρου *εξάτμιση* στον οποίο συγκαταλέγουν και τη διαπνοή των φυτών.

† Παλιότερα στα ελληνικά χρησιμοποιούνταν ο όρος *δυναμική εξατμισοδιαπνοή*. ωστόσο, ο όρος *δυνητική* είναι σαφέστερος και αποδίδει καλύτερα τον αγγλικό όρο potential.

‡ Η διάκριση πραγματικής και δυνητικής εξατμοδιαπνοής και κυρίως η έννοια της δυνητικής εξατμοδιαπνοής έχει γίνει αντικείμενο κριτικής από πολλούς υδρολόγους (βλ, π.χ. Brutsaert, 1982, σ. 214· Ward and Robinson, 1990, σ. 94· Dingman, 1994, σ. 292) ενώ από ορισμένους προτείνεται ως προτιμότερος ο όρος *δυνητική εξάτμιση*. Πράγματι, οι δυνητικές συνθήκες απεριόριστης διαθεσι-

Η εξατμοδιαπνοή, δυνητική ή πραγματική, εξαρτάται από το είδος της φυτοκάλυψης και τα χαρακτηριστικά της (ύψος, φύλλωμα, στάδιο ανάπτυξης, κ.ά.) Για λόγους τυποποίησης των υπολογισμών έχει εισαχθεί η έννοια της *εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς* (reference crop evapotranspiration)*, η οποία ορίζεται κατ' αρχήν ως η εξατμοδιαπνοή από μια ιδεατή εκτεταμένη επιφάνεια καλυμμένη πλήρως από ομοιόμορφη χαμηλού ύψους χλόη που σκιάζει πλήρως το έδαφος και βρίσκεται σε συνθήκες ενεργού ανάπτυξης χωρίς έλλειψη νερού. Πιο κάτω (εδάφιο 3.4.4) θα δούμε ότι η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς μπορεί να οριστεί με πιο αυστηρό τρόπο. Η εξατμοδιαπνοή από κάθε άλλη μορφή βλάστησης να μπορεί να προκύψει με καθορισμένο τρόπο, όπως θα δούμε παρακάτω, από αυτή της καλλιέργειας αναφοράς. Από τον ορισμό προκύπτει ότι η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς αντιστοιχεί σε συνθήκες δυνητικής εξατμοδιαπνοής.

3.2 Φυσικό πλαίσιο

3.2.1 Ιδιότητες του ατμοσφαιρικού αέρα, του νερού και των υδρατμών

Στην ανάλυση της φυσικής διεργασίας της εξάτμισης, η οποία εξελίσσεται στη διεπιφάνεια μεταξύ νερού και ατμόσφαιρας, ενδιαφέρουν οι ιδιότητες τόσο του ατμοσφαιρικού αέρα όσο και του νερού και των υδρατμών. Οι ιδιότητες του νερού έχουν περιγραφεί λεπτομερώς στην ενότητα 1.5. Ορισμένες απ' αυτές, καθώς και οι βασικές ιδιότητες του ατμοσφαιρικού αέρα και των υδρατμών που ενδιαφέρουν στην ποσοτική εκτίμηση της εξάτμισης, δίνονται με συνοπτικό τρόπο στον Πίν. 3.1.

μότητας νερού αλλάζουν δομικά τις γενικότερες περιβαλλοντικές, ατμοσφαιρικές, μετεωρολογικές και βιολογικές συνθήκες της περιοχής, σε σχέση με τις πραγματικές συνθήκες. Η δυνητική εξατμοδιαπνοή υπολογίζεται με βάση παραμέτρους που έχουν παρατηρηθεί κάτω από τις πραγματικές συνθήκες περιορισμένης διαθεσιμότητας νερού· οι παράμετροι αυτές θα ήταν διαφορετικές, άγνωστο πόσο, κάτω από συνθήκες απεριόριστης διαθεσιμότητας νερού (π.χ. θα άλλαζε η βλάστηση, η θερμοκρασία, η ατμοσφαιρική υγρασία κ.ά.). Παρά τις εύλογες επιφυλάξεις, η έννοια της δυνητικής εξατμοδιαπνοής που έχει εισαχθεί από τον κλιματολόγο Thornthwaite το 1948, εξακολουθεί να χρησιμοποιείται ευρύτατα μέχρι σήμερα στην υδρολογία, μετεωρολογία και κλιματολογία.

* Ο Shuttleworth (1993, σ. 4.2) χρησιμοποιεί τον όρο *εξάτμιση της καλλιέργειας αναφοράς*.

Πίν. 3.1 Ιδιότητες και χαρακτηριστικά μεγέθη του ατμοσφαιρικού αέρα και των υδρατμών.

Μέγεθος	Σύμβολο - Μονάδες	Τύπος υπολογισμού	Τυπική τιμή
Λόγος μοριακών βαρών νερού και ξηρού αέρα	ε, αδιάστατος		0.622
Ειδική θερμότητα αέρα (για σταθερή πίεση)	c_p, kJ/kg/K	$c_p = c_{pd}\,(1 + 0.92\,r)$ όπου r ο λόγος ανάμιξης και $c_{pd} = 1.004$ kJ/kg/K η ειδική θερμότητα του ξηρού αέρα.	1.013 kJ/kg/K
Ατμοσφαιρική πίεση	p, hPa	Τυπική μεταβολή (πρότυπη ατμόσφαιρα): $p = 1013.25 \times (1 - 2.256 \times 10^{-5}\, z)^{5.256}$ όπου z το υψόμετρο σε m.	1013 hPa (για $z = 0$)
Πυκνότητα αέρα (με βάση την καταστατική εξίσωση)	ρ_a, kg/m^3	$\rho_a = 0.348\, p\,/\,(T + 273)$ όπου p η ατμοσφαιρική πίεση σε hPa και T η θερμοκρασία του αέρα σε ^{o}C.	1.2 kg/m^3
Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης	λ, kJ/kg	$\lambda = 2501 - 2.361\, T_s$ όπου T_s η θερμοκρασία στην επιφάνεια του νερού σε ^{o}C	2460 kJ/kg
Ψυχρομετρικός συντελεστής	γ, hPa/K	$\gamma = \dfrac{c_p\, p}{\varepsilon\, \lambda}$	0.67 hPa/K
Πίεση κορεσμού υδρατμών	e_*, hPa	$e_* = 6.11 \exp\left(\dfrac{17.27\, T}{T + 237.3}\right)$ όπου T η θερμοκρασία του αέρα σε ^{o}C	
Κλίση καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών	Δ, hPa/K	$\Delta = \dfrac{4098\, e_*}{(T + 237.3)^2}$ όπου T η θερμοκρασία του αέρα σε ^{o}C	

Ειδικότερα, η ειδική θερμότητα του αέρα c_p λαμβάνεται γενικά ως σταθερή και γι' αυτό στον Πίν. 3.1 δίνεται η τυπική τιμή της. Για την ατμοσφαιρική πίεση p, την πυκνότητα του αέρα ρ_a, τη λανθάνουσα θερμότητα της εξάτμισης λ (μέγεθος που έχει οριστεί στην ενότητα 1.5), και τον *ψυχρομετρικό συντελεστή*[*] γ (μέγεθος που ορίζεται στον Πίν. 3.1 και διευκρινίζεται στο εδάφιο 3.2.5) δίνονται οι νόμοι μεταβολής τους. Ωστόσο, σε πολλές περιπτώσεις τα μεγέθη αυτά, επειδή η επίδραση της μεταβολής τους στους υπολογισμούς της εξάτμισης είναι πολύ μικρή, θεωρούνται σταθερά· γι' αυτό στον Πίν. 3.1 δίνονται και οι τυπικές τιμές τους που χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς, σε περιπτώσεις που δεν απαιτείται η μέγιστη δυνατή ακρίβεια.

Ακόμη, ο Πίν. 3.1 περιλαμβάνει την πίεση κορεσμού υδρατμών e_*, η οποία, όπως είδαμε στο εδάφιο 2.1.1, είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας του αέρα T (εξίσωση (2.4)). Στους υπολογισμούς της εξάτμισης υπεισέρχεται συχνά και το μέγεθος $\Delta(T) = de_*(T) / dT$, δηλαδή η κλίση της καμπύλης της πίεσης κορεσμού υδρατμών. Στον Πίν. 3.1 δίνεται μια εύχρηστη προσεγγιστική εξίσωση υπολογισμού του Δ, η οποία προκύπτει από παραγώγιση της εξίσωσης (2.4).

Υπενθυμίζεται ότι η πραγματική πίεση υδρατμών e, σύμφωνα με τη σχέση (2.4), είναι

$$e = U\, e^* \tag{3.1}$$

όπου U η σχετική υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα, που, όπως και η θερμοκρασία, αποτελεί μια χαρακτηριστική μετεωρολογική μεταβλητή.

3.2.2 Η ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα

Η φυσική διεργασία της εξάτμισης τροφοδοτείται ενεργειακά από την ηλιακή ακτινοβολία. Όπως είδαμε στο εδάφιο 1.6.4, η ενεργειακή διαφορά της ηλιακής ακτινοβολίας (μικρού μήκους κύματος) και της γήινης υπέρυθρης (μεγάλου μήκους κύματος) ακτινοβολίας παρέχει τη λανθάνουσα θερμότητα που χρειάζεται για την εξάτμιση του νερού, ενώ ένα

---

[*] Σύμφωνα με τον World Meteorological Organization (1983, σ. 5.7) ο όρος *ψυχρομετρικός συντελεστής* (psychrometric coefficient) είναι προτιμότερος από τον παλιότερο όρο *ψυχρομετρική σταθερά* (psychrometric constant) που ήταν λανθασμένος.

άλλο μέρος αυτής της διαφοράς αποδίδεται ως αισθητή θερμότητα μέσω των μηχανισμών αγωγής και κατακόρυφης μεταφοράς. Στους υπολογισμούς της εξάτμισης ενδιαφέρει άμεσα η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης και έμμεσα η ενέργεια που προσλαμβάνεται από τον ήλιο, καθώς και η καθαρή ενέργεια που εγκαταλείπει την επιφάνεια της γης.

Η ενέργεια που προσλαμβάνεται από τον ήλιο εξαρτάται από τη ροή ηλιακής ενέργειας S_0 στο όριο της ατμόσφαιρας σε οριζόντιο (δηλαδή παράλληλο με την επιφάνεια της γης) επίπεδο. Προφανώς η ροή S_0 σε ημερήσια βάση είναι ένα αστρονομικό μέγεθος που εξαρτάται από την ημέρα που ενδιαφέρει και το γεωγραφικό πλάτος του τόπου. Οι αστρονομικοί τύποι που απαιτούνται για τον υπολογισμό της S_0 κωδικοποιούνται στον Πίν. 3.2. Με βάση αυτούς έχουν εξαχθεί και δίνονται στον Πίν. 3.3 οι μέσες μηνιαίες τιμές της εξωγήινης ηλιακής ακτινοβολίας S_0 σε $kJ/m^2/d$ για γεωγραφικά πλάτη από 36^o μέχρι 46^o στο Βόρειο Ημισφαίριο. Σημειώνεται ότι οι υπολογισμοί με βάση τους τύπους του Πίν. 3.2 γίνονται σε ημερήσια βάση, εισάγοντας τον κατάλληλο αριθμό ημέρας J (1 την 1η Ιανουαρίου, 365 την 31η Δεκεμβρίου). Έτσι, για τον υπολογισμό των τιμών του Πίν. 3.3 έχουν εξαχθεί οι μέσοι όροι των ημερών κάθε μήνα. Πρακτικώς, στο ίδιο αποτέλεσμα καταλήγουμε αν κάνουμε τον υπολογισμό με βάση τους τύπους του Πίν. 3.2 για μία αντιπροσωπευτική ημέρα κάθε μήνα (περίπου στα μέσα του μήνα). Οι αντιπροσωπευτικές μέρες των μηνών και οι αντίστοιχοι αριθμοί J δίνονται στον Πίν. 3.5.

Η καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων S_n, η οποία φτάνει στο έδαφος, αφού διασχίσει την ατμόσφαιρα, και παραμένει σ' αυτό μετά την ανάκλαση εξαρτάται από δύο ακόμη παράγοντες: το βαθμό ηλιοφάνειας και το βαθμό ανακλαστικότητας του εδάφους. Ο βαθμός ηλιοφάνειας ποσοτικά αποδίδεται από τη *σχετική ηλιοφάνεια* n/N, όπου n ο πραγματικός αριθμός ωρών ηλιοφάνειας κατά την περίοδο που εξετάζεται (ημέρα, μήνα κτλ.) και N ο θεωρητικός αριθμός ωρών από την ανατολή μέχρι τη δύση του ηλίου. Η μεταβλητή n είναι μια χαρακτηριστική μετεωρολογική μεταβλητή που επηρεάζεται από την παρουσία ή όχι νεφών, ενώ η μεταβλητή N είναι ένα αστρονομικό μέγεθος που ο τύπος υπολογισμού του δίνεται στον Πίν. 3.2. Τέλος, ο βαθμός ανακλαστικότητας του εδάφους αποδίδεται ποσοτικά από τη λευκαύγεια (albedo), χαρακτηριστικές τιμές της οποίας δίνονται στον Πίν. 3.6.

Πίν. 3.2 Αστρονομικά μεγέθη που υπεισέρχονται στους υπολογισμούς εξάτμισης.

Μέγεθος	Σύμβολο μονάδες	Επεξήγηση	Τύπος υπολογισμού
Αριθμός ημέρας	J, αδιάστατος	1 την 1η Ιανουαρίου, 365 την 31η Δεκεμβρίου	
Ηλιακή απόκλιση	δ, rad	Το γεωγραφικό πλάτος, όπου οι ακτίνες πέφτουν κάθετα το μεσημέρι	$\delta = -0.409 \times \cos\left(\frac{2\pi}{365} J + 0.16\right)$† (Ισχύει $\lvert\delta\rvert \le 0.409$ rad = 23.4^{o})
Γωνία ώρας δύσης ηλίου	ω_s, rad	Αν πολλαπλασιαστεί επί $12/\pi$ δίνει την ώρα δύσης μετά το μεσημέρι	$\omega_s = \arccos(-\tan\varphi \tan\delta)$, όπου φ το γεωγραφικό πλάτος σε rad (για $\lvert\varphi\rvert >$ 1.161 rad = 66.5^{o}, δεν ορίζεται – δεν δύει ο ήλιος)
Αστρονομική διάρκεια ημέρας	N, h	Ο αριθμός των ωρών από την ανατολή μέχρι τη δύση του ηλίου	$N = (24 / \pi)\, \omega_s$
Ηλιακή σταθερά	I_s, kW/m^2	Η κάθετη ροή ηλιακής ενέργειας στο όριο της ατμόσφαιρας, για τη μέση απόσταση γης-ηλίου	$I_s = 1.367$ kW/m^2
Εκκεντρότητα	d_r, αδιάστατη	Το τετράγωνο του λόγου της μέσης απόστασης γης-ηλίου προς την απόσταση τη μέρα J	$d_r = 1 + 0.034 \times \cos\left(\frac{2\pi}{365} J - 0.05\right)$†
Εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία	S_0, kJ/m^2/d	Η ημερήσια ροή ηλιακής ενέργειας στο όριο της ατμόσφαιρας σε οριζόντιο επίπεδο	$S_0 = \frac{I_s\, t_d\, d_r}{\pi}(\omega_s \sin\varphi \sin\delta + \sin\omega_s \cos\varphi \cos\delta)$ όπου $t_d = 86\,400$ s (η μέση διάρκεια ημέρας)

† Η εξίσωση είναι προσεγγιστική· για ακριβέστερη βλ. Iqbal (1983) και Dingman (1994, σσ. 529-535).

Πίν. 3.3 Μέσες μηνιαίες τιμές της εξωγήινης ηλιακής ακτινοβολίας S_0 σε kJ/m^2/d για γεωγραφικά πλάτη (φ) 36^o - 46^o στο Βόρειο Ημισφαίριο.

φ (^{o})	36	38	40	42	44	46
Ιαν	17 604	16 383	15 156	13 926	12 696	11 470
Φεβ	22 349	21 230	20 092	18 935	17 762	16 575
Μαρ	28 967	28 100	27 198	26 265	25 300	24 305
Απρ	35 447	34 964	34 441	33 878	33 278	32 641
Μαϊ	39 820	39 711	39 564	39 380	39 161	38 908
Ιουν	41 571	41 658	41 711	41 730	41 718	41 677
Ιουλ	40 725	40 731	40 701	40 637	40 539	40 410
Αυγ	37 255	36 942	36 590	36 199	35 771	35 306
Σεπ	31 510	30 800	30 053	29 271	28 453	27 601
Οκτ	24 651	23 624	22 571	21 494	20 395	19 274
Νοε	18 879	17 689	16 488	15 279	14 065	12 849
Δεκ	16 230	14 993	13 755	12 519	11 289	10 069

Πίν. 3.4 Μέσες μηνιαίες τιμές της αστρονομικής διάρκειας ημέρας N σε h για γεωγραφικά πλάτη (φ) 36^o - 46^o στο Βόρειο Ημισφαίριο.

φ (^{o})	36	38	40	42	44	46	φ (^{o})	36	38	40	42	44	46
Ιαν	9.8	9.7	9.5	9.3	9.1	8.9	Ιουλ	14.2	14.4	14.5	14.7	14.9	15.2
Φεβ	10.6	10.5	10.4	10.3	10.2	10.1	Αυγ	13.4	13.5	13.6	13.7	13.8	13.9
Μαρ	11.7	11.7	11.7	11.7	11.6	11.6	Σεπ	12.2	12.2	12.3	12.3	12.3	12.3
Απρ	12.9	13.0	13.0	13.1	13.2	13.3	Οκτ	11.1	11.0	10.9	10.8	10.7	10.7
Μαϊ	13.9	14.0	14.2	14.4	14.5	14.7	Νοε	10.1	9.9	9.8	9.6	9.4	9.2
Ιουν	14.4	14.6	14.8	15.0	15.2	15.5	Δεκ	9.6	9.4	9.2	9.0	8.8	8.5

Πίν. 3.5 Αντιπροσωπευτικές ημέρες κάθε μήνα για τον υπολογισμό της μέσης μηνιαίας διάρκειας ημέρας και της μέσης μηνιαίας ηλιακής ακτινοβολίας, για γεωγραφικά πλάτη όχι μεγαλύτερα των 60^o (Βόρεια και Νότια).

Μήνας	Ημέρα	Αριθμός ημέρας (J)	Μήνας	Ημέρα	Αριθμός ημέρας (J)
Ιανουάριος	18	18	Ιούλιος	18	199
Φεβρουάριος	15	46	Αύγουστος	17	229
Μάρτιος	16	75	Σεπτέμβριος	16	259
Απρίλιος	15	105	Οκτώβριος	16	289
Μάιος	15	135	Νοέμβριος	14	318
Ιούνιος	11	162	Δεκέμβριος	11	345

Πίν. 3.6 Μεγέθη που υπεισέρχονται στους υπολογισμούς της ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων.

Μέγεθος	Σύμβολο-μονάδες	Επεξήγηση	Τύπος υπολογισμού
Εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία	S_0, kJ/m^2/d	βλ. Πίν. 3.2	βλ. Πίν. 3.2
Λευκαύγεια (albedo)	α, αδιάστατη	Λόγος της ανακλώμενης προς την προσπίπτουσα ακτινοβολία	Νερό[1,3] 0.04-0.10 τυπική τιμή 0.08 Έδαφος[1,2] 0.10-0.25 Έρημος[1] 0.20-0.35 Κωνοφόρο δάσος[2] 0.11-0.16 Δενδρώδεις καλλιέργειες[2] 0.15-0.20 Λοιπές καλλιέργειες[2] 0.20-0.26 τυπ. τιμή για Ελλάδα[4] 0.25 Παλιό χιόνι[1] 0.35-0.65 Φρέσκο χιόνι[1] 0.80-0.90
Συντελεστής απορρόφησης της ατμόσφαιρας (Prescott)	f_S αδιάστατος	Λόγος της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος (με νεφοσκεπή ή όχι ουρανό) προς την εξωγήινη ακτινοβολία	$f_S = a_S + b_S\, n/N$ όπου n/N η σχετική ηλιοφάνεια, ενώ $a_S = 0.25$, $b_S = 0.50$ (τυπικές τιμές[1, 2, 4])
Καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων	S_n, kJ/m^2/d	Ακτινοβολία που παραμένει στο έδαφος μετά την ανάκλαση	$S_n = (1 - \alpha)\, f_s\, S_0$

Παραπομπές: [1] Brutsaert (1982)· [2] Shuttleworth (1993)· [3] Dingman (1994)· [4] Υπουργείο Γεωργίας (1992).

Πίν. 3.7 Μεγέθη που υπεισέρχονται στους υπολογισμούς της καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων.

Μέγεθος	Σύμβολο-μονάδες	Επεξήγηση	Τύπος υπολογισμού
Σταθερά Stefan-Boltzmann	σ, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\text{K}^4\text{d}}$	Σταθερά του νόμου θερμικής εκπομπής μελανού σώματος.	$\sigma = 4.9\times10^{-6}$ kJ/(m^{2}K^{4}d) $= 5.6697\times10^{-11}$ kW/(m^{2}K^4)
Καθαρή ικανότητα εκπομπής	ε_n, αδιάστατη	Συντελεστής του νόμου θερμικής εκπομπής μη μελανού σώματος. Εδώ αναφέρεται στη διαφορά της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται μείον αυτή που επιστρέφει.	Τύπος του Brunt:† $\varepsilon_n = a_e - b_e\sqrt{e}$ όπου e η τάση ατμών σε hPa. Συντελεστές a_e και b_e: κατά Penman[1] $a_e = 0.56$, $b_e = 0.08$· κατά Doorenbos and Pruitt[2, 4, 6] $a_e = 0.34$, $b_e = 0.044$.
Συντελεστής επίδρασης της νέφωσης	f_L, αδιάστατος	Παίρνει υπόψη το γεγονός ότι η παρουσία νέφωσης μειώνει την καθαρή θερμική ακτινοβολία που διαφεύγει.	$f_L = a_L + b_L\, n/N$ όπου n/N η σχετική ηλιοφάνεια και τυπικά (κατά Penman) [1, 2, 3, 4, 6] $a_L = 0.1$ και $b_L = 0.9$.
Καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων	L_n, kJ/m^2/d	Καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων που διαφεύγει από το έδαφος.	$L_n = \varepsilon_n f_L\, \sigma\, (T_a + 273)^4$ όπου T_a η θερμοκρασία σε ^{o}C ($T_a + 273$ η απόλυτη θερμοκρασία σε K)

† Εδώ έχει μετατραπεί ο τύπος του Brunt, που κανονικά αναφέρεται στην ακτινοβολία που επιστρέφει, σε τρόπο ώστε να αναφέρεται στην καθαρή ακτινοβολία που διαφεύγει (βλ. ένθετο εδάφιο πιο κάτω).

Παραπομπές: [1] Penman (1948)· [2] Doorenbos and Pruitt (1977)· [3] Brutsaert (1982)· [4] Shuttleworth (1993)· [5] Dingman (1994)· [6] Υπουργείο Γεωργίας (1992).

Εξ άλλου, η ακτινοβολία μακρών κυμάτων διέπεται από το νόμο θερμικής ακτινοβολίας των Stefan-Boltzman

$$Q = \varepsilon \, \sigma \, T^4 \tag{3.2}$$

όπου Q είναι ο ρυθμός εκπομπής ενέργειας ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου, T είναι η απόλυτη θερμοκρασία (σε K) της επιφάνειας του σώματος που εκπέμπει, σ είναι μια παγκόσμια σταθερά, γνωστή ως *σταθερά Stefan-Boltzman* και ε είναι ένα αδιάστατο μέγεθος, γνωστό ως *ικανότητα εκπομπής* (emissivity), που εξαρτάται από το υλικό του σώματος (για το ιδεατό μελανό σώμα, $\varepsilon = 1$). Όπως ήδη έχουμε αναφέρει (βλ. εδάφιο 1.6.4), μεγάλο μέρος της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από την επιφάνεια της γης γυρίζει πίσω, μετά από απορρόφηση από τα αέρια θερμοκηπίου (διοξείδιο του άνθρακα, υδρατμοί κ.ά.) και τα σύννεφα, και στη συνέχεια επανεκπομπή από την ατμόσφαιρα προς την επιφάνεια της γης. Κατά συνέπεια στο γενικό πλαίσιο υπολογισμού της εξάτμισης ενδιαφέρει η *καθαρή θερμική ακτινοβολία* (ή *καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων*) L_{n}, δηλαδή η διαφορά της θερμικής ακτινοβολίας εκπομπής μείον τη θερμική ακτινοβολία πρόσληψης. Αυτή μπορεί να υπολογιστεί με κατάλληλη τροποποίηση της (3.2), όπως αναλυτικά φαίνεται στον Πίν. 3.7. Παρατηρούμε ότι το μέγεθος L_{n} εξαρτάται, όπως είναι εύλογο, από τη σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας και από τη σχετική ηλιοφάνεια.

Διερεύνηση των συντελεστών των τύπων εκτίμησης της ακτινοβολίας

Στον Πίν. 3.6 και τον Πίν. 3.7, όπου έχουν κωδικοποιηθεί οι τύποι υπολογισμού της ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους, αντίστοιχα, έχουν οριστεί και ποσοτικοποιηθεί, μέσω τυπικών σχέσεων, ορισμένοι συντελεστές που δίνουν την επίδραση της ηλιοφάνειας και της υγρασίας στην ακτινοβολία. Οι σχέσεις που δίνουν τους συντελεστές αυτούς και οι παράμετροι που υπεισέρχονται σε αυτές είναι εμπειρικές και έχουν προκύψει μετά από μετρήσεις της ακτινοβολίας. Στους παραπάνω πίνακες δίνονται οι πλέον εύχρηστες σχέσεις και οι πλέον τυπικές τιμές των παραμέτρων, σημειώνεται όμως ότι η διεθνής βιβλιογραφία δίνει και εναλλακτικές σχέσεις ή παραμέτρους που συχνά δεν συμφωνούν μεταξύ τους. Πιο συγκεκριμένα, για την ακτινοβολία βραχέων κυμάτων, στον Πίν. 3.6 έχει εισαχθεί ο αδιάστατος συντελεστής απορρόφησης από την ατμόσφαιρα (Prescott) f_{S}, που δίνεται από τη σχέση

$$f_S = a_S + b_S\, n/N \tag{3.3}$$

με τυπικές τιμές των παραμέτρων $a_S = 0.25$ και $b_S = 0.50$. Οι Brutsaert (1982, σ. 135) και Βασιλόπουλος (1991, σ. 28) δημοσιεύουν πίνακες με επισκόπηση όλων των τιμών της βιβλιογραφίας· οι μέσοι όροι που προκύπτουν ταυτίζονται με τις πιο πάνω τυπικές τιμές. Οι Glover and McCulloch (1958) συσχέτισαν την παράμετρο a_S με το γεωγραφικό πλάτος φ και έδωσαν τις σχέσεις $a_S = 0.29 \cos \varphi$ και $b_S = 0.52$ (βλ. και Ward and Robinson, 1990, σ. 118). Για το μικρό εύρος του γεωγραφικού πλάτους της Ελλάδας οι συντελεστές κατά Glover and McCulloch (1958) γίνονται $a_S = 0.22$ και $b_S = 0.52$. Ο Βασιλόπουλος (1991, σ. 28) χρησιμοποίησε πρωτογενή δεδομένα των σταθμών του Αστεροσκοπείου Αθήνας και Αλιάρτου και εκτίμησε τις τιμές $a_S = 0.21$ και $b_S = 0.54$ για τον πρώτο, και $a_S = 0.24$ και $b_S = 0.55$ για το δεύτερο.

Πιο πολύπλοκη είναι η κατάσταση για την ακτινοβολία μακρών κυμάτων, στον υπολογισμό της οποίας, όπως φαίνεται στον Πίν. 3.7, υπεισέρχονται δύο αδιάστατοι συντελεστές, η καθαρή ικανότητα εκπομπής

$$\varepsilon_n = a_e - b_e \sqrt{e_a} \tag{3.4}$$

και ο συντελεστής επίδρασης της νέφωσης

$$f_L = a_L + b_L\, n/N \tag{3.5}$$

Για τον πρώτο, στον Πίν. 3.7 δίνονται δύο ζεύγη τυπικών τιμών: οι αυθεντικές κατά Penman (1948) και $a_e = 0.56$, $b_e = 0.08$ και οι νεότερες κατά Doorenbos and Pruitt (1977) $a_e = 0.34$, $b_e = 0.044$. Οι διαφορές που προκύπτουν στην εξάτμιση από τη χρήση του ενός ή του άλλου ζεύγους τιμών των παραμέτρων είναι σημαντικές· συγκεκριμένα με το δεύτερο ζεύγος τιμών οδηγούμαστε σε αρκετά μεγαλύτερες τιμές της εξάτμισης. Στην Ελλάδα δεν έχουν γίνει ως τώρα αναλύσεις ή προσαρμογές του συντελεστή αυτού και των παραμέτρων του, με αξιοποίηση τοπικών δεδομένων ακτινοβολίας μακρών κυμάτων, και έτσι υπάρχει αρκετή αβεβαιότητα. Παρόλο που το Υπουργείο Γεωργίας (1992) έχει υιοθετήσει τις τιμές των Doorenbos and Pruitt (1977), η εμπειρία έχει δείξει ότι οι αυθεντικές τιμές κατά Penman (1948) δίνουν ρεαλιστικότερες για τα ελληνικά δεδομένα τιμές, και γι' αυτό συστήνονται ως προτιμότερες, τουλάχιστον για τον υπολογισμό της εξάτμισης από υδάτινες επιφάνειες (βλ. και Ξανθόπουλος, 1984). Άλλωστε, η αριθμητική διερεύνηση που κάναμε, σε σύγκριση με τα αποτελέσματα νεότερων ακριβέστερων αναλύσεων, όπως αυτή του Croley (1989), δείχνει να προσαρμόζονται καλύτερα οι αυθεντικές τιμές κατά Penman (1948) (βλ. και μεθεπόμενη παράγραφο).

Για το δεύτερο συντελεστή, στον Πίν. 3.7 δίνονται οι τυπικές τιμές που αρχικά προτάθηκαν από τον Penman (1948), ήτοι $a_L = 0.1$ και $b_L = 0.9$. Κατά τον Brutsaert (1982), οι νεότερες μετρήσεις υποδεικνύουν $a_L = 0.2$ και $b_L = 0.80$.

Στην πραγματικότητα, οι τύποι υπολογισμού του μεγέθους L_n, όπως δίνονται στον Πίν. 3.7 αποτελούν μια απλούστευση που έγινε αρχικώς από τον Penman (1948) και εξακολουθεί να εφαρμόζεται στην πράξη από τους μηχανικούς μέχρι σήμερα. Ακριβέστερη διατύπωση δίνεται από τους Brutsaert (1982), Croley (1989) και Dingman (1994). Σύμφωνα με αυτή, η καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων πρέπει να προσδιορίζεται ως η διαφορά των ακτινοβολιών εκπομπής του εδάφους και της ατμόσφαιρας, ήτοι

$$L_n = \varepsilon_s \sigma (T_s + 273)^4 - \varepsilon_a f'_L \sigma (T_a + 273)^4 \qquad (3.6)$$

όπου T_s και T_a η θερμοκρασία της (εδαφικής ή υδάτινης) επιφάνειας και του αέρα (που γενικά διαφέρουν μεταξύ τους), αντίστοιχα, ε_s η ικανότητα εκπομπής της επιφάνειας, με τιμή αρκετά κοντά στη μονάδα (0.97), ε_a η ικανότητα εκπομπής της ατμόσφαιρας και f'_L συντελεστής επίδρασης της νέφωσης. Ο συντελεστής ε_a δίνεται από τον τύπο του Brunt (εδώ στην αυθεντική του μορφή)

$$\varepsilon_a = a'_a + b'_a \sqrt{e_a} \qquad (3.7)$$

Κατά τους Croley (1989) και Dingman (1994, σ. 189), $a'_a = 0.53$ και $b'_a = 0.065$ (για εναλλακτικές τιμές των παραμέτρων a'_a και b'_a καθώς και εναλλακτικούς τύπους και τρόπους υπολογισμού του ε_a συναρτήσει της τάσης ατμών ή/και της θερμοκρασίας, βλ. Brutsaert, 1982, σ. 140). Εξ άλλου ο συντελεστής επίδρασης της νέφωσης, κατά τους ίδιους, δίνεται από τη σχέση

$$f'_L = 1 + b'_L C \qquad (3.8)$$

όπου C το κλάσμα νέφωσης (βλ. εδάφιο 3.3.3) και b'_L παράμετρος με τιμή γύρω στο 0.40 (βλ. και Brutsaert 1982, σ. 142).

Μολονότι η εξίσωση (3.6) μπορεί να οδηγεί σε ακριβέστερο υπολογισμό της καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων, στην πραγματικότητα είναι δύσχρηστη, δεδομένου ότι απαιτεί τη μέτρηση της θερμοκρασίας σε δύο επίπεδα (επιφάνεια εδάφους ή νερού και ατμόσφαιρα). Τέτοιες ταυτόχρονες μετρήσεις, στην πράξη σπάνια είναι διαθέσιμες. Για το λόγο αυτό, κατά κανόνα ακολουθείται η απλοποίηση του Penman, όπως περιγράφεται στον Πίν. 3.7, η οποία απαιτεί τη γνώση της θερμοκρασίας του αέρα και μόνο.

Εφαρμογή 3.2.2

Στο μετεωρολογικό σταθμό Καστράκι της ΔΕΗ (συντεταγμένες φ = 38°45′, λ = 21°22′, H = 145 m), τα μηνιαία μετεωρολογικά δεδομένα του Οκτωβρίου 1986 ήταν: μέση θερμοκρασία T_a = 18.7°C, μέση σχετική υγρασία U = 68% και ώρες ηλιοφάνειας n =188.5. Να υπολογιστεί η μέση ημερήσια καθαρή ακτινοβολία βραχέων και μακρών κυμάτων για το μήνα αυτό (α) σε υδάτινη επιφάνεια και (β) σε τυπική εδαφική επιφάνεια που καλλιεργείται.

Σύμφωνα με τον Πίν. 3.5, θεωρούμε ως αντιπροσωπευτική ημέρα του Οκτωβρίου τη 16η του μήνα, η οποία έχει αριθμό ημέρας (μετρούμενο από την 1η Ιανουαρίου) J = 289. Σύμφωνα με τον Πίν. 3.2, την ημέρα αυτή η ηλιακή απόκλιση είναι

$$\delta = -0.409 \cos\left(\frac{2\pi}{365} \times 289 + 0.16\right) = -0.1677 \text{ rad}$$

Για γεωγραφικό πλάτος φ = 38°45′ = (38 + 45/60) × (π/180) rad = 0.6763 rad, η γωνία της ώρας δύσης ηλίου είναι

$$\omega_s = \arccos[-\tan(0.6763) \times \tan(-0.1684)] = 1.4339 \text{ rad},$$

και επομένως, η αστρονομική διάρκεια ημέρας είναι

$$N = (24 / \pi) \times 1.4339 = 10.95 \text{ h}.$$

(Η παραπάνω υπολογιστική διαδικασία ενδείκνυται όταν χρησιμοποιείται υπολογιστής. Διαφορετικά, στο ίδιο πρακτικώς αποτέλεσμα καταλήγουμε χρησιμοποιώντας τον Πίν. 3.4 με γραμμική παρεμβολή.)

Έτσι, η σχετική ηλιοφάνεια για τη μέση ημέρα του Οκτωβρίου 1986 ήταν

$$n / N = (188.5 / 31) / 10.95 = 0.56 = 56\%.$$

Εξ άλλου, η εκκεντρότητα την ίδια ημέρα είναι

$$d_r = 1 + 0.034 \cos\left(\frac{2\pi}{365} \times 289 - 0.05\right) = 1.0072$$

οπότε η εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία είναι

$$S_0 = \frac{1.367 \times 86\,400 \times 1.0072}{\pi} \times [1.4339 \times \sin(0.6763) \sin(-0.1677) +$$

$$\sin(1.4339) \cos(0.6763) \cos(-0.1677)] = 23\,174 \text{ kJ/m}^2\text{/d}.$$

(Στο ίδιο πρακτικώς αποτέλεσμα καταλήγουμε χρησιμοποιώντας τον Πίν. 3.3 με γραμμική παρεμβολή.)

Προχωρούμε τώρα στον υπολογισμό της καθαρής ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων, με βάση τον Πίν. 3.6. Δεχόμαστε λευκαύγεια α = 0.08 για την υδάτινη επιφάνεια και α = 0.25 για την επιφάνεια της καλλιέργειας. Ο συντελεστής απορρόφησης της ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων από την ατμόσφαιρα (Prescott) είναι

$$f_S = 0.25 + 0.50 \times 0.56 = 0.53$$

Κατά συνέπεια η μέση ημερήσια καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων κατά τον Οκτώβριο 1986 είναι:

α) για την υδάτινη επιφάνεια

$$S_n = (1 - 0.08) \times 0.53 \times 23\ 174 = 11\ 300\ \text{kJ/m}^2\text{/d}$$

β) για την επιφάνεια της καλλιέργειας

$$S_n = (1 - 0.25) \times 0.53 \times 23\ 174 = 9\ 212\ \text{kJ/m}^2\text{/d}$$

Προχωρούμε στη συνέχεια στον υπολογισμό της καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων, με βάση τον Πίν. 3.7, αφού υπολογίσουμε πρώτα την τάση υδρατμών με βάση τον Πίν. 3.1. Η τάση κορεσμού υδρατμών για θερμοκρασία T_a = 18.7°C είναι

$$e_* = 6.11 \times \exp\left(\frac{17.27 \times 18.7}{18.7 + 237.3}\right) = 21.57\ \text{hPa}$$

Για σχετική υγρασία U = 68%, η τάση υδρατμών είναι

$$e = 0.68 \times 21.57 = 14.67\ \text{hPa}.$$

Στον τύπο του Brunt, χρησιμοποιούμε τις παραμέτρους κατά Penman, a_e = 0.56, b_e = 0.08, για την περίπτωση της υδάτινης επιφάνειας και κατά Doorenbos and Pruitt, a_e = 0.34, b_e = 0.044, για την περίπτωση της καλλιέργειας. Έτσι, η καθαρή ικανότητα εκπομπής είναι στην πρώτη περίπτωση

$$\varepsilon_n = 0.56 - 0.08 \times \sqrt{14.67} = 0.254$$

και στη δεύτερη περίπτωση

$$\varepsilon_n = 0.34 - 0.044 \times \sqrt{14.67} = 0.171$$

Ο συντελεστής επίδρασης της νέφωσης είναι

$$f_L = 0.1 + 0.9 \times 0.56 = 0.604$$

Κατά συνέπεια η μέση ημερήσια καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων κατά τον Οκτώβριο 1986 ήταν:

α) για την υδάτινη επιφάνεια

$$L_n = 0.254 \times 0.604 \times 4.9 \times 10^{-6} \times (18.7 + 273)^4 = 5\ 434\ \text{kJ/m}^2\text{/d}$$

β) για την επιφάνεια της καλλιέργειας

$$L_n = 0.171 \times 0.604 \times 4.9 \times 10^{-6} \times (18.7 + 273)^4 = 3\ 674\ \text{kJ/m}^2\text{/d}$$

Τέλος η ολική καθαρή ενέργεια ακτινοβολίας είναι

α) για την υδάτινη επιφάνεια

$$R_n = S_n - L_n = 11\ 300 - 5\ 434 = 5\ 866\ \text{kJ/m}^2\text{/d}$$

β) για την επιφάνεια της καλλιέργειας

$$R_n = S_n - L_n = 9\ 212 - 3\ 674 = 5\ 538\ \text{kJ/m}^2\text{/d}$$

3.2.3 Ενεργειακό ισοζύγιο σε μοναδιαία επιφάνεια

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η *ολική καθαρή ενέργεια ακτινοβολίας* στην επιφάνεια της γης είναι

$$R_n = S_n - L_n \tag{3.9}$$

όπου όλα τα μεγέθη εκφράζονται ως ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου, π.χ. kJ/(m^2 d). Θεωρούμε έναν όγκο αναφοράς στην επιφάνεια της γης με μοναδιαία έκταση, στον οποίο εισρέει η ενέργεια R_n. Το μεγαλύτερο μέρος A αυτής της ενέργειας, γνωστό ως *διαθέσιμη ενέργεια*, είναι διαθέσιμο για να μετατραπεί σε αισθητή θερμότητα H και λανθάνουσα θερμότητα Λ, δηλαδή

$$A = H + \Lambda \tag{3.10}$$

Ένα μικρό συνήθως τμήμα της ενέργειας δαπανάται με άλλους τρόπους και συγκεκριμένα:

- διακινείται με αγωγή προς το έδαφος, ή με αγωγή και μεταφορά προς το υδάτινο σώμα (G)·
- δαπανάται για τις βιοχημικές διαδικασίες των φυτών (Q_B, της τάξης του 2% του R_n· Shuttleworth, 1993, σ. 4.9)·

- μπορεί να αποθηκεύεται προσωρινά (ιδίως στην περίπτωση δασών κτλ.) στον όγκο αναφοράς (Q_S)·
- μπορεί να μεταφέρεται οριζόντια (σε περιπτώσεις που εκδηλώνεται το λεγόμενο *φαινόμενο όασης*, διαφορετικά αμελείται) προς άλλες περιοχές (Q_h).

Κατά συνέπεια, η πλήρης εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου για το συγκεκριμένο όγκο αναφοράς μπορεί να γραφεί

$$R_n = H + \Lambda + G + Q_B + Q_S + Q_h \tag{3.11}$$

Στις περισσότερες περιπτώσεις της πράξης οι δευτερεύοντες όροι G, Q_B, Q_S και Q_h αμελούνται οπότε η (3.11) γίνεται

$$R_n \approx A = H + \Lambda \tag{3.12}$$

Δεδομένου ότι ο όρος R_n μπορεί να προσδιοριστεί με σχετική ακρίβεια, σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν στο εδάφιο 3.2.2, το σημαντικό πρόβλημα βρίσκεται στον επιμερισμό του R_n στις συνιστώσες του H και Λ. Αυτό δεν μπορεί να γίνει άμεσα, γιατί προϋποθέτει μια ακόμη εξίσωση.* Αυτή μπορεί να εξαχθεί με λεπτομερή ανάλυση της διεργασίας μεταφοράς μάζας κατά την εξάτμιση. Συνήθως επιχειρείται να προσδιοριστεί ο λόγος της αισθητής προς την λανθάνουσα θερμότητα, γνωστός ως λόγος Bowen:

$$B := \frac{H}{\Lambda} \tag{3.13}$$

Αν προσδιοριστεί ο όρος Λ, τότε η εξάτμιση εκφρασμένη σε όρους μάζας ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου, π.χ. σε kg/m^2/d, προκύπτει άμεσα από τη σχέση

$$E' = \frac{\Lambda}{\lambda} = \frac{A}{\lambda\,(1 + B)} \tag{3.14}$$

όπου λ η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης., Εκφρασμένη ως ισοδύναμο ύψος νερού στη μονάδα χρόνου, π.χ. σε mm/d, η εξάτμιση είναι

---

* Είναι προφανές ότι σε περίπτωση που οι δευτερεύοντες όροι της (3.11) είναι σημαντικοί, το πρόβλημα είναι μεγαλύτερο.

$$E = \frac{E'}{\rho} = \frac{\Lambda}{\rho\,\lambda} \tag{3.15}$$

όπου ρ η πυκνότητα του νερού (1000 kg/m^3). Στην πράξη τα μεγέθη E και E' συγχέονται γιατί έχουν αν εκφραστούν στις παραπάνω συνήθεις μονάδες έχουν ακριβώς την ίδια αριθμητική τιμή.

3.2.4 Μεταφορά μάζας

Από αεροδυναμική άποψη, η εξάτμιση μπορεί να θεωρηθεί ως μια *διεργασία διάχυσης* κατά την οποία οι υδρατμοί που βρίσκονται σε περίσσεια (σε κατάσταση κορεσμού) κοντά στην επιφάνεια εξάτμισης μεταφέρονται προς τα πάνω, όπου η συγκέντρωσή τους είναι μικρότερη· σ' αυτή τη μεταφορά σημαντικό ρόλο διαδραματίζει η τυρβώδης κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα. Η διάχυση διέπεται από το γενικό νόμο

$$G_z = -D\,\frac{dC}{dz} \tag{3.16}$$

όπου G_z είναι ο ρυθμός μεταφοράς μιας δεδομένης ιδιότητας ή ποσότητας κατά τη διεύθυνση z, C η συγκέντρωση αυτής της ιδιότητας και D χαρακτηριστικός συντελεστής, γνωστός ως *διαχυτότητα* (diffusivity) της ιδιότητας στο ρευστό.

Στην περίπτωση της εξάτμισης και για κατακόρυφο άξονα z, ο ρυθμός μεταφοράς ταυτίζεται με το ρυθμό εξάτμισης (εκφρασμένο σε όρους μάζας) E', ενώ η συγκέντρωση ταυτίζεται με την πυκνότητα υδρατμών ρ_v (βλ. εδάφιο 2.1.1), οπότε η (3.16) παίρνει την ακόλουθη μορφή (νόμος του Fick)

$$E' = -D_\mathrm{v}\,\frac{d\rho_\mathrm{v}}{dz} \tag{3.17}$$

όπου D_v η διαχυτότητα των υδρατμών στον αέρα με τυρβώδη κίνηση. Από τις σχέσεις του εδαφίου 2.1.1 υπολογίζουμε ότι

$$\rho_\mathrm{v} = \frac{\varepsilon\, e}{p - (1-\varepsilon)\, e}\,\rho_\mathrm{a} \tag{3.18}$$

Αν αμελήσουμε τον όρο $(1-\varepsilon)\,e$, μπροστά στον πολύ μεγαλύτερο όρο p στον παρονομαστή της (3.18), και θεωρήσουμε ότι το πηλίκο ρ_a / p δεν

μεταβάλλεται με το ύψος, σε σχέση με την κατά πολύ μεγαλύτερη μεταβολή του e, τότε μπορούμε να γράψουμε την (3.17) στη μορφή

$$E' = -D_v \frac{\varepsilon \rho_a}{p} \frac{de}{dz} \tag{3.19}$$

Η παραπάνω διαφορική εξίσωση δεν είναι άμεσα ολοκληρώσιμη επειδή η διαχυτότητα D_v δεν είναι σταθερή αλλά μεταβάλλεται με το ύψος z. Ειδικότερα, η διαχυτότητα υδρατμών D_v θεωρείται ανάλογη της *διαχυτότητας ορμής* (που είναι γνωστή και ως *στροβιλώδης συνεκτικότητα*) D_M. Η τελευταία παράμετρος υπεισέρχεται στην εξίσωση διάχυσης ορμής

$$\tau = D_M \rho_a \frac{du}{dz} \tag{3.20}$$

όπου τ ο ρυθμός διάχυσης της ορμής, που ταυτίζεται με την οριζόντια διατμητική τάση στο πεδίο ταχυτήτων του ανέμου, και u η ταχύτητα ανέμου. Η (3.20) είναι συνέπεια της γενικής εξίσωσης διάχυσης (3.16) για τη διάχυση ορμής στη συνοριακή στοιβάδα της ατμόσφαιρας (βλ. και Chow κ.ά, 1988, σ. 84), δηλαδή για $C = \rho_a u$ (= ορμή ανά μονάδα μάζας) και $G_x = \tau$, με την επιπλέον υπόθεση ότι στη συνοριακή στοιβάδα της ατμόσφαιρας (τουλάχιστον στο κατώτερο τμήμα της που ενδιαφέρει εδώ) μπορεί να θεωρηθεί ότι η πυκνότητα του αέρα είναι πρακτικώς σταθερή.

Συνδυάζοντας τις (3.19) και (3.20) παίρνουμε

$$\frac{de}{dz} = -\frac{D_M}{D_v} \frac{E'}{\tau} \frac{p}{\varepsilon} \frac{du}{dz} \tag{3.21}$$

Μπορεί να θεωρηθεί ότι στο κατώτερο τμήμα της συνοριακής στοιβάδας της ατμόσφαιρας δεν μεταβάλλονται με το ύψος z: (α) ο λόγος D_M / D_v, (β) η ροή υδρατμών E', (γ) η διατμητική τάση τ και (δ) η πίεση p. Με αυτές τις συνθήκες η (3.21) ολοκληρώνεται άμεσα ανάμεσα στις στάθμες z_1 και z_2, και δίνει

$$e_1 - e_2 = \frac{D_M}{D_v} \frac{E'}{\tau} \frac{p}{\varepsilon} (u_2 - u_1) \tag{3.22}$$

όπου οι τάσεις υδρατμών e_1 και e_2, και οι ταχύτητες u_1 και u_2 αναφέρονται στις στάθμες z_1 και z_2, αντίστοιχα.

Στην περιοχή της συνοριακής στοιβάδας πάνω από την επιφάνεια του εδάφους ή του νερού μπορούμε να δεχτούμε το λογαριθμικό νόμο διανομής ταχυτήτων στο πεδίο ροής του ανέμου, δηλαδή

$$u = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \qquad (3.23)^*$$

όπου $k = 0.4$ η σταθερά του von Karman, z_0 η παράμετρος τραχύτητας της επιφάνειας και u_* η ταχύτητα τριβής που δίνεται από τη σχέση

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho_a} \qquad (3.24)$$

Η διαδοχική εφαρμογή της (3.23) για στάθμες z_1 και z_2 και ο συνδυασμός με την (3.24) μας επιτρέπει μετά από πράξεις να υπολογίσουμε το μέγεθος τ:

$$\tau = \rho_a \left[\frac{k\,(u_2 - u_1)}{\ln\,(z_2 / z_1)}\right]^2 \qquad (3.25)$$

Τέλος, με αντικατάσταση του τ στην (3.22) και επίλυση ως προς E' παίρνουμε την ακόλουθη αεροδυναμική έκφραση της εξάτμισης, γνωστή ως *εξίσωση Thornthwaite-Holtzman*

$$E' = \frac{D_v\, \rho_a\, \varepsilon\, k^2}{D_M\, [\ln\,(z_2 / z_1)]^2}\,(u_2 - u_1)\,(e_1 - e_2) \qquad (3.26)$$

Για την εφαρμογή της παραπάνω εξίσωσης θα πρέπει να είναι γνωστή (μετά από μετρήσεις) η ταχύτητα ανέμου και η τάση υδρατμών σε δύο στάθμες z_1 και z_2 πάνω από την επιφάνεια αναφοράς. Η εξίσωση μπορεί να απλοποιηθεί σχετικά, αν θεωρήσουμε $z_1 = z_0$. Τότε θα είναι $u_1 = 0$, ενώ μπορεί να θεωρηθεί ότι οι υδρατμοί στην περιοχή της επιφάνειας είναι

---

* Ακριβέστερα, στη θέση του z στην εξίσωση (3.23) πρέπει να τεθεί $z - d_0$, όπου d_0 είναι μια παράμετρος με διαστάσεις μήκους και μέγεθος μικρότερο (περίπου 70%) του ύψους των εμποδίων που δημιουργούν την τραχύτητα (π.χ. του ύψους της φυτοκάλυψης που υπάρχει στην περιοχή). Ισοδύναμα, μπορεί να χρησιμοποιείται η (3.23) ως έχει, αλλά να τοποθετείται το επίπεδο αναφοράς $z = 0$ σε ύψος d_0 (βλ. Brutsaert, 1982, σ. 59· Dingman, 1994, σ. 525). Πάντως, για ύψη αρκετά μεγαλύτερα του ύψους της φυτοκάλυψης, η λεπτομέρεια αυτή δεν έχει σημασία.

κορεσμένοι, οπότε $e_1 = e_*(T_s)$, όπου T_s η θερμοκρασία στην επιφάνεια. Με αυτά τα δεδομένα και παραλείποντας για ευκολία συμβολισμού το δείκτη 2, η (3.26) παίρνει την μορφή

$$E' = \frac{D_v\, \varepsilon\, \rho_a\, k^2}{D_M\, p\, [\ln (z/z_0)]^2}\, u\, [e_*(T_s) - e] \tag{3.27}$$

η οποία δείχνει ότι ο ρυθμός εξάτμισης είναι ανάλογος της ταχύτητας ανέμου και της διαφοράς τάσης ατμών $e_*(T_s) - e$. Η εφαρμογή αυτής της εξίσωσης προϋποθέτει τη μέτρηση της ταχύτητας ανέμου και της τάσης υδρατμών σε μια στάθμη πάνω από το έδαφος, καθώς και της θερμοκρασίας στην επιφάνεια που εξατμίζει.

Η εξίσωση (3.27) γράφεται εναλλακτικά και στη μορφή

$$E' = \frac{\varepsilon\, \rho_a}{p\, r_a}\, [e_*(T_s) - e] \tag{3.28}$$

όπου η μεταβλητή r_a, που εμπεριέχει τόσο τις διάφορες σταθερές όσο και την ταχύτητα ανέμου (στον παρονομαστή), ονομάζεται *αεροδυναμική αντίσταση* και έχει διαστάσεις $[TL^{-1}]$ (συνήθεις μονάδες s/m).

Παρά τη (σχετική) θεωρητική συνέπεια των παραπάνω αναλύσεων και εξισώσεων, στην πράξη χρησιμοποιείται ευρύτερα μια ελαφρώς διαφορετική, εμπειρικά προσδιορισμένη και ταυτόχρονα πιο γενικευμένη εξίσωση μεταφοράς, της μορφής

$$E' = F(u)\, [e_*(T_s) - e] \tag{3.29}^*$$

όπου $F(u)$ γραμμική συνάρτηση της μορφής $F(u) = \alpha + \beta\, u$ με συντελεστές α και β εμπειρικά προσδιορισμένους.

Η εξίσωση μεταφοράς, σε οποιαδήποτε από τις παραπάνω μορφές της, απαιτεί για την εφαρμογή της αρκετές μετρήσεις μετεωρολογικών μεταβλητών, και μάλιστα σε δύο στάθμες. Όπως θα δούμε στην ενότητα

---

* Η εξίσωση αυτή προκύπτει ήδη από τη μελέτη του Dalton που δημοσιεύτηκε το 1802 (παρόλο που στη μελέτη αυτή δεν διατυπώνεται με το συγκεκριμένο συμβολισμό), ενώ προτάθηκε και από άλλους ερευνητές κατά το 19ο αιώνα (βλ. Brutsaert, 1982, σ. 31)· μεταξύ αυτών είναι και ο Stelling, με το όνομα του οποίου έμεινε γνωστή στη βιβλιογραφία.

3.4, μπορεί να συνδυαστεί με την εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου, οπότε αρκεί να γίνουν οι μετρήσεις σε μία μόνο στάθμη.

3.2.5 Η ροή αισθητής θερμότητας και ο λόγος Bowen

Σύμφωνα με τις εξισώσεις (3.14) και (3.27), η ροή λανθάνουσας θερμότητας προς την ατμόσφαιρα είναι

$$\Lambda = \frac{D_{\mathrm{v}}\, \varepsilon\, \lambda\, \rho_{\mathrm{a}}\, k^2}{D_{\mathrm{M}}\, p\, [\ln (z/z_0)]^2}\, u\, [e_*(T_{\mathrm{s}}) - e] \tag{3.30}$$

Με παρόμοιο τρόπο μπορούμε να βρούμε τη ροή αισθητής θερμότητας. Στην περίπτωση αυτή, εφαρμόζοντας το γενικό νόμο (3.16) για $C = \rho_{\mathrm{a}}\, c_{\mathrm{a}}\, T$, $D = D_H$ και $G_z = H$, παίρνουμε, μετά από υπολογιστική διαδικασία σχεδόν ταυτόσημη με αυτή του εδαφίου 3.2.4,

$$H = \frac{D_H\ c_p\, \rho_{\mathrm{a}}\, k^2}{D_{\mathrm{M}}\, [\ln (z/z_0)]^2}\, u\, (T_{\mathrm{s}} - T_{\mathrm{a}}) \tag{3.31}$$

όπου T_{a} η θερμοκρασία του αέρα, μετρημένη σε στάθμη ίδια με αυτή που έχει μετρηθεί η ταχύτητα ανέμου. Κατά συνέπεια ο λόγος Bowen (βλ. εξ. (3.13)), μετά από διαίρεση των (3.31) και (3.30) και με δεδομένο ότι $D_H \approx D_{\mathrm{v}}$, προκύπτει

$$B = \frac{c_p\, p}{\varepsilon\, \lambda}\ \frac{T_{\mathrm{s}} - T_{\mathrm{a}}}{e_*(T_{\mathrm{s}}) - e} \tag{3.32}$$

Παρατηρούμε ότι το πρώτο κλάσμα στο δεξί μέλος της (3.32) ταυτίζεται με τον ψυχρομετρικό συντελεστή (βλ. Πίν. 3.1), οπότε παίρνουμε την ακόλουθη τελική έκφραση του λόγου Bowen

$$B = \gamma\ \frac{T_{\mathrm{s}} - T_{\mathrm{a}}}{e_*(T_{\mathrm{s}}) - e} \tag{3.33}$$

Από την (3.33) γίνεται σαφές ότι η εκτίμηση του λόγου Bowen προϋποθέτει τη μέτρηση της θερμοκρασίας τόσο στην επιφάνεια που εξατμίζει όσο και στην ατμόσφαιρα, καθώς και τη μέτρηση της υγρασίας στην ατμόσφαιρα.

3.3 Μετεωρολογικό πλαίσιο

3.3.1 Η εξάτμιση ως μετεωρολογική μεταβλητή

Η φυσική εξάτμιση και η φυσική εξατμοδιαπνοή, όπως και η βροχόπτωση, είναι μετεωρολογικές μεταβλητές με μεγάλο υδρολογικό ενδιαφέρον, και επομένως θα ήταν ιδιαίτερα χρήσιμη η συστηματική μέτρηση και καταγραφή τους. Ωστόσο, αντίθετα από τη βροχόπτωση, η φυσική εξάτμιση και εξατμοδιαπνοή είναι πολύ δύσκολο να μετρηθούν με αξιόπιστο τρόπο: τα υγρά ή στερεά κατακρημνίσματα είναι εύκολο να συλλεγούν και να μετρηθούν, ενώ αντίθετα οι υδρατμοί της εξάτμισης διαχέονται στον αέρα και δεν μπορούν να μετρηθούν με τον ίδιο τρόπο.

Έμμεση μέτρηση της εξάτμισης προκύπτει αν, αντί της μάζας των υδρατμών που προστίθενται στην ατμόσφαιρα, μετρηθεί η απώλεια νερού από μια υδάτινη επιφάνεια. Αυτή είναι η αρχή λειτουργίας των *εξατμισιμέτρων*, τα οποία είναι μικρές λεκάνες γεμάτες με νερό. Η μέτρηση της διαφοράς της στάθμης του νερού ΔH στη λεκάνη, για μια δεδομένη περίοδο, καθιστά εφικτή την εκτίμηση της εξάτμισης από την προφανή σχέση

$$E_{\mathrm{m}} = P - \Delta H \tag{3.34}$$

όπου E_{m} η εξάτμιση του εξατμισιμέτρου και P η βροχόπτωση, ενώ η διαφορά ΔH λαμβάνεται θετική όταν η στάθμη στο εξατμισίμετρο αυξάνεται.

Ωστόσο, με τον τρόπο αυτό είναι σαφές ότι δεν μετράμε πλέον τη φυσική εξάτμιση, αλλά την εξάτμιση από το συγκεκριμένο όργανο, το οποίο προφανώς τροποποιεί στην περιοχή του τη φυσική διεργασία της εξάτμισης. Έτσι, η μέτρηση από μια μικρή λεκάνη δεν είναι αντιπροσωπευτική της εξάτμισης από μια φυσική λίμνη. Ειδικότερα, η μικρή έκταση (της τάξης του ενός ή μερικών m^2) της λεκάνης του εξατμισιμέτρου σε σχέση με την έκταση μιας λίμνης της τάξης π.χ. μερικών km^2 έχει αποτέλεσμα τη μεγέθυνση της εξάτμισης από αυτό λόγω του φαινομένου όασης (βλ. εδάφιο 3.2.3). Στο ίδιο συντείνει και η διαφορά κλίμακας στον όγκο του νερού: ο μικρός όγκος νερού του εξατμισιμέτρου με τη μικρή θερμοχωρητικότητά του, το καλοκαίρι υπερθερμαίνεται με αποτέλεσμα την αύξηση της εξάτμισης. Έτσι, η εξάτμιση της λίμνης είναι μικρότερη από την εξάτμιση του εξατμισιμέτρου, δηλαδή

$$E = k\,E_{\mathrm{m}} \tag{3.35}$$

όπου k (< 1) ο λεγόμενος *συντελεστής εξατμισιμέτρου*, ο οποίος εξαρτάται από τη γεωμετρία του οργάνου, από τις συνθήκες του περιβάλλοντα χώρου και τις μετεωρολογικές συνθήκες (υγρασία, ταχύτητα ανέμου κ.ά).

Διάφοροι τύποι εξατμισιμέτρων έχουν χρησιμοποιηθεί διεθνώς. Ο πιο διαδεδομένος είναι η *λεκάνη τύπου Α* (class A pan) του U.S. Weather Bureau, μια κυλινδρική λεκάνη από γαλβανισμένο σίδηρο διαμέτρου 121.9 cm και ύψους 25.4 cm (εσωτερικές διαστάσεις), η οποία τοποθετείται πάνω σε ξύλινη εσχάρα σε απόσταση 10-20 cm από το έδαφος. Η *βυθισμένη λεκάνη τύπου Colorado* (Colorado sunken pan) είναι τετραγωνική με πλευρά 91.5 cm και βάθος 45.7 cm και τοποθετείται μέσα στο έδαφος με τα χείλη της να προεξέχουν κατά 10 cm. Η *τυποποιημένη Βρετανική λεκάνη* (UK British standard pan), η οποία αρχικώς χρησιμοποιήθηκε στις ΗΠΑ, είναι κυκλική διαμέτρου 1.83 m και ύψους 61 cm και τοποθετείται μέσα στο έδαφος με τα χείλη της να προεξέχουν κατά 10 cm. Η *λεκάνη GGI-3000* που αναπτύχθηκε στην πρώην Σοβιετική Ένωση και χρησιμοποιείται κυρίως στην Ανατολική Ευρώπη, είναι κυλινδρική με κωνική βάση και διάμετρο 61.8 cm· το ύψος της είναι 60 cm στο όριο και 68.5 cm στο κέντρο, και τα χείλη της τοποθετούνται 7.5 cm έξω από το έδαφος. Τέλος, η *λεκάνη 20 m^2* αναπτύχθηκε επίσης στην πρώην Σοβιετική Ένωση, είναι κυλινδρική με διάμετρο 5 m και ύψος 2 m, και τα χείλη της τοποθετούνται 7.5 cm έξω από το έδαφος.

Τυπικές τιμές του συντελεστή εξατμισιμέτρου, σε ετήσια βάση, για τους παραπάνω τύπους λεκανών είναι: 0.70 για τη λεκάνη τύπου Α, 0.80 για τη λεκάνη Colorado, 0.92 για την τυποποιημένη Βρετανική λεκάνη, 0.82 για τη λεκάνη GGI-3000 και σχεδόν 1 για λεκάνη 20 m^2 (Brutsaert, 1982, σ. 253). Παρατηρούμε ότι οι μεγαλύτερες λεκάνες και αυτές που τοποθετούνται μέσα στο έδαφος είναι πιο αξιόπιστες (αλλά και πιο ακριβές). Οι τιμές του συντελεστή k δεν είναι σταθερές στη διάρκεια του έτους, αλλά μεταβάλλονται σημαντικά, ανάλογα με τις μετεωρολογικές συνθήκες.

Η εξίσωση (3.35) εφαρμόζεται και για τον προσδιορισμό της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς, αλλά με διαφορετικές τιμές του συντελεστή εξατμισιμέτρου. Για αυτή την περίπτωση, οι Doorenbos and Pruitt (1977· βλ. και Shuttleworth, 1993, σ. 4.24) δίνουν τιμές του συντελεστή εξατμισιμέτρου για τη λεκάνη τύπου Α συναρτήσει των συνθηκών

του περιβάλλοντα χώρου και των μετεωρολογικών συνθηκών (υγρασία και ταχύτητα ανέμου).

Από τα παραπάνω συνάγεται ότι ο προσδιορισμός της εξάτμισης από τις μετρήσεις των εξατμισιμέτρων δεν είναι αξιόπιστος, ειδικά σε κλίμακα μικρότερη της ετήσιας, λόγω της αβεβαιότητας γύρω από την τιμή του συντελεστή εξατμισιμέτρου. Μάλιστα, στην Ελλάδα πολλά εξατμισίμετρα λειτουργούν χωρίς ιδιαίτερη προσοχή από τους παρατηρητές με αποτέλεσμα τα δεδομένα τους να είναι συχνά εσφαλμένα. Ας σημειωθεί ότι προβλήματα στις μετρήσεις του εξατμισιμέτρου δημιουργούν η εσφαλμένη μεταφορά της ένδειξης του βροχομέτρου, η μη συστηματική καταγραφή των ποσοτήτων νερού που προστίθενται στη λεκάνη (όταν πέφτει η στάθμη), η διαρροή από τυχόν οξειδωμένα τοιχώματα της λεκάνης, καθώς και η πόση νερού από ζώα και πουλιά. Για την αντιμετώπιση του τελευταίου προβλήματος συχνά τοποθετείται μεταλλική εσχάρα στο χείλος της λεκάνης, αλλά και αυτή δημιουργεί άλλα προβλήματα, γιατί επηρεάζει το φαινόμενο (μειώνει την εξάτμιση κατά 10-20%, ανάλογα με το είδος της εσχάρας· Shuttleworth, 1993, σ. 4.22).

Αντίστοιχο όργανο με το εξατμισίμετρο για τη μέτρηση της εξατμοδιαπνοής είναι το *λυσίμετρο*. Πρόκειται για στεγανή λεκάνη διαμέτρου 0.5-2.0 m, γεμάτη με χώμα, στο οποίο έχουν φυτευτεί φυτά. Με μέτρηση του βάρους του περιεχομένου είναι δυνατή η εκτίμηση της διαφοράς της περιεκτικότητας σε νερό και συνεπώς της εξατμοδιαπνοής. Το όργανο είναι αρκετά πολύπλοκο, ευαίσθητο (λόγω της ανάγκης για ακριβή προσδιορισμό των μεταβολών βάρους) και ακριβό. Έτσι, τέτοια όργανα χρησιμοποιούνται μόνο για ερευνητικούς σκοπούς και δεν περιέχονται στις τυπικές διατάξεις μετεωρολογικών σταθμών. Άλλες μικρομετεωρολογικές μέθοδοι προσδιορισμού της εξάτμισης, που επίσης δεν ανήκουν στην κατηγορία των τεχνικών της κοινής υδρομετεωρολογικής πράξης, επισκοπούνται από τον Shuttleworth (1993, σσ. 4.26-4.30).

Για τους παραπάνω λόγους, είναι κατά κανόνα προτιμότερος ο έμμεσος προσδιορισμός της εξάτμισης και της (δυνητικής) εξατμοδιαπνοής, με βάση μετρήσεις άλλων μετεωρολογικών μεταβλητών που τις επηρεάζουν, όπως είναι η ηλιακή και η γήινη ακτινοβολία, η ηλιοφάνεια, η θερμοκρασία, η σχετική υγρασία, η ταχύτητα ανέμου και (λιγότερο) η ατμοσφαιρική πίεση. Στα παρακάτω εδάφια δίνονται συνοπτικά στοιχεία για τις μεταβλητές αυτές και τον τρόπο μέτρησής τους, ενώ στην ενότητα 3.4

δίνονται οι μέθοδοι προσδιορισμού της εξάτμισης και εξατμοδιαπνοής με συνδυασμό των δεδομένων αυτών των μεταβλητών.

3.3.2 Ηλιακή και γήινη ακτινοβολία

Όπως είδαμε, η καθαρή ακτινοβολία τροφοδοτεί ενεργειακά την εξάτμιση και, επομένως, η μέτρησή της είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για τον προσδιορισμό της τελευταίας. Υπάρχει μια μεγάλη ποικιλία οργάνων για τη μέτρηση της ακτινοβολίας, τα οποία είναι εξειδικευμένα για μία ή περισσότερες συνιστώσες της (μικρού ή μεγάλου μήκους κύματος, εισερχόμενη, εξερχόμενη ή καθαρή). Τα όργανα μέτρησης της ακτινοβολίας χρησιμοποιούν κυρίως θερμοηλεκτρικά, φωτοηλεκτρικά, πυροηλεκτρικά ή διμεταλλικά στοιχεία ως αισθητήρες. Γενικά, η μέτρηση της γήινης ακτινοβολίας μακρών κυμάτων είναι δυσκολότερη από τη μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας, για το λόγο ότι το όργανο μέτρησης εκπέμπει θερμική ακτινοβολία στο ίδιο πρακτικώς μήκος κύματος με τη γήινη ακτινοβολία και επηρεάζει έτσι την μετρούμενη ποσότητα.

Τα συνήθη όργανα μέτρησης της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας είναι το *πυρηλιόμετρο* για τη μέτρηση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας (δηλαδή της ακτινοβολίας που προέρχεται απευθείας απ' τον ήλιο, χωρίς τη διαχεόμενη), το *ηλιοφωτόμετρο* για τη μέτρηση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας με διάκριση του μήκους κύματος, το *πυρανόμετρο* για τη μέτρηση της *σφαιρικής* ηλιακής ακτινοβολίας (συμπεριλαμβάνοντας και τη διαχεόμενη, για στερεά γωνία 2π sterad), ή της ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας (αν τοποθετηθεί ανάστροφα), το *καθαρό πυρανόμετρο* για τη μέτρηση της καθαρής ηλιακής ακτινοβολίας (για στερεά γωνία 4π sterad), το *πυργεώμετρο*, για τη μέτρηση της προς τα πάνω ή προς τα κάτω (για στερεά γωνία 2π sterad) ακτινοβολίας μακρών κυμάτων, το *πυρακτινόμετρο* για τη μέτρηση της εισερχόμενης ή εξερχόμενης ολικής ακτινοβολίας (για στερεά γωνία 2π sterad), και το *καθαρό πυρακτινόμετρο* για τη μέτρηση ολικής καθαρής ακτινοβολίας (για στερεά γωνία 4π sterad). Λεπτομέρειες για τα όργανα, τις τεχνικές και την ακρίβεια των μετρήσεων δίνονται από τον World Meteorological Organization (1983).

Όταν απουσιάζουν οι μετρήσεις, οι διάφορες συνιστώσες της ακτινοβολίας μπορούν να εκτιμηθούν με βάση τις εμπειρικές εξισώσεις του εδαφίου 3.2.2.

3.3.3 Ηλιοφάνεια και νέφωση

Η διάρκεια ηλιοφάνειας, όπως είδαμε στο εδάφιο 3.2.2, επηρεάζει την καθαρή ακτινοβολία τόσο των βραχέων, όσο και των μακρών κυμάτων, και γι' αυτό είναι χρήσιμη για την εκτίμηση της καθαρής ακτινοβολίας όταν δεν υπάρχουν άμεσες μετρήσεις. Τυπικό όργανο μέτρησης είναι ο ηλιογράφος, μια γυάλινη σφαίρα που συγκεντρώνει τις ακτίνες του ήλιου σε ένα συγκεκριμένο σημείο μιας χάρτινης ταινίας, με αποτέλεσμα να καίει το χαρτί σε αυτό το σημείο· το ίχνος όπου συγκεντρώνονται οι ακτίνες μετακινείται με τη θέση του ήλιου και έτσι από την πορεία του καμένου ή όχι ίχνους μπορεί να βρεθεί η διάρκεια ηλιοφάνειας. Νεότερα όργανα ανιχνεύουν τη δημιουργία ή όχι σκιάς με βάση φωτοηλεκτρικά στοιχεία διατεταγμένα περιμετρικά γύρω από ένα κατακόρυφο στοιχείο· η ύπαρξη σκιάς ερμηνεύεται ως παρουσία ηλιοφάνειας.

Σχετικό μέγεθος με την ηλιοφάνεια είναι και η νέφωση ή νεφοκάλυψη. Εκφράζει ποσοτικά το μέρος του ουράνιου θόλου που είναι καλυμμένο από σύννεφα. Τυπικά εκφράζεται σε κλίμακα από 0 έως 10 δέκατα (παλιότερα εκφράζονταν σε όγδοα) και καταγράφεται από έμπειρους παρατηρητές. Αν C είναι η μέση ημερήσια νέφωση, εκτιμημένη από διαδοχικές παρατηρήσεις, τότε η αντίστοιχη σχετική ηλιοφάνεια (διάρκεια ηλιοφάνειας προς διάρκεια ημέρας) είναι (Brutsaert, 1982, σ. 132)

$$n / N \approx 1 - C \tag{3.36}$$

ή γενικότερα

$$n / N = \alpha - \beta\, C \tag{3.37}$$

Οι Doorenbos and Pruitt (1977, σ. 19) δίνουν πίνακες μετατροπής της νέφωσης σε ηλιοφάνεια, κατάλληλους για υπολογισμούς εξάτμισης. Ουσιαστικά οι πίνακες αυτοί ισοδυναμούν με την (3.37) με $\alpha = 0.95$ και $\beta = 0.8$ για $C \leq 0.75$ και $\alpha = \beta = 1.4$ για $C \geq 0.75$.

3.3.4 Θερμοκρασία

Η επίδραση της θερμοκρασίας στην εξάτμιση έχει γίνει καταφανής από την ανάλυση των προηγούμενων ενοτήτων και άλλωστε είναι αντιληπτή ακόμη και διαισθητικά. Οι μετρήσεις της θερμοκρασίας είναι απαραίτητες σε οποιαδήποτε μέθοδο υπολογισμού της εξατμοδιαπνοής· μάλιστα,

όπως θα δούμε στην ενότητα 3.5, υπάρχουν μέθοδοι προσεγγιστικής εκτίμησης της εξάτμισης που στηρίζονται μόνο σε δεδομένα θερμοκρασίας.

Η μέτρηση της θερμοκρασίας είναι εύκολη και άλλωστε όλοι είμαστε εξοικειωμένοι μ' αυτή. Τα τυπικά θερμόμετρα που χρησιμοποιούνται στις μετεωρολογικές μετρήσεις διακρίνονται σε *συνήθη*, για περιοδικές μετρήσεις (π.χ. από 1 έως 4 ανά ημέρα), *μεγίστου* (υδραργυρικά, με στραγγαλισμό στη βάση), *ελαχίστου* (με αλκοόλη, παρασύρει το δείκτη με επιφανειακή τάση) ή και συνδυασμένα *μεγίστου-ελαχίστου*. Η ακρίβεια των μετρήσεων απαιτεί την καλύτερη δυνατή προστασία των θερμομέτρων από την ηλιακή ακτινοβολία (άμεση ή έμμεση). Πράγματι, το οποιοδήποτε θερμόμετρο δεν μετρά τίποτε περισσότερο από την ίδια τη θερμοκρασία του, που πρέπει να ταυτίζεται μ' αυτή του σημείου που χρειάζεται μέτρηση· η παρουσία ηλιακής ακτινοβολίας δεν επηρεάζει τη θερμοκρασία του αέρα, αλλά το θερμόμετρο που τυχόν εκτίθεται σ' αυτή επηρεάζεται πολύ λόγω απορρόφησης της ακτινοβολίας. Τυπικά, τα θερμόμετρα τοποθετούνται μέσα σε *μετεωρολογικούς κλωβούς*, δηλαδή περσιδωτά ξύλινα κουτιά που εξασφαλίζουν σκίαση επιτρέποντας την ελεύθερη κυκλοφορία του αέρα.

Η συνεχής καταγραφή της θερμοκρασίας γίνεται με *θερμογράφο*, όργανο με τύμπανο καταγραφής και μηχανικό αισθητήρα, του οποίου η λειτουργία κατά κανόνα βασίζεται σε διμεταλλικό έλασμα που η συστολή ή διαστολή του μετακινεί κατάλληλα τη θέση της ακίδας καταγραφής. Πιο σύγχρονα όργανα, τα οποία κυρίως χρησιμοποιούνται σε αυτόματους μετεωρολογικούς σταθμούς βασίζονται στη μέτρηση της ηλεκτρικής αντίστασης θερμικά ευαίσθητων στοιχείων ή σε θερμίστορ (ημιαγωγούς με χαρακτηριστικά που εξαρτώνται έντονα από τη θερμοκρασία).

Στην τυπική παρουσίαση των μετρήσεων θερμοκρασίας δίνονται η μέση, μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία σε ημερήσια βάση καθώς και οι μέσοι όροι αυτών σε μηνιαία βάση. Η μέγιστη και ελάχιστη ημερήσια θερμοκρασία προκύπτουν από άμεσες αναγνώσεις είτε των θερμομέτρων μεγίστου και ελαχίστου, είτε της ταινίας του θερμογράφου (θερμογράφημα). Η μέση ημερήσια θερμοκρασία προκύπτει με ακρίβεια από ολοκλήρωση του ημερήσιου θερμογραφήματος, και προσεγγιστικά είτε ως ο σταθμισμένος μέσος όρος των (τουλάχιστον τριών) μετρήσεων σε

συγκεκριμένες ώρες της ημέρας, είτε ως το ημιάθροισμα της μέγιστης και ελάχιστης ημερήσιας θερμοκρασίας.

Η επεξεργασία των θερμοκρασιακών δεδομένων σε μηνιαία κλίμακα μπορεί κατ' αρχήν να γίνει με μεθόδους σαν αυτές που έχουν περιγραφεί στο κεφάλαιο 2 για τις βροχοπτώσεις. Ειδικότερα, η ισχυρή εξάρτηση της θερμοκρασίας με το υψόμετρο μπορεί να αξιοποιηθεί κατά την επεξεργασία των χρονοσειρών. Για παράδειγμα, η επιφανειακά μέση θερμοκρασία μιας λεκάνης που περιλαμβάνει ένα σταθμό μέτρησης θερμοκρασίας, μπορεί να γίνει από τη σχέση

$$T_S = T_\sigma - \alpha\,(z_S - z_\sigma) \tag{3.38}$$

όπου T_S και T_σ η θερμοκρασία της λεκάνης (επιφανειακά μέση) και του σταθμού, αντίστοιχα, z_S και z_σ το υψόμετρο της λεκάνης (μέσο) και του σταθμού, αντίστοιχα, και α ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας με το υψόμετρο, γνωστός ως *θερμοκρασιακή βαθμίδα* ή *θερμοβαθμίδα*. Τυπικά, για αύξηση του υψομέτρου κατά 1000 m παρατηρείται μείωση της θερμοκρασίας κατά 6.5°C, δηλαδή α = 6.5°C / 1000 m = 0.0065°C/m. Βεβαίως, η τιμή αυτή μεταβάλλεται γεωγραφικά και χρονικά· η ακριβής τιμή για μια δεδομένη περιοχή και περίοδο μπορεί να προσδιορίζεται χρησιμοποιώντας δεδομένα μερικών σταθμών της περιοχής, όπως αναλυτικότερα φαίνεται στην Εφαρμογή 3.3.4.

Εφαρμογή 3.3.4

Στον Πίν. 3.8 περιέχονται δεδομένα υπερετήσιων μέσων μηνιαίων θερμοκρασιών πέντε σταθμών της Δυτικής Θεσσαλίας. Να μελετηθεί η μηνιαία διακύμανση της θερμοβαθμίδας της περιοχής.

Οι υπολογισμοί των θερμοβαθμίδων ανά μήνα αποτελούν απλή εφαρμογή των τύπων της γραμμικής παλινδρόμησης μεταξύ του υψομέτρου $z \equiv x$ και της θερμοκρασίας $T \equiv y$. Η θερμοβαθμίδα είναι $\alpha = -b$, όπου b η κλίση της ευθείας παλινδρόμησης μεταξύ x και y (εξίσωση 2.19). Τα αποτελέσματα δίνονται στον Πίν. 3.8. Οι γενικά μεγάλες τιμές του συντελεστή συσχέτισης (εξίσωση 2.22), που φαίνονται στον Πίν. 3.8 δείχνουν ισχυρή γραμμική συσχέτιση θερμοκρασίας και υψομέτρου (με εξαίρεση τους χειμερινούς μήνες), όπως εξ άλλου, φαίνεται και στο Σχ. 3.2 για δύο χαρακτηριστικούς μήνες και για το σύνολο του έτους.

Πίν. 3.8 Δεδομένα υπερετήσιων μέσων μηνιαίων θερμοκρασιών σταθμών της Δυτικής Θεσσαλίας

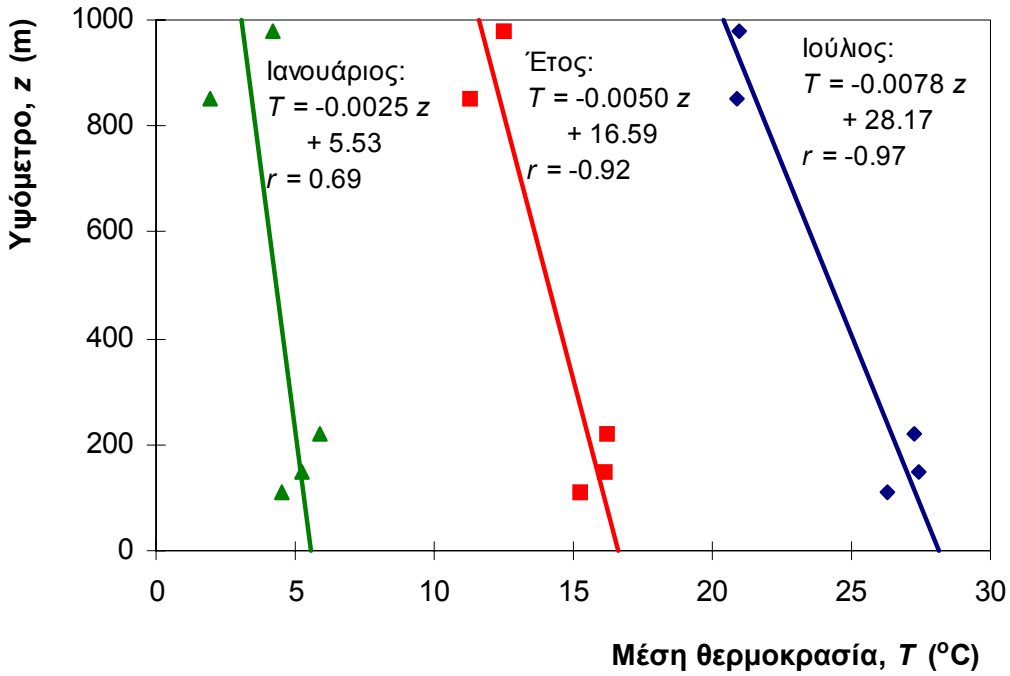
Σταθμός	Καρδίτσα	Τρίκαλα	Καλαμπάκα	Αργιθέα	Ταυρωπός
Υψόμετρο (m)	112	149	222	980	850
Οκτώβριος	15.9	16.6	16.8	14.1	12.1
Νοέμβριος	10.1	10.3	11.2	9.0	8.0
Δεκέμβριος	4.4	6.3	7.3	5.4	3.9
Ιανουάριος	4.6	5.3	5.9	4.2	1.9
Φεβρουάριος	6.9	6.8	7.3	5.1	2.8
Μάρτιος	10.4	10.7	10.3	7.3	5.1
Απρίλιος	13.9	15.2	14.6	10.3	9.3
Μάιος	18.0	20.2	19.7	15.5	14.5
Ιούνιος	24.2	25.5	24.5	19.0	18.6
Ιούλιος	26.3	27.4	27.3	20.9	20.9
Αύγουστος	25.6	26.3	26.7	20.7	20.6
Σεπτέμβριος	22.1	22.6	22.6	18.2	16.9
Έτος	15.2	16.2	16.2	12.5	11.3

Πηγή: Ξανθοπούλου κ.ά (1997). Προέλευση δεδομένων σταθμών Αργιθέας και Ταυρωπού: ΔΕΗ· υπόλοιπων σταθμών: ΕΜΥ.

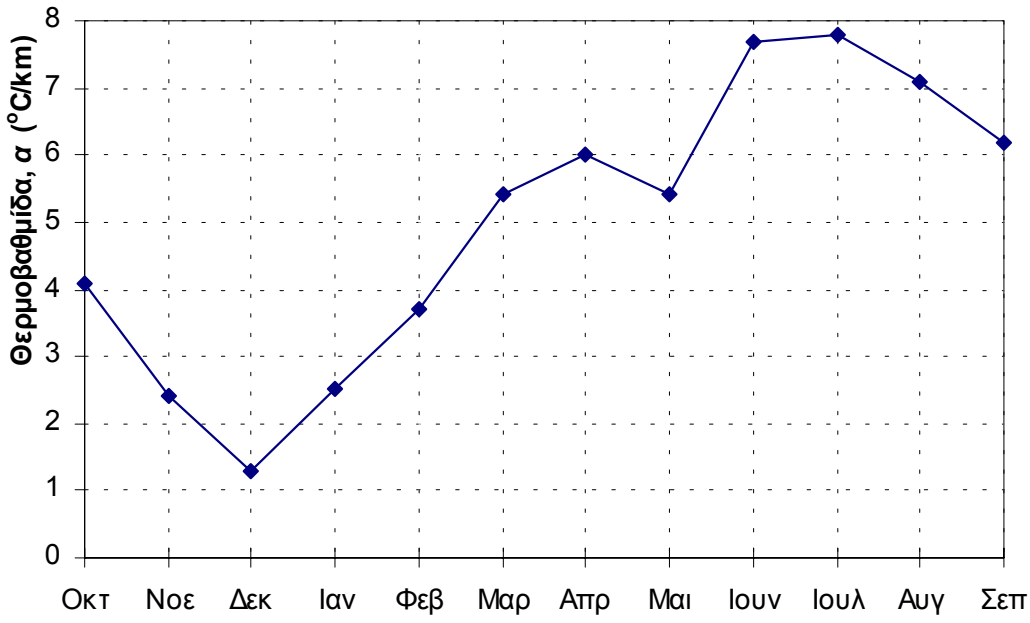
Πίν. 3.9 Μέσες μηνιαίες θερμοβαθμίδες (και αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης) της Δυτικής Θεσσαλίας, όπως υπολογίστηκαν στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.3.4.

Μήνας	Θερμοβαθμίδα, ^{o}C/km	Συντελεστής συσχέτισης	Μήνας	Θερμοβαθμίδα, ^{o}C/km	Συντελεστής συσχέτισης
Οκτώβριος	4.1	0.86	Απρίλιος	6.0	0.95
Νοέμβριος	2.4	0.82	Μάιος	5.4	0.89
Δεκέμβριος	1.3	0.40	Ιούνιος	7.7	0.97
Ιανουάριος	2.5	0.69	Ιούλιος	7.8	0.97
Φεβρουάριος	3.7	0.83	Αύγουστος	7.1	0.97
Μάρτιος	5.4	0.91	Σεπτέμβριος	6.2	0.95
			Έτος	5.0	0.92

Παρατηρούμε ότι η θερμοβαθμίδα δεν είναι σταθερή αλλά κυμαίνεται με ελάχιστη τιμή 1.3^{o}C/km το Δεκέμβριο και μέγιστη 7.8^{o}C/km τον Ιούλιο, ενώ η μέση ετήσια τιμή είναι 5^{o}C/km. Η διακύμανση φαίνεται στο Σχ. 3.2 και, όπως παρατηρούμε, συμβαδίζει με τη διακύμανση της θερμοκρασίας.



Σχ. 3.1 Συσχέτιση της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας του Ιανουαρίου και του Ιουλίου, καθώς και της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας στη Δυτική Θεσσαλία με το υψόμετρο, στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.3.4.



Σχ. 3.2 Μηνιαία διακύμανση της θερμοβαθμίδας στη Δυτική Θεσσαλία, με βάση τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.3.4.

3.3.5 Σχετική υγρασία

Η σχετική υγρασία U, όπως είδαμε στο εδάφιο 2.1.1, ορίζεται ως ο λόγος της πραγματικής τάσης υδρατμών e προς την τάση κορεσμού e_*. Τυπικά, η μέτρηση του μεγέθους e ή ισοδύναμα του U, γίνεται με το *ψυχρόμετρο*, το οποίο συνίσταται από δύο θερμόμετρα, ένα κοινό (ξηρό) και ένα με καλυμμένο το δοχείο υδραργύρου με βρεγμένο ύφασμα (υγρό). Η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου είναι μικρότερη λόγω της εξάτμισης του νερού. Από τις θερμοκρασίες του ξηρού και υγρού θερμομέτρου υπολογίζεται μέσω μετεωρολογικών πινάκων (βλ. π.χ. Doorenbos and Pruitt, 1977; Shuttleworth, 1993, σ. 4.34) η σχετική υγρασία. Αυτός ο τρόπος μέτρησης της σχετικής υγρασίας, δείχνει τη στενή σχέση της σχετικής υγρασίας με την εξάτμιση.

Η συνεχής καταγραφή της σχετικής υγρασίας γίνεται με τον *υγρογράφο*, όργανο με τύμπανο καταγραφής και αισθητήρα, του οποίου η λειτουργία κατά κανόνα βασίζεται στη μεταβολή των διαστάσεων μιας υγροσκοπικής ουσίας, κατά κανόνα ζωικής τρίχας.

Στην τυπική παρουσίαση των μετρήσεων σχετικής υγρασίας δίνεται η μέση σχετική υγρασία σε ημερήσια και σε μηνιαία βάση. Για τον υπολογισμό της μέσης σχετικής υγρασίας σε μια τυχούσα περίοδο Δt, η ολοκλήρωση μπορεί να γίνει με δύο τρόπους. Σύμφωνα με τον απλούστερο τρόπο, η μέση σχετική υγρασία προκύπτει με άμεση ολοκλήρωση ως προς το χρόνο της σχετικής υγρασίας, δηλαδή

$$\bar{U}_1 = \frac{1}{\Delta t}\int_0^{\Delta t} U\,dt \tag{3.39}$$

Σύμφωνα με το δεύτερο τρόπο η ολοκλήρωση γίνεται στη βάση της τάσης υδρατμών e, δηλαδή υπολογίζεται πρώτα το μέγεθος

$$\bar{e} = \frac{1}{\Delta t}\int_0^{\Delta t} e\,dt = \frac{1}{\Delta t}\int_0^{\Delta t} e_*(T)\,U\,dt \tag{3.40}$$

οπότε η μέση σχετική υγρασία της περιόδου Δt είναι

$$\bar{U}_2 = \frac{\bar{e}}{e_*(\bar{T})} \tag{3.41}$$

όπου $\bar{T}$ η μέση θερμοκρασία της ίδιας περιόδου. Για τους υπολογισμούς της εξάτμισης είναι ακριβέστερο να χρησιμοποιείται το μέγεθος $\bar{U}_2$.

3.3.6 Ταχύτητα ανέμου

Στους μετεωρολογικούς σταθμούς γίνονται μετρήσεις τόσο της διεύθυνσης όσο και της ταχύτητας του ανέμου, αλλά για τους υπολογισμούς της εξάτμισης ενδιαφέρει μόνο η ταχύτητα (βλ. εδάφιο 3.2.4). Το όργανο που χρησιμοποιείται είναι το *ανεμόμετρο*, ένας μύλος με τρία ή τέσσερα "κύπελλα" που περιστρέφεται γύρω από κατακόρυφο άξονα, οπότε από τη γωνιακή ταχύτητα περιστροφής προκύπτει η ταχύτητα του ανέμου. Το όργανο αυτό μπορεί να συνδυάζεται με συμβατικό καταγραφικό σύστημα (με τύμπανο), οπότε έχουμε τον *ανεμογράφο*. Μπορεί ακόμη να συνδυάζεται με ηλεκτρονικό ψηφιακό σύστημα καταγραφής. Συνήθως το μετρούμενο μέγεθος δεν είναι η στιγμιαία ταχύτητα αλλά η μέση ταχύτητα μιας περιόδου (π.χ. μερικών λεπτών). Επειδή η ταχύτητα μεταβάλλεται έντονα στο χρόνο, συχνά δίνεται και η μέγιστη ταχύτητα που έχει παρατηρηθεί στο ίδιο διάστημα, η οποία είναι γνωστή ως *ριπή ανέμου* (και πάλι δεν είναι στιγμιαία ταχύτητα, αλλά μέση ταχύτητα για μια πολύ μικρή περίοδο, π.χ. 2 s).

Είναι γνωστό ότι η ταχύτητα του ανέμου αυξάνεται όσο απομακρυνόμαστε από το έδαφος, και κατά συνέπεια το αποτέλεσμα της μέτρησης της ταχύτητας εξαρτάται από το ύψος πάνω από το έδαφος, όπου είναι εγκατεστημένο το όργανο. Το ύψος αυτό δεν έχει τυποποιηθεί, αλλά κυμαίνεται συνήθως από 2-10 m. Ωστόσο, στους υπολογισμούς της εξάτμισης έχει καθιερωθεί να χρησιμοποιείται η ταχύτητα ανέμου σε ύψος 2 m. Αν z_1 είναι το ύψος του οργάνου, τότε η αναγωγή της ταχύτητας στο καθιερωμένο ύψος $z_2 = 2$ m μπορεί να γίνει με βάση το λογαριθμικό νόμο διανομής ταχυτήτων (εξίσωση (3.23)), απ' όπου προκύπτει

$$\frac{u_2}{u_1} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \tag{3.42}$$

όπου u_2 και u_1 η ταχύτητα σε ύψος z_2 και z_1, αντίστοιχα.* Η παράμετρος τραχύτητας z_0 για διάφορες φυσικές επιφάνειες δίνεται στον Πίν. 3.10.

Η ταχύτητα του ανέμου εκφράζεται συχνά στην κλίμακα Beaufort. Η αντιστοιχία της ταχύτητας ανέμου u_{10} σε m/s σε ύψος 10 m με τον αριθμό Beaufort B, δίνεται από τη σχέση (Beers, 1945, σ. 47)

$$u_{10} = 0.836\, B^{3/2} \tag{3.43}$$

Κατά συνέπεια, αν τα δεδομένα της ταχύτητας ανέμου είναι εκφρασμένα στην κλίμακα Beaufort, τότε η ταχύτητα ανέμου u_2 σε ύψος 2 m, εκφρασμένη σε m/s, θα δίνεται από τη σχέση

$$u_2 = 0.836\, B^{3/2} \frac{\ln 2 - \ln z_0}{\ln 10 - \ln z_0} \tag{3.44}$$

όπου η παράμετρος τραχύτητας z_0 εκφράζεται σε m.

Πίν. 3.10 Τυπικές τιμές της παραμέτρου τραχύτητας z_0 για διάφορες φυσικές επιφάνειες

Περιγραφή επιφάνειας	Παράμετρος τραχύτητας z_0 (cm)
Πάγος	0.001
Ασφαλτοστρωμένη επιφάνεια	0.002
Υδάτινη επιφάνεια	0.01-0.06
Χλόη, ύψους μέχρι 1 cm	0.1
Χλόη ύψους 1-10 cm	0.1-2
Χλόη, σιτηρά κτλ. ύψους 10-50 cm	2-5
Φυτοκάλυψη ύψους 1-2 m	20
Δέντρα ύψους 10-15 m	40-70

Πηγή: Brutsaert (1982, σ. 114) μετά από προσαρμογή.

* Η εξίσωση αναγωγής (3.42) συστήνεται ως ακριβέστερη από τη συχνά χρησιμοποιούμενη σχέση δύναμης: $u_2 / u_1 = (z_2 / z_1)^{\kappa}$. Πάντως, είναι προφανές ότι και στην τελευταία, ο συντελεστής κ δεν είναι σταθερός (όπως εσφαλμένα αναφέρεται σε διάφορα εγχειρίδια) αλλά εξαρτάται από την τραχύτητα της επιφάνειας (βλ. Linsley et al., 1975, σ. 45).

3.3.7 Ατμοσφαιρική πίεση

Η ατμοσφαιρική πίεση δεν υπεισέρχεται άμεσα στους υπολογισμούς της εξάτμισης, αλλά επηρεάζει διάφορες παραμέτρους που συνδέονται με την εξάτμιση. Γενικά είναι αρκετή η εκτίμηση της μέσης ατμοσφαιρικής πίεσης της περιοχής, η οποία είναι συνάρτηση του υψομέτρου και δίνεται στον Πίν. 3.1. Ωστόσο, στη μετεωρολογία (π.χ. για την πρόγνωση του καιρού) η ακριβής μέτρηση της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι απαραίτητη. Η μέτρηση γίνεται με βαρόμετρα και η συνεχής καταγραφή με βαρογράφους.

3.4 Εκτίμηση της εξάτμισης και εξατμοδιαπνοής με μεθόδους συνδυασμού

Στο εδάφιο 3.2.4 διαπιστώσαμε ότι η εκτίμηση της εξάτμισης με την εξίσωση μεταφοράς (3.29) προϋποθέτει τη μέτρηση της θερμοκρασίας σε δύο επίπεδα (επιφάνεια και ατμόσφαιρα) και της ταχύτητας ανέμου. Εξ άλλου, στο εδάφιο 3.2.3 είδαμε ότι η εκτίμηση της εξάτμισης από την εξίσωση ενεργειακού ισοζυγίου προϋποθέτει τη γνώση του λόγου Bowen· για τον τελευταίο, στο εδάφιο 3.2.5 (εξ. (3.33)) είδαμε ότι είναι απαραίτητη η μέτρηση της θερμοκρασίας πάλι σε δύο επίπεδα, καθώς και της σχετικής υγρασίας.

Ο Penman (1948) ήταν ο πρώτος που συνδύασε τους δύο τρόπους εκτίμησης της εξάτμισης και κατέληξε στη φερώνυμη εξίσωση· ταυτόχρονα, με το συνδυασμό των εξισώσεων, απάλειψε τη θερμοκρασία της επιφάνειας που εξατμίζει, και έτσι έκανε εφικτή την εκτίμηση της εξάτμισης από μετρήσεις θερμοκρασίας, σχετικής υγρασίας και ταχύτητας ανέμου σε μία μόνο στάθμη της ατμόσφαιρας. Κατά σύμβαση, η στάθμη αυτή βρίσκεται σε ύψος 2 m από την επιφάνεια. Αυτό το ύψος ενδιαφέρει ιδιαίτερα στην ταχύτητα ανέμου, η οποία ως γνωστόν μεταβάλλεται σημαντικά με το ύψος, ενώ δεν είναι απαραίτητο να τηρείται το ίδιο σχολαστικά για τη θερμοκρασία. Ένα άλλο δεδομένο που απαιτεί η μέθοδος Penman είναι η σχετική ηλιοφάνεια, η οποία υπεισέρχεται στην εκτίμηση της διαθέσιμης ενέργειας.

Η εξίσωση Penman κανονικά εφαρμόζεται για την εκτίμηση της εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια. Μια βασική παραδοχή για την ανάπτυξή

της, η οποία ευσταθεί για υδάτινη επιφάνεια, είναι ότι οι υδρατμοί κοντά στην επιφάνεια είναι κορεσμένοι. Η παραδοχή αυτή δεν ευσταθεί στην περίπτωση της διαπνοής, όπου οι υδρατμοί δεν είναι κορεσμένοι στην επιφάνεια των φύλλων. Παρόλη την αδυναμία της αυτή, η μέθοδος Penman έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως και για την εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής από εδαφικές επιφάνειες. Μάλιστα, οι Doorenbos and Pruitt (1977) τυποποίησαν τη μέθοδο Penman για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς.

Για να αντιμετωπίσουν την παραπάνω αδυναμία της μεθόδου Penman, ο Monteith (1965) αναδιατύπωσε τη μέθοδο εισάγοντας την επιφανειακή αντίσταση των στομάτων των φυλλωμάτων στην εξάτμιση. Προέκυψε έτσι η αποκαλούμενη μέθοδος Penman-Monteith, η οποία είναι κατάλληλη για την εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής των φυτών και ειδικότερα της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς. Η ίδια μέθοδος μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για την εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής, με τη διαφορά ότι δεν αρκούν πλέον τα τυπικά για τη μέθοδο Penman μετεωρολογικά δεδομένα, αλλά χρειάζονται και μετρήσεις της επιφανειακής αντίστασης των φυλλωμάτων. Η χρήση της μεθόδου Penman-Monteith τείνει να γενικευτεί τα τελευταία χρόνια σε εκτιμήσεις εξατμοδιαπνοής, λόγω της ακριβέστερης περιγραφής του φαινομένου.

Στα εδάφια που ακολουθούν περιγράφονται αναλυτικά τόσο η αυθεντική μέθοδος Penman, όσο και οι παραλλαγές της, ενώ δίνονται και αριθμητικά παραδείγματα που επεξηγούν την εφαρμογή τους.

3.4.1 Εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια - Η μέθοδος Penman

Στην ανάλυση του, ο Penman χρησιμοποίησε την προσεγγιστική σχέση

$$\frac{e_*(T_\mathrm{s}) - e_*(T_\mathrm{a})}{T_s - T_\mathrm{a}} = \Delta \tag{3.45}$$

όπου $\Delta = de_* / dT$ (βλ. εδάφιο 3.2.1 και Πίν. 3.1). Εισάγοντας την (3.45) στην (3.33), ο λόγος Bowen προκύπτει

$$B = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_*(T_\mathrm{s}) - e_*(T_\mathrm{a})}{e_*(T_\mathrm{s}) - e} = \frac{\gamma}{\Delta} \left[1 - \frac{e_*(T_\mathrm{a}) - e}{e_*(T_\mathrm{s}) - e} \right] \tag{3.46}$$

Ο συνδυασμός της (3.46) με την (3.14), με την υπόθεση ότι $A \approx R_\mathrm{n}$, δίνει

$$\frac{\Delta+\gamma}{\Delta}E' - \frac{\gamma}{\Delta}\frac{e_*(T_a)-e}{e_*(T_s)-e}E' = \frac{R_n}{\lambda} \tag{3.47}$$

Παρατηρούμε ότι στο δεύτερο όρο της (3.47), ο λόγος E' / $[e_*(T_s) - e]$ μπορεί να αντικατασταθεί, με βάση την (3.29), από τη συνάρτηση $F(u)$· έτσι απαλείφεται από την εξίσωση η θερμοκρασία της επιφάνειας T_s και η (3.47) γράφεται

$$\frac{\Delta+\gamma}{\Delta}E' - \frac{\gamma}{\Delta}F(u)\,D = \frac{R_n}{\lambda} \tag{3.48}$$

όπου θέσαμε

$$D := e_*(T_a) - e \tag{3.49}$$

Επιλύοντας την (3.48) βρίσκουμε την τελική εξίσωση του Penman

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta+\gamma}F(u)\,D \tag{3.50}$$

Το μέγεθος D εκφράζει το *έλλειμμα κορεσμού* στην ατμόσφαιρα. Εναλλακτικά, προσδιορίζεται συναρτήσει της θερμοκρασίας T_a και της σχετικής υγρασίας U από τη σχέση

$$D = e_*(T_a)\,(1 - U) \tag{3.51}$$

Η *συνάρτηση ανέμου* $F(u)$ μπορεί κατ' αρχήν να παραχθεί θεωρητικά με βάση την εξίσωση (3.27), θέτοντας $D_v/D_M = 1$, $\varepsilon = 0.622$, $k = 0.4$ (σταθερά του von Karman), $z_0 = 0.05$ cm (τυπική τραχύτητα υδάτινης επιφάνειας), και $z = 2$ m (τυπικό ύψος μέτρησης της ταχύτητας ανέμου). Αντικαθιστώντας την πυκνότητα του αέρα από την αντίστοιχη σχέση του Πίν. 3.1 και κάνοντας τις κατάλληλες μετατροπές μονάδων, ώστε η $F(u)$ να εκφράζεται σε kg/(hPa m^2 d), ενώ η ταχύτητα ανέμου u σε m/s, παίρνουμε

$$F(u) = \frac{43.6}{T+273}\,u \tag{3.52}$$

όπου T η θερμοκρασία σε ^{o}C. Για τυπική θερμοκρασία 15^{o}C, η παραπάνω εξίσωση δίνει

$$F_w(u) = 0.150\, u \tag{3.53}$$

Ωστόσο, σύμφωνα με τον αυθεντικό τύπο του Penman (1948) η $F(u)$ δίνεται εμπειρικά από την ακόλουθη έκφραση (μετά από κατάλληλες μετατροπές μονάδων)

$$F(u) = 0.26\,(1 + 0.54\, u) = 0.26 + 0.140\, u \tag{3.54}$$

όπου και πάλι η ταχύτητα ανέμου u, μετρημένη σε ύψος 2 m, είναι σε m/s, ενώ η $F(u)$ έχει μονάδες kg/(hPa m^2 d). Ο ίδιος ο Penman (1956) τροποποίησε την αρχική σχέση του προτείνοντας την αντικατάσταση της τιμής 1 στην παρένθεση της (3.54), με την τιμή 0.5:

$$F(u) = 0.26\,(0.5 + 0.54\, u) = 0.13 + 0.140\, u \tag{3.55}$$

Στις υδρολογικές εφαρμογές χρησιμοποιούνται και οι δύο εμπειρικές εκφράσεις (3.54) και (3.55) με επικρατέστερη την πρώτη (βλ. και Brutsaert, 1982, σ. 217). Κατά την άποψη των συγγραφέων, η (3.55) είναι προτιμότερη γιατί συμφωνεί καλύτερα με τις θεωρητικές εξισώσεις (3.52) και (3.53), αλλά και φαίνεται να προσαρμόζεται περισσότερο στα ελληνικά δεδομένα (βλ. και Πίν. 3.11). Τονίζεται ότι όλες οι παραπάνω συναρτήσεις ανέμου αναφέρονται στην εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια.

3.4.2 Εξατμοδιαπνοή - Η μέθοδος Penman - Monteith

Όπως προαναφέρθηκε, ο Monteith (1965) εισήγαγε την έννοια της *επιφανειακής αντίστασης* r_s των στομάτων, η οποία εκφράζει την ελεγχόμενη (σε ένα βαθμό) από τη χλωρίδα αντίσταση των φυλλωμάτων στην εξάτμιση. Από φυσική άποψη, η αντίσταση αυτή εκφράζει το γεγονός ότι οι υδρατμοί, ενώ μέσα στις κοιλότητες των στομάτων είναι σε κατάσταση κορεσμού, έξω από αυτές (δηλαδή στην επιφάνεια των φυλλωμάτων) βρίσκονται σε ακόρεστη κατάσταση. Η επιφανειακή αντίσταση εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως την ακτινοβολία, το έλλειμμα κορεσμού, τη θερμοκρασία των φυλλωμάτων, το περιεχόμενο νερό στα φυλλώματα, το ύψος των φυτών, κ.ά. (βλ. Dingman, 1994, σ. 282). Όπως και η αεροδυναμική αντίσταση r_a (βλ. εξ. (3.28)) η επιφανειακή αντίσταση r_s έχει διαστάσεις [LT^{-1}] και συνήθως εκφράζεται σε s/m.

Ο Monteith συνδύασε κατάλληλα την επιφανειακή και την αεροδυναμική αντίσταση και κατέληξε στην ακόλουθη τροποποιημένη σχέση Penman, γνωστή ως εξίσωση Penman-Monteith*:

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\rho_a c_p}{(\Delta + \gamma')\lambda r_a} D \tag{3.56}$$

όπου

$$\gamma' = \gamma (1 + r_s / r_a) \tag{3.57}$$

Ισοδύναμα, η (3.56) μπορεί να γραφεί

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} F(u) D \tag{3.58}^{\dagger}$$

όπου

$$F(u) := \frac{\rho_a c_p}{\gamma \lambda r_a} = \frac{\varepsilon \rho_a}{p r_a} \tag{3.59}$$

Παρατηρούμε ότι η εξίσωση Penman-Monteith, στην περίπτωση της υδάτινης επιφάνειας, μεταπίπτει άμεσα στην εξίσωση Penman. Πράγματι, η επιφανειακή αντίσταση για υδάτινη επιφάνεια είναι $r_s = 0$, οπότε η (3.57) δίνει $\gamma' = \gamma$. Εξ άλλου, συνδυάζοντας τις εξισώσεις (3.28) και (3.29), και συγκρίνοντας με την (3.59), συμπεραίνουμε ότι η τελευταία ισχύει και για την αυθεντική εξίσωση Penman.

Κατά συνέπεια, η εξίσωση Penman-Monteith μπορεί να θεωρηθεί ως γενίκευση της εξίσωσης Penman, η οποία ισχύει και για εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες και για εξατμοδιαπνοή από εδαφικές επιφάνειες. Μάλιστα, θεωρητικά μπορεί να εφαρμοστεί τόσο για τη δυνητική, όσο και για την πραγματική εξατμοδιαπνοή, αρκεί να εκτιμηθούν οι αντιστάσεις r_a και r_s. Είναι βεβαίως ευνόητο ότι η r_s δεν είναι σταθερή για μια συγκεκριμένη φυτοκάλυψη, αλλά μεταβάλλεται ανάλογα με τις συνθήκες

---

* Η απόδειξη της σχέσης παραλείπεται. Ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης παραπέμπεται στον Brutsaert, 1982, σ. 223.

† Για αποφυγή λαθών επισημαίνεται ότι στον αριθμητή του δεύτερου όρου του δεξιού μέλους της (3.58) υπάρχει ο συντελεστής γ, ενώ στον παρονομαστή ο συντελεστής γ'.

ενυδάτωσης της χλωρίδας, παίρνοντας μεγαλύτερες τιμές όταν υπάρχει ανεπάρκεια νερού. Ωστόσο, η εκτίμηση της αντίστασης r_s έχει πρακτικές δυσκολίες γιατί δεν είναι σαφής η συσχέτισή της με κάποια άλλα μετρήσιμα μεγέθη των φυτών, του εδάφους ή της ατμόσφαιρας. Πάντως, για ορισμένες ιδεατές καταστάσεις είναι δυνατός ο καθορισμός συγκεκριμένων τιμών της r_s.

3.4.3 Εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς - Η μέθοδος Doorenbos - Pruitt

Η εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς, η οποία είναι απαραίτητη για τον προσδιορισμό των αρδευτικών αναγκών, είναι μια τυπική περίπτωση εφαρμογής των παραπάνω μεθόδων συνδυασμού. Η αυθεντική μέθοδος Penman, όπως έχει διατυπωθεί στο εδάφιο 3.4.1 δεν είναι προφανώς άμεσα αξιοποιήσιμη για την περίπτωση αυτή. Οι Doorenbos and Pruitt (1977) πρότειναν ελαφρές τροποποιήσεις της μεθόδου για να την κάνουν κατάλληλη για το σκοπό αυτό, χωρίς πάντως να εισαγάγουν στις τροποποιήσεις αυτές την έννοια της επιφανειακής αντίστασης. Η μέθοδος Doorenbos-Pruitt συνοψίζεται στην εξίσωση

$$E' = c\left[\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta+\gamma}F(u)\,D\right] \tag{3.60}$$

Παρατηρούμε ότι μια πρώτη τροποποίηση στην εξίσωση Doorenbos-Pruitt είναι η εισαγωγή του *συντελεστή αναγωγής* c, ο οποίος παίρνει υπόψη τις διαφορές των μετεωρολογικών συνθηκών που επικρατούν σε ένα τόπο μεταξύ ημέρας και νύχτας. Πιο συγκεκριμένα, ο συντελεστής c εξαρτάται από (α) τη μέγιστη σχετική υγρασία (β) την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος (γ) την ταχύτητα του ανέμου κατά τη διάρκεια της ημέρας και (δ) την ταχύτητα του ανέμου κατά τη διάρκεια της νύχτας. Οι Doorenbos and Pruitt (1977) δίνουν ένα πίνακα εκτίμησης του μεγέθους c συναρτήσει αυτών των παραμέτρων. Ας σημειωθεί ότι η εκτίμηση του συντελεστή αναγωγής προϋποθέτει τη γνώση περισσότερων μετεωρολογικών μεταβλητών σε σχέση με την αυθεντική μέθοδο Penman· στην Ελλάδα αυτές δεν είναι εύκολα διαθέσιμες ακόμη και στους πιο πλήρεις μετεωρολογικούς σταθμούς. Πάντως για τις τυπικές θερινές συνθήκες, όπου κυρίως ενδιαφέρει η εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής των καλλιεργειών, και ειδικότερα για μέγιστη σχετική υγρασία της

τάξης του 70% και για λόγους ταχυτήτων ανέμων κατά την ημέρα και τη νύχτα της τάξης του 1.5-2.0, ο συντελεστής αναγωγής είναι περίπου 1, οπότε μπορεί να παραλειφθεί.

Μια δεύτερη τροποποίηση αφορά στη συνάρτηση ανέμου, η οποία κατά Doorenbos-Pruitt είναι

$$F(u) = 0.27\,(1 + 0.86\,u) \tag{3.61}$$

Οι μεγαλύτερες τιμές των παραμέτρων της (3.61) σε σχέση με αυτές της (3.54) είναι κατ' αρχήν εύλογες επειδή η καλλιέργεια αναφοράς έχει μεγαλύτερη τραχύτητα από μια υδάτινη επιφάνεια. Θα πρέπει όμως να σημειωθεί ότι στη συνάρτηση ανέμου κανονικά υπεισέρχεται και η επίδραση της επιφανειακής αντίστασης, η οποία δεν έχει ληφθεί υπόψη στην προσέγγιση των Doorenbos-Pruitt.

Τέλος θα πρέπει να τονιστεί ότι στην περίπτωση της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς η λευκαύγεια είναι αρκετά μεγαλύτερη από αυτήν του νερού (βλ. Πίν. 3.6), γεγονός που μειώνει τη διαθέσιμη ακτινοβολία βραχέων κυμάτων. Οι Doorenbos and Pruitt (1977) πρότειναν την τιμή $\alpha = 0.25$. Τέλος, όπως είδαμε στον Πίν. 3.7, οι Doorenbos and Pruitt (1977) πρότειναν μικρότερες τιμές των παραμέτρων του συντελεστή ε_n, γεγονός που συντείνει στη μείωση της ακτινοβολίας μακρών κυμάτων και άρα στην αύξηση της ολικής διαθέσιμης ακτινοβολίας (βλ. και ανάλυση στη σ. 177). Ως αποτέλεσμα όλων των τροποποιήσεων της μεθόδου Penman, η μέθοδος Doorenbos-Pruitt παρουσιάζει την τάση υπερεκτίμησης της εξατμοδιαπνοής (βλ. και κριτική στην Εφαρμογή 3.4.5), γεγονός που πρέπει να αποδοθεί στην ανάγκη συντηρητικότερων εκτιμήσεων, δεδομένου ότι η μέθοδος ουσιαστικά αποσκοπεί στην εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών.

Από τη δεκαετία του 1970 μέχρι πρόσφατα, η μέθοδος Doorenbos-Pruitt απετέλεσε το διεθνές πρότυπο, γνωστό και ως πρότυπο FAO (Food and Agriculture Organization), εκτίμησης των υδατικών αναγκών των καλλιεργειών. Και στην Ελλάδα θεσμοθετήθηκε από το Υπουργείο Γεωργίας (1992) ως η καθιερωμένη μέθοδος εκτίμησης υδατικών αναγκών (βλ. και ενότητα 3.6). Στη δεκαετία του 1990 έγιναν εκτεταμένες έρευνες υπό την αιγίδα του FAO και, αφού διαπιστώθηκε ότι η μέθοδος υπερεκτιμά την εξατμοδιαπνοή, το πρότυπο αυτό αναθεωρήθηκε (Smith et al., 1996· Allen et al., 1996, 1998). Το αναθεωρημένο πρότυπο

στηρίζεται στην εξίσωση Penman - Monteith (βλ. επόμενο εδάφιο) και είναι πολύ ακριβέστερο από το παλιό.

3.4.4 Εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς - Εφαρμογή της μεθόδου Penman - Monteith

Παρόλο που, όπως είδαμε στο εδάφιο 3.4.2, η μέθοδος Penman-Monteith είναι δύσκολα εφαρμόσιμη σε πραγματικές συνθήκες, η εφαρμογή της απλοποιείται κατά πολύ στην περίπτωση της ιδεατής καλλιέργειας αναφοράς. Αυτή ορίζεται (κατά τρόπο αυστηρότερο αυτού που δώσαμε στην ενότητα 3.1, βλ. Smith et al., 1996) ως μια υποθετική καλλιέργεια με ύψος 0.12 m που έχει επιφανειακή αντίσταση 70 s/m και λευκαύγεια 0.23, αναπαριστώντας πιστά ως προς την εξατμοδιαπνοή μια εκτεταμένη επιφάνεια χλόης ομοιόμορφου ύψους, σε ενεργή ανάπτυξη και επαρκώς αρδευόμενη. Εναλλακτικά, ο Shuttleworth (1993, σ. 4.12) στον ορισμό της καλλιέργειας αναφοράς θεωρεί επιφανειακή αντίσταση r_s = 69 s/m αντί 70 s/m.* Με αυτά τα δεδομένα, καθίσταται άμεσα εφαρμόσιμη η εξίσωση (3.56), χωρίς να απαιτούνται άλλα δεδομένα πέρα από αυτά της αυθεντικής μεθόδου Penman. Η μέθοδος Penman-Montieth ξεπερνά τα μειονεκτήματα της μεθόδου Doorenbos-Pruitt και, όπως αποδείχτηκε, βρίσκεται σε συμφωνία με πραγματικές μετρήσεις εξατμοδιαπνοής καλλιεργειών σε παγκόσμια κλίμακα. Περισσότερα στοιχεία για την εφαρμογή της εξίσωσης Penman-Monteith για την καλλιέργεια αναφοράς, καθώς και σύγκριση με τα αντίστοιχα στοιχεία της μεθόδου Penman για υδάτινες επιφάνειες και της μεθόδου Doorenbos-Pruitt για την καλλιέργεια αναφοράς, δίνονται στον Πίν. 3.11.

Οι Smith et al. (1996) διαπιστώνουν ότι, ακόμη και σε περιπτώσεις που δεν είναι διαθέσιμο το σύνολο των μετεωρολογικών δεδομένων που απαιτεί η μέθοδος Penman-Montieth, και πάλι είναι προτιμότερο να χρησιμοποιείται προσεγγιστικά αυτή μέθοδος παρά μια ανακριβής εμπειρική μέθοδος. Ειδικότερα προτείνουν τις ακόλουθες προσεγγίσεις για τις περιπτώσεις ελλείψεων δεδομένων:

---

* Παρόλο που η τιμή r_s = 70 s/m εκτιμάται ότι τελικώς θα επικρατήσει, επειδή περιέχεται στο σχετικό πρότυπο του FAO, στα παραδείγματα αυτού του βιβλίου (προγενέστερα του προτύπου FAO) έχει χρησιμοποιηθεί η τιμή r_s = 69 s/m.

Πίν. 3.11 Συντελεστές του όρου μεταφοράς μάζας για διάφορες περιπτώσεις υπολογισμού εξάτμισης ή δυνητικής εξατμοδιαπνοής. †

Περίπτωση υπολογισμού Μέγεθος	Ελεύθερο νερό - Μέθοδος Penman[1, 3] και Penman-Monteith[4]	Καλλιέργεια αναφοράς με τη μέθοδο Doorenbos & Pruitt[2, 5]	Καλλιέργεια αναφοράς με τη μέθοδο Penman-Monteith[4]
Επιφανειακή αντίσταση, r_s (s/m)	$r_s = 0$	Δεν ορίζεται	$r_s = 69$ s/m ή 70 s/m
Συντελεστής γ' (hPa/^{o}C)	$\gamma' = \gamma$	$\gamma' = \gamma$	$\gamma' = \gamma\,(1+\alpha\ u)$ όπου $\alpha = 0.33$ για $r_s = 69$ s/m και $\alpha = 0.34$ για $r_s = 70$ s/m
Συνάρτηση ανέμου $F(u)$ (kg/(hPa m^2 d)) για τυπική πυκνότητα και πίεση	$F_w(u) = 0.26 \times (0.5 + 0.54\,u)$	$F_{DP}(u) = 0.27 \times (1 + 0.86\,u)$	$F_{rc}(u) = 0.31\,u$
Συνάρτηση ανέμου $F(u)$ (kg/(hPa m^2 d)) για οποιαδήποτε πυκνότητα και πίεση (με εφαρμογή της (3.27))	$F_w(u) = \frac{43.6}{T+273}\,u$	Δεν καθορίζεται	$F_{rc}(u) = \frac{90}{T+273}\,u$

† Σε όλους τους τύπους, u είναι η ταχύτητα ανέμου μετρημένη σε ύψος 2 m από το έδαφος, σε m/s.

Παραπομπές: [1] Penman (1948)· [2] Doorenbos and Pruitt (1977)· [3] Brutsaert (1982)· [4] Shuttleworth (1993)· [5] Υπουργείο Γεωργίας (1992).

- Η ταχύτητα ανέμου u μπορεί να θεωρείται ίση με 2 m/s (ακόμη, σε περιοχές με ισχυρούς ανέμους μπορεί να λαμβάνεται 3 m/s και σε περιοχές με ήπιους ανέμους 1 m/s).

- Η πραγματική τάση ατμών μπορεί να εκτιμάται από την εξίσωση 2.4 (βλ. και Πίν. 3.1) λαμβάνοντας θερμοκρασία ίση με την ελάχιστη ημερήσια $T_{\min}$.
- Η καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων μπορεί να εκτιμάται συναρτήσει της εισερχόμενης εξωγήινης ακτινοβολίας S_0 από την εμπειρική σχέση

$$R_n = 0.17\ (1 - a)\ (p / p_0)\ (T_{\max} - T_{\min})^{0.5}\ S_0 \qquad (3.62)$$

όπου a η λευκαύγεια, p και p_0 η πίεση στον τόπο αναφοράς και στη θάλασσα, αντίστοιχα, και $T_{\max}$ και $T_{\min}$ η μέγιστη και ελάχιστη ημερήσια θερμοκρασία, αντίστοιχα. Αυτή η εμπειρική εξίσωση ισχύει για περιοχές μακριά από τη θάλασσα, ενώ για παράκτιες περιοχές προτάθηκε η αντικατάσταση του συντελεστή 0.17 με 0.19. Τέλος, για νησιωτικές περιοχές προτάθηκε η απλούστερη εξίσωση

$$R_n = (1 - a)\ (0.7\ S_0 - 4000\ \text{kJ/m}^2\text{/d}) \qquad (3.63)$$

3.4.5 Τυπική υπολογιστική διαδικασία

Με βάση τα παραπάνω, η αυθεντική μέθοδος Penman για την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες, καθώς και οι τροποποιήσεις της για την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς, τόσο των Doorenbos-Pruitt, όσο και του Monteith, μπορούν να αποδοθούν από τη γενικευμένη εξίσωση (3.58). Οι διαφορές των τριών αυτών παραλλαγών συνίστανται κατά βάση στον τύπο υπολογισμού της συνάρτησης ανέμου $F(u)$ και της παραμέτρου γ', όπως αναλυτικότερα φαίνεται στον Πίν. 3.11. Υπάρχουν ακόμη κάποιες διαφοροποιήσεις στον υπολογισμό άλλων μεγεθών, όπως θα φανεί στην Εφαρμογή 3.4.5 που ακολουθεί. Τέλος, ειδικά η παραλλαγή των Doorenbos-Pruitt περιλαμβάνει και την εφαρμογή του συντελεστή αναγωγής c, ο οποίος όμως σε τυπικές κλιματολογικές συνθήκες πρακτικώς δεν διαφέρει από τη μονάδα και μπορεί να παραλειφθεί (άλλωστε τα απαραίτητα δεδομένα για την εκτίμησή του συνήθως απουσιάζουν). Η τυπική υπολογιστική διαδικασία διασαφηνίζεται στην Εφαρμογή 3.4.5 που ακολουθεί.

Εφαρμογή 3.4.5

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 3.2.2 για το μετεωρολογικό σταθμό Καστράκι (συντεταγμένες φ = 38°45′, λ = 21°22′, H = 145 m), στον Πίν. 3.12 δίνονται τα μέσα μηνιαία μετεωρολογικά δεδομένα του υδρολογικού έτους 1986-87. Να υπολογιστούν (α) η ετήσια εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια με τη μέθοδο Penman, (β) η ετήσια εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Doorenbos-Pruitt και (γ) η ετήσια εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Penman-Monteith.

Πίν. 3.12 Μηνιαία μετεωρολογικά δεδομένα του σταθμού Καστρακίου για το υδρολογικό έτος 1986-87.

Μήνας	Θερμοκρασία T_a, °C	Σχετική υγρασία, U, %	Σχετική ηλιοφάνεια, n/N, %	Ταχύτητα ανέμου† u, m/s
Οκτώβριος	18.7	68	56	1.6
Νοέμβριος	13.3	69	70	1.6
Δεκέμβριος	8.5	72	44	2.0
Ιανουάριος	10.4	74	33	3.7
Φεβρουάριος	9.8	70	34	3.4
Μάρτιος	7.1	67	45	3.3
Απρίλιος	11.3	64	55	3.3
Μάιος	17.6	64	54	2.4
Ιούνιος	22.3	58	72	2.0
Ιούλιος	27.3	57	74	3.3
Αύγουστος	26.0	61	80	2.1
Σεπτέμβριος	25.8	62	70	2.4

† Μετρημένη σε ύψος 2 m.

Πηγή: Χριστοφίδης και Μαμάσης (1995).

Με εφαρμογή των τύπων του Πίν. 3.1 υπολογίζουμε αρχικώς για κάθε μήνα τις χαρακτηριστικές ιδιότητες του αέρα, του νερού και των υδρατμών, χρησιμοποιώντας τις μέσες τιμές των μετεωρολογικών μεταβλητών. Έτσι, για τον Οκτώβριο, η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης είναι

$$\lambda = 2501 - 2.361 \times 18.7 = 2457 \text{ kJ/kg}$$

Εξ άλλου, για υψόμετρο 145 m, η μέση ατμοσφαιρική πίεση είναι

$$p = 1013.25 \times (1 - 2.256 \times 10^{-5} \times 145)^{5.256} = 996.0 \text{ hPa},$$

οπότε ο ψυχρομετρικός συντελεστής είναι

$$\gamma = 1.63 \times 996.0 / 2457 = 0.657 \text{ hPa/}^{\text{o}}\text{C}.$$

Η πίεση κορεσμού υδρατμών για θερμοκρασία 18.7°C είναι

$$e_* = 6.11 \exp\left(\frac{17.27 \times 18.7}{18.7 + 237.3}\right) = 21.57 \text{ hPa}$$

Για σχετική υγρασία $U = 0.68$ η πραγματική πίεση υδρατμών είναι

$$e = 0.68 \times 21.57 = 14.67 \text{ hPa}$$

και το έλλειμμα κορεσμού

$$D = 21.57 - 14.67 = 6.90 \text{ hPa}.$$

Τέλος η κλίση της καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών για θερμοκρασία 18.7°C είναι

$$\Delta = \frac{4098 \times 21.57}{(18.7 + 237.3)^2} = 1.349 \text{ hPa/}^{\text{o}}\text{C}.$$

Πίν. 3.13 Χαρακτηριστικά μεγέθη αέρα, νερού και υδρατμών στην Εφαρμογή 3.4.5

Μήνας	λ, $\frac{\text{kJ}}{\text{kg}}$	γ, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	e_*, hPa	e, hPa	D, hPa	Δ, $\frac{\text{hPa}}{^{\text{o}}\text{C}}$
Οκτ	2457	0.660	21.57	14.67	6.90	1.349
Νοε	2470	0.657	15.28	10.54	4.74	0.997
Δεκ	2481	0.654	11.10	7.99	3.11	0.753
Ιαν	2476	0.655	12.62	9.34	3.28	0.843
Φεβ	2478	0.655	12.12	8.48	3.64	0.813
Μαρ	2484	0.653	10.09	6.76	3.33	0.692
Απρ	2474	0.656	13.40	8.57	4.82	0.888
Μαι	2459	0.660	20.13	12.89	7.25	1.270
Ιουν	2448	0.663	26.94	15.62	11.31	1.638
Ιουλ	2437	0.666	36.30	20.69	15.61	2.125
Αυγ	2440	0.665	33.63	20.51	13.11	1.988
Σεπ	2440	0.665	33.23	20.60	12.63	1.967

Πίν. 3.14 Υπολογισμός της καθαρής ακτινοβολίας για υδάτινη επιφάνεια (μέθοδος Penman) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.5.

Μήνας	J	S_0, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	f_S	S_n, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	ε_n	f_L	L_n, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	R_n, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\,\text{d}}$
Οκτ	289	23174	0.530	11300	0.254	0.604	5434	5866
Νοε	319	17178	0.600	9482	0.300	0.730	7216	2267
Δεκ	345	14526	0.470	6281	0.334	0.496	5094	1186
Ιαν	17	15873	0.415	6060	0.316	0.397	3960	2101
Φεβ	46	20833	0.420	8050	0.327	0.406	4161	3889
Μαρ	75	27775	0.475	12138	0.352	0.505	5361	6776
Απρ	105	34761	0.525	16790	0.326	0.595	6205	10585
Μαι	135	39671	0.520	18978	0.273	0.586	5587	13392
Ιουν	162	41692	0.610	23398	0.244	0.748	6795	16603
Ιουλ	198	40768	0.620	23254	0.196	0.766	5986	17268
Αυγ	228	36924	0.650	22081	0.198	0.820	6348	15732
Σεπ	258	30688	0.600	16940	0.197	0.730	5614	11326

Τους ίδιους υπολογισμούς κάνουμε και για τους υπόλοιπους μήνες του υδρολογικού έτους και τα αποτελέσματά τους τα δίνουμε στον Πίν. 3.13. Σημειώνουμε ότι ο υπολογισμός των λ και γ έγινε για λόγους πληρότητας, ενώ πρακτικώς θα ήταν το ίδιο αν υιοθετούσαμε τις τυπικές τιμές του Πίν. 3.1, οι οποίες είναι $\lambda = 2460$ kJ/kg και $\gamma = 0.67$ hPa/^{o}C.

(α) Προχωρούμε τώρα στην εφαρμογή της μεθόδου Penman. Σε πρώτο στάδιο υπολογίζουμε την καθαρή ακτινοβολία, εφαρμόζοντας επακριβώς τα βήματα που έχουν ήδη περιγραφεί στην Εφαρμογή 3.2.2 με λευκαύγεια $\alpha = 0.08$. Συγκεκριμένα, τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.2.2 ταυτίζονται με τα δεδομένα του Οκτωβρίου της παρούσας Εφαρμογής. Με τον ίδιο τρόπο κάνουμε τους υπολογισμούς και για τους υπόλοιπους μήνες, τα αποτελέσματα των οποίων φαίνονται στον Πίν. 3.14.

Για να ολοκληρώσουμε τους υπολογισμούς της μεθόδου Penman για υδάτινη επιφάνεια υπολογίζουμε τους όρους της εξίσωσης (3.50). Για τον Οκτώβριο έχουμε:

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = \frac{1.349}{1.349 + 0.660} = 0.671$$

$$R_n / \lambda = 5866 / 2457 = 2.39 \text{ kg/(m}^2\text{ d)}$$

$$\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} = \frac{0.660}{1.349 + 0.660} = 0.329$$

$$F(u) = 0.26 \times (0.5 + 0.54 \times 1.6) = 0.355 \text{ kg / (hPa m}^2 \text{ d)}$$

$$D = 6.90 \text{ hPa}$$

οπότε η εξάτμιση σε όρους μάζας είναι

$$E' = 0.671 \times 2.39 + 0.329 \times 0.355 \times 6.90 = 2.41 \text{ kg / (m}^2 \text{ d)}$$

Για πυκνότητα νερού 1000 kg / m^3 το ύψος εξάτμισης είναι

$$E = 2.41/1000 \text{ [kg/(m}^2 \text{ d)] / [kg/m}^3\text{]} = 2.41 \times 10^{-3} \text{ m/d} = 2.41 \text{ mm/d}$$

Όπως άλλωστε προαναφέραμε, η εξάτμιση σε όρους μάζας E', εκφρασμένη σε kg / (m^2 d) ταυτίζεται αριθμητικά με το ύψος εξάτμισης E, εκφρασμένο σε mm/d.

Δεδομένου ότι ο Οκτώβριος έχει 31 ημέρες, η μηνιαία εξάτμιση θα είναι

$$E = 31 \times 2.41 = 74.6 \text{ mm/μήνα.}$$

Πίν. 3.15 Υπολογισμός της εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια (μέθοδος Penman) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.5.

Μήνας	$\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$	R_n/λ, $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	$\frac{\gamma}{\Delta+\gamma}$	F, $\frac{\text{kg}}{\text{hPa}\,\text{m}^2\text{d}}$	D, hPa	E', $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2\,\text{d}}$ E, $\frac{\text{mm}}{\text{d}}$	Ημέρες μήνα	E, $\frac{\text{mm}}{\text{μήνα}}$
Οκτ	0.671	2.39	0.329	0.355	6.90	2.41	31	74.6
Νοε	0.603	0.92	0.397	0.355	4.74	1.22	30	36.6
Δεκ	0.535	0.48	0.465	0.411	3.11	0.85	31	26.3
Ιαν	0.563	0.85	0.437	0.649	3.28	1.41	31	43.7
Φεβ	0.554	1.57	0.446	0.607	3.64	1.85	28	51.9
Μαρ	0.515	2.73	0.485	0.593	3.33	2.36	31	73.2
Απρ	0.575	4.28	0.425	0.593	4.82	3.68	30	110.3
Μαι	0.658	5.44	0.342	0.467	7.25	4.74	31	147.0
Ιουν	0.712	6.78	0.288	0.411	11.31	6.17	30	185.0
Ιουλ	0.761	7.09	0.239	0.593	15.61	7.61	31	235.8
Αυγ	0.749	6.45	0.251	0.425	13.11	6.23	31	193.1
Σεπ	0.747	4.64	0.253	0.467	12.63	4.96	30	148.8
Σύνολο								1326.3

Κατά τον ίδιο τρόπο υπολογίζουμε την εξάτμιση και για τους υπόλοιπους μήνες. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών φαίνονται στον Πίν. 3.15. Το ετήσιο ύψος εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια προκύπτει ίσο με 1326.3 mm.

(β) Για την εφαρμογή της μεθόδου Doorenbos-Pruitt για την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς, υποθέτουμε, ελλείψει άλλων στοιχείων, συντελεστή αναγωγής $c = 1$. Και πάλι υπολογίζουμε την καθαρή ακτινοβολία, εφαρμόζοντας επακριβώς τα βήματα που έχουν ήδη περιγραφεί στην Εφαρμογή 3.2.2. Με τον ίδιο τρόπο κάνουμε τους υπολογισμούς και για τους υπόλοιπους μήνες, τα αποτελέσματα των οποίων φαίνονται στον Πίν. 3.16. Συγκρίνοντας με τον Πίν. 3.14, παρατηρούμε ότι οι διαφορές, σε σχέση με τη μέθοδο Penman για υδάτινη επιφάνεια, εντοπίζονται τόσο στην καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων S_n, λόγω της διαφορετικής τιμής της λευκαύγειας ($\alpha = 0.08$ για την υδάτινη επιφάνεια και $\alpha = 0.25$ για την καλλιέργεια αναφοράς) όσο και στο συντελεστή ε_n, λόγω των διαφορετικών παραμέτρων του τύπου του Brunt (βλ. Πίν. 3.7)· οι τελευταίες διαφορές προκαλούν διαφοροποίηση στην καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων.

Πίν. 3.16 Υπολογισμός της καθαρής ακτινοβολίας για την καλλιέργεια αναφοράς (μέθοδοι Doorenbos-Pruitt και Penman-Monteith) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.5.

Μήνας	J	S_0, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	f_S	S_n, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	ε_n	f_L	L_n, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	R_n, $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\,\text{d}}$
Οκτ	289	23174	0.530	9212	0.171	0.604	3674	5537
Νοε	319	17178	0.600	7730	0.197	0.730	4738	2993
Δεκ	345	14526	0.470	5120	0.216	0.496	3290	1830
Ιαν	17	15873	0.415	4940	0.206	0.397	2579	2361
Φεβ	46	20833	0.420	6562	0.212	0.406	2696	3867
Μαρ	75	27775	0.475	9895	0.226	0.505	3436	6459
Απρ	105	34761	0.525	13687	0.211	0.595	4022	9665
Μαι	135	39671	0.520	15472	0.182	0.586	3728	11744
Ιουν	162	41692	0.610	19074	0.166	0.748	4629	14445
Ιουλ	198	40768	0.620	18957	0.140	0.766	4269	14688
Αυγ	228	36924	0.650	18001	0.141	0.820	4519	13481
Σεπ	258	30688	0.600	13810	0.140	0.730	4000	9810

Για να ολοκληρώσουμε τους υπολογισμούς της μεθόδου Doorenbos-Pruitt για την καλλιέργεια αναφοράς υπολογίζουμε τους όρους της εξίσωσης (3.60). Οι τιμές των όρων $\Delta/(\Delta+\gamma)$, $\gamma/(\Delta+\gamma)$ και D ταυτίζονται με τις αντίστοιχες τιμές της αυθεντικής μεθόδου Penman. Οι υπόλοιποι όροι για τον Οκτώβριο είναι:

$$R_n/\lambda = 5537/2457 = 2.25 \text{ kg/(m}^2 \text{ d)}$$

$$F(u) = 0.27 \times (1 + 0.86 \times 1.6) = 0.642 \text{ kg / (hPa m}^2 \text{ d)}$$

οπότε η εξάτμιση σε όρους μάζας είναι

$$E' = 0.671 \times 2.25 + 0.329 \times 0.642 \times 6.90 = 2.97 \text{ kg / (m}^2 \text{ d)}$$

και το ύψος εξάτμισης

$$E = 2.97 \text{ mm/d}$$

ενώ σε μηνιαία βάση

$$E = 31 \times 2.97 = 92.0 \text{ mm/μήνα.}$$

Πίν. 3.17 Υπολογισμός της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς (μέθοδος Doorenbos-Pruitt) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.5

Μήνας	$\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$	R_n/λ, $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	$\frac{\gamma}{\Delta+\gamma}$	F, $\frac{\text{kg}}{\text{hPa}\,\text{m}^2\text{d}}$	D, hPa	E', $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2\,\text{d}}$ E, $\frac{\text{mm}}{\text{d}}$	Ημέρες μήνα	E, $\frac{\text{mm}}{\text{μήνα}}$
Οκτ	0.671	2.25	0.329	0.642	6.90	2.97	31	92.0
Νοε	0.603	1.21	0.397	0.642	4.74	1.94	30	58.1
Δεκ	0.535	0.74	0.465	0.734	3.11	1.46	31	45.1
Ιαν	0.563	0.95	0.437	1.129	3.28	2.16	31	66.8
Φεβ	0.554	1.56	0.446	1.059	3.64	2.58	28	72.3
Μαρ	0.515	2.60	0.485	1.036	3.33	3.01	31	93.4
Απρ	0.575	3.91	0.425	1.036	4.82	4.37	30	131.1
Μαι	0.658	4.77	0.342	0.827	7.25	5.19	31	161.0
Ιουν	0.712	5.90	0.288	0.734	11.31	6.59	30	197.8
Ιουλ	0.761	6.03	0.239	1.036	15.61	8.45	31	261.9
Αυγ	0.749	5.53	0.251	0.758	13.11	6.63	31	205.6
Σεπ	0.747	4.02	0.253	0.827	12.63	5.64	30	169.3
Σύνολο								1554.5

Κατά τον ίδιο τρόπο υπολογίζουμε την εξάτμιση και για τους υπόλοιπους μήνες. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών φαίνονται στον Πίν. 3.17. Το ετήσιο ύψος εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς προκύπτει ίσο με 1554.5 mm, δηλαδή μεγαλύτερο από το ύψος της εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια.

(γ) Για την εφαρμογή της μεθόδου Penman-Monteith για την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς, παρατηρούμε κατ' αρχήν ότι οι όροι ακτινοβολίας ταυτίζονται με αυτούς της μεθόδου Doorenbos-Pruitt και επομένως ισχύει και εδώ ο Πίν. 3.16. Οι υπόλοιποι όροι της (3.58) για τον Οκτώβριο είναι:

$$\gamma' = 0.660 \times (1 + 0.33 \times 1.6) = 1.009$$

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} = \frac{1.349}{1.349 + 1.009} = 0.572$$

$$R_n / \lambda = 5537 / 2457 = 2.25 \text{ kg/(m}^2 \text{ d)}$$

(όπως και στην μέθοδο Doorenbos-Pruitt),

$$\frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} = \frac{0.660}{1.349 + 1.009} = 0.280$$

$$F(u) = \frac{90}{18.7 + 273} \times 1.6 = 0.49 \text{ kg / (hPa m}^2 \text{ d)}$$

(όπου χρησιμοποιήσαμε την πιο σύνθετη εξίσωση του Πίν. 3.11, που ισχύει για οποιαδήποτε πυκνότητα αέρα και πίεση),

$$D = 6.90 \text{ hPa}$$

(όπως και στις προηγούμενες περιπτώσεις), οπότε η εξάτμιση σε όρους μάζας είναι

$$E' = 0.572 \times 2.25 + 0.280 \times 0.49 \times 6.90 = 2.24 \text{ kg / (m}^2 \text{ d)}$$

και το ύψος εξάτμισης

$$E = 2.24 \text{ mm/d}$$

ενώ σε μηνιαία βάση

$$E = 31 \times 2.24 = 69.4 \text{ mm/μήνα.}$$

Κατά τον ίδιο τρόπο υπολογίζουμε την εξάτμιση και για τους υπόλοιπους μήνες. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών φαίνονται στον Πίν. 3.18.

Το ετήσιο ύψος εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Penman-Monteith προκύπτει ίσο με 1162.5 mm, δηλαδή σημαντικά μικρότερο από αυτό της μεθόδου Doorenbos-Pruitt. Η σημαντική απόκλιση των αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων (392 mm) δεν μπορεί παρά να εκληφθεί ως αδυναμία της υδρολογίας, στη σημερινή φάση ανάπτυξής της, για ακριβή προσδιορισμό της εξατμοδιαπνοής. Η κλιματολογική εμπειρία για την Ελλάδα δείχνει ότι το αποτέλεσμα της μεθόδου Penman-Monteith (1162.5 mm) είναι πιο ρεαλιστικό, ενώ αυτό της μεθόδου Doorenbos-Pruitt (1554.5 mm) είναι υπερεκτιμημένο. Πράγματι, στον Πίν. 3.17 το ετήσιο άθροισμα του μεγέθους R_n/λ προκύπτει ίσο με 1203.9 mm (το ίδιο άθροισμα προκύπτει και από τον Πίν. 3.18, δεδομένου ότι το μέγεθος R_n/λ ταυτίζεται στις μεθόδους Doorenbos-Pruitt και Penman-Monteith). Το άθροισμα αυτό θα ήταν το ετήσιο ύψος εξάτμισης αν όλη η καθαρή ακτινοβολία μετατρεπόταν σε λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης. Κατά συνέπεια, η ετήσια εξατμοδιαπνοή που προκύπτει από τη μέθοδο Doorenbos-Pruitt είναι κατά πολύ (29%) μεγαλύτερη από την εξατμοδιαπνοή που θα μπορούσε να πραγματοποιηθεί αν όλη η καθαρή ακτινοβολία μετατρεπόταν σε λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης.* Αυτό δύσκολα μπορεί να αιτιολογηθεί.† Παρά τις παραπάνω επιφυλάξεις, όπως προαναφέραμε, η μέθοδος Doorenbos-Pruitt εξακολουθεί να χρησιμοποιείται στον προσδιορισμό των αρδευτικών αναγκών (βλ. ενότητα 3.6), για το λόγο ότι στη βιβλιογραφία διατίθενται συντελεστές αναγωγής της ιδεατής εξατμοδιαπνοής για πληθώρα πραγματικών καλλιεργειών.

---

* Το ίδιο παρατηρεί κανείς και σε άλλα παραδείγματα εφαρμογής της μεθόδου Doorenbos-Pruitt στον Ελλαδικό χώρο (π.χ. Τσακίρης, 1986, σ. 4.23· Υπουργείο Γεωργίας, 1992). Άλλωστε, και στο παράδειγμα που δίνουν οι Doorenbos and Pruitt (1977) η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς για το Κάιρο είναι κατά 33% μεγαλύτερη από τον όρο R_n/λ.

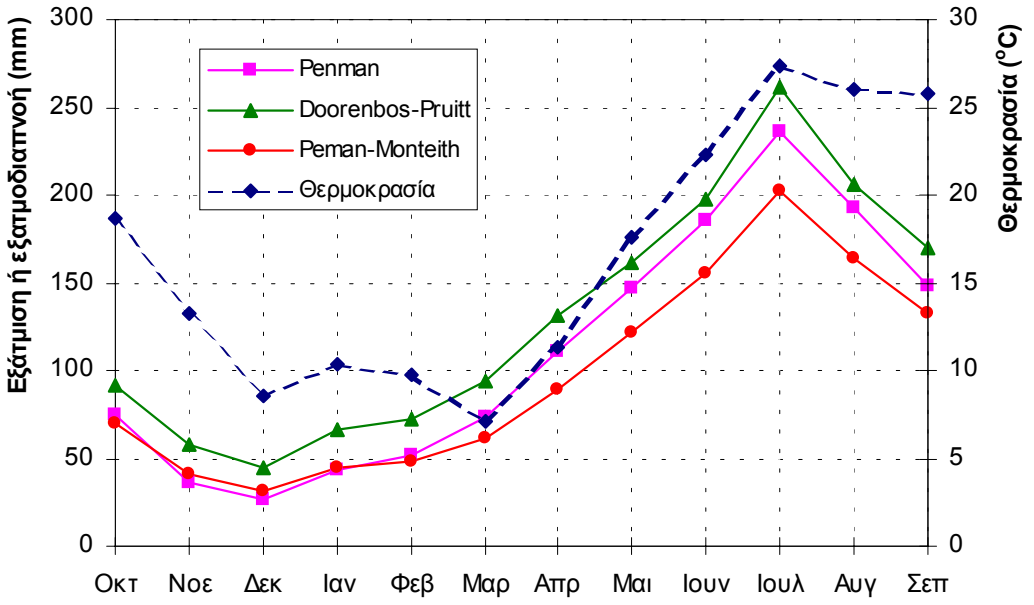
† Μπορεί να διατυπωθεί η υπόθεση ότι ο πειραματικός προσδιορισμός των παραμέτρων της μεθόδου έγινε σε μικρές περιοχές με έντονη εκδήλωση του *φαινομένου όασης*, δηλαδή της οριζόντιας μεταφοράς ενέργειας από γειτονικές περιοχές (βλ. εδάφιο 3.2.3). Βεβαίως, αυτό το φαινόμενο δεν μπορεί να παρατηρηθεί σε μεγάλης κλίμακας επιφάνειες.

Πίν. 3.18 Υπολογισμός της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς (μέθοδος Penman-Monteith) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.5.

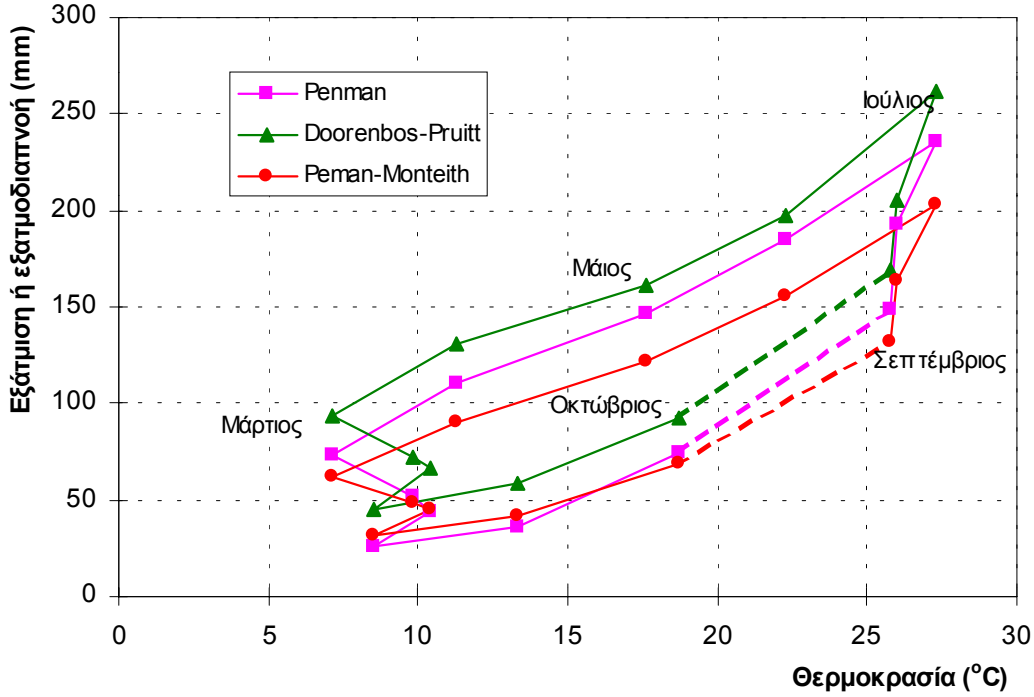
Μήνας	γ', $\frac{\text{hPa}}{^{o}\text{C}}$	$\frac{\Delta}{\Delta+\gamma'}$	R_n/λ, $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2\,\text{d}}$	$\frac{\gamma}{\Delta+\gamma'}$	F, $\frac{\text{kg}}{\text{hPa}\,\text{m}^2\text{d}}$	D, hPa	E', $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2\,\text{d}}$ E, $\frac{\text{mm}}{\text{d}}$	Ημέρες μήνα	E, $\frac{\text{mm}}{\text{μήνα}}$
Οκτ	1.009	0.572	2.25	0.280	0.490	6.90	2.24	31	69.4
Νοε	1.004	0.498	1.21	0.328	0.499	4.74	1.38	30	41.4
Δεκ	1.085	0.410	0.74	0.356	0.635	3.11	1.00	31	31.1
Ιαν	1.455	0.367	0.95	0.285	1.167	3.28	1.44	31	44.7
Φεβ	1.389	0.369	1.56	0.297	1.074	3.64	1.74	28	48.6
Μαρ	1.364	0.337	2.60	0.318	1.053	3.33	1.99	31	61.6
Απρ	1.369	0.393	3.91	0.290	1.037	4.82	2.99	30	89.7
Μαι	1.182	0.518	4.77	0.269	0.738	7.25	3.91	31	121.3
Ιουν	1.100	0.598	5.90	0.242	0.605	11.31	5.19	30	155.6
Ιουλ	1.391	0.604	6.03	0.189	0.982	15.61	6.55	31	203.0
Αυγ	1.126	0.638	5.53	0.214	0.628	13.11	5.29	31	163.9
Σεπ	1.191	0.623	4.02	0.210	0.718	12.63	4.41	30	132.4
Σύνολο									1162.7

Για πιο εποπτική σύγκριση των αποτελεσμάτων των τριών μεθόδων, έχει σχεδιαστεί στο Σχ. 3.3 η μεταβολή της εξάτμισης ή εξατμοδιαπνοής, όπως υπολογίζονται παραπάνω, συναρτήσει του χρόνου. Στο ίδιο σχήμα φαίνεται και η μεταβολή της θερμοκρασίας συναρτήσει του χρόνου. Παρατηρούμε ότι η μεταβολή της εξάτμισης ή της εξατμοδιαπνοής στο χρόνο παρουσιάζει την ίδια γενική μορφή, ανεξάρτητα από τη μέθοδο υπολογισμού. Παρόμοια γενική μορφή εμφανίζει και η μεταβολή της θερμοκρασίας στο χρόνο (όπως άλλωστε περιμέναμε εμπειρικά), χωρίς να συμβαδίζει απόλυτα με τη μεταβολή της εξάτμισης. Πιο χαρακτηριστικά, στο Σχ. 3.4, όπου έχει χαραχτεί η μεταβολή της εξάτμισης ή εξατμοδιαπνοής συναρτήσει της θερμοκρασίας, παρατηρούμε ότι δεν υπάρχει αμφιμονοσήμαντη σχέση μεταξύ εξάτμισης και θερμοκρασίας. Ειδικότερα, η μεταβολή της εξάτμισης ή της εξατμοδιαπνοής με τη θερμοκρασία εμφανίζει την χαρακτηριστική εικόνα ενός βρόχου. Έτσι, αν σε ένα φθινοπωρινό μήνα (π.χ. Οκτώβριο) και σε ένα εαρινό (π.χ. Μάιο) έχουμε την ίδια σχεδόν θερμοκρασία, η εξάτμιση για τον πρώτο είναι σημαντικά μικρότερη απ' όσο είναι για το δεύτερο. Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι παρά την ίδια τιμή της θερμοκρασίας, η ηλιακή ακτινοβολία το φθινοπωρινό μήνα είναι μικρότερη από αυτή του εαρινού μήνα. Αντίστροφα, για ίδια τιμή της ηλιακής ακτινοβολίας, το φθινόπωρο

εμφανίζεται μεγαλύτερη θερμοκρασία απ' ό,τι την άνοιξη. Αυτό εξηγείται από τη θερμική αδράνεια της γης έχει αποτέλεσμα η μεταβολή της θερμοκρασίας να μην ακολουθεί ακριβώς τη μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας, αλλά να υστερεί χρονικά.



Σχ. 3.3 Μεταβολή θερμοκρασίας, της εξάτμισης και της εξατμοδιαπνοής, όπως υπολογίζονται στην Εφαρμογή 3.4.5, συναρτήσει του χρόνου.



Σχ. 3.4 Μεταβολή της εξάτμισης και εξατμοδιαπνοής, όπως υπολογίζονται στην Εφαρμογή 3.4.5, συναρτήσει της θερμοκρασίας.

3.4.6 Απλοποιήσεις των μεθόδων συνδυασμού

Η υπολογιστική πολυπλοκότητα των μεθόδων συνδυασμού οδήγησε πολλούς ερευνητές στην αναζήτηση απλοποιήσεών της, χρησιμοποιώντας κατά το δυνατόν λιγότερα δεδομένα πρωτογενών μετρήσεων.

Μια αρκετά διαδεδομένη, εύχρηστη και ικανοποιητικά ακριβής απλοποίηση είναι αυτή των Priestley and Taylor (1972) που περιγράφεται από την εξίσωση

$$E' = \alpha_e \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda} \tag{3.64}$$

όπου α_e αριθμητική σταθερά που αρχικά προτάθηκε ίση με 1.26, ενώ νεότερες έρευνες έδειξαν ότι μπορεί να έχει ελαφρώς μεγαλύτερη τιμή (1.28-1.29· βλ. Brutsaert, 1982, σ. 220). Για στρογγύλευση χρησιμοποιείται συνήθως η τιμή α_e = 1.3. Παρατηρούμε ότι η εξίσωση Priestley-Taylor χρησιμοποιεί μόνο τον ενεργειακό όρο της εξίσωσης Penman, τον οποίο επαυξάνει κατά 30%, παραλείποντας τελείως τον όρο μεταφοράς. Κατά συνέπεια, για την εφαρμογή της δεν χρειάζεται να είναι γνωστή η ταχύτητα ανέμου και τα παρεπόμενα μεγέθη (τραχύτητα, επιφανειακή αντίσταση, κτλ.). Ας σημειωθεί ότι η μέθοδος έχει προταθεί ως εφαρμόσιμη τόσο για την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες όσο και για τη δυνητική εξατμοδιαπνοή εδαφών, με την προφανή προϋπόθεση ότι οι συντελεστές που υπεισέρχονται στον υπολογισμό των διάφορων μεγεθών (π.χ. λευκαύγεια) είναι οι κατάλληλοι για την εξεταζόμενη περίπτωση. Για τη διατύπωση και επαλήθευση της μεθόδου έχουν χρησιμοποιηθεί δεδομένα εξάτμισης από ωκεανούς, ρηχές λίμνες, κορεσμένα εδάφη και λιβάδια, αρδευμένη χλόη, κ.ά. (Brutsaert, 1982, σσ. 219-221)

Ως έσχατη απλοποίηση της μεθόδου Penman θεωρείται η εξίσωση του Linacre (1977) η οποία χρησιμοποιεί δεδομένα θερμοκρασίας και μόνο, εκτιμώντας ακόμη και τον όρο ακτινοβολίας συναρτήσει της θερμοκρασίας. Για την εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια, η εξίσωση γράφεται

$$E = \frac{700\,(T + 0.006\,z) / (100 - \varphi) + 15\,(T - T_d)}{(80 - T)}\ \text{(mm/d)} \tag{3.65}$$

ενώ για την δυνητική εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς η σταθερά 700 αντικαθίσταται με 500. Στην εξίσωση αυτή z είναι το υψόμετρο σε m, φ το γεωγραφικό πλάτος σε μοίρες και T_d το σημείο δρόσου σε ^oC,

που και αυτό κατά τον Linacre (1977) μπορεί να εκτιμηθεί από δεδομένα θερμοκρασίας. Η εν λόγω εξίσωση δεν φαίνεται να δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα για τον Ελλαδικό χώρο (φαίνεται να υπερεκτιμά σημαντικά την εξάτμιση)· άλλωστε, όπως είδαμε στην Εφαρμογή 3.4.5, η διατύπωση αμφιμονοσήμαντης σχέσης ανάμεσα στην ακτινοβολία και τη θερμοκρασία δεν ευσταθεί..

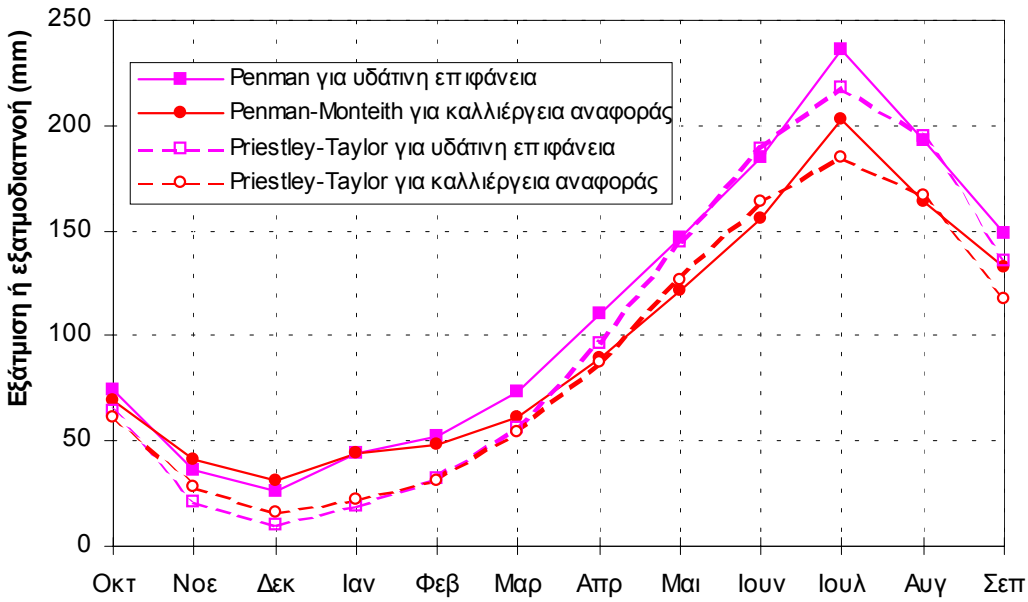
Εφαρμογή 3.4.6

Με βάση τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.4.5, να υπολογιστούν η ετήσια εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια και η ετήσια εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Priestley-Taylor στο Καστράκι για το υδρολογικό έτος 1986-87.

Η εφαρμογή είναι άμεση· χρησιμοποιείται η εξίσωση (3.64) (με α_e = 1.3) και τα ενδιάμεσα αποτελέσματα του Πίν. 3.15 και του Πίν. 3.17 της Εφαρμογής 3.4.5. Οι σχετικοί υπολογισμοί γίνονται στον Πίν. 3.19.

Πίν. 3.19 Υπολογισμός της εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια και της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Priestley-Taylor) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.6.

Μήνας	$\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$	Υδάτινη επιφάνεια			Καλλιέργεια αναφοράς		
		R_n/λ, $\frac{kg}{m^2 d}$	E, $\frac{mm}{d}$	E, $\frac{mm}{μήνα}$	R_n/λ, $\frac{kg}{m^2 d}$	E, $\frac{mm}{d}$	E, $\frac{mm}{μήνα}$
Οκτ	0.671	2.39	2.08	64.6	2.25	1.97	61.0
Νοε	0.603	0.92	0.72	21.6	1.21	0.95	28.5
Δεκ	0.535	0.48	0.33	10.3	0.74	0.51	15.9
Ιαν	0.563	0.85	0.62	19.2	0.95	0.70	21.6
Φεβ	0.554	1.57	1.13	31.7	1.56	1.12	31.5
Μαρ	0.515	2.73	1.82	56.6	2.60	1.74	53.9
Απρ	0.575	4.28	3.20	96.0	3.91	2.92	87.7
Μαι	0.658	5.44	4.66	144.4	4.77	4.09	126.6
Ιουν	0.712	6.78	6.28	188.3	5.90	5.46	163.8
Ιουλ	0.761	7.09	7.01	217.5	6.03	5.97	185.0
Αυγ	0.749	6.45	6.28	194.7	5.53	5.38	166.9
Σεπ	0.747	4.64	4.51	135.3	4.02	3.91	117.2
Σύνολο				1180.2			1059.6



Σχ. 3.5 Σύγκριση των αποτελεσμάτων της εφαρμογής της μεθόδου Priestley-Taylor, σε μηνιαία κλίμακα, με τα αποτελέσματα των μεθόδων Penman (εξάτμιση) και Penman-Monteith (εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς) για τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.4.6.

Παρατηρούμε ότι η εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια προκύπτει 1180.2 mm, έναντι 1326.3 mm της μεθόδου Penman (διαφορά –11%). Αντίστοιχα, η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς προκύπτει 1059.6 mm έναντι 1162.7 mm της μεθόδου Penman-Monteith (διαφορά –9%). Κατά συνέπεια, η απλοποίηση Priestley-Taylor υπεκτιμά ελαφρώς (κατά περίπου 10% για τα δεδομένα αυτής της εφαρμογής) την εξάτμιση ή την εξατμοδιαπνοή, σε σχέση με τις μεθόδους Penman ή Penman-Monteith, αντίστοιχα. Στο Σχ. 3.5 γίνεται σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου Priestley-Taylor με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των μεθόδων Penman και Penman-Monteith. Παρατηρούμε ότι η μέθοδος Priestley-Taylor δίνει πολύ καλά αποτελέσματα τους εαρινούς και θερινούς μήνες, ενώ τους χειμερινούς μήνες φαίνεται να υπεκτιμά την εξάτμιση και την εξατμοδιαπνοή.

3.4.7 Συμπληρώσεις και επεκτάσεις δειγμάτων εξάτμισης

Ένα πολύ συχνό πρόβλημα που αντιμετωπίζουμε κατά τον υπολογισμό της εξάτμισης με τη μέθοδο Penman ή κάποια παραλλαγή της, είναι η έλλειψη ταυτόχρονων δεδομένων θερμοκρασίας, υγρασίας, ηλιοφάνειας και ταχύτητας ανέμου για μεγάλες χρονικές περιόδους. Συχνά υπάρχουν επαρκή δεδομένα θερμοκρασίας αλλά για τις άλλες μεταβλητές εμφανίζονται ελλείψεις ή η περίοδος που καλύπτουν είναι αρκετά μικρή. Έτσι,

το δείγμα της εξάτμισης που προκύπτει έχει μικρό μήκος. Είναι όμως δυνατό, χρησιμοποιώντας το μεγαλύτερου μήκους δείγμα της θερμοκρασίας, να κάνουμε συμπλήρωση ή επέκταση του δείγματος της εξάτμισης.

Μια πρόσφορη εμπειρική μέθοδος για το σκοπό αυτό είναι η κατασκευή ενός διαγράμματος εξάτμισης-θερμοκρασίας, όπως αυτό του Σχ. 3.4. Το διάγραμμα αυτό κατασκευάζεται από τα αποτελέσματα της μεθόδου Penman, σε μέση μηνιαία κλίμακα, για την περίοδο όπου υπάρχουν πλήρεις χρονοσειρές όλων των μετεωρολογικών μεταβλητών. Στη συνέχεια, χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της εξάτμισης κατά την υπόλοιπη περίοδο που διατίθενται μόνο μετρήσεις θερμοκρασίας. Συγκεκριμένα, αξιοποιώντας τη γνωστή μέση θερμοκρασία του κάθε μήνα εκτιμάμε την εξάτμιση, προσέχοντας κάθε φορά να χρησιμοποιήσουμε το σωστό για το συγκεκριμένο μήνα κλάδο του βρόχου εξάτμισης-θερμοκρασίας (τον πάνω κλάδο για τους εαρινούς μήνες και τον κάτω για τους φθινοπωρινούς).

Μια ακριβέστερη μέθοδος (Κουτσογιάννης, 1997γ) στηρίζεται στην εφαρμογή της εμπειρικής σχέσης

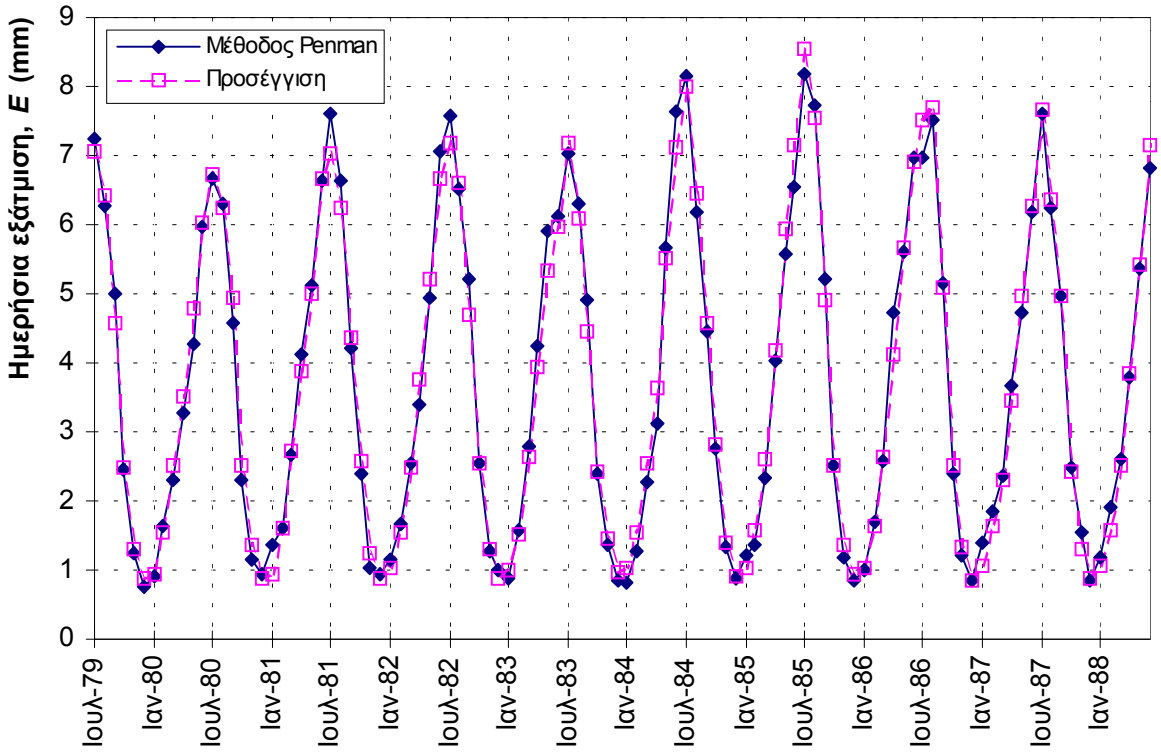
$$E = \frac{a\, S_0 - b}{1 - c\, T_a} \tag{3.66}$$

όπου a, b και c εμπειρικοί συντελεστές που προσδιορίζονται με τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων, χρησιμοποιώντας τα υπολογισμένα με τη μέθοδο Penman δεδομένα της εξάτμισης E (mm/d) και τα αντίστοιχα δεδομένα θερμοκρασίας T_a (^oC) και εξωγήινης ακτινοβολίας S_0 (kJ/(m^2 d)). Βεβαίως, οι τιμές της εξωγήινης ακτινοβολίας προκύπτουν από τους αστρονομικούς τύπους ή πίνακες και δεν προϋποθέτουν μετρήσεις. Κατά συνέπεια, από τις μετρημένες τιμές της θερμοκρασίας, μπορούν μέσω της (3.66) να εκτιμηθούν οι τιμές της εξάτμισης (ή εξατμοδιαπνοής).

Η εκτίμηση των εμπειρικών συντελεστών a, b και c της (3.66) μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους. Για παράδειγμα, μπορεί να επιλέγεται μια δοκιμαστική τιμή του c και χρησιμοποιώντας ως εξαρτημένη μεταβλητή την $y = E\,(1 - c\, T_a)$ να γίνεται γραμμική παλινδρόμηση ανάμεσα στα μεγέθη y και S_0 (βλ. εξισώσεις 2.18-2.22) και να υπολογίζονται οι τιμές των συντελεστών a και b, καθώς και ο συντελεστής συσχέτισης r· επαναλαμβάνοντας τη διαδικασία αυτή για διάφορες τιμές του c, προσδιορί-

ζουμε εκείνη την τιμή που δίνει τη μέγιστη τιμή του r. Η επαναληπτική διαδικασία αυτή μπορεί να συστηματοποιηθεί με μεθόδους της αριθμητικής ανάλυσης. Σήμερα, διάφορα υπολογιστικά πακέτα (π.χ. λογιστικά φύλλα) παρέχουν άμεσα (χωρίς να προϋποθέτουν να γραφεί υπολογιστικός κώδικας) τη δυνατότητα εκτίμησης των συντελεστών a, b και c σε τρόπο ώστε να ελαχιστοποιείται το σφάλμα εκτίμησης ή να μεγιστοποιείται ο συντελεστής συσχέτισης ή ο συντελεστής προσδιορισμού.

Ένα παράδειγμα προσαρμογής της προσεγγιστικής εξίσωσης (3.66) στην εξάτμιση κατά Penman στο Καστράκι, για μια εννιαετή περίοδο, φαίνεται στο Σχ. 3.6. Παρατηρούμε ότι η προσαρμογή είναι πολύ ικανοποιητική και κατά συνέπεια η (3.66) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για επέκταση του δείγματος της εξάτμισης για την πολύ μεγαλύτερη περίοδο που υπάρχουν δεδομένα θερμοκρασίας.



Σχ. 3.6 Σύγκριση των αποτελεσμάτων της προσεγγιστικής εξίσωσης (3.66) με τα αποτελέσματα της μεθόδου Penman για εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια. Τα δεδομένα προέρχονται από το σταθμό Καστράκι της ΔΕΗ (πηγή Χριστοφίδης και Μαμάσης, 1995) και καλύπτουν την περίοδο από τον Ιούλιο 1979 μέχρι τον Ιούνιο 1988). Οι παράμετροι της (3.66) για τα συγκεκριμένα δεδομένα είναι $a = 9.565\times10^{-5}$, $b = 0.695$ και $c = 0.0213$ (για E σε mm/d, S_0 σε kJ/(m^2 d) και T σε ^{o}C) και ο συντελεστής προσδιορισμού της εξίσωσης είναι 0.989.

3.5 Εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής με εμπειρικές μεθόδους

Παραπάνω (εδάφιο 3.4.6) είδαμε ότι η υπολογιστική πολυπλοκότητα των μεθόδων συνδυασμού αλλά και οι μεγάλες απαιτήσεις τους σε δεδομένα εισόδου, οδήγησε πολλούς ερευνητές στην εισαγωγή απλοποιήσεών της. Μια άλλη κατηγορία απλοποιημένων μεθόδων προέκυψαν με καθαρά εμπειρικές θεωρήσεις, χωρίς τη θεωρητική βάση των μεθόδων συνδυασμού. Αρκετές απ' αυτές βασίζονται στη θερμοκρασία και μόνο, ενώ άλλες είναι αρκετά σύνθετες και απαιτούν τα δεδομένα εισόδου, όπως οι μέθοδοι συνδυασμού. Παρακάτω παρουσιάζονται οι τρεις πιο διαδεδομένες εμπειρικές μέθοδοι της πράξης.

3.5.1 Η μέθοδος Blaney-Criddle

Η μέθοδος Blaney-Criddle έχει χρησιμοποιηθεί ευρύτατα σε πολλές χώρες και ειδικότερα στην Ελλάδα για την εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών. Στην αρχική της μορφή (Blaney and Criddle, 1950), εκτιμά τη μηνιαία δυνητική εξατμοδιαπνοή μιας καλλιέργειας, με βάση την ακόλουθη απλή σχέση, η οποία έχει μοναδικό μετεωρολογικό δεδομένο εισόδου τη θερμοκρασία:

$$E_p = 0.254\, k_c\, p\, (32 + 1.8\, T_a) \tag{3.67}$$

όπου η δυνητική εξατμοδιαπνοή E_p εκφράζεται σε mm/μήνα και η θερμοκρασία T_a σε ^oC, ενώ k_c είναι συντελεστής καταναλωτικής χρήσης (φυτικός συντελεστής) που εξαρτάται από το είδος της καλλιέργειας και p είναι το ποσοστό (%) των ωρών ημέρας του συγκεκριμένου μήνα σε σχέση με το σύνολο των ωρών ημέρας του έτους. Το ποσοστό αυτό υπολογίζεται από τη σχέση

$$p = 100 \times \frac{N \times \mu}{365 \times 12} \tag{3.68}$$

όπου N η μέση αστρονομική διάρκεια ημέρας σε h και μ ο αριθμός ημερών του συγκεκριμένου μήνα.

Στην πιο εξελιγμένη μορφή της (Doorenbos and Pruitt, 1977) η τροποποιημένη εξίσωση Blaney-Criddle εκτιμά την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς και γράφεται

$$E_p = a_{BC} + b_{BC}\,[0.254\,p\,(32 + 1.8\,T_a)] \tag{3.69}$$

με

$$a_{BC} = 0.43\,U_{min} - n/N - 1.41 \tag{3.70}$$

$$b_{BC} = 0.82 - 0.41\,U_{min} + 1.07\,n/N + 0.066\,u - 0.6\,U_{min}\,n/N - 0.06\,U_{min}\,u \tag{3.71}$$

όπου n/N η σχετική ηλιοφάνεια (αδιάστατος αριθμός) U_{min} η ελάχιστη ημερήσια σχετική υγρασία (αδιάστατος αριθμός) και u η ταχύτητα ανέμου κατά τη διάρκεια της ημέρας σε m/s, μετρημένη σε ύψος 2 m. Η τροποποιημένη μέθοδος δίνει ακριβέστερα αποτελέσματα από την αρχική, αλλά απαιτεί περισσότερα δεδομένα εισόδου, αντίστοιχα με αυτά της μεθόδου Penman. Έτσι, χάνει το πλεονέκτημα της χρήσης λιγότερων δεδομένων εισόδου, διατηρώντας παράλληλα το μειονέκτημα της εμπειρικής, χωρίς φυσική θεμελίωση, έκφρασής της. Πάντως στην Ελλάδα, η τροποποιημένη εξίσωση Blaney-Criddle έχει θεσμοθετηθεί, μαζί με τη μέθοδο Doorenbos-Pruitt, ως μία από τις εγκεκριμένες μεθόδους εκτίμησης των υδατικών αναγκών των καλλιεργειών (Υπουργείο Γεωργίας, 1992).

3.5.2 Η μέθοδος Thornthwaite

Η εμπειρική μέθοδος του Thornthwaite έχει χρησιμοποιηθεί στην πράξη περισσότερο από κάθε άλλη, διεθνώς αλλά και στην Ελλάδα, λόγω της φειδωλών απαιτήσεών της σε δεδομένα εισόδου (μόνο μέση θερμοκρασία) αλλά και της παλαιότητάς της (Thornthwaite, 1948). Βασίζεται στην εξίσωση

$$E_p = 16\left(\frac{10\,T_a}{I}\right)^a \frac{\mu\,N}{360} \tag{3.72}$$

όπου E_p η δυνητική εξατμοδιαπνοή σε mm/μήνα, T_a η μέση θερμοκρασία του μήνα σε ^oC, μ ο αριθμός ημερών του μήνα, N η μέση αστρονομική διάρκεια ημέρας, I εμπειρικός συντελεστής που ονομάζεται ετήσιος θερμικός δείκτης, και a άλλος εμπειρικός συντελεστής, συνάρτηση του I. Οι δύο εμπειρικοί συντελεστές υπολογίζονται με βάση τις μέσες μηνιαίες

θερμοκρασίες των 12 μηνών του έτους (που συμβολίζονται με το δείκτη j = 1, 2, …, 12), από τις εξισώσεις

$$I = \sum_{i=1}^{12} i_j \tag{3.73}$$

$$i_j = 0.09\, T_{\mathrm{a}j}^{3/2} \tag{3.74}$$

$$a = 0.016\, I + 0.5 \tag{3.75}$$

Οι δύο τελευταίες εξισώσεις, γνωστές ως εξισώσεις του Serra, αποτελούν απλοποιήσεις των αρχικών, ελαφρώς πολυπλοκότερων, εξισώσεων του Thornthwaite.

Για τη διατύπωση της μεθόδου χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τις ΗΠΑ, ενώ στη συνέχεια η μέθοδος ελέγχθηκε σε άλλες περιοχές με ποικιλία κλιματολογικών συνθηκών (βλ. Ward and Robinson, 1990, σ. 116), με περισσότερο ή λιγότερο ικανοποιητικά αποτελέσματα. Παρά την ευρύτατη διάδοσή της, η μέθοδος είναι υπεραπλουστευμένη και δεν συστήνεται πλέον για αξιόπιστη εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής.

Εφαρμογή 3.5.2

Να εκτιμηθεί με τη μέθοδο Thornthwaite η δυνητική εξατμοδιαπνοή με βάση τα δεδομένα θερμοκρασίας του υδρολογικού έτους 1986-87 για το σταθμό Καστράκι που δίνονται στον Πίν. 3.12 (βλ. Εφαρμογή 3.4.5). Στη συνέχεια να συγκριθούν τα αποτελέσματα με αυτά των μεθόδων Penman-Monteith και Priestley-Taylor.

Υπολογίζουμε κατ' αρχήν τους μηνιαίους και στη συνέχεια τον ετήσιο θερμικό δείκτη. Για τον Οκτώβριο έχουμε

$$i = 0.09 \times 18.7^{3/2} = 7.28$$

Έτσι υπολογίζονται και οι θερμικοί δείκτες των υπόλοιπων μηνών, που φαίνονται στον Πίν. 3.20. Το άθροισμά τους δίνει τον ετήσιο θερμικό δείκτη I = 77.46, οπότε ο συντελεστής a προκύπτει

$$a = 0.016 \times 77.46 + 0.5 = 1.739$$

Για τον Οκτώβριο, που έχει μ = 31 ημέρες, η αστρονομική διάρκεια ημέρας προκύπτει είτε από τις εξισώσεις του Πίν. 3.2, είτε με γραμμική παρεμβολή από τον Πίν. 3.4 (βλ. και Εφαρμογή 3.2.2, που αναφέ-

ρεται στα ίδια δεδομένα), N = 10.95 h. Κατά συνέπεια, η δυνητική εξατμοδιαπνοή του Οκτωβρίου είναι

$$E_{\mathrm{p}} = 16 \times \left(\frac{10 \times 18.7}{77.46}\right)^{1.739} \times \frac{31 \times 10.95}{360} = 69.9 \text{ mm}$$

Κατά παρόμοιο τρόπο υπολογίζεται η δυνητική εξατμοδιαπνοή και για τους υπόλοιπους μήνες. Τα αποτελέσματα φαίνονται στον Πίν. 3.20. Η ετήσια δυνητική εξατμοδιαπνοή προκύπτει ίση με 875.1 mm.

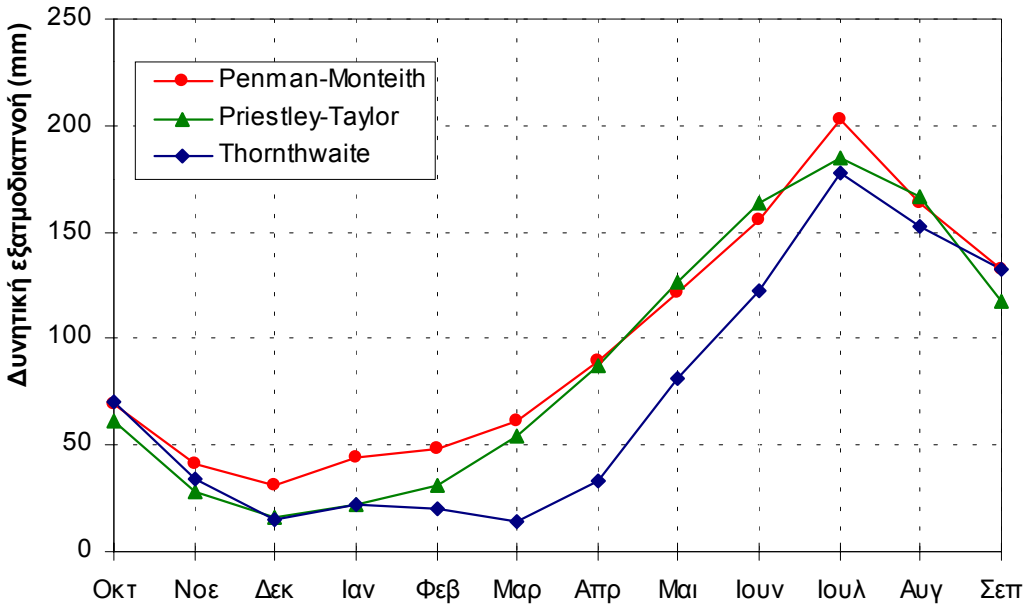
Πίν. 3.20 Υπολογισμοί δυνητικής εξατμοδιαπνοής κατά Thornthwaite στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.5.2.

Μήνας	T_{a} (°C)	i	μ	N (h)	E_{p} (mm)
Οκτ	18.7	7.28	31	10.95	69.9
Νοε	13.3	4.37	30	9.87	33.7
Δεκ	8.5	2.23	31	9.34	15.1
Ιαν	10.4	3.02	31	9.60	22.1
Φεβ	9.8	2.76	28	10.51	19.7
Μαρ	7.1	1.70	31	11.70	13.9
Απρ	11.3	3.42	30	12.98	33.4
Μαι	17.6	6.65	31	14.09	80.9
Ιουν	22.3	9.48	30	14.66	123.0
Ιουλ	27.3	12.84	31	14.44	177.9
Αυγ	26.0	11.93	31	13.51	152.9
Σεπ	25.8	11.79	30	12.27	132.7
Σύνολο		I = 77.46			875.1

Στην Εφαρμογή 3.4.5 είδαμε ότι η ετήσια εξατμοδιαπνοή με τη μέθοδο Penman-Monteith είναι 1162.7 mm. Αντίστοιχα στην Εφαρμογή 3.4.6 είδαμε ότι η ετήσια εξατμοδιαπνοή με τη μέθοδο Priestley-Taylor προκύπτει ίση με 1059.6 mm. Και οι δύο αυτές τιμές είναι σημαντικά μεγαλύτερες (κατά 33% και 21%, αντίστοιχα) από την εκτίμηση κατά Thornthwaite. Παρόλο που οι μέθοδοι Penman-Monteith και Priestley-Taylor αναφέρονται στην καλλιέργεια αναφοράς, ενώ η μέθοδος Thornthwaite δεν είναι σαφές σε ποιες ακριβώς συνθήκες φυτοκάλυψης αναφέρεται, τα αποτελέσματά τους μπορούν να θεωρηθούν συγκρίσιμα, αφού οι δύο πρώτες εφαρμόστηκαν για λευκαύγεια 0.25, μια τιμή τυπική για φυτοκαλυμμένες επιφάνειες (βλ. Πίν. 3.6). Δεδομένου ότι οι δύο πρώτες μέθοδοι υπερτερούν σαφώς, λόγω του καλύτερου φυσικού υποβάθρου τους αλλά και της χρήσης περισσότερων δεδομένων, συμπεραίνουμε ότι η μέθοδος Thornth-

waite υπεκτιμά σημαντικά, στη συγκεκριμένη εφαρμογή*, την εξατμοδιαπνοή.

Στο Σχ. 3.7 παρουσιάζεται η σύγκριση των αποτελεσμάτων των τριών μεθόδων σε μηνιαία κλίμακα. Από το σχήμα αυτό μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η υπεκτίμηση της εξατμοδιαπνοής κατά Thornthwaite, εμφανίζεται κυρίως τους εαρινούς μήνες, κάτι που μπορεί να αποδοθεί στην υστέρηση της αύξησης της θερμοκρασίας κατά μήνες αυτούς, σε σχέση με την αύξηση της ηλιακής ακτινοβολίας (η οποία δεν λαμβάνεται υπόψη στη μέθοδο Thornthwaite), κάτι που έχει ήδη συζητηθεί και σε προηγούμενες εφαρμογές.



Σχ. 3.7 Σύγκριση των αποτελεσμάτων της εφαρμογής των μεθόδων Thornthwaite, Penman-Monteith και Priestley-Taylor, σε μηνιαία κλίμακα, στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.5.2.

3.5.3 Η μέθοδος Hargreaves

Μια σχετικά πρόσφατη εμπειρική μέθοδος εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς, που απαιτεί μόνο θερμοκρασιακά δεδομένα εισόδου, είναι η μέθοδος του Hargreaves (Hargreaves and Samani, 1985· βλ. και Shuttleworth, 1993, σ. 4.18), η οποία βασίζεται στην απλή εξίσωση

* Η Shaw (1994, σ. 260) παρουσιάζει μια εφαρμογή της μεθόδου Thornthwaite στη Μεγάλη Βρετανία, όπου, αντίθετα με την παρούσα εφαρμογή, η μέθοδος υπερεκτιμά κατά 35% τη δυνητική εξατμοδιαπνοή.

$$E_{rc} = 0.0023\ (S_0/\lambda)\ (T_a + 17.8)\ (T_{max} - T_{min})^{0.5} \qquad (3.76)^*$$

όπου E_{rc} η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς σε mm/d, S_0 η εξωγήινη ακτινοβολία σε kJ/(m^2 d), λ η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης σε kJ/kg, T_a η μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα σε ^{o}C, και $T_{max} - T_{min}$ η διαφορά της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας σε ^{o}C. Η μέθοδος φαίνεται ότι δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα με σφάλμα της τάξης του 10-15% ή του 1 mm/d (το μεγαλύτερο από τα δύο) και συστήνεται ως μια ανεκτή προσέγγιση για την περίπτωση που τα μόνα διαθέσιμα μετεωρολογικά δεδομένα είναι τα θερμοκρασιακά (Shuttleworth, 1993, σ. 4.39).

3.6 Εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών

Η εκτίμηση της υδατικής κατανάλωσης των φυτικών καλλιεργειών που αρδεύονται, η οποία ταυτίζεται με τη δυνητική εξατμοδιαπνοή τους, γίνεται μέσω της εμπειρικής εξίσωσης

$$E_c = k_c\, E_{rc} \qquad (3.77)$$

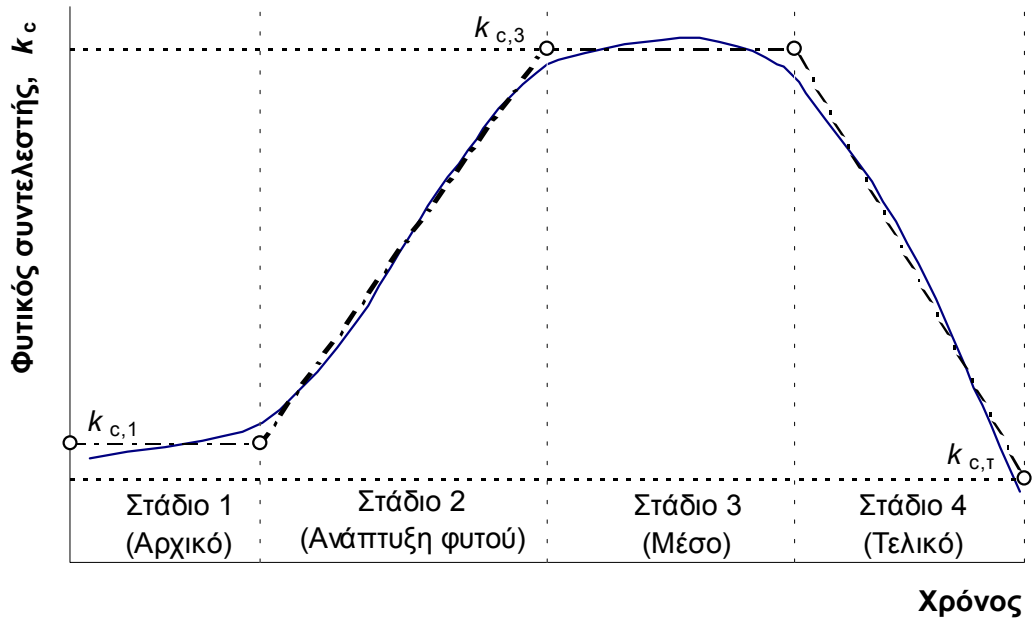
όπου E_c η δυνητική εξατμοδιαπνοή της συγκεκριμένης καλλιέργειας που ενδιαφέρει, E_{rc} η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς και k_c εμπειρικός συντελεστής, γνωστός ως *φυτικός συντελεστής*. Ο συντελεστής αυτός εξαρτάται από διάφορους παράγοντες (ύψος και διάπλαση των φυτών, επιφανειακή και αεροδυναμική αντίστασή τους, κλιματολογικές συνθήκες, κ.ά.). Μετά από συστηματικές πειραματικές μελέτες έχουν βρεθεί οι τιμές του συντελεστή k_c ανάλογα με το είδος της καλλιέργειας και με το στάδιο ανάπτυξής της ή την εποχή (μήνα).

Πιο συγκεκριμένα, για τις δενδρώδεις καλλιέργειες δίνεται η μηνιαία διακύμανση του συντελεστή k_c ανάλογα με το είδος των δέντρων. Στον Πίν. 3.21 δίνονται οι τυπικές τιμές των συνηθέστερων δενδρωδών καλλιεργειών της Ελλάδας, όπως έχουν καθοριστεί από το Υπουργείο Γεωργίας (1992).

---

* Σε διάφορα μοντέλα αλλά και βιβλιογραφικές αναφορές ο εκθέτης 0.5 εμφανίζεται με διαφοροποιημένες τιμές π.χ. από 0.6 μέχρι και 1 (Shuttleworth, 1993, σ. 4.39)

Για τις μη δενδρώδεις ετήσιες καλλιέργειες (π.χ. πατάτες, ντομάτες κτλ.) η συνολική περίοδος βλάστησης, ή *βλαστική περίοδος*, των φυτών διακρίνεται σε τέσσερα στάδια, όπου στο πρώτο και στο τρίτο ο συντελεστής k_c είναι περίπου σταθερός, ενώ στο δεύτερο αυξάνεται σχεδόν γραμμικά και στο τέταρτο μειώνεται σχεδόν γραμμικά, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο Σχ. 3.8. Έτσι, για την πλήρη περιγραφή της μεταβολής του k_c απαιτείται ο καθορισμός αφενός των χρονικών διαρκειών των τεσσάρων σταδίων της βλαστικής περιόδου και αφετέρου τριών χαρακτηριστικών τιμών του συντελεστή: στα στάδια 1 και 3 ($k_{c,1}$ και $k_{c,3}$) καθώς και στο τέλος της περιόδου ($k_{c,\tau}$· συγκομιδή). Για τον υπολογισμό ενδιάμεσων τιμών του k_c γίνεται γραμμική παρεμβολή. Στον Πίν. 3.22 δίνονται τα μεγέθη αυτά για τις συνηθέστερες ετήσιες καλλιέργειες της Ελλάδας, όπως έχουν καθοριστεί από το Υπουργείο Γεωργίας (1992).



Σχ. 3.8 Σχηματικό διάγραμμα της τυπικής εποχιακής μεταβολής του φυτικού συντελεστή k_c για μια αρδευόμενη ετήσια καλλιέργεια. Με συνεχή γραμμή απεικονίζεται η πραγματική μεταβολή και με διακεκομμένη η απλοποιημένη υπολογιστική μεταβολή.

Πίν. 3.21 Διακύμανση του φυτικού συντελεστή k_c στην Ελλάδα για διάφορες δενδρώδεις καλλιέργειες.

Καλλιέργεια	Απρ.	Μαι.	Ιουν.	Ιουλ.	Αυγ.	Σεπ.	Οκτ.
Ροδακινιά, Βερικοκιά, Αχλαδιά, Δαμασκηνιά, Φιστικιά		0.45	0.50	0.80	0.65	0.60	
Κερασιά, Μηλιά, Καρυδιά		0.45	0.65	0.80	0.65	0.60	
Εσπεριδοειδή	0.55	0.50	0.50	0.50	0.50	0.60	0.80
Αμπελώνες		0.30	0.35	0.50	0.45	0.35	
Ελαιώνες		0.25	0.35	0.45	0.45	0.30	

Πηγή: Υπουργείο Γεωργίας (1992).

Πίν. 3.22 Χαρακτηριστικές τιμές της μεταβολής του φυτικού συντελεστή k_c στην Ελλάδα για διάφορες μη δενδρώδεις καλλιέργειες.

Καλλιέργεια	Ημερομηνία σποράς ή φύτευσης	Διάρκειες σταδίων βλάστησης (d)				Φυτικοί συντελεστές		
		1ο	2ο	3ο	4ο	k_1	k_3	k_τ
Αραβόσιτος	15/4 - 5/5	25	40	60	25	0.35	0.85	0
Βαμβάκι	20/4 - 15/5	30	60	45	25	0.30	0.90	0
Ντομάτα	15/4 - 5/6	25	35	35	20	0.40	0.85	0
Ζαχαρότευτλα	1/3 - 30/4	25	35	90	10	0.35	0.85	0.70
Μηδική (τριφύλλι)						0.85	0.85	0.85

Προέλευση: Υπουργείο Γεωργίας (1992) μετά από προσαρμογή.

Σημειώνεται ότι, η πραγματική ποσότητα νερού που πρέπει να διατεθεί στην καλλιέργεια με την άρδευση, δεν ταυτίζεται αναγκαστικά με τη δυνητική εξατμοδιαπνοή· συγκεκριμένα, από τη δυνητική εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας θα πρέπει να αφαιρεθεί η βροχόπτωση της συγκεκριμένης περιόδου, καθώς και τυχόν διαθέσιμη για τα φυτά προηγούμενη εδαφική υγρασία. Πάντως, στις ελλαδικές συνθήκες, τους κρίσιμους μήνες της αρδευτικής περιόδου, δηλαδή τους θερινούς, τόσο η βροχόπτωση, όσο και η προηγούμενη εδαφική υγρασία είναι πρακτικώς μηδενικές.

3.7 Υδατικό ισοζύγιο

Όπως είδαμε στο εδάφιο 1.6.2, η εξίσωση του υδατικού ισοζυγίου περιγράφει την προφανή συνέπεια της αρχής διατήρησης της μάζας, ότι δηλαδή το αλγεβρικό άθροισμα των διακινήσεων και των μεταβολών αποθήκευσης νερού σε ένα όγκο αναφοράς είναι μηδέν, σε οποιαδήποτε χρονική διάρκεια. Συμβολικά η εξίσωση γράφεται

$$\Delta S = I - O \tag{3.78}$$

όπου ΔS η διαφορά της αποθήκευσης νερού στον όγκο αναφοράς στη συγκεκριμένη περίοδο, και I και O οι συνολικές εισροές και εκροές, αντίστοιχα, προς και από τον όγκο αναφοράς για την ίδια περίοδο. Και οι τρεις όροι αναλύονται σε διάφορες συνιστώσες, αλλά η ανάλυση εξαρτάται πάντα από το συγκεκριμένο όγκο αναφοράς (π.χ. λεκάνη απορροής, τμήμα λεκάνης, υπόγειος υδροφορέας, λίμνη, κτλ.). Πάντως, σε κάθε περίπτωση η εξάτμιση ή η εξατμοδιαπνοή συγκαταλέγεται πάντα στον όρο O, αφού πρόκειται για υδρολογική απώλεια. Ειδικότερα, σε εδαφικές εκτάσεις στον όρο O υπεισέρχεται πάντα η *πραγματική* εξατμοδιαπνοή και όχι η δυνητική. Υπενθυμίζουμε ότι πρακτικώς όλες οι μέθοδοι που αναφέρθηκαν ως τώρα πρακτικώς εκτιμούν τη δυνητική εξατμοδιαπνοή. Εξαίρεση αποτελεί κατ' αρχήν η μέθοδος Penman- Monteith, που θεωρητικά μπορεί να εκτιμήσει την πραγματική εξατμοδιαπνοή, αν είναι γνωστή η πραγματική επιφανειακή αντίσταση της φυτοκάλυψης. Ωστόσο, η προϋπόθεση αυτή μπορεί να υλοποιηθεί μόνο σε ερευνητικές υπολεκάνες και έτσι στις πρακτικές υδρολογικές εφαρμογές η μέθοδος δεν μπορεί να εφαρμοστεί για την εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής.

Κατά συνέπεια, η πραγματική εξατμοδιαπνοή εδαφικών επιφανειών στην πράξη μπορεί να εκτιμηθεί με αξιόπιστο τρόπο μόνο από την εξίσωση υδατικού ισοζυγίου, με την προϋπόθεση ότι υπάρχουν αξιόπιστα δεδομένα για τις υπόλοιπες συνιστώσες του ισοζυγίου. Όμως η προϋπόθεση αυτή μόνο σε ειδικές περιπτώσεις εκπληρώνεται, όπως αναλυτικότερα θα δούμε πιο κάτω. Όταν αυτή η προϋπόθεση δεν εκπληρώνεται, για την εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής επιστρατεύονται διάφορα μαθηματικά μοντέλα του υδρολογικού κύκλου, απλούστερα ή συνθετότερα, ή χρησιμοποιούνται απλές εμπειρικές σχέσεις που έχουν εξαχθεί από λεκάνες με επάρκεια δεδομένων και υδροκλιματικές συνθήκες

κατά το δυνατόν όμοιες με αυτές της υπό μελέτη λεκάνης. Οι μεθοδολογίες εκτίμησης διασαφηνίζονται στα εδάφια που ακολουθούν, με την παράθεση των απλούστερων και εύκολα κατανοητών τεχνικών της βασικής υδρολογικής βιβλιογραφίας. Τονίζεται ότι σήμερα διατίθενται και χρησιμοποιούνται στην πράξη πολύ συνθετότερα και ακριβέστερα υδρολογικά μοντέλα, η παράθεση των οποίων ξεφεύγει από τους στόχους αυτού του κειμένου.

3.7.1 Εξίσωση υδατικού ισοζυγίου απλής υδρολογικής λεκάνης

Για λόγους εύκολης κατανόησης θεωρούμε μια "απλή" υδρολογική λεκάνη, όπου ο χαρακτηρισμός "απλή" αναφέρεται στη μορφολογία και την υδρολογική δίαιτα της λεκάνης, και έχει την έννοια ότι η λεκάνη (α) έχει σχετικά μικρή έκταση και παρουσιάζει σχετική ομοιομορφία τόσο ως προς την τοπογραφία και γεωλογία, όσο και ως προς τις υδροκλιματικές συνθήκες· (β) βρίσκεται σε φυσική κατάσταση, χωρίς αξιόλογα έργα αξιοποίησης του υδατικού δυναμικού της που να επηρεάζουν την υδρολογική δίαιτα· (γ) δεν έχει αξιόλογους υπόγειους υδροφορείς* ούτε παρουσιάζει υπόγειες εισροές ή εκροές από ή προς γειτονικές λεκάνες· (δ) δεν παρουσιάζει αξιόλογες χιονοπτώσεις κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Μια τέτοια λεκάνη φαίνεται στο σκαρίφημα του Σχ. 3.9(α).

Θεωρούμε ότι ο όγκος αναφοράς ορίζεται προς τα πάνω από την επιφάνεια της λεκάνης, πλευρικά από μια κατακόρυφη κυλινδρική επιφάνεια γύρω από τον υδροκρίτη της λεκάνης, και προς τα κάτω από ένα οριζόντιο επίπεδο αρκετά χαμηλότερα από την επιφάνεια της λεκάνης. Η μοναδική εισροή στο συγκεκριμένο όγκο αναφοράς είναι η βροχόπτωση P, ενώ η εκροή έχει δύο συνιστώσες: την (πραγματική) εξατμοδιαπνοή E και την επιφανειακή απορροή Q, η οποία εξέρχεται από τη διατομή εξόδου Α. Η μοναδική αποθήκευση νερού στον όγκο αναφοράς είναι η αποθήκευση στο έδαφος, υπό μορφή εδαφικής υγρασίας, την οποία συμβολίζουμε με S. Σημειώνουμε ότι η προσωρινή αποθήκευση νερού υπό μορφή εδαφικής υγρασίας έχει πάντα σημαντικό ρόλο τόσο από πλευράς υδρολογίας, όσο και για τις ζωτικές λειτουργίες της χλωρίδας, και δεν μπορεί να αγνοηθεί στην εξίσωση του υδατικού ισοζυγίου, ακόμα

* Το ισοζύγιο για λεκάνες με αξιόλογους υπόγειους υδροφορείς εξετάζεται παρακάτω, στο κεφάλαιο 6.

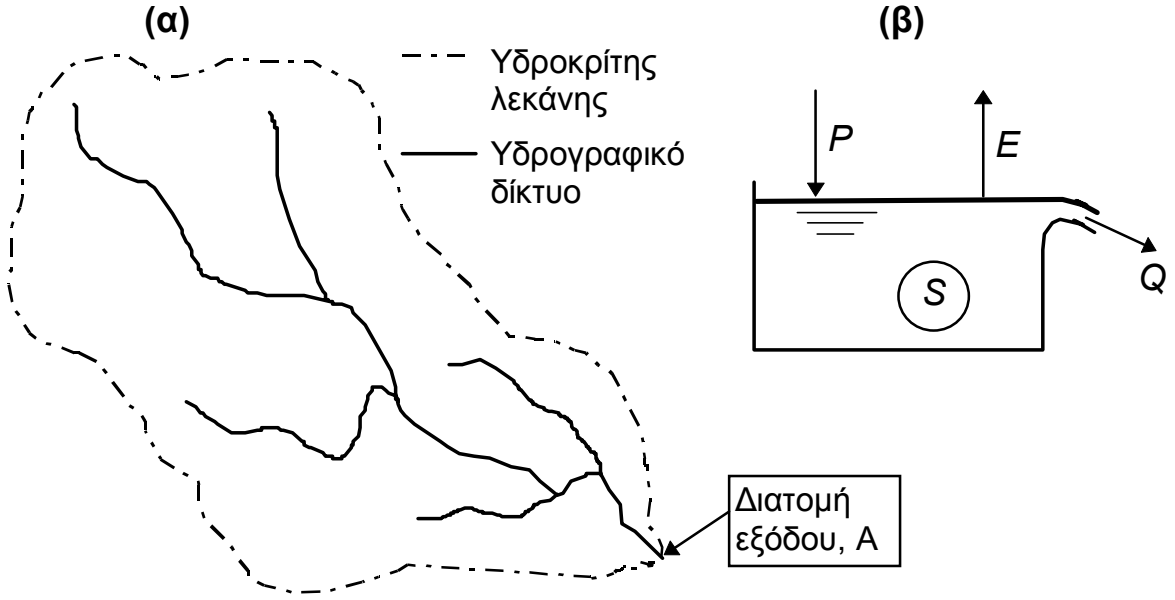
και στην απλή περίπτωση που εξετάζουμε, όπου δεν έχουμε ανάπτυξη αξιόλογων υπόγειων υδροφορέων.

Με αυτά τα δεδομένα, η εξίσωση ισοζυγίου (3.78) για το συγκεκριμένο όγκο αναφοράς γράφεται

$$\Delta S = P - E - Q \tag{3.79}$$

Από τους τέσσερις όρους της (3.79), μπορεί να μετρηθεί σχετικά εύκολα ο όρος P (κεφάλαιο 2) και κάπως δυσκολότερα ο όρος Q (κεφάλαιο 5). Κατά συνέπεια, υπάρχουν στην καλύτερη περίπτωση (δηλαδή όταν είναι γνωστά τα P και Q) δύο άγνωστοι (ΔS, E) οι οποίοι προφανώς δεν μπορούν να υπολογιστούν από μία εξίσωση. Ωστόσο, στην ειδική αλλά πολύ ενδιαφέρουσα περίπτωση όπου η περίοδος που μας ενδιαφέρει είναι ένα ή περισσότερα έτη, μπορούμε ευλόγως να υποθέσουμε ότι $\Delta S = 0$, δεδομένου ότι οι διακυμάνσεις S έχουν εποχιακό χαρακτήρα. Σε αυτή την ειδική περίπτωση, μπορούμε να υπολογίσουμε την ετήσια ή υπερετήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή με εφαρμογή της (3.79), δηλαδή

$$E = P - Q \tag{3.80}$$



Σχ. 3.9 Σκαρίφημα απλής υδρολογικής λεκάνης (α) και απλοποιημένο μοντέλο της βασισμένο σε μία δεξαμενή (β).

Αν μας ενδιαφέρει μικρότερη περίοδος, π.χ. μηνιαία, τότε θα πρέπει να καταφύγουμε στη χρήση μοντέλων προσομοίωσης των υδρολογικών

διεργασιών, όπως είναι π.χ. το απλό μοντέλο υδατικού ισοζυγίου του Thornthwaite που παρουσιάζεται στο επόμενο εδάφιο.

3.7.2 Το απλό μοντέλο υδατικού ισοζυγίου του Thornthwaite

Το απλό και διαδεδομένο μοντέλο του Thornthwaite*, όπως τροποποιήθηκε από τον Alley (1984· βλ. και Dingman, 1994, σ. 300), βασίζεται πρωτίστως στην εξομοίωση της υδρολογικής λειτουργίας της λεκάνης απορροής με τη λειτουργία μιας απλής δεξαμενής, όπως φαίνεται στο Σχ. 3.9(β). Το απόθεμα της δεξαμενής αναπαριστά την αποθήκευση της εδαφικής υγρασίας, S. Η δεξαμενή υπερχειλίζει όταν το απόθεμα υπερβεί τη χωρητικότητα της δεξαμενής, K. Η υπερχείλιση αναπαριστά την επιφανειακή απορροή· κατά συνέπεια, σύμφωνα με το εν λόγω μοντέλο, επιφανειακή απορροή πραγματοποιείται μόνο όταν γεμίσει η δεξαμενή ή, αλλιώς, κορεστεί το έδαφος από υγρασία.

Για την υπολογιστική λειτουργία του μοντέλου, θεωρείται γνωστή σε κάθε χρονική περίοδο n η βροχόπτωση P_n και η δυνητική εξατμοδιαπνοή $E_{\mathrm{p}n}$, καθώς και η αποθήκευση στο τέλος της προηγούμενης περιόδου S_{n-1}. Τα εξαγόμενα του μοντέλου είναι η πραγματική εξατμοδιαπνοή E_n, η επιφανειακή απορροή Q_n καθώς και η αποθήκευση στο τέλος της τρέχουσας περιόδου S_n.

Σε περιόδους που η βροχόπτωση είναι μεγαλύτερη από τη δυνητική εξατμοδιαπνοή ($P_n > E_{\mathrm{p}n}$), η πραγματική εξατμοδιαπνοή ταυτίζεται με τη δυνητική. Το περίσσευμα ($P_n - E_{\mathrm{p}n}$) αποθηκεύεται ως εδαφική υγρασία, εφόσον δεν έχει κορεστεί το έδαφος. Όταν κορεστεί, η ποσότητα που δεν μπορεί πλέον να αποθηκευτεί, απορρέει επιφανειακά.

Σε περιόδους που η βροχόπτωση είναι μικρότερη από τη δυνητική εξατμοδιαπνοή ($P_n < E_{\mathrm{p}n}$), η πραγματική εξατμοδιαπνοή είναι μικρότερη από τη δυνητική. Συγκεκριμένα, θεωρείται ότι κατ' αρχήν όλη η ποσότητα της βροχόπτωσης P_n εξατμίζεται και επίσης, εφόσον υπάρχει αποθηκευμένη εδαφική υγρασία, εξατμίζεται και ένα επιπλέον μέρος από αυτήν. Ο ρυθμός της επιπλέον εξατμοδιαπνοής είναι ανάλογος της δια-

* Δεν πρέπει να συγχέεται το μοντέλο ισοζυγίου Thornthwaite με την ομώνυμη μέθοδο εκτίμησης της δυνητικής εξατμοδιαπνοής (εδάφιο 3.5.2).

φοράς (E_{p_n}–P_n) καθώς και της εδαφικής αποθήκευσης και ειδικότερα του λόγου S / K.*

Η παραπάνω λειτουργία του μοντέλου, μπορεί να κωδικοποιηθεί μαθηματικά† με τον ακόλουθο τρόπο:

α) $P_n \geq E_{p_n}$

$$\begin{aligned} S_n &= \min (S_{n-1} + P_n - E_{p_n}, K) \\ Q_n &= \max (S_{n-1} + P_n - E_{p_n} - K, 0) \end{aligned} \tag{3.81}$$

β) $P_n < E_{p_n}$

$$\begin{aligned} S_n &= S_{n-1} \exp\left(\frac{P_n - E_{p_n}}{K}\right) \\ Q_n &= 0 \end{aligned} \tag{3.82}$$

Σε κάθε περίπτωση, η εξατμοδιαπνοή προκύπτει άμεσα από την (3.78), που εν προκειμένω γράφεται

$$E_n = (S_{n-1} - S_n) + P_n - Q_n \tag{3.83}$$

Συμπερασματικά, το απλό μοντέλο Thornthwaite με δεδομένα εισόδου τη βροχόπτωση και τη δυνητική εξατμοδιαπνοή δίνει ως εξόδους την απορροή και την πραγματική εξατμοδιαπνοή, χρησιμοποιώντας μία μόνο παράμετρο, την χωρητικότητα της εδαφικής δεξαμενής, K. Τυπικά, η χωρητικότητα αυτή, ανηγμένη σε ισοδύναμο ύψος, κυμαίνεται ανάμεσα στα 100-200 mm (Brutsaert, 1982, σ. 243). Εάν υπάρχουν δεδομένα απορροής, η παράμετρος K μπορεί να εκτιμηθεί σε τρόπο ώστε η σειρά τιμών της επιφανειακής απορροής που εξάγεται από το μοντέλο να συμφωνεί κατά το δυνατό με τη μετρημένη σειρά απορροής.

Το μοντέλο τυπικά λειτουργεί σε μηνιαία κλίμακα και είναι κατάλληλο μόνο για "απλές" λεκάνες που εκπληρώνουν τις προϋποθέσεις του

---

* Στο ίδιο περίπου πνεύμα κινείται και ο Budyko (1974, σ. 97), που θεωρεί το ρυθμό της πραγματικής εξατμοδιαπνοής ανάλογο του E_{p_n} και του λόγου S / K.

† Η μαθηματική κωδικοποίηση είναι σχετικά απλή. Ειδικότερα, η (3.82) προκύπτει από την επίλυση μιας ομογενούς διαφορικής εξίσωσης πρώτου βαθμού.

εδαφίου 3.7.1 και ειδικότερα για λεκάνες χειμαρρικής δίαιτας χωρίς θερινές απορροές αλλά και χιονοπτώσεις. Πάντως μπορεί να τροποποιηθεί ώστε να καλύπτει και λεκάνες όπου παρατηρούνται χιονοπτώσεις. Σε αυτή την περίπτωση σε όλες τις παραπάνω εξισώσεις θα πρέπει να αντικατασταθεί η βροχόπτωση P_n από το μέγεθος

$$W_n = P_n + X_{n-1} - X_n \tag{3.84}$$

όπου X_n είναι το ισοδύναμο ύψος του συσσωρευμένου χιονιού στο έδαφος, ανηγμένο στη συνολική επιφάνεια της λεκάνης.

Εφαρμογή 3.7.2

Στον Πίν. 3.23 δίνονται τα υδροκλιματικά μέσα υπερετήσια δεδομένα της λεκάνης του ποταμού Πορταϊκού (παραποτάμου του Πηνειού στη Δυτική Θεσσαλία) ανάντη του υδρομετρικού σταθμού Πύλης. Η λεκάνη έχει έκταση 132.2 km^2 και μέσο υψόμετρο 944 m. Ζητούνται:
(α) Να υπολογιστεί η πραγματική εξατμοδιαπνοή ανά μήνα με το μοντέλο ισοζυγίου Thornthwaite για K = 140 mm.
(β) Να διερευνηθεί η επίδραση της παραμέτρου K στη μέση ετήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή και απορροή.
(γ) Να συγκριθεί η μηνιαία μεταβολή της απορροής όπως προκύπτει από το μοντέλο Thornthwaite στο ερώτημα (α) με την αντίστοιχη μετρημένη και να σχολιαστεί η καταλληλότητα του μοντέλου για τη συγκεκριμένη λεκάνη.

(α) Για την εφαρμογή του μοντέλου ισοζυγίου Thornthwaite χρειάζονται μόνο τα δεδομένα βροχόπτωσης και δυνητικής εξατμοδιαπνοής (δεύτερη και τελευταία στήλη του Πίν. 3.24). Χρειάζεται επίσης μια τιμή εκκίνησης της εδαφικής αποθήκευσης S_{n-1} και συγκεκριμένα η τιμή στο τέλος Σεπτεμβρίου, αφού ξεκινάμε τους υπολογισμούς μας από τον Οκτώβριο. Υποθέτουμε κατ' αρχήν ότι αυτή η τιμή είναι 0, επειδή έχει μεσολαβήσει το καλοκαίρι με τη μεγάλη εξάτμιση και έχει εξαντληθεί η εδαφική υγρασία. Βεβαίως, σε δεύτερο στάδιο θα επανέλθουμε και θα διορθώσουμε αυτή την τιμή αν αποδειχτεί εσφαλμένη.

Τον Οκτώβριο ισχύει P_n = 189.7 mm ≥ E_{p_n} = 49.3 mm και κατά συνέπεια εφαρμόζουμε την (3.81):

$$S_n = \min (S_{n-1} + P_n - E_{p_n}, K) =$$
$$= \min (0.0 + 189.7 - 49.3, 140) = \min (140.4, 140.0) = 140.0 \text{ mm}$$

Πίν. 3.23 Υδροκλιματικά μέσα υπερετήσια δεδομένα της λεκάνης Πύλης για την Εφαρμογή 3.7.2.

Μήνας	Βροχόπτωση, P (mm)	Απορροή, Q (mm)	Θερμοκρασία, T_a (°C)	Σχετική υγρασία, U	Σχετική ηλιοφάνεια, n/N	Καθαρή ακτινοβολία, R_n/λ (mm)	Δυνητική εξατμοδιαπνοή, E_p (mm)
Οκτ	189.7	21.5	13.1	0.74	0.50	63.7	49.3
Νοε	246.1	90.8	8.5	0.77	0.40	32.6	22.4
Δεκ	295.3	168.0	4.7	0.79	0.37	22.2	13.6
Ιαν	200.0	147.5	3.1	0.79	0.38	27.7	16.1
Φεβ	212.8	154.8	4.0	0.76	0.39	44.0	26.4
Μαρ	171.3	180.3	6.2	0.72	0.45	81.9	52.7
Απρ	156.5	156.5	9.8	0.66	0.54	118.2	84.2
Μαι	112.5	93.6	15.0	0.63	0.58	152.1	122.8
Ιουν	42.5	37.4	18.8	0.58	0.70	171.7	149.3
Ιουλ	29.0	11.5	20.9	0.55	0.74	176.0	158.8
Αυγ	33.2	6.5	20.7	0.56	0.74	152.6	137.3
Σεπ	65.3	5.7	17.5	0.64	0.68	108.7	92.3
Έτος	1754.2	1074.1	11.9	0.68	0.54	1151.5	925.2

Πηγές: Τα δεδομένα επιφανειακής βροχόπτωσης προέρχονται από τους Ξανθοπούλου κ.ά. (1997). Τα δεδομένα επιφανειακής απορροής έχουν ληφθεί από τους Ζαρρή κ.ά. (1997) και προέρχονται από προηγούμενη μελέτη των Χατζησάββα κ.ά. (1995). Οι θερμοκρασίες έχουν εκτιμηθεί με βάση δεδομένα των σταθμών Αργιθέα και Ταυρωπός της ΔΕΗ που δημοσιεύονται από τους Ξανθοπούλου κ.ά. (1997) μετά από προσαρμογή με τις κατάλληλες τιμές της θερμοβαθμίδας (βλ. Εφαρμογή 3.3.4). Τα δεδομένα σχετικής υγρασίας έχουν προσαρμοστεί από τους σταθμούς Καλαμπάκας, Καρδίτσας και Τρικάλων της ΕΜΥ, ενώ τα δεδομένα σχετικής ηλιοφάνειας από το σταθμό Λάρισας της ΕΜΥ (Ξανθοπούλου κ.ά., 1997). Η δυνητική εξατμοδιαπνοή έχει εκτιμηθεί με τη μέθοδο Priestley-Taylor για λευκαύγεια 0.25.

$$Q_n = \max\,(S_{n-1} + P_n - E_{p_n} - K,\, 0) \quad =$$

$$= \max\,(0.0 + 189.7 - 49.3 - 140,\, 0) = \max(0.4,\, 0.0) = 0.4 \text{ mm}$$

Η πραγματική εξατμοδιαπνοή υπολογίζεται από την (3.83) και είναι

$$E_n = (S_{n-1} - S_n) + P_n - Q_n = (0.0 - 140.0) + 189.7 - 0.4 = 49.3 \text{ mm}$$

δηλαδή στην προκείμενη περίπτωση ταυτίζεται με την δυνητική εξατμοδιαπνοή.

Κατά τον ίδιο τρόπο συνεχίζουμε τους υπολογισμούς για τους υπόλοιπους μήνες που δίνονται πινακοποιημένοι στον Πίν. 3.24, προσέχοντας να εφαρμόζουμε την (3.82) όταν $P_n < E_{p_n}$. Για παράδειγμα τον Ιούνιο, οπότε $P_n = 42.5$ mm $< E_{p_n} = 149.3$ mm και $S_{n-1} = 130.1$ mm, έχουμε

$$S_n = S_{n-1} \exp\left(\frac{P_n - E_{p_n}}{K}\right) = 130.1 \exp\left(\frac{42.5 - 149.3}{140.0}\right) = 60.7 \text{ mm}$$

και $Q_n = 0$, οπότε η πραγματική εξατμοδιαπνοή είναι

$$E_n = (S_{n-1} - S_n) + P_n - Q_n = (130.1 - 60.7) + 42.5 - 0.0 = 111.9 \text{ mm}$$

δηλαδή μικρότερη από τη δυνητική.

Πίν. 3.24 Υπολογισμοί του μοντέλου ισοζυγίου Thornthwaite στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.7.2.

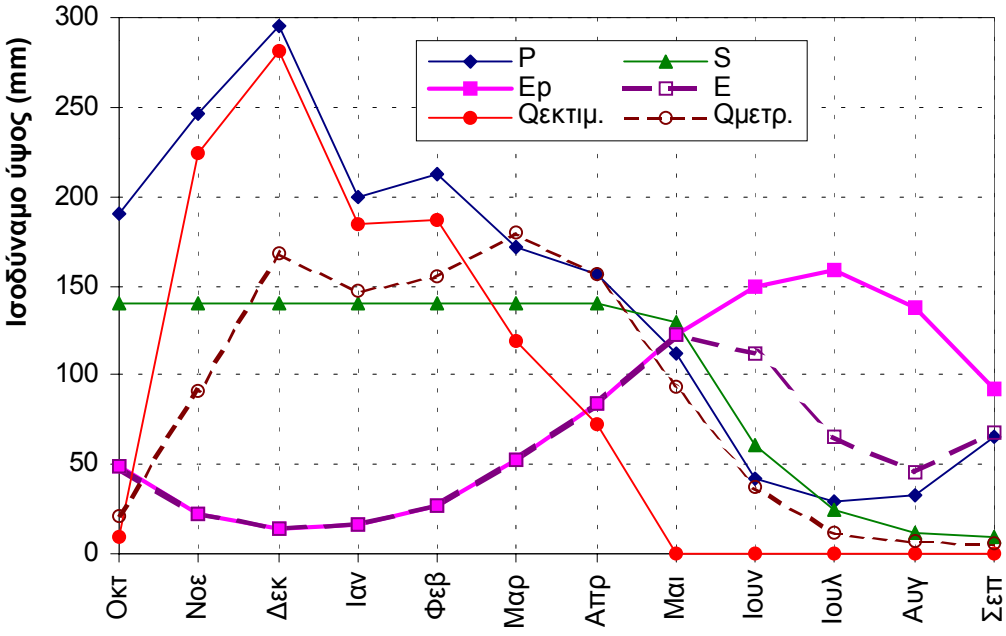
Μήνας	Βροχόπτωση, P (mm)	Δυνητική εξατμοδιαπνοή, E_p (mm)	Εδαφική αποθήκευση, S (mm)	Απορροή, Q (mm)	Πραγματική εξατμοδιαπνοή, E (mm)
Σεπ			(0.0)† 9.4		
Οκτ	189.7	49.3	140.0	(0.4)† 9.8	49.3
Νοε	246.1	22.4	140.0	223.7	22.4
Δεκ	295.3	13.6	140.0	281.7	13.6
Ιαν	200.0	16.1	140.0	183.9	16.1
Φεβ	212.8	26.4	140.0	186.4	26.4
Μαρ	171.3	52.7	140.0	118.6	52.7
Απρ	156.5	84.2	140.0	72.3	84.2
Μαι	112.5	122.8	130.1	0.0	122.4
Ιουν	42.5	149.3	60.7	0.0	111.9
Ιουλ	29.0	158.8	24.0	0.0	65.7
Αυγ	33.2	137.3	11.4	0.0	45.8
Σεπ	65.3	92.3	9.4	0.0	67.3
Έτος	1754.2	925.2		1076.4	677.8

† Οι τιμές σε παρενθέσεις αποτελούν πρώτες προσεγγίσεις που διορθώνονται στο δεύτερο βήμα υπολογισμού.

Όταν ολοκληρώσουμε τους υπολογισμούς παρατηρούμε ότι στο τέλος Σεπτεμβρίου η εδαφική αποθήκευση είναι 9.4 mm και όχι 0 mm που υποθέσαμε αρχικά. Γι' αυτό επαναλαμβάνουμε τους υπολογισμούς ξεκινώντας τον Οκτώβριο με $S_{n-1} = 9.4$ mm. Βρίσκουμε και πάλι ότι $S_n = 140.0$ mm αλλά $Q_n = 9.8$ mm. Αφού δεν έχει αλλάξει η

εδαφική αποθήκευση στο τέλος Οκτωβρίου, είναι προφανές ότι οι υπόλοιποι μήνες δεν επηρεάζονται και δεν χρειάζεται να επαναλάβουμε το δεύτερο στάδιο υπολογισμών για αυτούς. Τα ετήσια αθροίσματα για την απορροή και την πραγματική εξατμοδιαπνοή είναι 1076.4 mm και 677.8 mm, αντίστοιχα. Γραφική παράσταση της μηνιαίας μεταβολής των συνιστωσών του ισοζυγίου δίνεται στο Σχ. 3.10. Παρατηρούμε ότι από τον Οκτώβριο μέχρι και το Μάιο η πραγματική εξατμοδιαπνοή ταυτίζεται με τη δυνητική, ενώ στους υπόλοιπους μήνες η πρώτη υπολείπεται της δεύτερης. Επίσης, από τον Οκτώβριο μέχρι και τον Απρίλιο η εδαφική αποθήκευση παίρνει τη μέγιστη τιμή της ($S = K = 140$ mm) και ταυτόχρονα πραγματοποιείται απορροή· τους υπόλοιπους μήνες η εδαφική αποθήκευση είναι μικρότερη ($S < K$) και η απορροή μηδενίζεται.

(β) Επαναλαμβάνουμε κατά τον ίδιο τρόπο τους υπολογισμούς για K = 100, 120, 160, 180 και 200 mm. Τα ετήσια αθροίσματα για την απορροή και την πραγματική εξατμοδιαπνοή φαίνονται στο Σχ. 3.11. Παρατηρούμε ότι με την αύξηση της χωρητικότητας του εδάφους, η εξατμοδιαπνοή αυξάνεται σχεδόν γραμμικά και η απορροή μειώνεται αντίστοιχα (ώστε το άθροισμα να παραμένει σταθερό, ίσο με τη βροχόπτωση). Έτσι, για αύξηση της χωρητικότητας του εδάφους κατά 100 mm, η εξατμοδιαπνοή αυξάνεται και η απορροή μειώνεται κατά περίπου 72 mm.



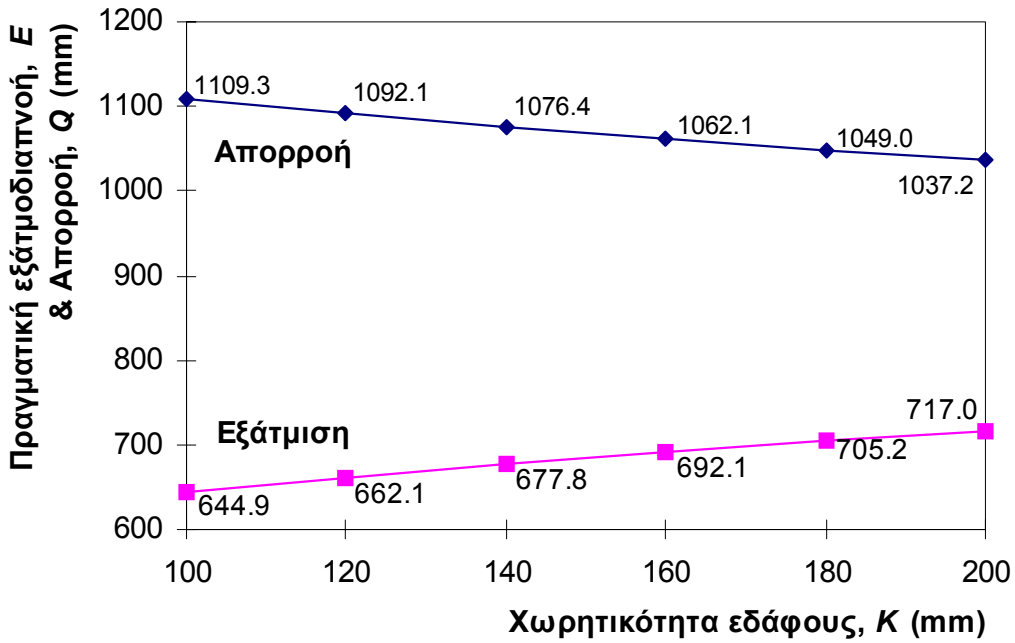
Σχ. 3.10 Μεταβολή των συνιστωσών του υδατικού ισοζυγίου της λεκάνης Πύλης, για τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.7.2 (και K = 140 mm).

Δεδομένου ότι στη λεκάνη που εξετάζουμε υπάρχουν δεδομένα απορροής από μετρήσεις, μπορούμε να βαθμονομήσουμε την παράμετρο K του μοντέλου, δηλαδή να βρούμε ποιά είναι η τιμή που δίνει ετήσια απορροή ίση με τη μετρημένη, η οποία είναι 1074.1 mm. Από το Σχ. 3.11 διαπιστώνουμε ότι η ζητούμενη τιμή είναι ελαφρώς μεγαλύτερη από 140 mm, αλλά για στρογγύλευση θεωρούμε τελικά ότι K = 140 mm. Με αυτή την τιμή είχαμε εργαστεί στο ερώτημα (α).

(γ) Στο προηγούμενο ερώτημα διαπιστώσαμε ότι για K = 140 mm η ετήσια απορροή που εκτιμά το μοντέλο Thornthwaite πρακτικώς ταυτίζεται με την μετρημένη απορροή. Θα ήταν επιθυμητό να υπάρχει ανάλογη ταύτιση και για τις μηνιαίες τιμές, και αυτό θα σήμαινε ότι το μοντέλο αντιπροσωπεύει πολύ καλά την πραγματικότητα για τη συγκεκριμένη λεκάνη Πύλης. Για να διαπιστώσουμε αν αυτό ισχύει, έχουμε χαράξει στο Σχ. 3.10, μαζί με τις συνιστώσες του ισοζυγίου της Πύλης που υπολογίστηκαν από το μοντέλο στον Πίν. 3.24, και τη μετρημένη μηνιαία απορροή, όπως δίνεται στον Πίν. 3.23. Παρατηρούμε ότι υπάρχουν σημαντικές διαφορές στις μηνιαίες τιμές της μετρημένης και της εκτιμημένης απορροής. Συγκεκριμένα, τους χειμερινούς μήνες η εκτιμημένη απορροή είναι πολύ μεγαλύτερη από τη μετρημένη, ενώ, αντίστροφα, από το Μάιο μέχρι και το Σεπτέμβριο, η εκτιμημένη απορροή μηδενίζεται χωρίς να συμβαίνει το ίδιο με την πραγματική (μετρημένη). Επί πλέον, το μέγιστο της εκτιμημένης απορροής είναι ταυτόχρονο με το μέγιστο της βροχόπτωσης (Δεκέμβριος), ενώ της μετρημένης πραγματοποιείται αργότερα (Μάρτιος).

Οι παραπάνω παρατηρήσεις δείχνουν ότι το μοντέλο δεν αποδίδει καλά την πραγματικότητα της λεκάνης Πύλης. Αυτό εξηγείται εύκολα, αν σκεφτούμε ότι η λεκάνη Πύλης δεν εκπληρώνει τις προϋποθέσεις της ιδεατής "απλής" λεκάνης που τέθηκαν στο εδάφιο 3.7.1. Πιο συγκεκριμένα, η λεκάνη εκτείνεται σε μεγάλα υψόμετρα (μέσο υψόμετρο 944 m) και έτσι είναι πολύ συχνά τα χιόνια, κάτι που δεν έχει θεωρηθεί στο μοντέλο και εξηγεί τη χρονική υστέρηση της απορροής σε σχέση με τη βροχή. Επίσης, η λεκάνη παρουσιάζει κάποια (όχι πάντως ιδιαίτερα σημαντική) υπόγεια υδρολογική δραστηριότητα και αυτό εξηγεί το μη μηδενισμό της απορροής το καλοκαίρι.

Όμως, παρά την αδυναμία του για την ακριβή περιγραφή της μηνιαίας διακύμανσης της απορροής, το μοντέλο περιγράφει αρκετά καλά τη διακύμανση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής. Αν μάλιστα συμπληρωθεί με δεδομένα χιονιού (εξίσωση (3.84)) θα αποδώσει πολύ καλύτερα και τη διακύμανση της απορροής της λεκάνης.



Σχ. 3.11 Μεταβολή της πραγματικής εξατμοδιαπνοής και της απορροής συναρτήσει της χωρητικότητας του εδάφους, για τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.7.2.

3.7.3 Άλλες εμπειρικές κλιματολογικές μέθοδοι

Από τις αρχές του 19ου αιώνα αρκετοί ερευνητές προσπάθησαν να συσχετίσουν εμπειρικά, σε ετήσια κλίμακα, την πραγματική εξατμοδιαπνοή μιας λεκάνης κατ' αρχήν με τη βροχόπτωση P και στη συνέχεια με τη δυνητική εξατμοδιαπνοή E_p ή με αντίστοιχους δείκτες. Αναπτύχθηκαν έτσι διάφορες απλές εμπειρικές εξισώσεις, που συνοψίζουν την εμπειρία από πολλές λεκάνες της Ευρώπης και της Αμερικής, οι οποίες είναι χρήσιμες για προκαταρκτικές εκτιμήσεις του υδατικού ισοζυγίου σε περιπτώσεις που δεν διατίθενται δεδομένα απορροής. Οι περισσότερες εμπειρικές εξισώσεις στηρίζονται στη λογική ότι για εξαιρετικά ξηρές συνθήκες, δηλαδή όταν ο λόγος E_p/P παίρνει πολύ ψηλές τιμές, η πραγματική εξατμοδιαπνοή τείνει να είναι ίση με τη βροχόπτωση ή $E/P \to 1$, έτσι ώστε η απορροή πρακτικώς να μηδενίζεται. Αντίθετα, για εξαιρετικά υγρές συνθήκες, δηλαδή όταν $E_p/P \to 0$, η πραγματική εξατμοδιαπνοή τείνει να είναι ίση με τη δυνητική ή $E/P \to E_p/P$.

Ο Brutsaert (1982, σ. 241) συνοψίζει αρκετές από τις σχετικές εξισώσεις της βιβλιογραφίας· αυτές μπορούν να καταταγούν σε τρεις κατηγορίες:

α) Εξισώσεις με βάση τη βροχόπτωση και τη δυνητική εξατμοδιαπνοή.

$$E = P\left[1 - \exp\left(-\frac{E_\mathrm{p}}{P}\right)\right] \tag{3.85}$$

$$E = E_\mathrm{p} \tanh\left(-\frac{E_\mathrm{p}}{P}\right) \tag{3.86}$$

Οι (3.85) και (3.86) αποδίδονται στον Ol'dekop, βασίζονται σε προηγούμενες εργασίες των Schreiber, Ule και Penck, και χρονολογούνται στα 1911.

β) Εξισώσεις με βάση τη βροχόπτωση και την καθαρή ακτινοβολία.

$$E = P\left[1 - \exp\left(-\frac{R_\mathrm{n}/\lambda}{P}\right)\right] \tag{3.87}$$

$$E = (R_\mathrm{n}/\lambda) \tanh\left(-\frac{R_\mathrm{n}/\lambda}{P}\right) \tag{3.88}$$

Οι εξισώσεις (3.87) και (3.88) προτάθηκαν από τον Budyko (1948· 1974) και η μόνη ουσιαστική διαφορά τους από τις (3.85) και (3.86) έγκειται στην αντικατάσταση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής E_p από την ετήσια καθαρή ακτινοβολία, εκφρασμένη σε ισοδύναμο ύψος νερού (R_n/λ)· η τελευταία, όπως είδαμε προηγουμένως, υπολογίζεται ευκολότερα από την E_p. Ο ίδιος παρατήρησε ότι τα πραγματικά δεδομένα βρίσκονται ανάμεσα στις δύο καμπύλες που ορίζουν οι (3.87) και (3.88), και γι' αυτό τελικά πρότεινε να υπολογίζεται η πραγματική εξατμοδιαπνοή ως ο γεωμετρικός μέσος των δύο τιμών E_1 και E_2, οι οποίες προκύπτουν από τις (3.87) και (3.88), αντίστοιχα, ήτοι

$$E = \sqrt{E_1\, E_2} \tag{3.89}$$

γ) Εξισώσεις με βάση τη βροχόπτωση και θερμικούς δείκτες (Turc)

$$E = \begin{cases} \dfrac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\dfrac{P}{L_T}\right)^2}} & \dfrac{P}{L_T} > 0.316 \\ P & \dfrac{P}{L_T} \le 0.316 \end{cases} \tag{3.90}$$

όπου L_T θερμικός δείκτης που υποκαθιστά τη δυνητική εξατμοδιαπνοή και συναρτάται με τη μέση ετήσια θερμοκρασία αέρα T_a (σε ^oC) με βάση τη σχέση

$$L_T = 300 + 25\ T_a + 0.05\ T_a^3 \tag{3.91}$$

Οι (3.90) και (3.91) οφείλονται στον Turc (1954, 1955) και έχουν χρησιμοποιηθεί συχνά για προκαταρκτικές υδρολογικές εκτιμήσεις διεθνώς και στην Ελλάδα. Ο Turc πρότεινε επίσης μια επέκταση της μεθόδου του, η οποία μπορεί να εκτιμά την εξατμοδιαπνοή σε κλίμακα δεκαημέρου (η επέκταση αυτή αναφέρεται σε διάφορα υδρολογικά κείμενα, π.χ. Shaw, 1994, σ. 261). Ο Pike (1964) πρότεινε μια τροποποίηση της (3.90) αντικαθιστώντας τη σταθερά 0.9 με 1 και το θερμικό δείκτη L_T με τη εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια.

Αν εκτιμηθεί η πραγματική εξατμοδιαπνοή με μια από τις παραπάνω εξισώσεις, τότε με την παρατήρηση ότι σε ετήσια κλίμακα ισχύει $\Delta S = 0$, η εξίσωση ισοζυγίου (3.79) δίνει την επιφανειακή απορροή ως

$$Q = P - E \tag{3.92}$$

Είναι αυτονόητο ότι όλες οι παραπάνω εξισώσεις θα πρέπει να χρησιμοποιούνται με μέγιστη επιφύλαξη για προκαταρκτικές εκτιμήσεις και μόνο όταν δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα απορροής.

Εφαρμογή 3.7.3

Να εκτιμηθεί η πραγματική εξατμοδιαπνοή της λεκάνης Πύλης (δεδομένα από την Εφαρμογή 3.7.2 και τον Πίν. 3.23) με βάση τις εμπειρικές μεθόδους του εδαφίου 3.7.3.

(α) *Εξισώσεις Ol'dekop*: Η (3.85), για E_p = 925.2 mm και P = 1754.2 mm δίνει

$$E = P\left[1 - \exp\left(-\frac{E_p}{P}\right)\right] = 1754.2\left[1 - \exp\left(-\frac{925.2}{1754.2}\right)\right] = 719.0 \text{ mm}$$

Όμοια, η (3.86) δίνει

$$E = E_p \tanh\left(-\frac{E_p}{P}\right) = 925.2 \tanh\left(-\frac{925.2}{1745.2}\right) = 884.4 \text{ mm}$$

(β) *Εξισώσεις Budyko*: Η (3.87) για R_n / λ = 1151.5 mm και P = 1754.2 mm δίνει

$$E_1 = P\left[1 - \exp\left(-\frac{R_n/\lambda}{P}\right)\right] = 1754.2\left[1 - \exp\left(-\frac{1151.5}{1754.2}\right)\right] =$$

$$= 844.2 \text{ mm}$$

ενώ η (3.88)

$$E_2 = (R_n/\lambda)\tanh\left(-\frac{R_n/\lambda}{P}\right) = 1151.5\tanh\left(-\frac{1151.5}{1745.2}\right) = 909.9 \text{ mm}$$

και η (3.89)

$$E = \sqrt{E_1 E_2} = \sqrt{844.2 \times 909.9} = 876.5 \text{ mm}$$

(γ) *Εξίσωση Turc*: Η (3.91), για $T_a = 11.9^oC$ δίνει

$$L_T = 300 + 25\,T_a + 0.05\,T_a^3 = 300 + 25 \times 11.9 + 0.05 \times 11.9^3 = 681.8$$

οπότε

$$P/L_T = 1754.2 / 681.8 = 2.573 > 0.316$$

και η (3.90) τελικά δίνει

$$E = \frac{P}{\sqrt{0.9 + (P/L_T)^2}} = \frac{1754.2}{\sqrt{0.9 + 2.573^2}} = 639.7 \text{ mm}$$

Από την εξίσωση ισοζυγίου είναι γνωστό ότι η ετήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή στη λεκάνη της Πύλης είναι

$$E = P - Q = 1754.2 - 1074.1 = 680.1 \text{ mm}$$

Έτσι, συμπεραίνουμε ότι την καλύτερη προσέγγιση για τη συγκεκριμένη λεκάνη δίνει η πρώτη εξίσωση του Ol'dekop (3.85) με σχετικό σφάλμα 5.7% και ακολουθεί η εξίσωση Turc (3.90) με σχετικό σφάλμα –5.9%. Οι υπόλοιπες εξισώσεις δίνουν σφάλματα μεγαλύτερα από 20% (σε απόλυτη τιμή).

3.7.4 Εξίσωση υδατικού ισοζυγίου λιμνών

Στην περίπτωση στεγανών φυσικών ή τεχνητών λιμνών στις εισροές συμπεριλαμβάνεται πάντα, εκτός από τη βροχόπτωση P, η απορροή Q της λεκάνης που την τροφοδοτεί, η οποία μάλιστα αποτελεί και την κύρια εισροή. Σε στεγανές λίμνες που βρίσκονται σε φυσική κατάσταση, η μόνη εκροή είναι η εξάτμιση E. Εφόσον υπάρχει εκμετάλλευση του υδατικού δυναμικού της λίμνης, στις εκροές προστίθεται η απόληψη R. Σε

αντίθεση με την περίπτωση της λεκάνης απορροής όπου η αποθήκευση είναι μη μετρήσιμο μέγεθος, στη λίμνη το απόθεμα S είναι πάντα ορατό και εύκολα μετρήσιμο (μέσω της στάθμης της λίμνης, z, η οποία εύκολα μετατρέπεται σε απόθεμα, με βάση την τοπογραφική καμπύλη στάθμης-όγκου της λίμνης). Συχνά στις φυσικές λίμνες και πάντα στους τεχνητούς ταμιευτήρες κατασκευάζονται έργα υπερχείλισης. Έτσι, όταν η στάθμη ξεπεράσει μια μέγιστη στάθμη, ή αλλιώς, το απόθεμα S τείνει να ξεπεράσει τη χωρητικότητα K, πραγματοποιείται υπερχείλιση μιας ποσότητας Y. Κατά συνέπεια, η εξίσωση ισοζυγίου (3.78) για μια στεγανή λίμνη γράφεται

$$\Delta S = P + Q - E - R - Y \tag{3.93}$$

Παρατηρούμε ότι όλες οι συνιστώσες του ισοζυγίου μπορούν να μετρηθούν ή να εκτιμηθούν με σχετική ακρίβεια. Κατά συνέπεια, για τις λίμνες δεν είναι απαραίτητη η δόμηση πολύπλοκων υδρολογικών μοντέλων. Η εξίσωση (3.93), σε συνδυασμό με την προφανή ανίσωση

$$0 \le S \le K \tag{3.94}$$

μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό μιας, και σε μερικές περιπτώσεις περισσότερων μεταβλητών, εφόσον είναι γνωστές οι υπόλοιπες. Για παράδειγμα, αν είναι γνωστά τα μεγέθη P_n, Q_n, E_n και R_n, για την περίοδο n, καθώς και η αποθήκευση S_{n-1} στο τέλος της προηγούμενης περιόδου, μπορούν να υπολογιστούν τα μεγέθη S_n και Y_n από τις εξισώσεις

$$\begin{aligned} S_n &= \min\left(S_{n-1} + P_n + Q_n - E_n - R_n,\ K\right) \\ Y_n &= \max\left(S_{n-1} + P_n + Q_n - E_n - R_n - K,\ 0\right) \end{aligned} \tag{3.95}$$

Πιο πολύπλοκη είναι η κατάσταση σε μη στεγανές λίμνες, οπότε οι υπόγειες διαφυγές G αποτελούν μια πρόσθετη εκροή, η οποία είναι αρκετά δύσκολο να μετρηθεί. Στην περίπτωση αυτή η εξίσωση ισοζυγίου παίρνει τη μορφή

$$\Delta S = P + Q - E - R - Y - G \tag{3.96}$$

και συνήθως χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του G, με την προϋπόθεση ότι οι άλλες συνιστώσες έχουν μετρηθεί ή εκτιμηθεί με ικανοποιητική ακρίβεια.

Εφαρμογή 3.7.4

Στη θέση Πύλη του ποταμού Πορταϊκού (λίγο ανάντη του υδρομετρικού σταθμού – βλ. Εφαρμογή 3.7.2) μελετάται η κατασκευή ταμιευτήρα ωφέλιμης χωρητικότητας 47 hm^3, με έκταση ανάντη λεκάνης 130 km^2. Ο ταμιευτήρας θα εκτρέπει το μεγαλύτερο μέρος της εισροής του προς το γειτονικό ταμιευτήρα Μουζακίου, όπου θα χρησιμοποιείται για αρδευτικούς και ενεργειακούς σκοπούς, ενώ παράλληλα θα διοχετεύει κατάντη 20 hm^3 νερού ετησίως, με περίπου ομοιόμορφο ρυθμό, για προστασία των οικοσυστημάτων, τροφοδοσία των κατάντη υδροφορέων και κάλυψη των τοπικών αρδευτικών αναγκών. Ζητείται το ισοζύγιο του ταμιευτήρα σε μηνιαία βάση για το μέσο υδρολογικό έτος όπου τα υδρολογικά δεδομένα της λεκάνης είναι αυτά του Πίν. 3.23 με τις ακόλουθες επιπλέον παραδοχές:*

1. Η βροχόπτωση της λίμνης είναι ίση με τη βροχόπτωση της λεκάνης ενώ η εξάτμιση της λίμνης είναι προσεγγιστικά κατά 30% επαυξημένη σε σχέση με τη δυνητική εξατμοδιαπνοή της λεκάνης.
2. Όπως προκύπτει από τις καμπύλες στάθμης επιφάνειας και στάθμης-αποθέματος του ταμιευτήρα, η επιφάνεια της λίμνης F (σε km^2) συνδέεται με το ωφέλιμο απόθεμα S (σε hm^3) με τη σχέση

$$F = 0.20\,(S + 19.2)^{0.61}.$$

3. Η μηνιαία εκτροπή προς το Μουζάκι είναι σταθερή 9.5 hm^3.
4. Στην αρχή της περιόδου υπολογισμού (τέλος Σεπτεμβρίου του προηγούμενου υδρολογικού έτους) το απόθεμα στον ταμιευτήρα είναι 10 hm^3.

Οι συνολικές μηνιαίες απολήψεις από τον ταμιευτήρα, τόσο προς τα κατάντη, όσο και προς το Μουζάκι, είναι $R = 20.0/12 + 9.5 = 11.17$ hm^3. Ο υπολογισμός των εισροών και εκροών θα γίνει στη βάση όγκων και όχι ισοδύναμων υψών. Για τη μετατροπή των υψών σε όγκους παρατηρούμε ότι τα ύψη βροχόπτωσης και εξάτμισης θα πρέπει να πολλαπλασιαστούν με την επιφάνεια του ταμιευτήρα, ενώ το ύψος απορροής θα πρέπει να πολλαπλασιαστεί με την επιφάνεια της εδαφικής έκτασης. Και οι δύο αυτές επιφάνειες είναι μεταβλητές, έχοντας σταθερό άθροισμα ίσο με την επιφάνεια της συνολικής λεκά-

* Τα παραπάνω δεδομένα μελέτης προέρχονται από τον Κουτσογιάννη (1996γ).

νης (130 km^2). Οι εκτάσεις υπολογίζονται στο τέλος κάθε μήνα με βάση το απόθεμα του ταμιευτήρα και για ευκολία στους υπολογισμούς θεωρούνται κατά προσέγγιση σταθερές για τον αμέσως επόμενο μήνα. Έτσι, αφού το απόθεμα στο τέλος του Σεπτεμβρίου του προηγούμενου έτους είναι $S = 10.00$ hm^3, η επιφάνεια του ταμιευτήρα είναι

$$F = 0.20\,(S + 19.2)^{0.61} = 0.20 \times (10.0 + 19.2)^{0.61} = 1.57 \text{ km}^2$$

ενώ η επιφάνεια της εδαφικής έκτασης είναι

$$F_\varepsilon = 130.00 - 1.57 = 128.43 \text{ km}^2$$

Υπολογίζουμε αναλυτικά τις συνιστώσες του ισοζυγίου του ταμιευτήρα τον Οκτώβριο. Η βροχόπτωση στον ταμιευτήρα είναι 189.7 mm (βλ. Πίν. 3.23)· θεωρώντας ότι κατά προσέγγιση σε όλη τη διάρκεια του Οκτωβρίου η έκταση της λίμνης είναι 1.57 km^2, ο όγκος της βροχόπτωσης θα είναι $189.7 \times 10^{-3} \times 1.57 \times 10^6 = 298\,000$ $m^3 = 0.30$ hm^3. Αντίστοιχα, το ύψος εξάτμισης θα είναι (βλ. Πίν. 3.23) $1.3 \times 49.3 = 64.1$ mm και ο όγκος $64.1 \times 10^{-3} \times 1.57 \times 10^6 = 101\,000$ $m^3 = 0.10$ hm^3. Το ύψος απορροής είναι 21.5 mm (βλ. Πίν. 3.23) και ο αντίστοιχος όγκος $21.5 \times 10^{-3} \times 128.43 \times 10^6 = 2\,760\,000$ $m^3 = 2.76$ hm^3. Κατά συνέπεια, από την (3.95) βρίσκουμε ότι

$$S_n = \min\,(S_{n-1} + P_n + Q_n - E_n - R_n, K) =$$

$$= \min\,(10.00 + 0.30 + 2.76 - 0.10 - 11.17, 47) =$$

$$= \min(1.79, 47) = 1.79 \text{ hm}^3$$

ενώ η υπερχείλιση είναι προφανώς $Y_n = 0$, αφού ο ταμιευτήρας δεν είναι γεμάτος. Στο τέλος Οκτωβρίου η επιφάνεια του ταμιευτήρα θα είναι

$$F = 0.20 \times (1.79 + 19.2)^{0.61} = 1.28 \text{ km}^2$$

Κατά τον τρόπο αυτό ολοκληρώσαμε τους υπολογισμούς για τον Οκτώβριο και προχωρούμε με τον ίδιο τρόπο τους υπόλοιπους μήνες, όπως φαίνεται στον Πίν. 3.25. Παρατηρούμε ότι σε όλους τους μήνες ισχύει $S_n > 0$· αν σε κάποιο μήνα προέκυπτε $S_n < 0$, θα πρέπει να μειώναμε την απόληψη R_n σε τρόπο ώστε $S_n = 0$.

Πίν. 3.25 Υπολογισμοί ισοζυγίου του ταμιευτήρα Πύλης στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.7.4.

Μήνας	P, mm	P, hm^3	E, mm	E, hm^3	Q, mm	Q, hm^3	R, hm^3	S, hm^3	F, km^2	Y, hm^3
Σεπ								10.00	1.57	
Οκτ	189.7	0.30	64.1	0.10	21.5	2.76	11.17	1.79	1.28	0.00
Νοε	246.1	0.32	29.1	0.04	90.8	11.69	11.17	2.59	1.31	0.00
Δεκ	295.3	0.39	17.7	0.02	168.0	21.62	11.17	13.41	1.68	0.00
Ιαν	200.0	0.34	20.9	0.04	147.5	18.93	11.17	21.47	1.92	0.00
Φεβ	212.8	0.41	34.3	0.07	154.8	19.83	11.17	30.47	2.17	0.00
Μαρ	171.3	0.37	68.5	0.15	180.3	23.05	11.17	42.57	2.47	0.00
Απρ	156.5	0.39	109.5	0.27	156.5	19.96	11.17	47.00	2.58	4.48
Μαι	112.5	0.29	159.6	0.41	93.6	11.93	11.17	47.00	2.58	0.64
Ιουν	42.5	0.11	194.1	0.50	37.4	4.77	11.17	40.21	2.42	0.00
Ιουλ	29.0	0.07	206.4	0.50	11.5	1.47	11.17	30.08	2.16	0.00
Αυγ	33.2	0.07	178.5	0.39	6.5	0.83	11.17	19.42	1.86	0.00
Σεπ	65.3	0.12	120.0	0.22	5.7	0.73	11.17	8.88	1.53	0.00
Έτος	1754.2	3.18	1202.8	2.71	1074.1	137.57	134.04			5.12

Στο τέλος του Πίν. 3.25 έχουν σημειωθεί τα ετήσια αθροίσματα των συνιστωσών του ισοζυγίου. Για έλεγχο, εξετάζουμε αν ισχύει η εξίσωση (3.93) σε ετήσια βάση. Το αριστερό μέλος της είναι

$$\Delta S = 8.88 - 10.00 = -1.12 \text{ hm}^3$$

ενώ το δεξιό

$$P + Q - E - R - Y = 3.18 + 137.57 - 2.71 - 134.04 - 5.12 = -1.12 \text{ hm}^3$$

πράγμα που επαληθεύει τους υπολογισμούς.

Κεφάλαιο 4 Κατακράτηση και διήθηση

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

4.1 Κατακράτηση

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

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

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

4.1.1 Παρεμπόδιση

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

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

$$h_I = S_I + E\,t \tag{4.1}$$

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

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

$$h_I = a + b\,h \tag{4.2}$$

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

$$h_I = S_I\,[1 - \exp(-h / S_I)] + E\,t \tag{4.3}$$

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

4.1.2 Επιφανειακή παγίδευση

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

$$h_D = S_D\,[1 - \exp(-h / S_D)] \tag{4.4}$$

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

4.1.3 Κατακράτηση χιονοπτώσεων

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

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

πτώσεις (εξάτμιση ≈ 5% του ισοδύναμου ύψους νερού της χιονόπτωσης).

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

4.2 Διήθηση

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

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

4.2.1 Φυσικό υπόβαθρο και φαινομενολογία

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

4.2.2 Ποσοτική εκτίμηση της διήθησης

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

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

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

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

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

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

4.2.3 Μετρήσεις με διηθησόμετρα

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

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

4.2.4 Υπολογισμός με ημιεμπειρικές σχέσεις

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Πηγή: Skaggs and Khaleel (1982)

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

4.2.5 Υπολογισμός με προσεγγιστικές θεωρητικές σχέσεις

Γενικό θεωρητικό πλαίσιο

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

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

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

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}+\frac{\partial q}{\partial z}=0 \tag{4.8}$$

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

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

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

Η μέθοδος Philip

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

$$F=S\sqrt{t}+K\,t \tag{4.10}$$

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

$$f=\frac{S}{2\sqrt{t}}+K \tag{4.11}$$

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

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

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

Η μέθοδος Green-Ampt

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

4.2.6 Επίδραση του χρόνου κατάκλυσης

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

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

$$f = i, \qquad F = h \tag{4.14}$$

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

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

4.3 Συνολική εκτίμηση ελλειμμάτων

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

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

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

$$i_e = i - i_a \tag{4.15}$$

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

$$i_a = i_I + i_D + f \tag{4.16}$$

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

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

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

$$i_e = \psi\, i \tag{4.17}$$

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

4.3.1 Η μέθοδος του δείκτη φ

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

$$i_a = \min(\varphi, i) \tag{4.18}$$

και

$$i_e = \max(i - \varphi, 0) \tag{4.19}$$

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

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

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

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

Εφαρμογή 4.3.1

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

ώρα 15.00: 68 000 m^3
ώρα 19.00: 252 000 m^3

Ζητούνται:

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

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

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

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

και το ύψος ελλειμμάτων

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

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

Πίν. 4.3 Δεδομένα υετογραφήματος για την Εφαρμογή 4.3.1.

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

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

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

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

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

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

$$h_{\mathrm{e}} = \sum_j i_{\mathrm{e}_j} \Delta t = \Delta t \sum_j i_{\mathrm{e}_j}$$

Πίν. 4.4 Υπολογισμοί του δείκτη φ στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.1.

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

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

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

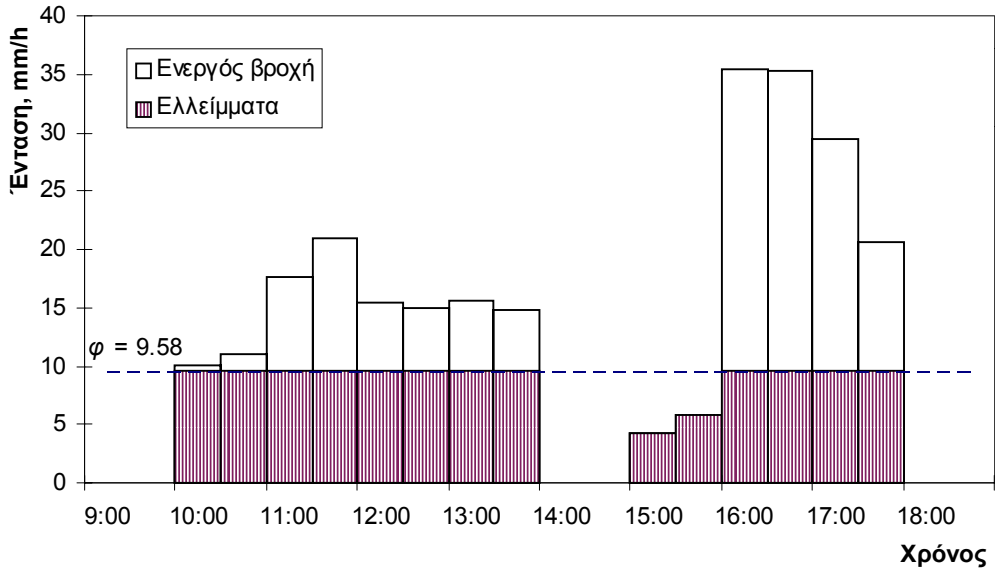
απ' όπου προκύπτει

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

Παρατηρούμε ότι η τιμή αυτή ικανοποιεί την ανισότητα 5.8 mm/h ≤ φ ≤ 10.0 mm/h και κατά συνέπεια δεν χρειάζεται δεύτερη δοκιμή. (Αν δεν την ικανοποιούσε θα συνεχίζαμε με την υπόθεση 10.0 mm/h ≤ φ ≤ 11.0 mm/h, κοκ.).

Το ενεργό υετογράφημα προκύπτει άμεσα από τον Πίν. 4.4 για φ = 9.58 mm/h και δίνεται στο Σχ. 4.1.

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



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

Για το πρώτο επεισόδιο βροχής το ολικό ύψος είναι h = 60.2 mm, το ενεργό ύψος είναι

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

και το ύψος ελλειμμάτων

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

και

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

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

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

και

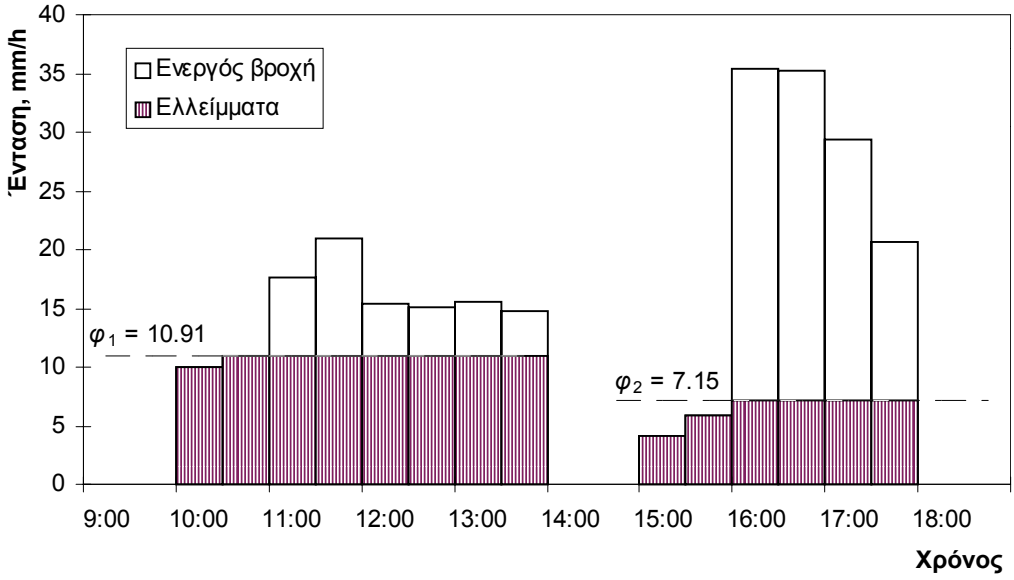
$$\varphi_2 = 7.15 \text{ mm/h}$$

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

Το ενεργό υετογράφημα προκύπτει άμεσα από τις δύο τελευταίες στήλες του Πίν. 4.4 αν αντικατασταθούν οι τιμές των φ_1 και φ_2 και δίνεται στο Σχ. 4.2.

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

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



Σχ. 4.2 Ολικό, ενεργό και ελλειμματικό υετογράφημα, στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.1, με θεώρηση δύο διακεκριμένων γεγονότων βροχής με διαφορετικές τιμές του δείκτη φ.

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

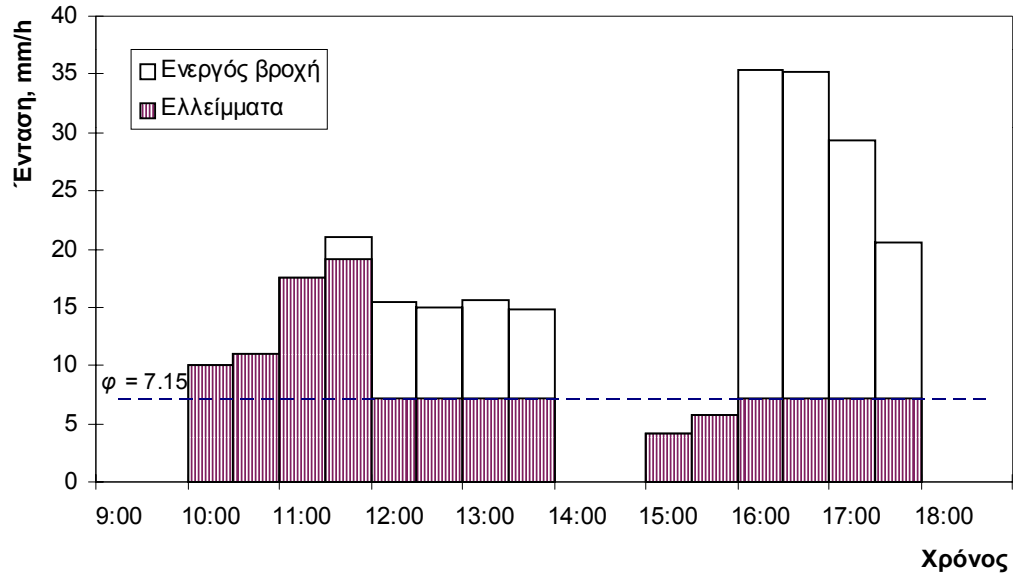
Αρχικά υποθέτουμε ότι h_{a0} = 0, οπότε προκύπτουν οι επιμέρους εντάσεις i_e και τα αθροιστικά ύψη h_e που φαίνονται στην τέταρτη και πέμπτη στήλη του Πίν. 4.5, αντίστοιχα. Παρατηρούμε ότι το τελικό ενεργό ύψος σε αυτή την περίπτωση φτάνει τα 77.6 mm. Για να γίνει το ύψος αυτό 63.0 mm χρειάζεται ένα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

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

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

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

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



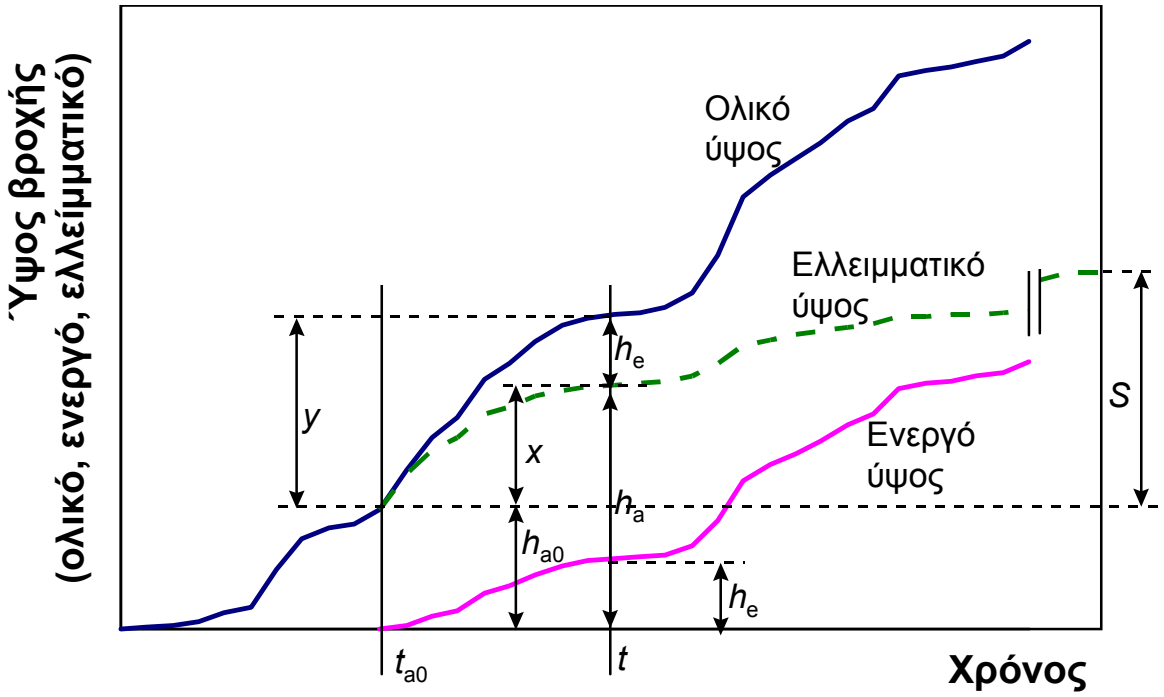
Σχ. 4.3 Ολικό, ενεργό και ελλειμματικό υετογράφημα, στα πλαίσια της Εφαρμογής 4.3.1, με θεώρηση αρχικού ελλείμματος και ενιαίας τιμής του δείκτη φ.

4.3.2 Η μέθοδος του Soil Conservation Service (SCS)

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

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

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



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

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

$$h_e=\begin{cases} 0 & h \le h_{a0} \\ \dfrac{(h-h_{a0})^2}{h-h_{a0}+S} & h > h_{a0} \end{cases} \tag{4.21}$$

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

δείκτη φ), την S. Με αυτή την επιπλέον παραδοχή, η (4.21) τελικώς γράφεται

$$h_e = \begin{cases} 0 & h \le 0.2\,S \\ \dfrac{(h - 0.2\,S)^2}{h + 0.8\,S} & h > 0.2\,S \end{cases} \tag{4.22}$$

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

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

$$0.04\,S^2 - (0.4\,h + 0.8\,h_e)\,S + h\,(h - h_e) = 0 \tag{4.23}$$

και επιλύεται ως προς S δίνοντας

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

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

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

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

Ομάδα Α: Εδάφη με μεγάλους ρυθμούς διήθησης, π.χ. αμμώδη και χαλικώδη με πολύ μικρό ποσοστό ιλύος και αργίλου.

Ομάδα Β: Εδάφη με μέσους ρυθμούς διήθησης, π.χ. αμμώδης πηλός.

Ομάδα C: Εδάφη με μικρούς ρυθμούς διήθησης, π.χ. εδάφη από αργιλοπηλό, εδάφη με σημαντικό ποσοστό αργίλου, εδάφη φτωχά σε οργανικό υλικό.

Ομάδα D: Εδάφη με πολύ μικρούς ρυθμούς διήθησης, π.χ. εδάφη που διογκώνονται σημαντικά όταν διαβραχούν, πλαστικές άργιλοι. Στην ίδια ομάδα περιλαμβάνονται εδάφη μικρού βάθους με σχεδόν αδιαπέρατους υπο-ορίζοντες κοντά στην επιφάνεια.

Στη συνέχεια ορίζει τρεις τύπους *προηγούμενων συνθηκών υγρασίας*, ήτοι:

Τύπος Ι: Ξηρές συνθήκες (εδάφη ξηρά, αλλά πάνω από το σημείο μαρασμού*). Αντιστοιχούν στην περίπτωση που η βροχόπτωση των προηγούμενων 5 ημερών είναι μικρότερη από 13 mm (ή 35 mm για περιοχή με φυτοκάλυψη σε συνθήκες ανάπτυξης).

Τύπος ΙΙ: Μέσες συνθήκες. Αντιστοιχούν στην περίπτωση που η βροχόπτωση των προηγούμενων 5 ημερών είναι μεταξύ 13 και 38 mm (ή μεταξύ 35 και 53 mm για περιοχή με φυτοκάλυψη σε συνθήκες ανάπτυξης).

Τύπος ΙΙΙ: Υγρές συνθήκες (εδάφη σχεδόν κορεσμένα). Αντιστοιχούν στην περίπτωση που η βροχόπτωση των προηγούμενων 5 ημερών είναι μεγαλύτερη από 38 mm (ή μεγαλύτερη από 53 mm για περιοχή με φυτοκάλυψη σε συνθήκες ανάπτυξης).

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

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

---

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

$$CN_I = \frac{0.42\ CN_{II}}{1 - 0.0058\ CN_{II}} \tag{4.26}$$

$$CN_{III} = \frac{2.3\ CN_{II}}{1 + 0.013\ CN_{II}} \tag{4.27}$$

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

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

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

Εφαρμογή 4.3.2

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

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

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

$$= 80.55 \text{ mm}$$

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

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

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

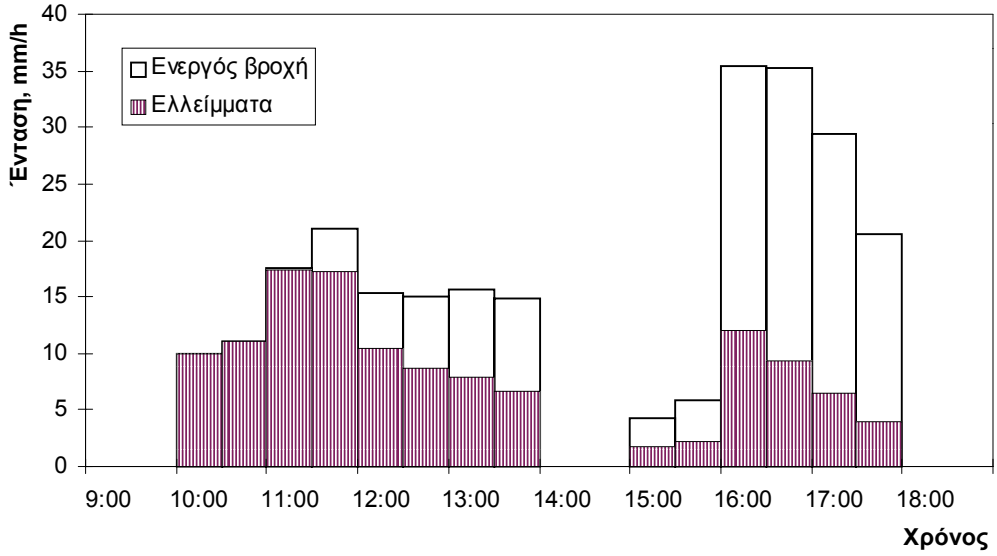
$$h_e = \frac{(h - 0.2\,S)^2}{h + 0.8\,S} = \frac{(45.0 - 0.2 \times 80.55)^2}{45.0 + 0.8 \times 80.55} = 7.6 \text{ mm}$$

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

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

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

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



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

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 Α ενός υδατορεύματος ονομάζεται *υδρογράφημα*.

Ακόμη, είδαμε στο κεφάλαιο 1 ότι σε κάθε διατομή Α 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 Α 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.

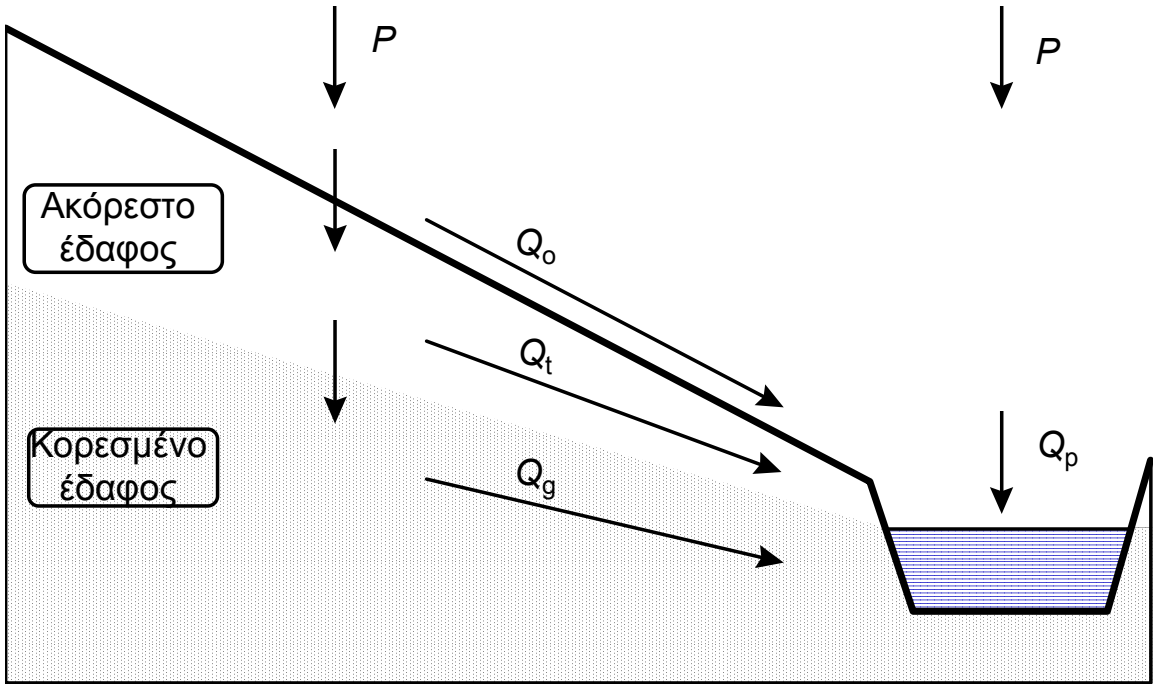
Από την τεχνολογική οπτική του μηχανικού, η επιφανειακή απορροή ενδιαφέρει περισσότερο από κάθε άλλη συνιστώσα του υδρολογικού κύκλου, τόσο γιατί δίνει το μεγαλύτερο μέρος των εκμεταλλεύσιμων υδατικών πόρων, όσο και γιατί δημιουργεί σημαντικούς φυσικούς κινδύνους στην περίπτωση των πλημμυρών. Στο κεφάλαιο 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 υπεδάφιες 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_t) 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 κατακρήμνισης, 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. Εξαίρεση αποτελούν οι λεκάνες με εκτεταμένες εμφανίσεις ελωδών περιοχών ή εμφανίσεις λιμνών.

5.1.2 Επίγεια ροή

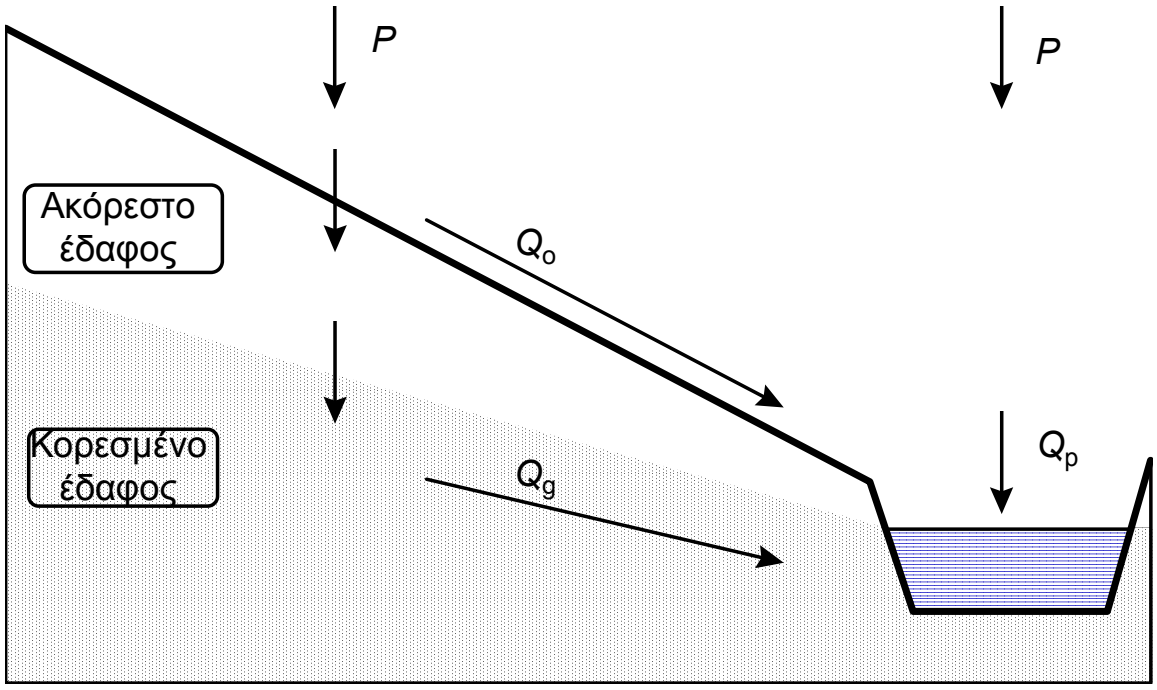
Ο όρος επίγεια ροή (overland flow) αναφέρεται στη διδιάστατη ροή που πραγματοποιείται στην επιφάνεια του εδάφους. Ο μηχανισμός που προ-

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).



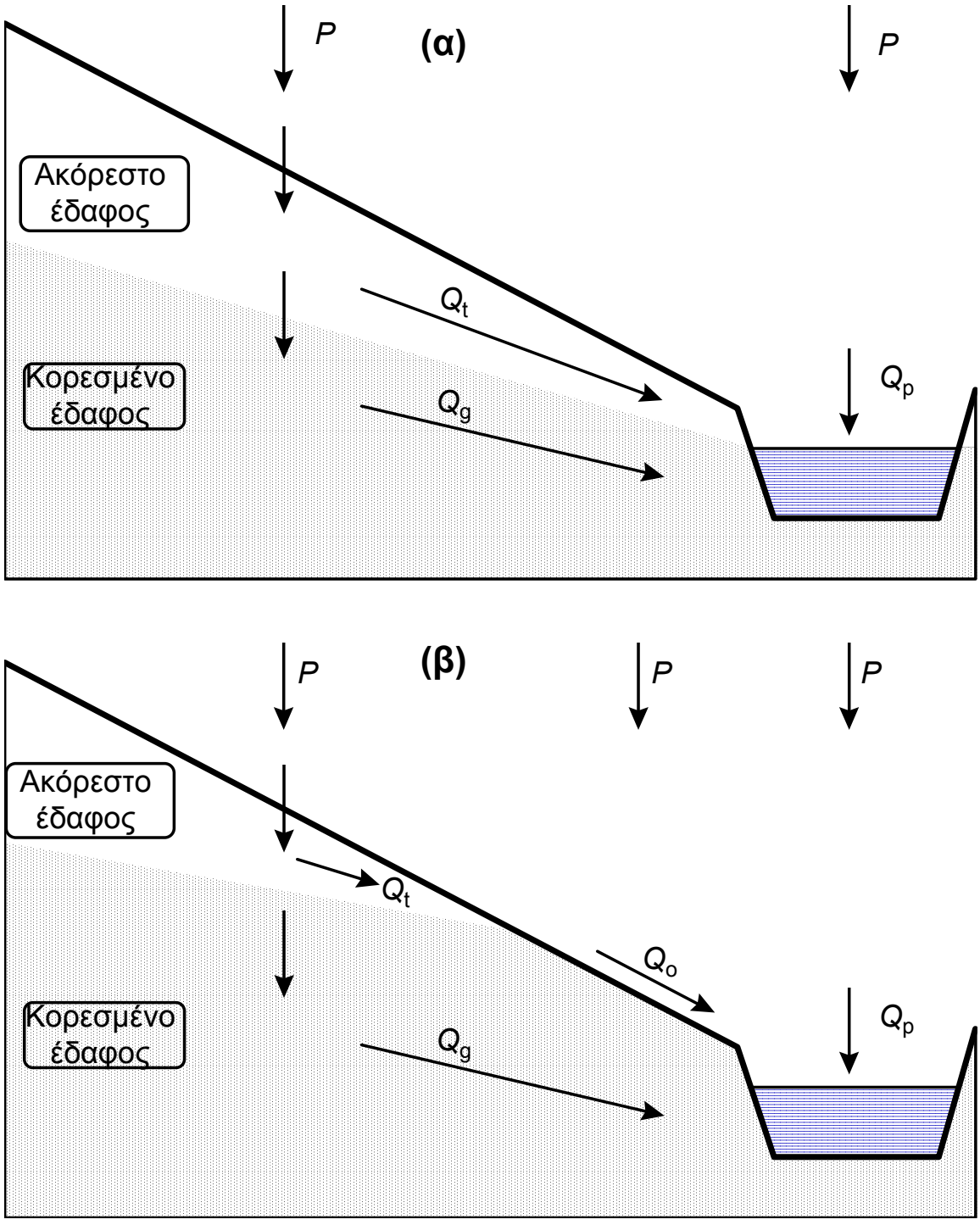
Σχ. 5.2 Σχηματικό διάγραμμα του τρόπου κίνησης του νερού σύμφωνα με την υπόθεση Horton.

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 εμπεριστατωμένη 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 υπερχείλιση 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 υπεδάφιων 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 δίαιτα 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 Δt. Το υετογράφημα δείχνει ότι στο χρόνο t_K ξεκινά ένα επεισόδιο βροχής, και σύντομα, στο χρόνο t_Λ, 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

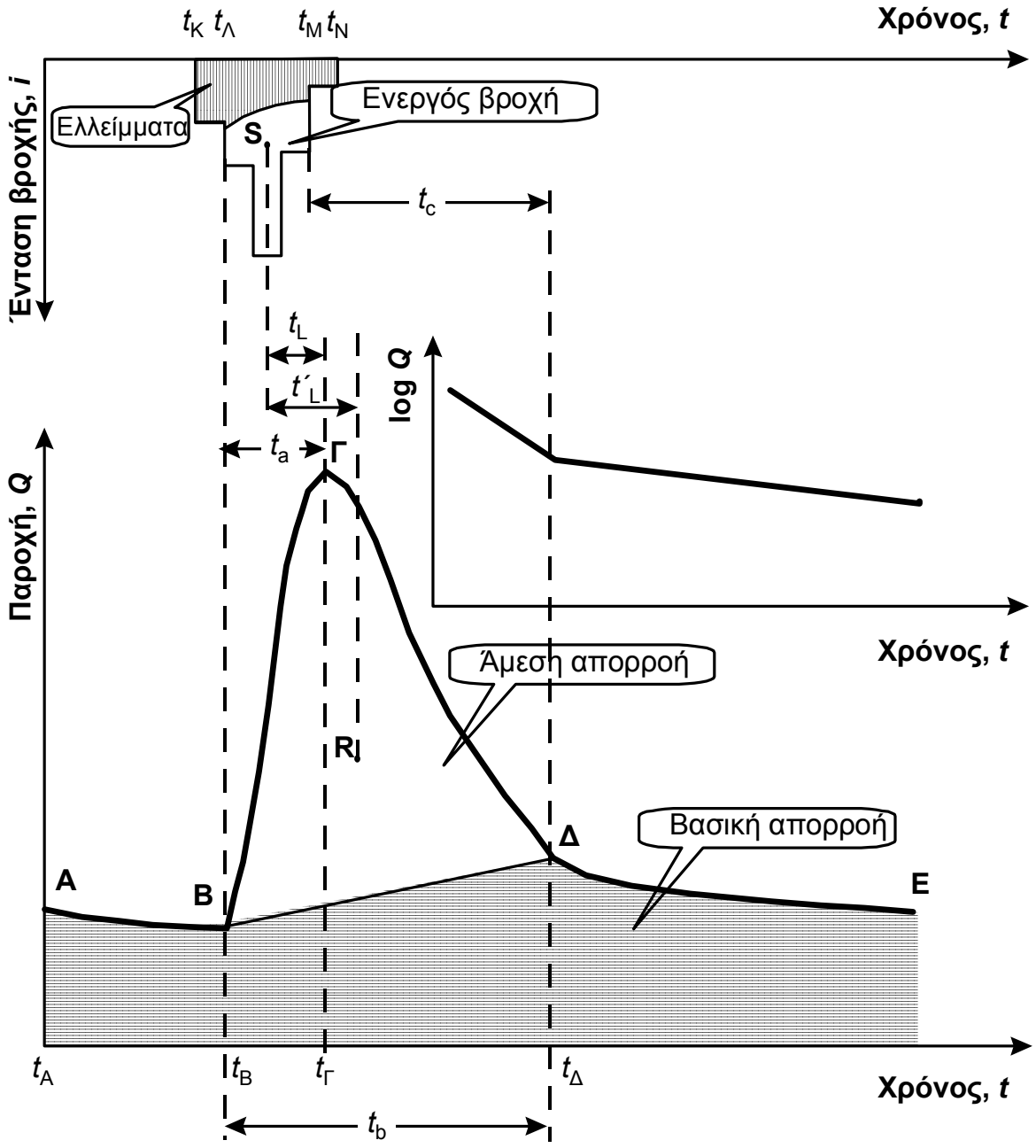
λήγει και αυτή στον ίδιο χρόνο t_N ή σε προηγούμενο χρόνο t_M, αν η ένταση στο τέλος του επεισοδίου είναι αρκετά μικρή, όπως είναι στην περίπτωση του Σχ. 5.4.

Παρατηρώντας το υδρογράφημα, διαπιστώνουμε ότι, πριν αρχίσει η ενεργός βροχόπτωση, η παροχή του ποταμού είναι ελαφρώς φθίνουσα συνάρτηση του χρόνου. Ο κλάδος ΑΒ 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 ΑΒ ονομάζεται *κλάδος στείρευσης της βασικής ροής* και συνήθως περιγράφεται μαθηματικά από μια εξίσωση εκθετικής μείωσης της παροχής ως προς το χρόνο, της μορφής

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

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

Στο χρόνο $t_\Lambda \equiv t_B$ 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_Γ. Ο χρόνος αυτός για σχετικώς 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_Γ 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_Γ *παροχή αιχμής*. Ακολουθεί η μείωση της παροχής που απεικονίζεται στον *καθοδικό κλάδο* ΓΔ. Στο χρόνο t_Δ 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 υετογράφημα. 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 υετογραφήματος. Αυστηρότερα, ο χρόνος υστέρησης ορίζε-

ται ως η χρονική διαφορά ανάμεσα στα κέντρα βάρους του υδρογραφήματος άμεσης απορροής και του ενεργού υετογραφήματος, δηλαδή $t'_{\mathrm{L}} := t_{\mathrm{R}} - t_{\mathrm{S}}$, 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 $t_{\mathrm{c}} = t_{\Delta} - t_{\mathrm{M}}$.

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 Δ. Γι' αυτόν έχουν προταθεί διάφορες εναλλακτικές τεχνικές, όπως:

- Υιοθετείται δεδομένη κλίση της ευθείας ΒΔ, οπότε το σημείο Δ 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 Δ, με την προϋπόθεση ότι είναι γνωστό το ενεργό υετογράφημα.
- Αξιοποιείται η εξίσωση (5.1), η οποία μετά από λογαρίθμιση γράφεται

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

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 Δ, 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:

$$V_{\mathrm{d}} = \int_{t_{\mathrm{B}}}^{t_{\Delta}} Q_{\mathrm{d}}(t)\, dt \tag{5.3}$$

όπου $Q_{\mathrm{d}}(t)$ η άμεση απορροή στο χρόνο t, η οποία προκύπτει ως η διαφορά της συνολικής παροχής $Q(t)$ μείον την παροχή της βασικής απορροής $Q_{\mathrm{b}}(t)$. 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

$$V_{\mathrm{e}} = \int_{t_{\Lambda}}^{t_{\mathrm{M}}} i_{\mathrm{e}}(t)\, dt \;\; S = h_{\mathrm{e}}\, S \tag{5.4}$$

όπου $i_{\mathrm{e}}(t)$ η ένταση της ενεργού βροχής, h_{e} το αθροιστικό ενεργό ύψος βροχής και S η έκταση της λεκάνης. Η διατήρηση όγκου σημαίνει ότι

$$V_{\mathrm{d}} = V_{\mathrm{e}} \tag{5.5}$$

απ' όπου προκύπτει ότι

$$h_{\mathrm{e}} = \frac{V_{\mathrm{d}}}{S} \tag{5.6}$$

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 Ρηγανίου 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 Ρηγανίου είναι 870 km^2. Ζητούνται:

(α) Η γραφική απεικόνιση του υδρογραφήματος και του υετογραφήματος.

(β) Ο διαχωρισμός της βασικής απορροής και οι τεταγμένες του υδρογραφήματος άμεσης απορροής.

(γ) Ο προσδιορισμός του ενεργού υετογραφήματος με τη μέθοδο του δείκτη φ 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 υετογραφήματος.

t † (h)	Δh ‡ (mm)	Q § (m^3/s)	t (h)	Δh (mm)	Q (m^3/s)	t (h)	Δh (mm)	Q (m^3/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			

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

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

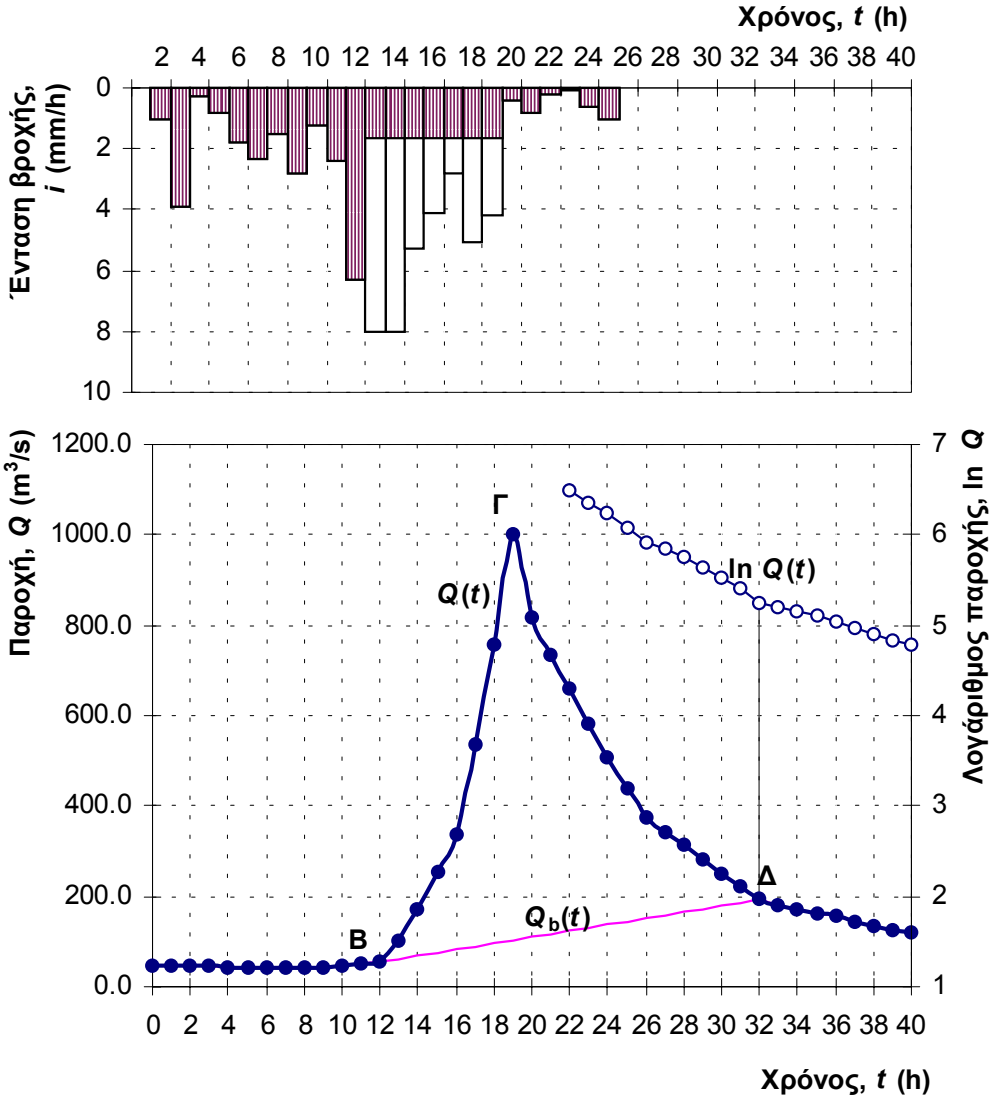
§ Η τιμή της παροχής Q που σημειώνεται στο χρόνο t αποτελεί στιγμιαία τιμή για το χρόνο αυτό.

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 υετογραφήματος 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 Δ σε αυτό το χρόνο. Ο χρόνος έναρξης της άμεσης απορροής (σημείο Β) 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 της 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

$$Q_\text{d}(t) = Q(t) - Q_\text{b}(t)$$

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

$$V_\text{d} = \int_{12}^{32} Q_\text{d}(t)\, dt = \sum_{j\,=\,13}^{32} \frac{Q_\text{d}(j-1) + Q_\text{d}(j)}{2}\, \Delta t$$

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

$$V_\text{d} = \sum_{j\,=\,13}^{31} Q_\text{d}(j)\, \Delta t$$

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

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

οπότε η (5.6) δίνει

$$h_\text{e} = \frac{V_\text{d}}{S} = \frac{22\,836\,240}{870 \times 10^6} = 0.0262 \text{ m} = 26.2 \text{ mm}$$

Περαιτέρω, θεωρούμε ότι το αρχικό έλλειμμα της βροχής φτάνει μέχρι το χρόνο $t = 12$ h, οπότε και ξεκινά η άμεση απορροή. Έτσι, για να υπολογίσουμε το δείκτη φ και την ενεργό βροχόπτωση αμελούμε τελείως τη βροχόπτωση των 12 πρώτων ωρών, θεωρώντας τη ως αρχική απώλεια. Ο δείκτης φ προκύπτει κατά τα γνωστά (βλ. Εφαρμογή 4.3.1): $\varphi = 1.61$ 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 υετογραφήματος και του υδρογραφήματος άμεσης απορροής για την Εφαρμογή 5.2.

t, h	i, mm/h	i_a, mm/h	i_e, mm/h	t_m, h	$t_m\, i_e$, mm
0					
1	0	0	0		
2	1.0	1	0		
3	3.9	3.9	0		
4	0.3	0.3	0		
5	0.8	0.8	0		
6	1.8	1.8	0		
7	2.3	2.3	0		
8	1.5	1.5	0		
9	2.8	2.8	0		
10	1.2	1.2	0		
11	2.4	2.4	0		
12	6.3	6.3	0		
13	8.0	1.61	6.39	12.5	79.88
14	8.0	1.61	6.39	13.5	86.27
15	5.3	1.61	3.69	14.5	53.51
16	4.1	1.61	2.49	15.5	38.60
17	2.8	1.61	1.19	16.5	19.64
18	5.1	1.61	3.49	17.5	61.08
19	4.2	1.61	2.59	18.5	47.92
20	0.4	0.4	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		
Σ =			26.23		386.87

t, h	Q, m^3/s	$t\,Q$, h m^3/s
12	0.0	0.0
13	41.1	534.5
14	101.2	1417.2
15	178.1	2672.2
16	257.2	4114.6
17	444.9	7562.9
18	659.9	11878.0
19	899.2	17084.9
20	708.9	14178.4
21	619.4	13008.1
22	535.1	11771.1
23	451.6	10386.0
24	371.3	8910.7
25	297.2	7429.9
26	223.9	5821.7
27	185.0	4995.7
28	148.1	4147.9
29	110.5	3203.2
30	73.2	2195.1
31	37.6	1165.1
32	0.0	0.0
Σ =	6343.4	132477.2

(δ) Στον Πίν. 5.3 γίνονται οι υπολογισμοί των τετμημένων των κέντρων βάρους του ενεργού υετογραφήματος, 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

$$t_S = \frac{\sum_j t_{m_j} i_{e_j}}{\sum_j i_{e_j}} = \frac{386.87}{26.23} = 14.8 \text{ h}$$

Για το δεύτερο σχήμα, θεωρούμε για απλοποίηση ότι μπορεί να προσεγγιστεί από ένα ιστόγραμμα, όπου κάθε τεταγμένη Q_{d_j} 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.

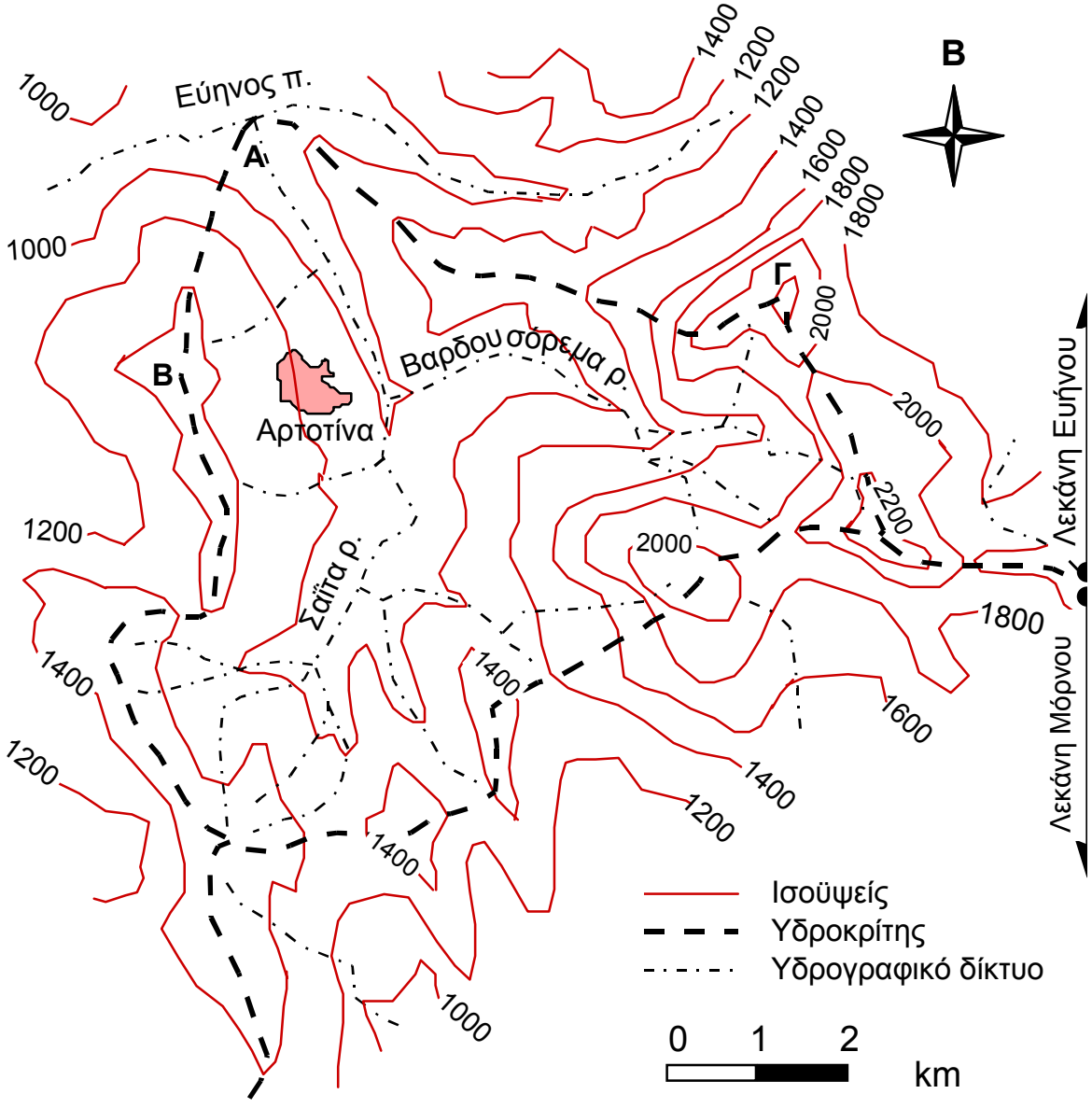
5.3.1 Μορφολογικά χαρακτηριστικά

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 Α υδατορεύματος. Η συμβατική μέθοδος χάραξης του υδροκρίτη με βάση ένα χάρτη ή τοπογραφικό διάγραμμα, είναι η εξής: Ξεκινούμε από τη δεδομένη θέση της διατομής Α 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 υδροκριτών. Ειδικότερα για το σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται τα λεγό-

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 Αρτοτίνας 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):

$$E_c := \frac{S_A}{P_A^{\,2} / 4\pi} \tag{5.7}$$

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

$$E'_c := \frac{P_A}{\sqrt{4\pi\, S_A}} = \frac{1}{\sqrt{E_c}} \tag{5.8}$$

- 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):

$$E_L := \frac{\sqrt{S_A}}{L_A} \tag{5.9}$$

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 ΔL που χρησιμοποιείται για την προσέγγιση της πολύπλοκης καμπύλης της περιμέτρου της λεκάνης.

Ανάγλυφο

Η γενική εικόνα του αναγλύφου αποδίδεται από την *υψομετρική* (ή *υψογραφική*) *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 Α) και το μέσο. Ο υπολογισμός του μέσου υψομέτρου της λεκάνης γίνεται με βάση την υψομετρική καμπύλη $F(z)$ χρησιμοποιώντας τη σχέση

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

όπου υποτίθεται ότι πεδίο μεταβολής του F έχει υποδιαιρεθεί σε υποδιαστήματα μήκους ΔF_r (όχι κατ' ανάγκη ίσα, αλλά με άθροισμα ίσο με 1) και οι τιμές του z που αντιστοιχούν στα άκρα του υποδιαστήματος ΔF_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

$$i_S = \frac{1}{S_\Lambda} \int_{S_\Lambda} i\, dS \approx \frac{1}{S_\Lambda} \sum_r i_r\, \Delta S_r \tag{5.11}$$

όπου έχει υποτεθεί ότι η συνολική έκταση της λεκάνης έχει υποδιαιρεθεί σε τμήματα ΔS_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 *ενδορεϊσμός* 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 ενδορεϊσμού 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

$$\frac{N_i}{N_{i+1}} = R_B \, , \, i = 1, 2, \ldots, I-1 \tag{5.12}$$

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

$$\frac{L_{i+1}}{L_i} = R_L \, , \, i = 1, 2, \ldots, I-1 \tag{5.13}$$

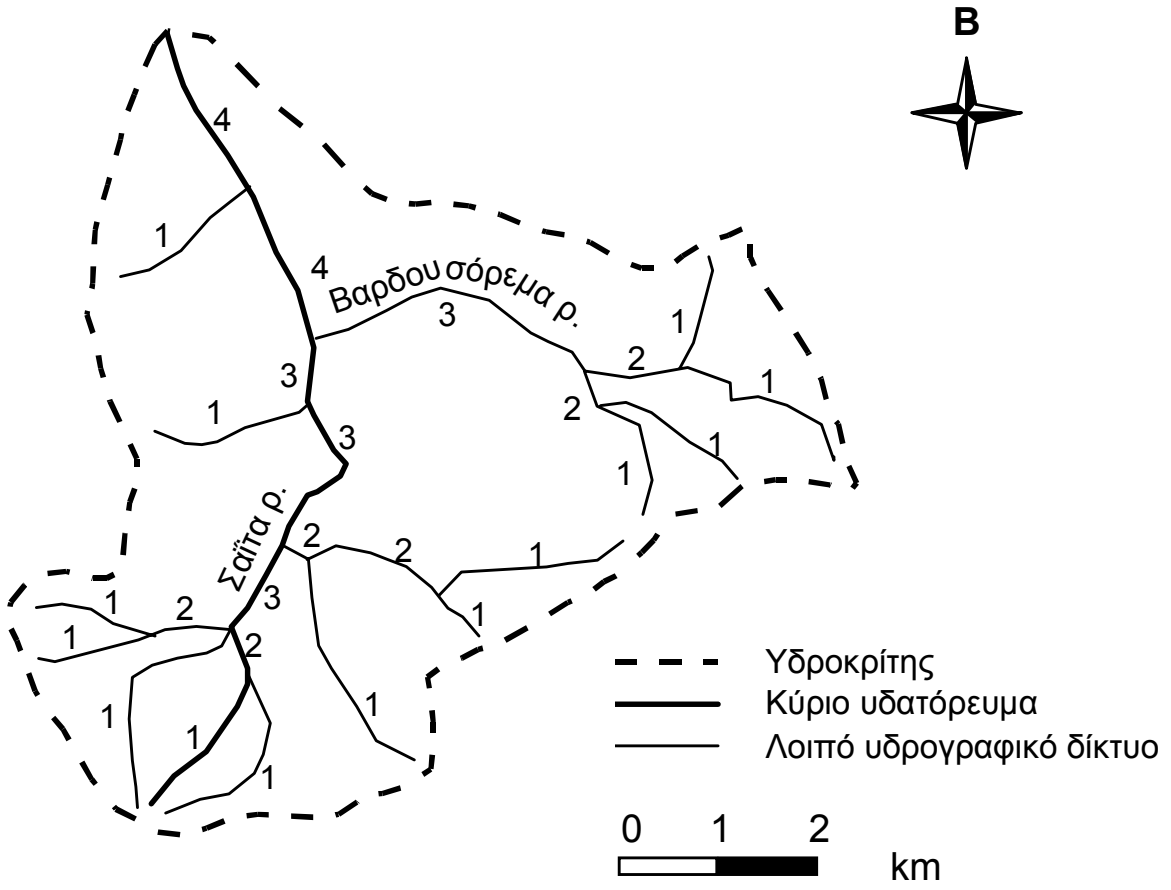
Επεξήγηση των νόμων του Horton γίνεται στην Εφαρμογή 5.3.1. Τέλος, ένας τρίτος ανάλογος νόμος, γνωστός ως *νόμος των επιφανειών των υδατορευμάτων* διατυπώθηκε από τον Schumm (1956), αφορά στις μέσες επιφάνειες λεκανών A_i των κλάδων δεδομένης τάξης i και εκφράζεται από τη σχέση

$$\frac{A_{i+1}}{A_i} = R_A \, , \, i = 1, 2, \ldots, I-1 \tag{5.14}$$

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 λεκάνη του υδατορεύματος Αρτοτίνας 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 ΣL_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 ΔL 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).

$$D_{\mathrm{A}} := \frac{\Sigma L_{\mathrm{A}}}{S_{\mathrm{A}}} \tag{5.15}$$

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

$$X_{\mathrm{A}} = \frac{1}{2\,D_{\mathrm{A}}} \tag{5.16}$$

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

$$Y_{\mathrm{A}} = \frac{X_{\mathrm{A}}}{2} = \frac{1}{4\,D_{\mathrm{A}}} \tag{5.17}$$

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

α. 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 $S_{\mathrm{A}} = 38.29\ \mathrm{km}^2$. Η περίμετρος της λεκάνης προκύπτει μετά από μέτρηση στο Σχ. 5.6 και είναι $P_{\mathrm{A}} = 28.0$ 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 $L_{\mathrm{A}} = 8.4$ 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.

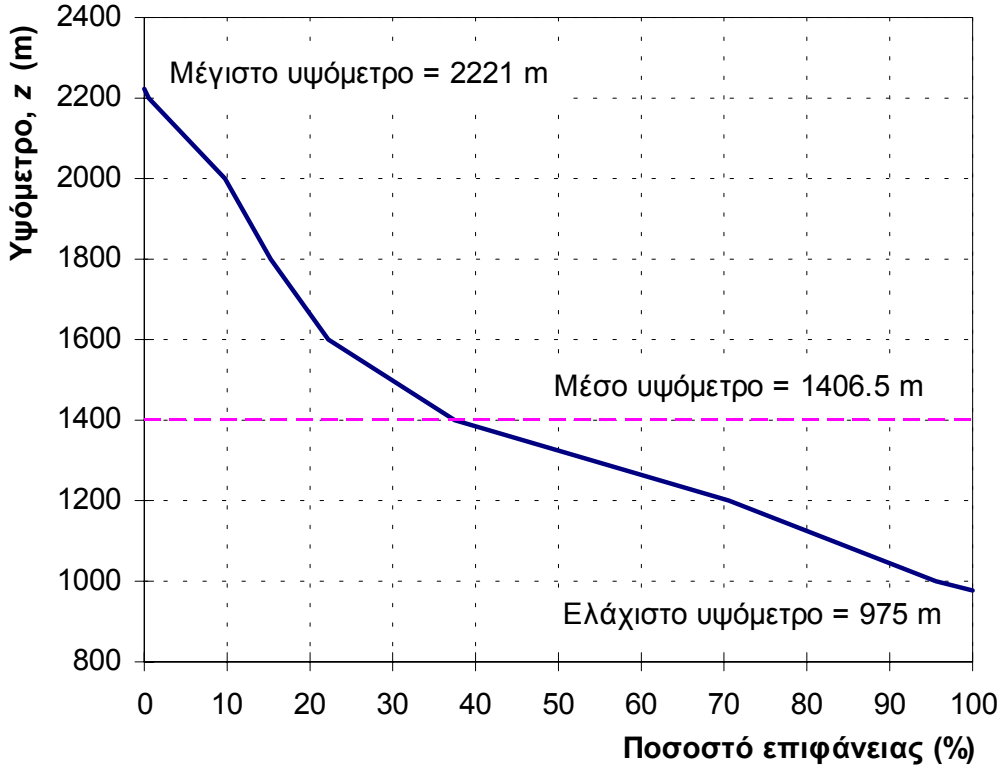
Πίν. 5.4 Δεδομένα και υπολογισμοί για την υψομετρική καμπύλη και το μέσο υψόμετρο της λεκάνης απορροής του υδατορεύματος Αρτοτίνας ανάντη της συμβολής του στον ποταμό Εύηνο (Εφαρμογή 5.3.1.β).

Όρια κλάσεων υψομέτρου, z_i (m)	Επιφάνεια κλάσης, S_i (km^2)	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, ΣL_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 ΣL_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 συναρτήσει της τάξης i. Παρατηρούμε ότι τα τέσσερα σημεία σχηματίζουν μια ευθεία στο ημιλογαριθμικό διάγραμμα, που περιγράφεται από την εκθετική εξίσωση

$$N_i = 31.3\ \mathrm{e}^{-0.883\,i}$$

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

$$R_\mathrm{B} = \frac{N_i}{N_{i+1}} = \frac{31.3\ \mathrm{e}^{-0.883\,i}}{31.3\ \mathrm{e}^{-0.883\,(i+1)}} = \mathrm{e}^{0.883} = 2.42$$

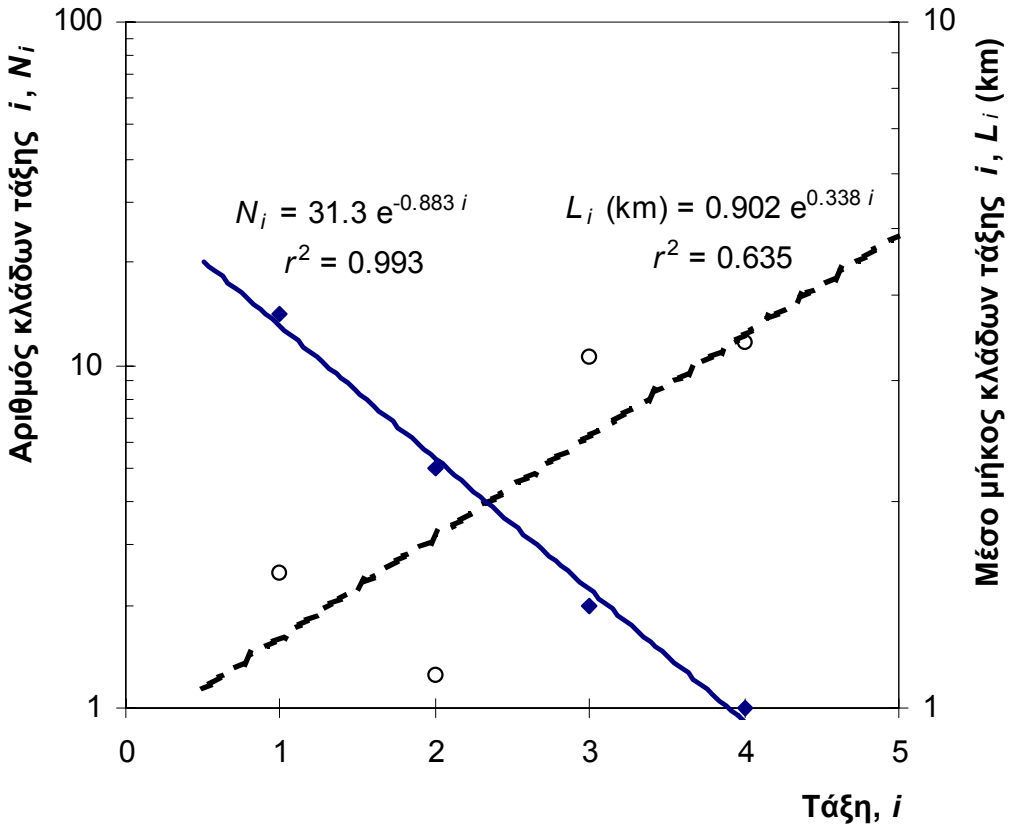
και είναι πράγματι ανεξάρτητος της τάξης i, όπως προβλέπει ο νόμος του Horton για τον αριθμό κλάδων.

Τα μέσα μήκη των κλάδων L_i έχουν επίσης απεικονιστεί στο Σχ. 5.9 σε ημιλογαριθμικό χαρτί συναρτήσει 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

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

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

$$R_L = \frac{L_{i+1}}{L_i} = \frac{0.902\ e^{0.338\ (i+1)}}{0.902\ e^{0.338\ i}} = e^{0.388} = 1.47$$



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 κατάντη της διατομής) όσο και της οριζοντιογραφίας του ποταμού (προτίμηση των ευθύγραμμων έναντι των καμπύλων)·
- μη επηρεασμό της στάθμης από κατάντη 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 κατάντη 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 διαβάζει 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^o ή 90^o, 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

$$Q = \int_A u \, dA \tag{5.18}$$

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 ±3%. Οι μετρήσεις παρουσιάζουν σημαντικές δυσκολίες (ανάρτηση, γωνία με κατακόρυφο) όταν οι ταχύτητες ξεπεράσουν τα 7 m/s.

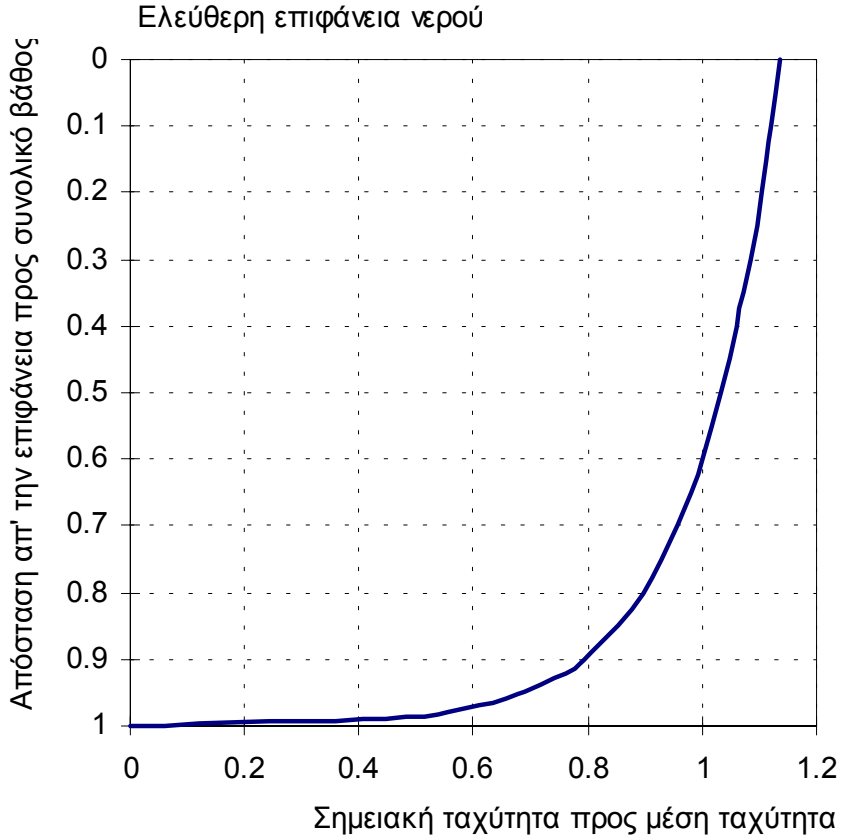
Ο αξιόπιστος υπολογισμός της παροχής προϋποθέτει σωστή επιλογή των σημείων μέτρησης μέσα στη διατομή. Στο Σχ. 5.10 δίνεται η τυπική

---

* 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 $\overline{u}$ στο συνολικό βάθος d. Από το διάγραμμα προκύπτει ότι στη θέση $y / d = 0.60$ ισχύει $u_{0.6} / \overline{u} = 1.00$· 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 $u_{0.2} / \overline{u} = 1.10$ και για $y / d = 0.80$, $u_{0.8} / \overline{u} = 1.10$ και 0.90, σε τρόπο ώστε

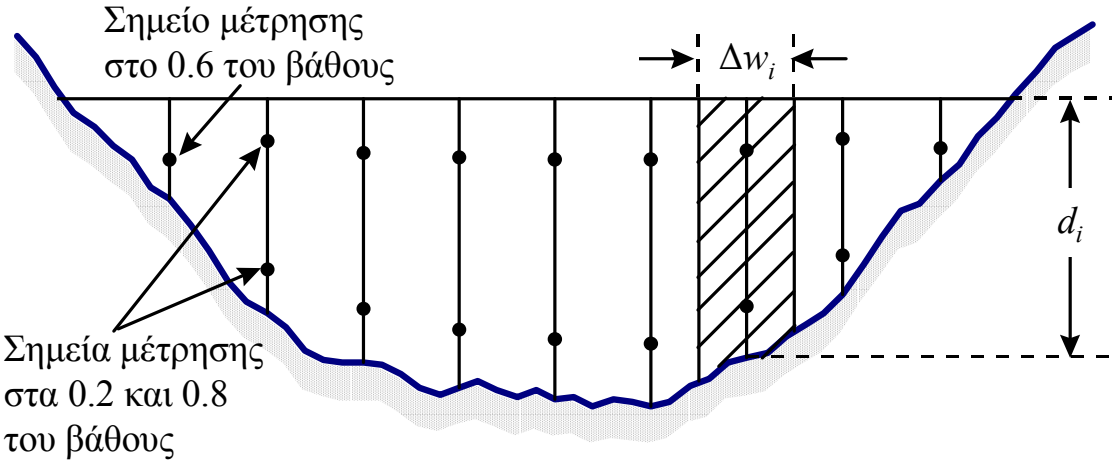
$$\overline{u} = \frac{u_{0.2} + u_{0.8}}{2} \tag{5.19}$$

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)

$$\overline{u} = \frac{u_{0.6}}{2} + \frac{u_{0.2} + u_{0.8}}{4} \tag{5.20}$$

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 ($q_i = \overline{u}_i\, d_i\, \Delta w_i$) 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

$$Q = \sum_i q_i = \sum_i \overline{u}_i\, d_i\, \Delta w_i \tag{5.21}$$



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 μυλίσκου. Για το σκοπό αυτό ο μυλίσκος 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

$$Q = q\,\frac{C_0 - C_e}{C_e - C_b} \tag{5.22}$$

   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 τ, τότε η παροχή του υδατορεύματος δίνεται από τη σχέση

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

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)

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

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 συναρτήσει 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:

$$Q = C A \sqrt{R i} \tag{5.25}$$

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

$$Q = A\sqrt{g\, y_{\mathrm{m}}} \tag{5.26}$$

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 παλαιό (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 απαράβατος 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 $h_{\Sigma M}(t_i)$. Για τις ενδιάμεσες τιμές του χρόνου τ_j, όπου $t_i, \le \tau_j \le t_{i+1}$, για τις οποίες υπάρχουν τιμές του σταθμηγράφου $h_{\Sigma\Gamma}(\tau_i)$, οι τελευταίες διορθώνονται ακολουθώντας μια γραμμική σχέση του χρόνου:

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

όπου $h'_{\Sigma\Gamma}(\tau_j)$ 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 μυλίσκους) 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

$$Q = C\,(h - a)^N \tag{5.28}$$

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

$$\log Q = \log C + N \log (h - a) \tag{5.29}$$

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 λογαρίθμηση 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 λογαρίθμηση 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 λογαρίθμηση 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 λογαρίθμηση 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. 816-8.17). 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

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

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.

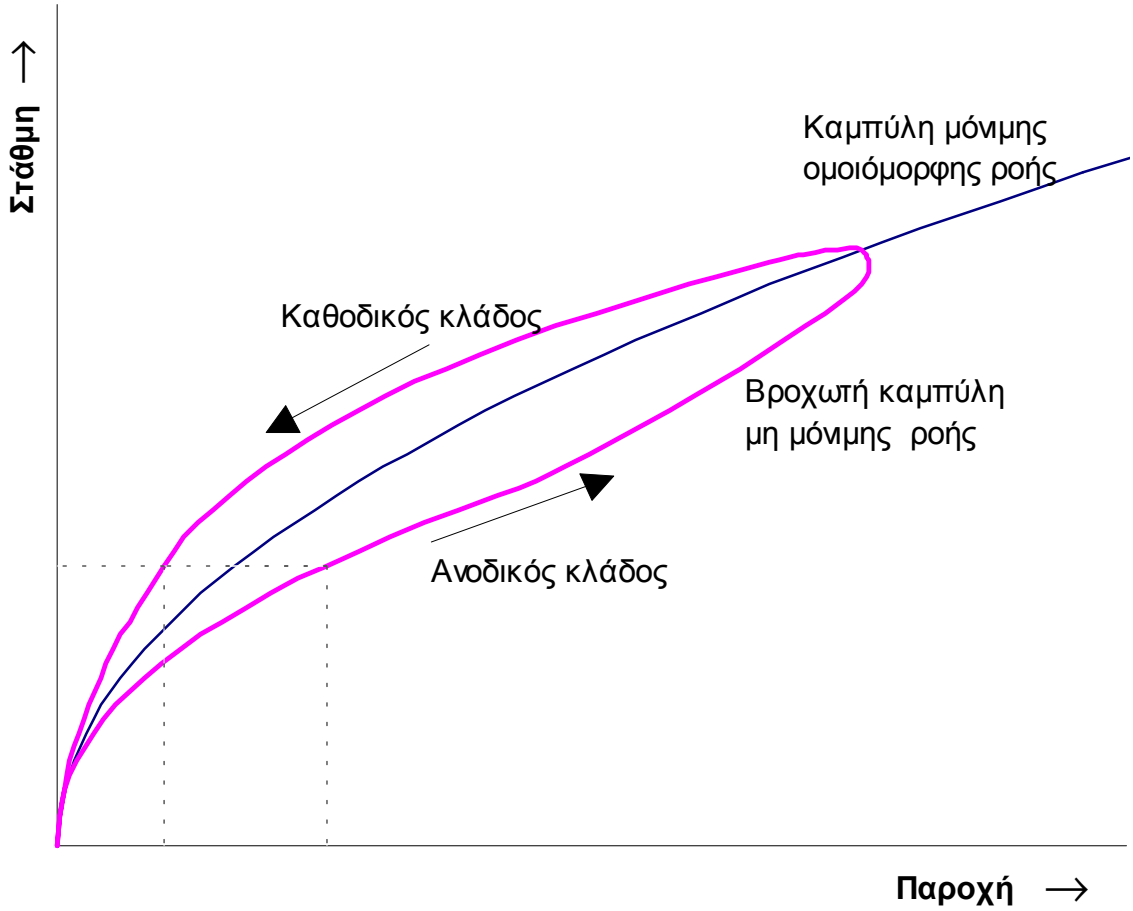
Η μεταβλητότητα των καμπυλών επιβάλλει τη συστηματική εκτέλεση μετρήσεων παροχής σε όλη τη διάρκεια που λειτουργεί ο σταθμός, χωρίς

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

Η καμπύλη στάθμης παροχής σε συνθήκες μη μόνιμης ροής

Παραπάνω έχει υποτεθεί 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 κατάντη 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 Ευήνου 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.

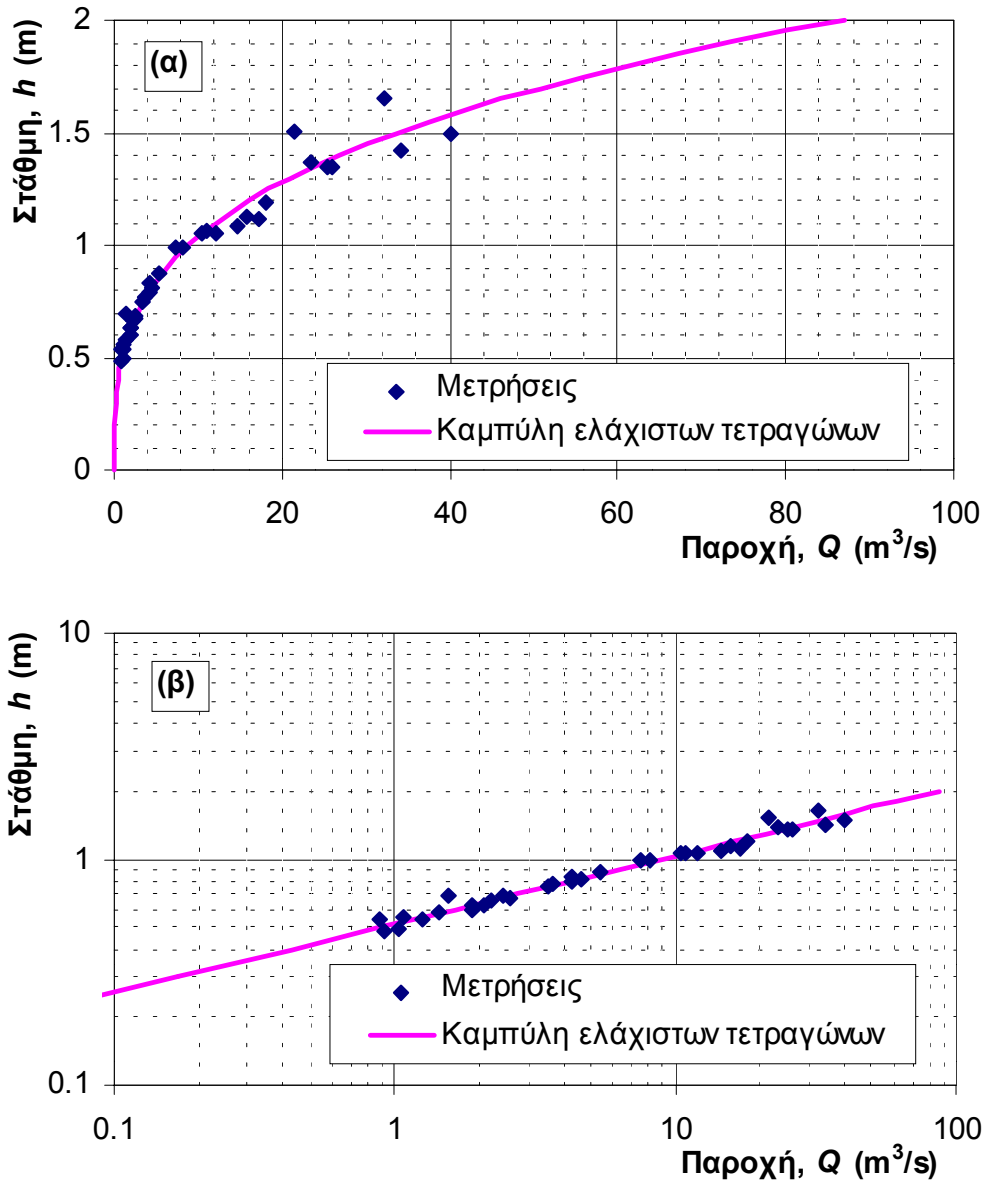
Α/Α	Ημερομηνία	Στάθμη (m)	Παροχή (m^3/s)	Α/Α	Ημερομηνία	Στάθμη (m)	Παροχή (m^3/s)
1	19/03/74	1.65	32.174	19	19/07/75	0.58	1.447
2	29/03/74	1.51	21.537	20	31/07/75	0.68	2.448
3	29/04/74	1.37	23.413	21	07/08/75	0.77	3.646
4	27/05/74	1.12	17.157	22	12/08/75	0.66	2.200
5	24/06/74	0.79	4.252	23	18/09/75	0.49	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 συναρτήσει 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

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

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_π 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_π, Q_π), 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

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

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

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

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 Δh μεταβάλλεται γραμμικά, οπότε στην τυχούσα χρονική στιγμή t, όπου $t_i \le t \le t_{i+1}$, θα ισχύει

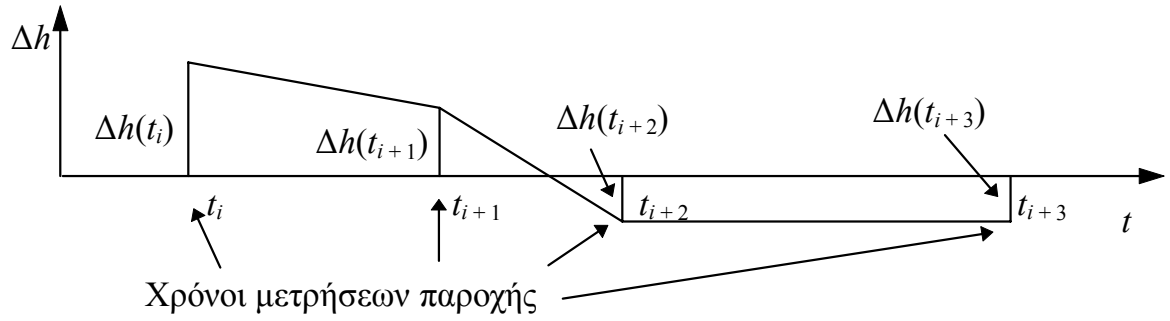
$$\Delta h(t) = \Delta h(t_i)\frac{t_{i+1} - t}{t_{i+1} - t_i} + \Delta h(t_{i+1})\frac{t - t_i}{t_{i+1} - t_i} \tag{5.34}$$

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

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

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

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



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 μεταφέρει στον Πίν. 5.7 (στήλες h_π και Q_π) τα δεδομένα των μετρήσεων παροχής που αναφέρονται στην περίοδο 21/05/1976 - 11/06/1976.

Με εφαρμογή της σχέσης στάθμης - παροχής

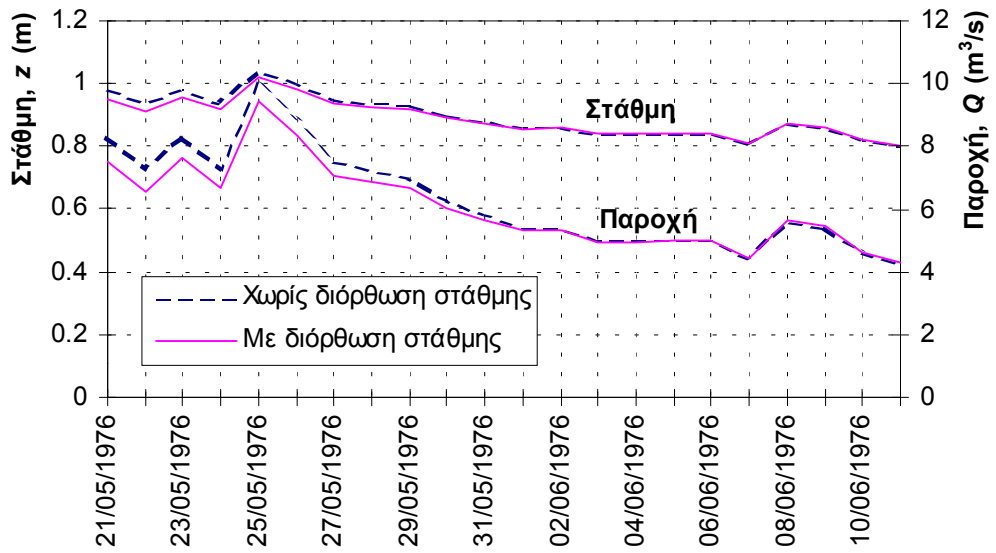
$$Q = 8.86\, h^{3.296}$$

που υπολογίστηκε στην Εφαρμογή 5.5.2, υπολογίζουμε άμεσα στη στήλη $\hat{Q}_\sigma$ 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_σ	h_π	Q_π	$\hat{Q}_\sigma$	$\hat{h}_\pi$	Δh	$\hat{h}_\delta$	$\hat{Q}_\delta$
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_σ: στάθμη από σταθμήμετρο· h_π: στάθμη από έντυπο μέτρησης της παροχής· Q_π: παροχή από έντυπο μέτρησης της παροχής· $\hat{Q}_\sigma$: εκτίμηση παροχής από την καμπύλη στάθμης-παροχής με βάση τη στάθμη h_σ· $\hat{h}_\pi$: εκτίμηση στάθμης από την καμπύλη στάθμης-παροχής με βάση την παροχή Q_π· Δh: 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).

Κεφάλαιο 6 Εισαγωγή στην υπόγεια υδρολογία

6.1 Γενικές έννοιες

Όπως είδαμε στο κεφάλαιο 1, τα αποθέματα του υπόγειου νερού αποτελούν περίπου το 30% του συνολικού γλυκού νερού, ή το 99% των υγρών αποθεμάτων γλυκού νερού της Γης. Επειδή, ωστόσο, το νερό δεν αποτελεί αποθεματικό φυσικό πόρο, αλλά ανανεώσιμο, αυτοί οι αριθμοί δεν είναι αντιπροσωπευτικοί της σημασίας του υπόγειου νερού ως υδατικού πόρου, την οποία υπερεκτιμούν. Πιο ενδεικτικά είναι τα ποσοστά συμμετοχής του υπόγειου νερού στο ετήσιο παγκόσμιο υδατικό ισοζύγιο. Έτσι, τα υπόγεια νερά που καταλήγουν με υπόγεια απορροή στους ωκεανούς είναι μόνο το 2% των κατακρημνισμάτων που πέφτουν στην ξηρά, ή το 4% της συνολικής απορροής. Η επιφανειακή απορροή συμμετέχει στο ετήσιο υδατικό ισοζύγιο της Γης σε πολύ μεγαλύτερες ποσότητες (περίπου 20 φορές). Όμως και η δεύτερη αυτή σειρά αριθμών είναι πλασματική, γιατί, όπως είδαμε στο κεφάλαιο 5, μεγάλο μέρος των επιφανειακών νερών έχει υπάρξει προηγουμένως ως υπόγειο νερό που τροφοδότησε, μέσω των εκφορτίσεων των πηγών, την επιφανειακή απορροή. Κατά συνέπεια, η πραγματική συμμετοχή του υπόγειου νερού στο ετήσιο παγκόσμιο υδρολογικό ισοζύγιο είναι πολύ μεγαλύτερη από τα παραπάνω ποσοστά 2% και 4%.

Ανάμεσα στην επιφανειακή και την υπόγεια απορροή υπάρχει σημαντική διαφορά ως προς τη χρονική κλίμακα εξέλιξης. Με τα μεγέθη φυσι-

κών αποθεμάτων και ισοζυγίων που δίνονται στο κεφάλαιο 1, διαπιστώνουμε εύκολα ότι ο μέσος χρόνος παραμονής του επιφανειακού νερού στους ποταμούς είναι της τάξης του μισού μήνα. Αντίστοιχα, θεωρώντας (σε χονδροειδή προσέγγιση) ότι το 25% - 50% του επιφανειακού νερού έχει προέλθει από εκροή υπόγειων νερών, μπορούμε να εκτιμήσουμε ότι ο μέσος χρόνος παραμονής του νερού στους υπόγειους ταμιευτήρες είναι 400 - 800 χρόνια. Στην πραγματικότητα, αυτός ο μέσος χρόνος παραμονής κυμαίνεται γεωγραφικά σε διάφορες περιοχές της Γης από μερικά χρόνια μέχρι μερικές χιλιετίες.

Η βραδεία κίνηση του νερού στη φάση της υπόγειας απορροής έχει ορισμένες χαρακτηριστικές συνέπειες:

1. Οι νόμοι κίνησης του νερού χαρακτηρίζονται από ήπιες γραμμικές ή σχεδόν γραμμικές σχέσεις παροχής - ενεργειακών απωλειών.
2. Η τροφοδοσία των επιφανειακών υδάτινων σωμάτων από τα υπόγεια νερά γίνεται με ομαλούς, σχεδόν ομοιόμορφους ρυθμούς, σε αντίθεση με τους έντονα μεταβαλλόμενους και διαλείποντες ρυθμούς της πλημμυρικής απορροής.
3. Από διαχειριστική άποψη, τα υπόγεια υδάτινα σώματα μπορούν να θεωρηθούν ως φυσικοί ταμιευτήρες, πλησιάζοντας ως προς τη συμπεριφορά τους τις φυσικές και τεχνητές επιφανειακές λίμνες.
4. Η ρύπανση των υπόγειων νερών εξελίσσεται με ιδιαίτερα βραδείς ρυθμούς με αποτέλεσμα, η κακή διαχείρισή τους να οδηγεί πολλές φορές σε πρακτικώς μη αναστρέψιμα αποτελέσματα.

Παρά τους κατ' αρχήν απλούς νόμους της κίνησης των υπόγειων νερών, η μελέτη τους είναι κατ' εξοχήν δύσκολη υπολογιστικά. Οι δυσκολίες προκαλούνται από την έντονη γεωγραφική μεταβλητότητα (ανομοιομορφία) και ανισοτροπία των χαρακτηριστικών των υδροφορέων, από τη δυσχέρεια ακριβούς γνώσης τόσο της γεωμετρίας, όσο και των χαρακτηριστικών των υδροφορέων, και από την ανάπτυξη των υπόγειων ροών σε δύο ή τρεις χωρικές διαστάσεις (σε αντίθεση με την κατά κανόνα μονοδιάστατη εικόνα των επιφανειακών ροών). Για τους παραπάνω λόγους, η μελέτη των υπόγειων νερών προϋποθέτει καλές γνώσεις υδραυλικής, υδρολογίας, γεωλογίας και υδρογεωλογίας. Επί πλέον είναι απαραίτητη η χρήση αριθμητικών μοντέλων επίλυσης των διαφορικών εξισώσεων της υπόγειας ροής, με χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή, ενώ

οι αβεβαιότητες των δεδομένων και παραδοχών προϋποθέτουν την έμπειρη κρίση του υπεύθυνου μηχανικού.

Για τους ίδιους λόγους, αυτό το εισαγωγικό κεφάλαιο δεν φιλοδοξεί να δώσει πλήρη άποψη της υπόγειας υδρολογίας και των μεθοδολογιών της, αλλά αρκείται σε μια σύντομη και σαφή παρουσίαση των κυριότερων εννοιών, αρχών και μεθόδων. Οι υποσημειώσεις και βιβλιογραφικές παραπομπές θα επιτρέψουν πάντως στον ενδιαφερόμενο αναγνώστη την εμβάθυνση στο αντικείμενο.

6.2 Πορώδη μέσα και υδροφορείς

6.2.1 Η έννοια του πορώδους μέσου

Ορισμένοι εδαφικοί και γενικότερα γεωλογικοί σχηματισμοί επιτρέπουν τη διείσδυση αλλά και την κυκλοφορία του νερού μέσω αυτών. Από υδραυλική άποψη εντάσσονται στη γενική κατηγορία του *πορώδους μέσου*. Στην κατηγορία αυτή ανήκουν ιζηματογενή, μη πλήρως στερεοποιημένα εδάφη, ή και στερεοποιημένα πετρώματα που έχουν όμως αποκτήσει ρωγμές, είτε από χημική διάβρωση (ασβεστόλιθοι) είτε από ρηγμάτωση (εκρηξιγενή, μεταμορφωσιγενή). Οι χαρακτηριστικοί τύποι των πορωδών μέσων απεικονίζονται στο Σχ. 6.1.

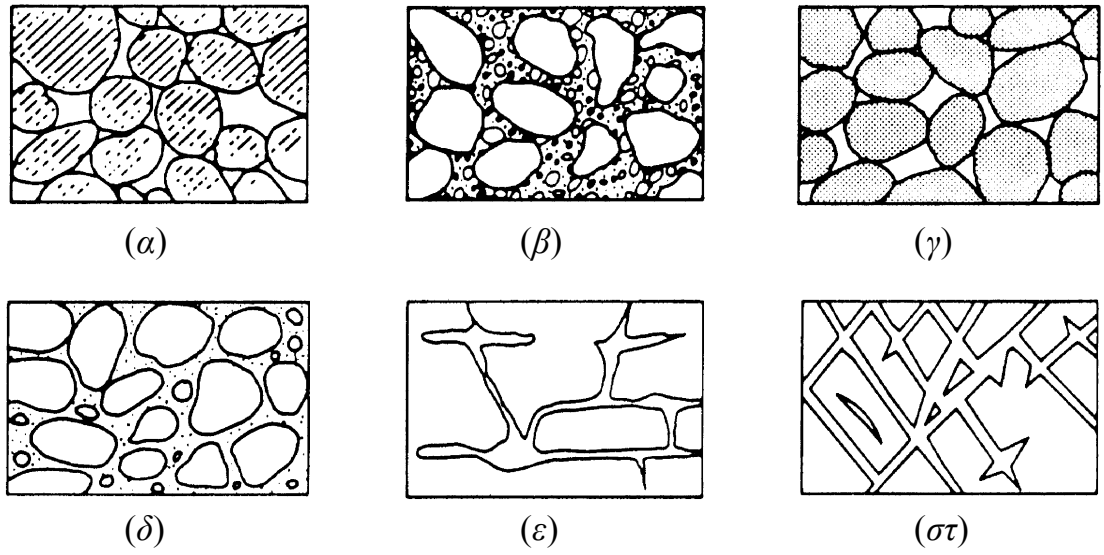
Τα πορώδη μέσα χαρακτηρίζονται από τις στατικές και τις δυναμικές υδραυλικές ιδιότητές τους. Ως "δεξαμενές νερού" έχουν κύριο χαρακτηριστικό τη χωρητικότητά τους, ενώ ως "αγωγοί διέλευσης νερού" χαρακτηρίζονται από τις αντιστάσεις που προβάλλουν στην κίνηση του νερού. Η τεχνική υδρολογία ενδιαφέρεται και για τα δύο αυτά χαρακτηριστικά, με έμφαση στο δυναμικό τους χαρακτήρα (μεταβολές αποθήκευσης, κίνηση νερού).

Το κύριο στατικό χαρακτηριστικό ενός πορώδους μέσου, που επιδρά στις ιδιότητες τόσο της αποθήκευσης, όσο και της αντίστασης στην κίνηση του νερού μέσα σε αυτό, είναι το *ογκομετρικό πορώδες*, ή απλώς *πορώδες*, το οποίο ορίζεται ως ο λόγος του όγκου των διακένων (V_v) προς το συνολικό όγκο (V_T) του πορώδους μέσου:

$$n = \frac{V_v}{V_T} \tag{6.1}$$

και είναι αδιάστατος αριθμός. Αναλυτικότερη παρουσίαση του πορώδους και των άλλων υδραυλικών χαρακτηριστικών των πορωδών μέσων γίνεται πιο κάτω, στο εδάφιο 6.3.2.

Ένα πορώδες μέσο είναι *ομογενές* από γενική ή υδραυλική άποψη όταν οι γενικές ή οι υδραυλικές ιδιότητές του είναι ανεξάρτητες της θέσης του σημείου αναφοράς (δεν μεταβάλλονται στο χώρο). Σε αντίθετη περίπτωση είναι *ετερογενές*. Το πορώδες μέσο είναι *ισότροπο* όταν οι γενικές ή οι υδραυλικές ιδιότητές του είναι ανεξάρτητες από τη διεύθυνση προς την οποία εξελίσσονται (ή μελετώνται) τα γενικά ή υδραυλικά φαινόμενα. Σε αντίθετη περίπτωση είναι *ανισότροπο*.



Σχ. 6.1 Διάφοροι τύποι διάταξης κόκκων και διακένων σε πορώδη μέσα. (α) Καλά διαβαθμισμένη ιζηματογενής απόθεση με μεγάλο πορώδες· (β) ελάχιστα διαβαθμισμένη ιζηματογενής απόθεση με χαμηλό πορώδες· (γ) καλά διαβαθμισμένη ιζηματογενής απόθεση που αποτελείται από πορώδεις κόκκους, με υψηλό συνολικό πορώδες· (δ) καλά διαβαθμισμένη ιζηματογενής απόθεση με χαμηλό πορώδες λόγω της πλήρωσης των διακένων από ορυκτά υλικά· (ε) πέτρωμα που απέκτησε πορώδες μετά από χημική διάλυση· (στ) πέτρωμα που απέκτησε πορώδες μετά από ρηγμάτωση (πηγή: Meinzer, 1923).

6.2.2 Αποθήκευση και κίνηση του νερού σε πορώδη μέσα

Τα διάκενα των γεωλογικών πορωδών μέσων είναι δυνατό να περιέχουν νερό, αέρα ή μείγμα νερού και αέρα. Στην πρώτη περίπτωση το πορώδες μέσο βρίσκεται σε κορεσμένη κατάσταση και η ροή σε αυτό λέγεται *κορεσμένη ροή*. Στην περίπτωση που στους πόρους υπάρχει μείγμα νερού

και αέρα, το πορώδες μέσο βρίσκεται σε ακόρεστη κατάσταση και η ροή σε αυτό λέγεται *ακόρεστη ροή*.

Μια άλλη χαρακτηριστική κατάταξη του τρόπου αποθήκευσης και κίνησης του νερού στα πορώδη γεωλογικά μέσα βασίζεται στο μέγεθος της πίεσης του νερού. Όπως φαίνεται στην εδαφική τομή του Σχ. 6.2, σε κάποιο βάθος κάτω από το έδαφος η πίεση του νερού είναι ίση με την ατμοσφαιρική (κατά σύμβαση, $p = 0$). Η επιφάνεια στην οποία συμβαίνει αυτό, αντίστοιχη της ελεύθερης επιφάνειας του νερού σε ροές σε επιφανειακούς αγωγούς, ονομάζεται *φρεάτιος* (ή *υπόγειος*) *ορίζοντας*. Κάτω από το φρεάτιο ορίζοντα το μέσο βρίσκεται σε κορεσμένη κατάσταση και η πίεση του νερού είναι μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής (θετική). Το νερό αυτής της ζώνης είναι γνωστό ως *υπόγειο νερό*. Η ζώνη πάνω από το φρεάτιο ορίζοντα, γνωστή ως *αβαθής ζώνη*, έχει πιο πολύπλοκη δομή και τυπικά διαχωρίζεται σε τρεις επί μέρους ζώνες.* Αμέσως πάνω από το φρεάτιο ορίζοντα, το μέσο βρίσκεται σε κορεσμένη (ή σχεδόν κορεσμένη) κατάσταση, με τη διαφορά ότι η πίεση εδώ είναι μικρότερη της ατμοσφαιρικής (αρνητική). Στη ζώνη αυτή κυριαρχούν οι δυνάμεις επιφανειακής τάσης. Τα διάκενα του πορώδους μέσου δρουν ως τριχοειδείς σωλήνες, οι οποίοι ανυψώνουν το νερό πάνω από το φρεάτιο ορίζοντα. Για τους λόγους αυτούς, η εν λόγω ζώνη είναι γνωστή ως *ζώνη τριχοειδούς ανύψωσης*, ή *κορεσμένη μυζητική ζώνη*. Πάνω απ' αυτή τη ζώνη βρίσκεται η *ενδιάμεση ζώνη*, στην οποία το νερό κινείται λόγω της βαρύτητας προς τα κάτω, ενώ η πίεση είναι (σε απόλυτη τιμή) ισχυρότερη από αυτή που μπορούν να αντισταθμίσουν οι δυνάμεις τριχοειδούς. Τέλος, η ανώτερη ζώνη, γνωστή ως *ζώνη ριζών* (ή *ζώνη εδαφικής υγρασίας*) κυριαρχείται από την παρουσία των ριζών των φυτών. Το νερό εισέρχεται σε αυτή από την επιφάνεια του εδάφους και εξέρχεται κατά ένα μέρος μέσω της εξατμοδιαπνοής και κατά το υπόλοιπο μέρος μέσω της βαρυτικής στράγγισης.

Στο κεφάλαιο αυτό ενδιαφερόμαστε για την αποθήκευση και κίνηση στη ζώνη του υπόγειου νερού μόνο. Η κίνηση του υπόγειου νερού προκαλείται κυρίως† από τις διαφορές στη μηχανική ενέργεια του νερού από

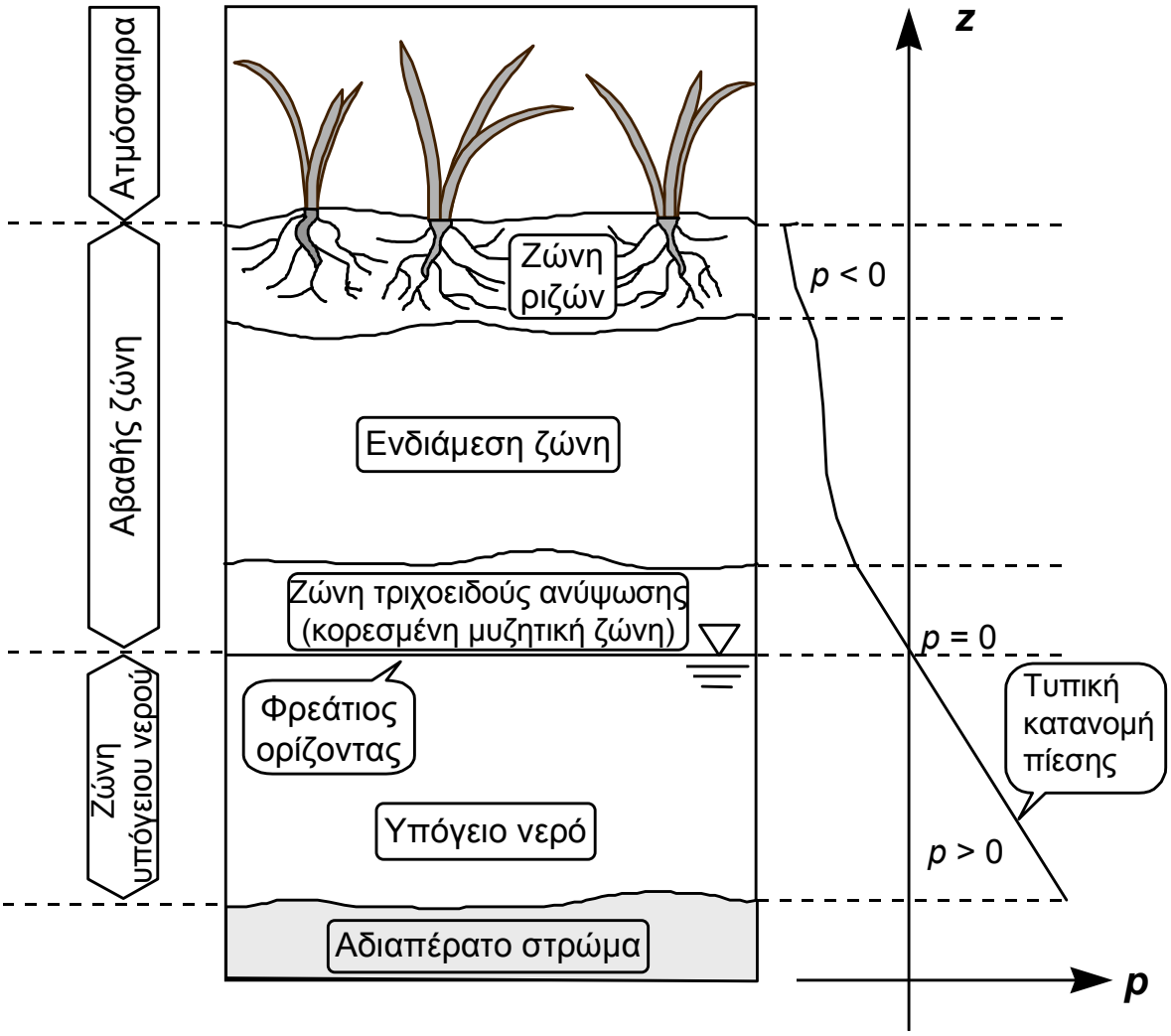
---

* Στην πραγματικότητα μπορεί κατά περίπτωση να απουσιάζουν ή να συγχέονται φυσικώς αυτές οι επί μέρους ζώνες.

† Σε πολλές περιπτώσεις η κίνηση του νερού επηρεάζεται και από άλλου είδους δυναμικά πεδία, τα οποία προκαλούνται από ωσμωτικές πιέσεις, δυνάμεις προσ-

σημείο σε σημείο. Δεδομένου ότι οι ταχύτητες των υπόγειων ροών είναι πολύ μικρές, η κινητική ενέργεια του νερού μπορεί σχεδόν πάντα να αγνοηθεί (εκτός από περιπτώσεις ροής σε σπήλαια κτλ.), οπότε η μηχανική ενέργεια ανά μονάδα βάρους του νερού είναι

$$h = z + \frac{p}{\rho g} \tag{6.2}$$



Σχ. 6.2 Χαρακτηριστικές ζώνες νερού και κατανομή της πίεσης σε μια κατακόρυφη τομή πορώδους εδαφικού υλικού.

όπου z η στάθμη του σημείου μέτρησης πάνω από ένα (αυθαίρετο) επίπεδο αφετηρίας, p η πίεση του νερού στο σημείο μέτρησης, ρ η πυκνότητα του νερού και g η επιτάχυνση βαρύτητας. Τα μεγέθη h, z και $p/\rho g$

ρόφησης, διαφορές θερμοκρασίας, διαφορές συγκέντρωσης χημικών ουσιών κ.ά. (βλ. Remson et al., 1971, σσ. 10-22).

έχουν διαστάσεις μήκους και αναφέρονται ως *υδραυλικό ύψος* (ή *ύψος ενέργειας*), *γεωμετρικό ύψος* και *ύψος πίεσης*, αντίστοιχα. Τα ύψη αυτά αντιπροσωπεύουν την *ολική μηχανική ενέργεια*, τη *δυναμική ενέργεια θέσης* και την *ενέργεια πίεσης* ανά μονάδα βάρους του νερού, αντίστοιχα.

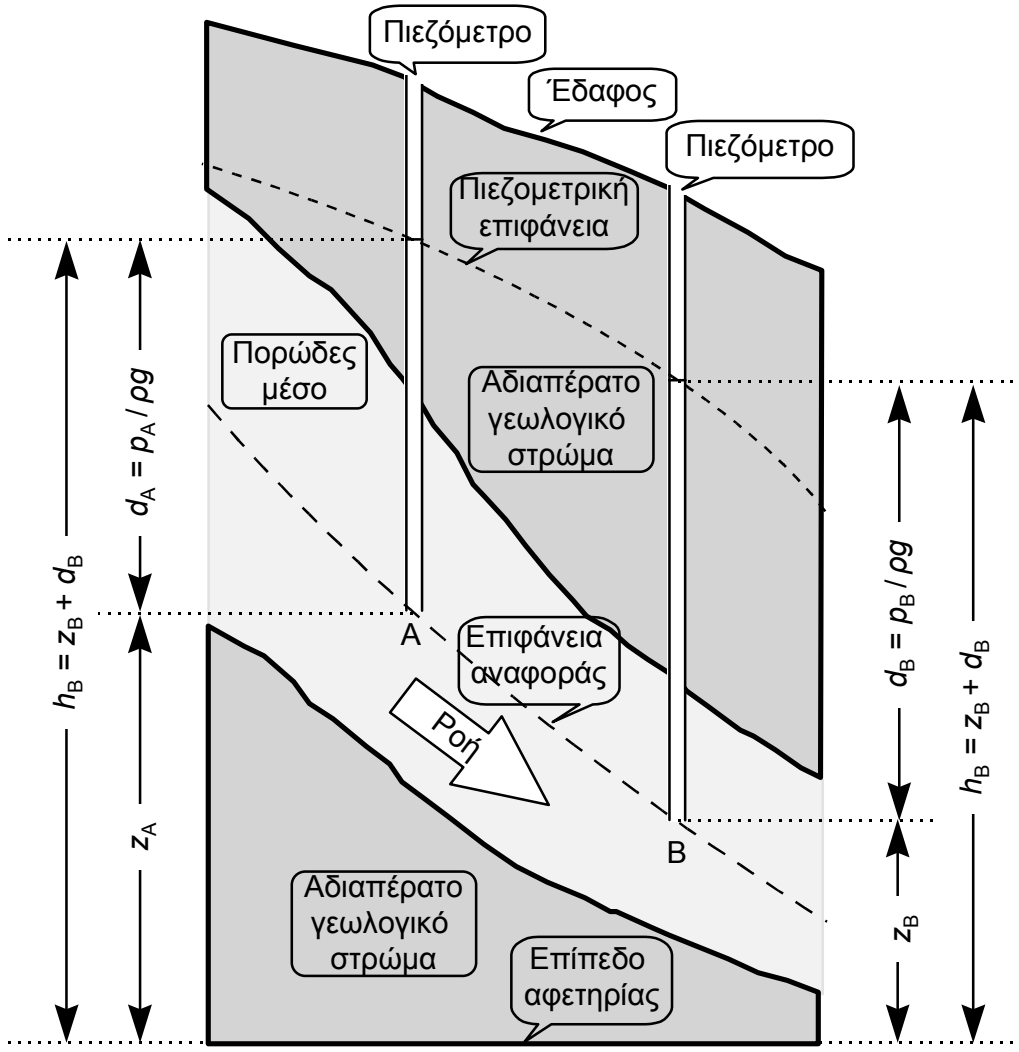
Η μέτρηση του υδραυλικού ύψους και των συνιστωσών του γίνεται μέσω *πιεζομέτρων*. Πιεζόμετρο είναι ένας κατακόρυφος σωλήνας, ο οποίος συνδέει ένα σημείο του πορώδους μέσου με την ατμόσφαιρα. Πρακτικά αυτό γίνεται με τη διάνοιξη μιας *ερευνητικής γεώτρησης* (ή *γεώτρησης παρατήρησης*, βλ. Σχ. 6.3 και Σχ. 6.4). Η διαφορά της ελεύθερης στάθμης του νερού στο πιεζόμετρο από τη στάθμη του κάτω άκρου του (π.χ. σημείο Α στο Σχ. 6.3) είναι το ύψος πίεσης ($d_A = p_A / \rho g$). Αντίστοιχα, η διαφορά της ελεύθερης στάθμης του νερού στο πιεζόμετρο από το επίπεδο αφετηρίας, είναι το υδραυλικό ύψος $h_A = z_A + d_A$.

Ας θεωρήσουμε μια οποιαδήποτε ιδεατή επιφάνεια (επιφάνεια αναφοράς) που εκτείνεται μέσα σε ένα κορεσμένο πορώδες μέσο (Σχ. 6.3). Σε κάθε σημείο αυτής της επιφάνειας ορίζεται το ύψος πίεσης $p/\rho g$, όπου p η πίεση στο συγκεκριμένο σημείο. Ο γεωμετρικός τόπος των σημείων που βρίσκονται σε κατακόρυφη απόσταση $p/\rho g$ πάνω από την επιφάνεια αναφοράς σχηματίζει μια άλλη ιδεατή επιφάνεια, γνωστή ως *πιεζομετρική επιφάνεια*. Οποιοδήποτε σημείο αυτής της πιεζομετρικής επιφάνειας μπορεί να υλοποιηθεί αν τοποθετηθεί ένα πιεζόμετρο στο αντίστοιχο σημείο της επιφάνειας αναφοράς (π.χ. σημεία Α και Β στο Σχ. 6.3).

Όταν δεν υπάρχει ροή (το νερό είναι ακίνητο) η κατανομή της πίεσης στη ζώνη του υπόγειου νερού είναι *υδροστατική*, που χαρακτηρίζεται από σταθερό υδραυλικό ύψος σε κάθε σημείο του κορεσμένου πορώδους μέσου, ήτοι

$$h = z + \frac{p}{\rho g} = \text{σταθερό} \tag{6.3}$$

Είναι φανερό ότι οποιαδήποτε επιφάνεια αναφοράς και αν επιλέξουμε, στην περίπτωση ακίνητου νερού, η πιεζομετρική επιφάνεια είναι ένα οριζόντιο επίπεδο που ταυτίζεται με το φρεάτιο ορίζοντα.



Σχ. 6.3 Διευκρινιστικό σκαρίφημα του υδραυλικού ύψους, των συνιστωσών του, και της πιεζομετρικής επιφάνειας.

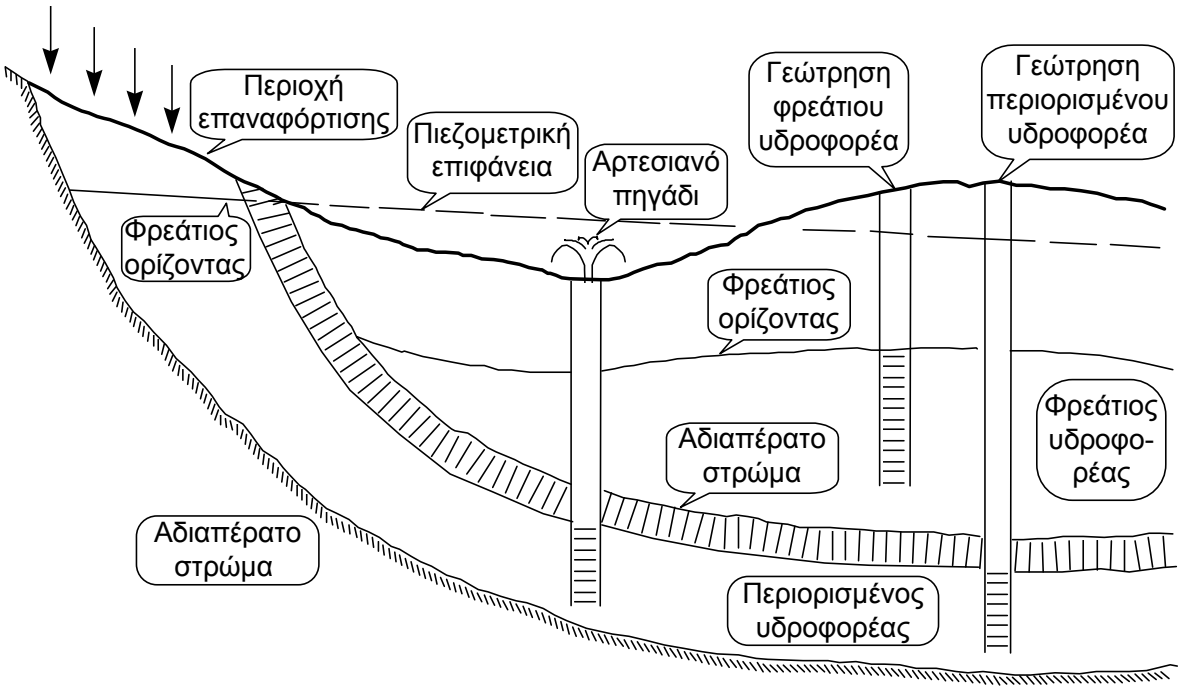
Στη γενική περίπτωση που υπάρχει ροή νερού, η πιεζομετρική επιφάνεια ούτε είναι οριζόντια, ούτε είναι πάντα ίδια για όλες τις επιφάνειες αναφοράς. Ωστόσο, αν η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας της ροής είναι (ή μπορεί να θεωρηθεί) μηδενική, η εξίσωση (6.3) εξακολουθεί να ισχύει, όχι στο συνολικό χώρο του πορώδους μέσου, αλλά σε κάθε κατακόρυφη γραμμή.* Έτσι, και σε αυτή την περίπτωση η πιεζομετρική επιφάνεια είναι ανεξάρτητη της επιφάνειας αναφοράς, χωρίς όμως να είναι οριζόντιο επίπεδο. Πάντως, στα περισσότερα πρακτικά προβλήματα η ροή μπορεί να θεωρηθεί πρακτικώς οριζόντια, πράγμα που μας επιτρέπει να μιλάμε για μια μοναδική πιεζομετρική επιφάνεια, χωρίς να κάνουμε μνεία της επιφάνειας αναφοράς.

* Αυτό είναι συνέπεια του νόμου του Darcy (βλ. εδάφιο 6.3.1).

6.2.3 Υδροφορείς και κατάταξή τους

Μια γεωλογική μονάδα η οποία μπορεί να αποθηκεύσει μια αξιόλογη ποσότητα νερού και να τη μεταφέρει με ρυθμό υδρολογικά σημαντικό ονομάζεται *υπόγειος υδροφορέας* ή απλώς *υδροφορέας* (Dingman, 1994, σ. 305). Ένας διακεκριμένος υδροφορέας έχει χαρακτηριστικά αποθήκευσης και μεταφοράς που μπορούν να θεωρηθούν σχετικά ομοιόμορφα και η κίνηση του νερού σε αυτόν μπορεί να θεωρηθεί ως το πεδίο ροής που προκαλείται από ένα πεδίο δυναμικής ενέργειας με απλή γεωμετρία.

Οι υδροφορείς ταξινομούνται, με βάση τη φύση του άνω ορίου τους, σε δύο κύριες κατηγορίες: τους *φρεάτιους* και τους *περιορισμένους*, οι οποίοι διευκρινίζονται παραστατικά στο Σχ. 6.4.



Σχ. 6.4 Σχηματική παράσταση φρεάτιων και περιορισμένων υδροφορέων.

Πιο συγκεκριμένα, οι *φρεάτιοι* (ή *ελεύθεροι* ή *με ελεύθερη επιφάνεια*) *υδροφορείς* είναι εκείνοι, στους οποίους το άνω όριο είναι ο φρεάτιος ορίζοντας. Κατά κανόνα το όριο αυτό είναι μεταβλητό στο χρόνο. Η τροφοδοσία των φρεάτιων υδροφορέων γίνεται από το νερό που διηθείται άμεσα από το υπερκείμενο έδαφος ή από γειτονικά επιφανειακά υδάτινα σώματα, κινούμενο κατακόρυφα υπό την επίδραση της βαρύτητας.

Οι *περιορισμένοι* (ή *υπό πίεση*) *υδροφορείς* είναι εκείνοι των οποίων τα άνω και κάτω όρια ορίζονται από γεωλογικούς σχηματισμούς πρακτικά *αδιαπέρατους*. Τα όρια των περιορισμένων υδροφορέων είναι στα-

θερά στο χρόνο. Η τροφοδοσία τους με νερό γίνεται συνήθως από μια περιοχή τους που έρχεται σε επαφή με το έδαφος χωρίς να μεσολαβεί αδιαπέρατο στρώμα (βλ. Σχ. 6.4). Προφανώς η πίεση στο άνω όριο των περιορισμένων υδροφορέων δεν είναι ίση με την ατμοσφαιρική αλλά μεγαλύτερη. Σε περίπτωση που η πιεζομετρική επιφάνεια βρίσκεται πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, ο υδροφορέας ονομάζεται *αρτεσιανός*.

Ασφαλώς οι παραπάνω δύο τύποι υδροφορέων αποτελούν ιδεατές καταστάσεις. Στην πραγματικότητα μπορεί ένας υδροφορέας να εμφανίζει κατά περιοχές χαρακτηριστικά και των δύο κατηγοριών. Εξ άλλου τα όρια των υδροφορέων της μιας ή της άλλης κατηγορίας μπορεί να μην είναι αδιαπέρατα (είτε επειδή το σε επαφή γεωλογικό στρώμα έχει μη μηδενική διαπερατότητα, είτε λόγω τοπικών διαρροών σε ρήγματα κτλ.), οπότε μιλούμε για *φρεάτιους υδροφορείς με διαρροή* και *περιορισμένους υδροφορείς με διαρροή*.

Μερικές φορές η διάταξη των πετρωμάτων μπορεί να οδηγήσει σε σχηματισμό μικρού μεγέθους φρεάτιων οριζόντων τοπικού χαρακτήρα, πάνω από το γενικό φρεάτιο ορίζοντα της περιοχής. Στις περιπτώσεις αυτές μιλούμε για *επικρεμάμενους υδροφορείς*.

6.3 Βασικές αρχές της υπόγειας ροής

6.3.1 Ο νόμος του Darcy

Οι μικροσκοπικές διαστάσεις των "σωλήνων" μιας υπόγειας ροής σε συνδυασμό με τις πολύ μικρές ταχύτητες ροής οδηγούν κατά κανόνα σε πλήρη υπεροχή των δυνάμεων συνεκτικότητας έναντι των δυνάμεων αδρανείας, δηλαδή σε στρωτή δίαιτα ροής. Το σχετικό μέγεθος των δυνάμεων αδρανείας έναντι των δυνάμεων συνεκτικότητας δίνει ο χαρακτηριστικός (αδιάστατος) αριθμός Reynolds

$$\mathcal{R} = \frac{q\,d}{\nu} \tag{6.4}$$

όπου q η παροχή ανά μονάδα γεωμετρικής επιφάνειας κάθετης στη ροή, d η μέση διάμετρος εδαφικών κόκκων, και ν η κινηματική συνεκτικότητα του νερού. Πειράματα έδειξαν ότι σε κοκκώδη εδάφη η δίαιτα παραμένει στρωτή, εφόσον ο αριθμός $\mathcal{R}$ έχει τιμές μικρότερες της μονάδας, ενώ οι

αποκλίσεις δεν είναι σημαντικές για τιμές του $\mathcal{R}$ που δεν ξεπερνούν το 10.

Είναι όμως φανερό ότι το πολύπλοκο σχήμα των "σωλήνων" μιας υπόγειας ροής και, γενικότερα, η χαοτική γεωμετρία του δικτύου των πόρων, δεν επιτρέπει την ακριβή μαθηματική αναπαράσταση της ροής στη πραγματική μικροσκοπική κλίμακά της.* Για το λόγο αυτό επιχειρήθηκε η μακροσκοπική θεώρηση των αντιστάσεων του πορώδους μέσου (ως συνόλου) στη ροή, σε αντιστοιχία με το πρόβλημα των συνολικών απωλειών φορτίου σε αγωγούς συναρτήσει των μακροσκοπικών γεωμετρικών δεδομένων (υγρής διατομής, υδραυλικής ακτίνας) και υδραυλικών δεδομένων (μέσης ταχύτητας).

Τη μακροσκοπική λύση έδωσε πρώτος ο Darcy το 1854, μετά από πειραματική μελέτη†. Θα δώσουμε κατ' αρχήν τη διατύπωση του νόμου

---

* Υπενθυμίζεται ότι στην πραγματική μικροσκοπική κλίμακα ισχύουν οι γνωστές εξισώσεις της ρευστομηχανικής, δηλαδή η (βαθμωτή) εξίσωση συνέχειας

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla (\rho \, \mathbf{u}) = 0$$

και η (διανυσματική) εξίσωση Navier-Stokes

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + (\mathbf{u} \, \nabla) \, \mathbf{u} = -\nabla \left(g z + \frac{p}{\rho} \right) + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \, \mathbf{u}$$

όπου $\mathbf{u} \equiv (u_x, u_y, u_z)$ το διάνυσμα της ταχύτητας ροής, p η πίεση, z το υψόμετρο, g η επιτάχυνση βαρύτητας, ρ και μ η πυκνότητα και η συνεκτικότητα του ρευστού (νερού), αντίστοιχα, και $\nabla \equiv (\partial / \partial x, \partial / \partial y, \partial / \partial z)$ ο τελεστής Hamilton (οι χωρικές συντεταγμένες συμβολίζονται με x, y και z, και η χρονική με t). Οι εξισώσεις αυτές θεωρητικά αρκούν για τον προσδιορισμό των αγνώστων $\mathbf{u}$ και p. Στο μακροσκοπικό επίπεδο η παραπάνω εξίσωση συνέχειας οδηγεί σε μια ανάλογη εξίσωση (βλ. υποσημείωση στη σ. 368) εκφρασμένη βάσει μακροσκοπικών χαρακτηριστικών της ροής, ενώ η εξίσωση Navier-Stokes αντικαθίσταται από την εξίσωση του Darcy (βλ. και επόμενη υποσημείωση).

† Ο Darcy κατάστρωσε το φερώνυμο νόμο του μελετώντας πειραματικά το υδραυλικό μέρος του προβλήματος διέλευσης του πόσιμου νερού της πόλης Dijon μέσω φίλτρων από άμμο για τον καθαρισμό του. Αργότερα αποδείχτηκε ότι ο νόμος του Darcy προκύπτει και θεωρητικά ως συνέπεια του νόμου Hagen-Poiseuille που διέπει τη στρωτή ροή μέσω των λεπτών διακένων των πορωδών μέσων (βλ. π.χ. Domenico and Schwartz, 1990, σ. 62 καθώς και την υποσημείωση στη σ. 363). Έτσι, ο νόμος του Darcy μπορεί να θεωρηθεί συνέπεια της εξίσωσης Navier-Stokes, σε μακροσκοπικό επίπεδο, με τις παραδοχές ότι (α) το πορώδες μέσο δεν έχει ασυνέχειες τύπου μεγάλων ρωγμών ή σχισμών, (β) το

του Darcy σε ισότροπο μέσο* και στη συνέχεια θα δούμε πώς αυτή γενικεύεται για ανισότροπο μέσο.

Θεωρούμε μια τριδιάστατη ροή που αναπτύσσεται σε ένα ισότροπο πορώδες μέσο και επιλέγουμε ένα οποιοδήποτε σημείο αναφοράς μέσα στο πεδίο ροής και μια τυχαία διεύθυνση x (η οποία δεν ταυτίζεται κατ' ανάγκη με την κύρια διεύθυνση της ροής). Αν στο σημείο αναφοράς υπάρχει μη μηδενική υδραυλική κλίση $\partial h / \partial x$, κατά μήκος της διεύθυνσης x, τότε, σύμφωνα με το νόμο του Darcy, θα υπάρχει και μη μηδενική συνιστώσα ροής προς την κατεύθυνση που μειώνεται το υδραυλικό ύψος, με παροχή ανά μονάδα επιφάνειας q_x, γραμμικά ανάλογη της υδραυλικής κλίσης:

$$q_x = -K \frac{\partial h}{\partial x} \tag{6.5}$$

Η παροχή ανά μονάδα επιφάνειας ονομάζεται *ειδική παροχή* και έχει διαστάσεις ταχύτητας. Ο συντελεστής αναλογίας K έχει επίσης διαστάσεις ταχύτητας, ονομάζεται (κορεσμένη) *υδραυλική αγωγιμότητα* και αποτελεί μέτρο της ικανότητας ενός ρευστού (εν προκειμένω του νερού) να μετακινείται μέσω των διακένων ενός πορώδους μέσου. Η τιμή της εξαρτάται τόσο από το ρευστό, όσο και από το πορώδες μέσο. Το αρνητικό πρόσημο δείχνει ότι η κίνηση του νερού γίνεται κατά την κατεύθυνση μείωσης του υδραυλικού ύψους.

Η ειδική παροχή q_x αντιπροσωπεύει μια εικονική μέση ταχύτητα και ακριβέστερα είναι η παροχή ανά μονάδα *γεωμετρικής* επιφάνειας κάθετης στη διεύθυνση x, η οποία συμπεριλαμβάνει την επιφάνεια τόσο των διακένων, όσο και των στερεών υλικών. Η πραγματική μέση ταχύτητα u_x, που ονομάζεται *μέση ταχύτητα πόρων* (ή απλώς *ταχύτητα*), συνδέεται με την ειδική παροχή με τη σχέση

$$u_x = \frac{q_x}{n_e} \tag{6.6}$$

πεδίο δυνάμεων περιορίζεται στις δυνάμεις βαρύτητας και πίεσης και (γ) η ροή είναι μονοφασική (κορεσμένη, χωρίς παρουσία αέρα).

*Η αρχική διατύπωση του νόμου Darcy αφορά σε μονοδιάστατη μόνιμη ροή σε ομογενές και ανισότροπο μέσο. Ο νόμος γενικεύεται για τριδιάστατη μόνιμη ή μη μόνιμη ροή.

όπου n_e είναι το ποσοστό της επιφάνειας που καταλαμβάνουν οι πόροι του εδαφικού υλικού, μέσω των οποίων πραγματοποιείται η ροή, το οποίο αναφέρεται ως *επιφανειακό πορώδες*.*

Όπως προαναφέρθηκε, ο νόμος του Darcy ισχύει για συνθήκες στρωτής ροής που απαντώνται στις περισσότερες περιπτώσεις υπόγειων ροών. Εξαιρέσεις από τον κανόνα της στρωτής ροής αποτελούν οι ροές σε καρστικούς ασβεστολίθους και, γενικότερα, σε πετρώματα με διακλάσεις μεγάλου ανοίγματος, που υπόκεινται σε μεγάλες υδραυλικές κλίσεις, όπου η σχέση ανάμεσα στην ειδική παροχή και την υδραυλική κλίση γίνεται μη γραμμική.

Για την πλήρη περιγραφή της (μακροσκοπικής) δυναμικής του πεδίου ροής θα πρέπει να γραφεί η εξίσωση του Darcy σε τριδιάστατη μορφή, ήτοι

$$\begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = -K \begin{bmatrix} \dfrac{\partial h}{\partial x} \\ \dfrac{\partial h}{\partial y} \\ \dfrac{\partial h}{\partial z} \end{bmatrix}, \text{ ή } \mathbf{q} = -K \operatorname{grad}(h) \tag{6.7}$$

Οι εξισώσεις (6.5) και (6.7) ισχύουν, όπως προαναφέραμε, για ισότροπα μέσα, στα οποία η υδραυλική αγωγιμότητα K είναι ένα βαθμωτό μέγεθος, ανεξάρτητο της διεύθυνσης x (ίδια για όλες τις διευθύνσεις). Όμως τα πραγματικά εδάφη είναι συνήθως ανισότροπα, δηλαδή, η υδραυλική αγωγιμότητα προς κάποια διεύθυνση (x) είναι διαφορετική απ' ότι είναι σε άλλη διεύθυνση (y). Τυπικοί λόγοι αγωγιμοτήτων σε διαφορετικές διευθύνσεις που έχουν μετρηθεί σε ανισότροπα εδαφικά μέσα είναι 1 : 2 έως 1 : 10, ενώ σε στρωματωμένα γεωλογικά μέσα έχουν μετρηθεί και λόγοι της τάξης του 1 : 100. Στα ανισότροπα μέσα η ειδική παροχή κατά μια ορισμένη διεύθυνση x δεν εξαρτάται μόνο από την υδραυλική κλίση $\partial h / \partial x$ στην ίδια διεύθυνση, αλλά και από τις κλίσεις στις κάθετες διευθύνσεις y και z. Εξ άλλου, η διεύθυνση της ροής δεν ταυτίζεται με τη διεύθυνση της μέγιστης υδραυλικής κλίσης (όπως συμ-

* Σύμφωνα με τον Bear (1979, σ. 62) το επιφανειακό πορώδες είναι ίσο με το ογκομετρικό (ενεργό) πορώδες.

βαίνει σε ένα ισότροπο μέσο) αλλά στρέφεται προς τη διεύθυνση της μέγιστης υδραυλικής αγωγιμότητας. Έτσι, ο νόμος του Darcy για ανισότροπο μέσο γράφεται στη μητρωική μορφή

$$\begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = - \begin{bmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \dfrac{\partial h}{\partial x} \\ \dfrac{\partial h}{\partial y} \\ \dfrac{\partial h}{\partial z} \end{bmatrix} \quad \text{ή} \quad \mathbf{q} = - \mathbf{K} \, \text{grad}\,(h) \qquad (6.8)$$

όπου το μητρώο (ακριβέστερα, ο τανυστής) υδραυλικής αγωγιμότητας $\mathbf{K} \equiv [K_{ij}]$ είναι συμμετρικό (π.χ. $K_{xy} = K_{yx}$). Το μέγεθος K_{xx} παριστάνει την υδραυλική αγωγιμότητα του μέσου που καθορίζει την ειδική παροχή κατά τη διεύθυνση x, λόγω υδραυλικής κλίσης κατά την ίδια διεύθυνση x. Αντίστοιχα, το μέγεθος K_{xy} παριστάνει την υδραυλική αγωγιμότητα του μέσου που καθορίζει την ειδική παροχή κατά τη διεύθυνση x, λόγω υδραυλικής κλίσης κατά τη διεύθυνση y, κ.ο.κ. Οι συνιστώσες K_{ij} εξαρτώνται προφανώς από το σύστημα συντεταγμένων που έχει επιλεγεί. Στα κείμενα κλασικής ρευστομηχανικής και τανυστικής ανάλυσης (π.χ., Ξανθόπουλος, 1975 · Bear, 1972) δίνονται οι κανόνες μετασχηματισμού των συνιστωσών αυτών από ένα σύστημα συντεταγμένων σε ένα άλλο. Στα ίδια κείμενα αποδεικνύεται ότι είναι πάντα δυνατό να βρεθεί ένα ορθοκανονικό σύστημα συντεταγμένων, στο οποίο μηδενίζονται όλοι οι μη διαγώνιοι όροι του τανυστή. Οι άξονες αυτού του συστήματος ονομάζονται *κύριες διευθύνσεις του ανισότροπου μέσου*. Σε αυτό το σύστημα συντεταγμένων προφανώς απλοποιείται η εξίσωση του Darcy, δεδομένου ότι η παροχή κατά τη διεύθυνση ενός (οποιουδήποτε) από τους τρεις κύριους άξονες δεν εξαρτάται από τις κλίσεις του υδραυλικού ύψους στους άλλους δύο άξονες. Έτσι η (6.8) γράφεται

$$\begin{bmatrix} q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -K_x \dfrac{\partial h}{\partial x} \\ -K_y \dfrac{\partial h}{\partial y} \\ -K_z \dfrac{\partial h}{\partial z} \end{bmatrix} \tag{6.9}$$

όπου για απλοποίηση του συμβολισμού στο σύστημα των κύριων αξόνων θέσαμε $K_x := K_{xx}$, $K_y := K_{yy}$ και $K_z := K_{zz}$.*

6.3.2 Υδραυλικές ιδιότητες πορωδών μέσων

Ενεργό πορώδες, ειδική απόδοση. Στο εδάφιο 6.2.1 έχει οριστεί το (συνολικό ογκομετρικό) πορώδες (n) ως ο όγκος των διακένων προς το συνολικό όγκο του πορώδους μέσου. Το πορώδες που οφείλεται στα διάκενα μεταξύ των εδαφικών κόκκων ονομάζεται *πρωτογενές πορώδες*, ενώ αυτό που οφείλεται στις ρωγμές των πετρωμάτων ή στη χημική διάβρωση που αυτά έχουν υποστεί (π.χ. καρστικοί ασβεστόλιθοι· βλ. και Σχ. 6.1) ονομάζεται *δευτερογενές πορώδες*. Χαρακτηριστικές τιμές του συνολικού πορώδους για διάφορα γεωλογικά μέσα δίνονται στον Πίν. 6.1.

Ωστόσο, από την άποψη της υπόγειας ροής το πορώδες δεν είναι απολύτως ενδεικτικό μέγεθος. Πιο ενδεικτικό είναι το *ενεργό πορώδες*, παρόλο που για τον ορισμό του δεν υπάρχει γενική συμφωνία των διάφορων ερευνητών. Έτσι, σε ορισμένα συγγράμματα (π.χ. Smith and Wheatcraft, 1993, σ. 6.9) το ενεργό πορώδες ορίζεται ως ο λόγος του όγκου των διακένων, τα οποία συνδέονται μεταξύ τους σχηματίζοντας διαδρομές ροής, προς το συνολικό όγκο του μέσου. Ως συνέπεια αυτού του ορισμού, δεν περιλαμβάνει τον όγκο των απομονωμένων ή τυφλών διακένων. Σε άλλα συγγράμματα (π.χ., Bear, 1979, σ. 204) το ενεργό πορώδες ορίζεται ως ο λόγος του όγκου του νερού που αποστραγγίζεται με βαρύτητα από ένα κορεσμένο πορώδες μέσο προς το συνολικό όγκο του μέσου. Σε αυτή την περίπτωση ορισμού, το ενεργό πορώδες δεν περιλαμβάνει τόσο τον όγκο των τυφλών διακένων όσο και τον όγκο που

* Η συγγραμμικότητα των ειδικών παροχών με τις κλίσεις ενέργειας στους κύριους άξονες οδηγεί στη συμμετρία του τανυστή **K** σε οποιοδήποτε σύστημα συντεταγμένων, που προαναφέρθηκε.

κατακρατείται στο μέσο από ελκτικές δυνάμεις ανάμεσα στα μόρια του νερού αφενός και του εδαφικού ιστού αφετέρου. Είναι πάντως προφανές ότι ο τελευταίος αυτός ορισμός ανταποκρίνεται στην υδραυλική θεώρηση του μέσου ως αγωγού, μέσα από τις ενεργές διαστάσεις του οποίου διέρχεται το μετακινούμενο νερό (βλ. και ανάλυση του εδαφίου 4.5.2 για την υγροσκοπική διαβροχή). Γενικά, σε μη συνεκτικά υλικά το ενεργό πορώδες είναι συνήθως χαμηλότερο από το συνολικό πορώδες κατά 0.02-0.05 (Smith and Wheatcraft, 1993, σ. 6.9). Σε συνεκτικά (αργιλώδη) εδάφη το ενεργό πορώδες μειώνεται μέχρι σχεδόν μηδενισμού. Σε ρηγματωμένα πετρώματα μπορεί να είναι μία τάξη μεγέθους μικρότερο από το συνολικό πορώδες (Domenico and Schwartz, 1990, σ. 27).

Πίν. 6.1 Χαρακτηριστικές τιμές του πορώδους και της ειδικής απόδοσης για διάφορα γεωλογικά μέσα (πηγή: Dingman, 1994).

	Πορώδες			Ειδική απόδοση		
Γεωλογικό μέσο	Ελάχ.	Μέσ.	Μέγ.	Ελάχ.	Μέσ.	Μέγ.
Αλλουβιακές αποθέσεις						
Άργιλος	0.34	0.42	0.57	0.01	0.06	0.18
Πηλός	0.34	0.46	0.51	0.01	0.20	0.39
Λεπτόκκοκη άμμος	0.26	0.43	0.53	0.01	0.33	0.46
Μέση άμμος	0.29	0.39	0.49	0.16	0.32	0.46
Χονδρόκκοκη άμμος	0.31	0.39	0.46	0.18	0.30	0.43
Λεπτόκοκκο χαλίκι	0.25	0.34	0.39	0.13	0.28	0.40
Μέσο χαλίκι	0.24	0.32	0.44	0.17	0.24	0.44
Χονδρόκοκκο χαλίκι	0.24	0.28	0.37	0.13	0.21	0.25
Ιζηματογενή πετρώματα						
Ψαμμίτης	0.14	0.35	0.49	0.02	0.24	0.41
Ιλυόλιθος	0.29	0.35	0.48	0.01	0.12	0.33
Αργιλικός σχιστόλιθος	0.01	0.06	0.10			
Ασβεστόλιθος	0.07	0.30	0.56	0.02	0.14	0.36
Δολομίτης	0.19	0.26	0.33			
Εκρηξιγενή πετρώματα						
Γρανίτης (εξαλλοιωμένος μανδύας)	0.34	0.45	0.57			
Γάβρος (εξαλλοιωμένος μανδύας)	0.42	0.43	0.45			
Βασάλτης	0.03	0.17	0.35			
Ηφαιστειακή τόφα	0.07	0.31	0.55	0.02	0.21	0.47

Παραπλήσια με το ενεργό πορώδες είναι η *ειδική απόδοση*, ο ορισμός της οποίας συμπίπτει πρακτικώς με τον παραπάνω δεύτερο ορισμό του ενεργού πορώδους, είναι γενικά αποδεκτός και επιπλέον επιτρέπει την άμεση μέτρησή της.* Έτσι η ειδική απόδοση ορίζεται ως ο όγκος νερού που απελευθερώνεται κατά την ταπείνωση του φρεάτιου ορίζοντα ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα μείωσης της στάθμης, δηλαδή

$$S_y = \frac{\Delta V}{F\,\Delta z} \tag{6.10}$$

όπου S_y η ειδική απόδοση, ΔV η μεταβολή του αποθηκευμένου όγκου νερού για μείωση της στάθμης του φρεάτιου ορίζοντα κατά Δz και F η οριζόντια επιφάνεια. Το ποσοστό του όγκου νερού που κατακρατείται, αντιστεκόμενο στη βαρύτητα, όταν ταπεινώνεται η στάθμη του φρεάτιου ορίζοντα, ονομάζεται *ειδική κατακράτηση* (S_r). Προφανώς, η ειδική απόδοση, η ειδική κατακράτηση και το (συνολικό) πορώδες είναι αδιάστατα μεγέθη, και συνδέονται με τη σχέση

$$S_y + S_r = n \tag{6.11}$$

Ειδική αποθήκευση, αποθηκευτικότητα. Κάθε μείωση ή αύξηση στην πίεση νερού σε ένα υδροφορέα συνοδεύεται με αντίστοιχη μείωση ή αύξηση και στον όγκο του νερού που είναι αποθηκευμένο σε αυτόν. Για την ποσοτική έκφραση της σχέσης ανάμεσα στις μεταβολές πίεσης και αποθήκευσης χρησιμοποιούνται δύο εξαρτημένες παράμετροι, η *ειδική αποθήκευση* S_s και η *αποθηκευτικότητα* (ή *συντελεστής αποθήκευσης*) S. Η ειδική αποθήκευση ορίζεται ως ο όγκος νερού που απομακρύνεται από ένα υδροφορέα μετά από μείωση της πίεσης, ανά μονάδα όγκου του υδροφορέα και ανά μονάδα μείωσης του υδραυλικού ύψους, δηλαδή

$$S_s = \frac{\Delta V}{V\,\Delta h} \tag{6.12}$$

όπου ΔV ο όγκος νερού που απομακρύνεται, V ο όγκος του υδροφορέα και Δh η μείωση του υδραυλικού ύψους. Αντίστοιχα, η αποθηκευτικό-

*Γι' αυτούς τους λόγους στο κείμενο αυτό χρησιμοποιείται κατ' αποκλειστικότητα, η ειδική απόδοση αντί του ενεργού πορώδους.

τητα ορίζεται ως ο όγκος νερού που απομακρύνεται από ένα υδροφορέα ανά μονάδα οριζόντιας επιφάνειας του υδροφορέα και ανά μονάδα μείωσης του υδραυλικού ύψους, δηλαδή

$$S = \frac{\Delta V}{F\,\Delta h} \tag{6.13}$$

όπου F η οριζόντια επιφάνεια του υδροφορέα. Είναι φανερό ότι η ειδική αποθήκευση έχει διαστάσεις [L^{-1}], ενώ η αποθηκευτικότητα είναι αδιάστατο μέγεθος, και τα δύο μεγέθη συνδέονται με τη σχέση

$$S = b\,S_s \tag{6.14}$$

όπου b το πάχος του υδροφορέα.

Σε φρεάτιους υδροφορείς, όπου το υδραυλικό ύψος ταυτίζεται με το γεωμετρικό ύψος, η μείωση του αποθηκευμένου όγκου του νερού ΔV μετά από μείωση του υδραυλικού ύψους (δηλαδή, ταπείνωση της στάθμης) $\Delta h = \Delta z$ οφείλεται στο άδειασμα ενός τμήματος του πορώδους μέσου (αυτού που βρίσκεται μέσα στη ζώνη πάχους Δz), στο οποίο το νερό αντικαθίσταται από αέρα. Από τη σύγκριση των εξισώσεων (6.13) και (6.10) προκύπτει άμεσα ότι η αποθηκευτικότητα ενός φρεάτιου υδροφορέα ταυτίζεται με την ειδική απόδοσή του.

Αντίθετα, σε ένα περιορισμένο υδροφορέα η μείωση της πίεσης δεν συνοδεύεται με αντικατάσταση του νερού του υδροφορέα από αέρα, αφού ο υδροφορέας δεν επικοινωνεί με τον ελεύθερο αέρα και συνεπώς παραμένει κορεσμένος σε όλο του το πάχος. Στην περίπτωση αυτή, η μείωση της πίεσης έχει τις εξής δύο συνέπειες: (1) ο όγκος του αποθηκευμένου νερού διαστέλλεται ελαστικά, λόγω της μικρότερης πίεσης, και (2) ο υδροφορέας συστέλλεται και ο όγκος των πόρων του μειώνεται, καθώς το βάρος των υπερκείμενων υλικών εξισορροπείται σε μεγαλύτερο βαθμό από τις δυνάμεις του στερεού ιστού του υλικού (αφού η υδραυλική πίεση έχει μειωθεί). Έτσι στους περιορισμένους υδροφορείς η ειδική αποθήκευση συνδέεται με τη συμπιεστότητα του νερού (β) και τη συμπιεστότητα του πορώδους μέσου (α), και δίνεται από τη σχέση

$$S_s = \rho\, g\, (\alpha + n\,\beta) \tag{6.15}$$

Τυπικά η συμβολή των μηχανισμών ελαστικής διαστολής του νερού και συστολής του εδαφικού σκελετού, στο μέγεθος της ειδικής αποθή-

κευσης, είναι περίπου 40% και 60%, αντίστοιχα (Bear, 1979, σ. 89). Είναι βέβαια προφανές ότι τα απόλυτα μεγέθη της συμβολής και των δύο αυτών μηχανισμών, είναι εξαιρετικά μικρά, αν συγκριθούν με το μηχανισμό της βαρυτικής αποστράγγισης του νερού σε συνθήκες παρουσίας αέρα. Για το λόγο αυτό, η αποθηκευτικότητα των περιορισμένων υδροφορέων συνήθως κυμαίνεται από 10^{-6} μέχρι 5×10^{-3}, δηλαδή είναι μία έως πέντε τάξεις μεγέθους μικρότερη από αυτή των φρεάτιων υδροφορέων.

Υδραυλική αγωγιμότητα, διαπερατότητα και μεταφορικότητα. Όπως είδαμε στο εδάφιο 6.3.1, ο ορισμός της υδραυλικής αγωγιμότητας K γίνεται μέσω του νόμου του Darcy (γι' αυτό και το μέγεθος αναφέρεται συχνά ως K του Darcy). Χαρακτηριστικές τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας για το νερό που κινείται σε διάφορα γεωλογικά μέσα δίνονται στο Σχ. 6.5. Επισημαίνεται το κατά πολλές τάξεις μεγέθους εύρος διακύμανσης της τιμής του K στους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς.

Όπως προαναφέραμε, η τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας εξαρτάται τόσο από το ρευστό, όσο και από το πορώδες μέσο. Η ανάγκη διαχωρισμού της επίδρασης των ιδιοτήτων του ρευστού από τις ιδιότητες του μέσου, οδήγησε τον Boussinesq (το 1902) στη χρησιμοποίηση ενός άλλου μεγέθους, της (γεωμετρικής) *διαπερατότητας* (k) η οποία ορίζεται από την εξίσωση

$$k = \frac{K\,\nu}{g} \tag{6.16}$$

όπου ν είναι η κινηματική συνεκτικότητα του ρευστού και g η επιτάχυνση βαρύτητας.* Η διαπερατότητα είναι ιδιότητα μόνο του μέσου.

---

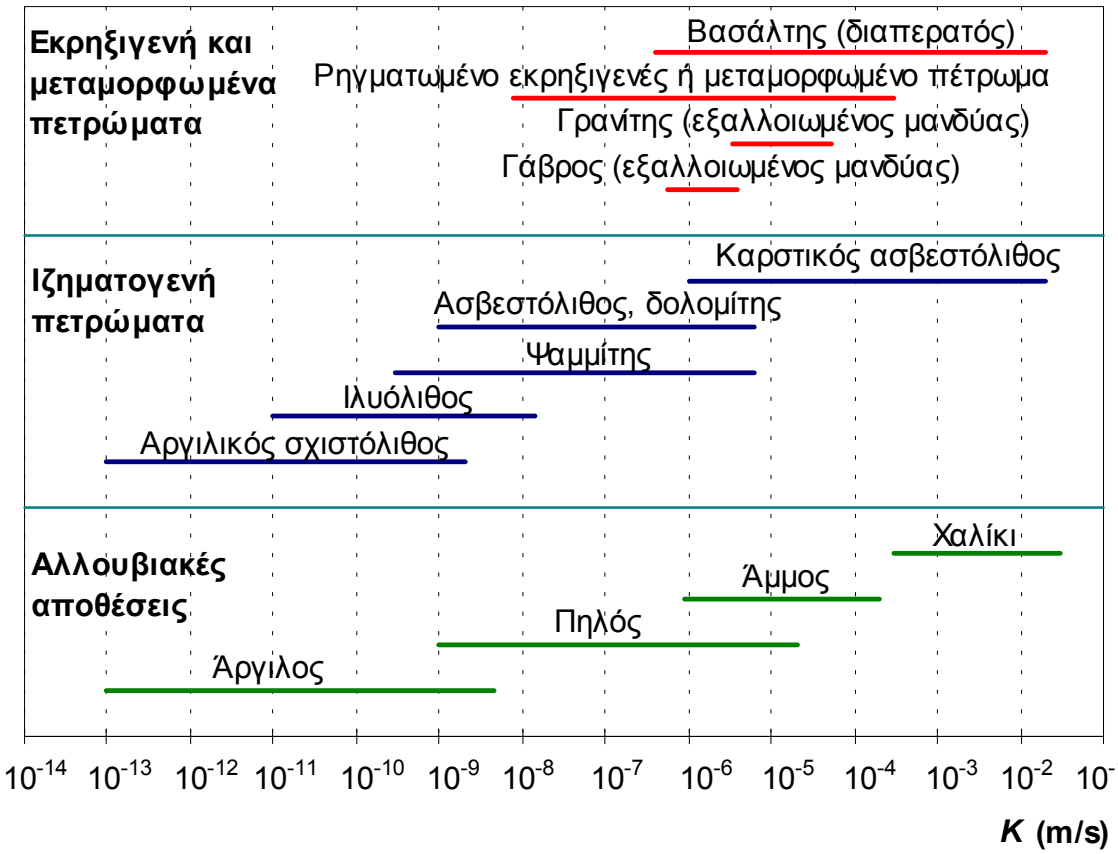
* Στη μονοδιάστατη, κατά τον άξονα x, στρωτή ροή μέσω σωλήνα διαμέτρου r, η μέση ταχύτητα ροής υπολογίζεται εύκολα με αναλυτικό τρόπο και είναι

$$u_x = -\frac{gr^2}{8\nu}\frac{\partial h}{\partial x}$$

Αλλά κατά Darcy (παίρνοντας υπόψη και την (6.6))

$$u_x = -\frac{K}{n_e}\frac{\partial h}{\partial x}$$

άρα



Σχ. 6.5 Διαστήματα μεταβολής της υδραυλικής αγωγιμότητας για διάφορα γεωλογικά μέσα (με βάση στοιχεία των Domenico and Swartz, 1990).

Σε ανισότροπους υδροφορείς, όπως είδαμε στο εδάφιο 6.3.1 η περιγραφή της υδραυλικής αγωγιμότητας απαιτεί τρεις τουλάχιστον παραμέτρους, τις υδραυλικές αγωγιμότητες στις τρεις κύριες διευθύνσεις. Σε ετερογενείς υδροφορείς, που στην πραγματικότητα αποτελούν τον κανόνα, η υδραυλική αγωγιμότητα αλλάζει από θέση σε θέση. Ωστόσο, πολύ συχνά χρησιμοποιείται η ιδιότητα της ομογένειας ως μια απλουστευτική προσέγγιση, η οποία γενικά είναι επαρκής για μια συγκεκριμένη, κατά περίπτωση, χωρική κλίμακα. Έτσι, για μια περιοχή με μέγεθος που καθορίζεται από αυτή την χωρική κλίμακα, χρησιμοποιείται μια ενιαία μέση τιμή της υδραυλικής αγωγιμότητας, η οποία είναι γνωστή ως *αντιπροσωπευτική υδραυλική αγωγιμότητα*.

$$K = \frac{g}{\nu}\frac{r^2}{8n_e}$$

Προφανώς ο όρος $r^2 / 8n_e = k$ εξαρτάται μόνο από τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της διατομής και γενικευόμενος σε τυχούσα διατομή ορίζει τη γεωμετρική διαπερατότητα.

Σε περίπτωση οριζόντιας μονοδιάστατης ή διδιάστατης ροής σε ένα ομογενές και ισότροπο στρώμα με δεδομένο πάχος b, χρησιμοποιείται πολύ συχνά μια παράγωγη παράμετρος, η *μεταφορικότητα*, T, η οποία ορίζεται από την εξίσωση

$$T = K\, b \tag{6.17}$$

Διευκρινίζεται ότι η παράμετρος αυτή δεν έχει νόημα για πιο σύνθετες ροές σε τρεις διαστάσεις.

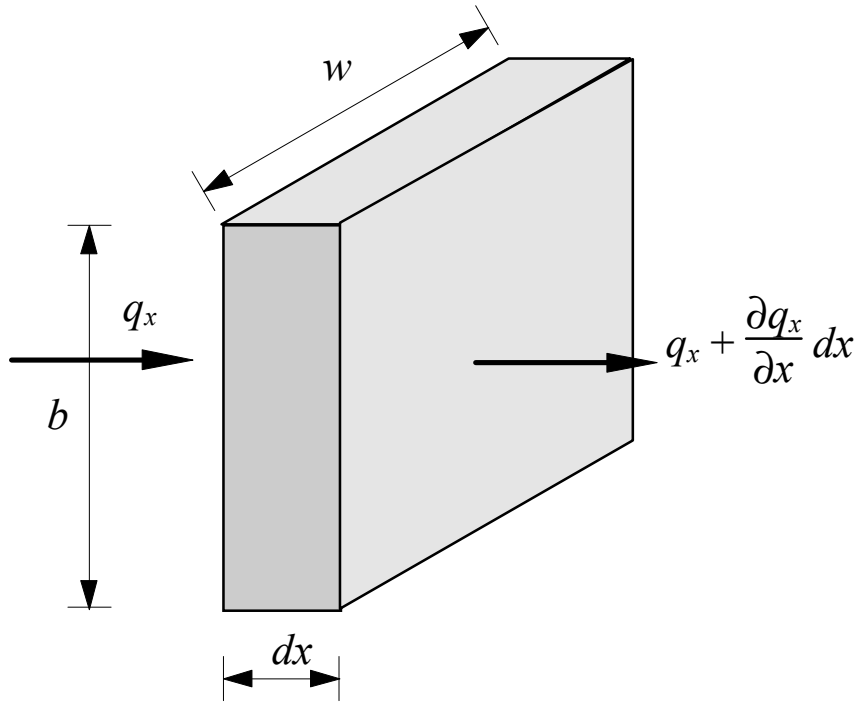
6.4 Μαθηματικά μοντέλα υπόγειων ροών

6.4.1 Παραγωγή της μονοδιάστατης εξίσωσης ροής σε πορώδες μέσο

Αν και στην πράξη οι υπόγειες ροές είναι διδιάστατες ή τριδιάστατες, η μονοδιάστατη μαθηματική προσέγγιση μορφοποιεί το όλο φαινόμενο και αρκετές φορές το αποδίδει με ικανοποιητική ακρίβεια σε συγκεκριμένες χωρικές ενότητες. Εξ άλλου, λόγω της απλότητάς της, η μονοδιάστατη ροή προσφέρεται για αμεσότερη αντίληψη της μαθηματικής περιγραφής της ροής. Έτσι, στο εδάφιο αυτό θα εξαγάγουμε την εξίσωση της μονοδιάστατης ροής, χρησιμοποιώντας απλές θεωρήσεις, ενώ στο επόμενο εδάφιο θα γενικεύσουμε την εξίσωση στις τρεις διαστάσεις.

Στη μονοδιάστατη ροή σε ισότροπο μέσο, η κίνηση του νερού γίνεται σε μία μόνο διεύθυνση, έστω την x, οπότε $q_x \neq 0$, ενώ στις άλλες δύο διευθύνσεις θα έχουμε $q_y = q_z = 0$. Από την εξίσωση του Darcy (6.5) προκύπτει ότι $\partial h / \partial x \neq 0$, ενώ $\partial h / \partial y = 0$ και $\partial h / \partial z = 0$, πράγμα που σημαίνει ότι το υδραυλικό ύψος μεταβάλλεται μόνο κατά τη διεύθυνση x, ενώ στις διευθύνσεις y και z παραμένει σταθερό.

Στο Σχ. 6.6 φαίνεται μια διαφορική "φέτα" (όγκος αναφοράς) πορώδους υδροφορέα μήκους dx, ύψους b, πλάτους w και όγκου $b\, w\, dx$. Η ειδική παροχή που εισέρχεται στην αριστερή έδρα του όγκου αναφοράς είναι q_x, ενώ η παροχή που εξέρχεται από τη δεξιά έδρα θα είναι $q_x + (\partial q_x / \partial x)\, dx$. Στις άλλες έδρες δεν υπάρχει εισροή ή εκροή, επειδή, όπως υποθέσαμε, η ροή είναι μονοδιάστατη. Η μάζα νερού που εισέρχεται στον όγκο αναφοράς, σε διαφορικό χρόνο dt, θα είναι $m_1 = \rho\, q_x\, b\, w\, dt$. Η μάζα



Σχ. 6.6 Επεξηγηματικό σκαρίφημα για την παραγωγή της εξίσωσης συνέχειας για μονοδιάστατη υπόγεια ροή.

νερού που εξέρχεται θα είναι $m_2 = \rho\,[q_x + (\partial q_x / \partial x)\,dx]\,b\,w\,dt$.* Στον ίδιο χρόνο θα υπάρχει μεταβολή του υδραυλικού ύψους ίση με $(\partial h / \partial t)\,dt$. Κατά συνέπεια, σύμφωνα με όσα αναπτύχθηκαν στο εδάφιο 6.3.2, θα υπάρχει μεταβολή στην αποθηκευμένη στον όγκο αναφοράς μάζα νερού, ίση με $\Delta m = \rho\,\Delta V = \rho\,S_s\,(b\,w\,dx)\,(\partial h / \partial t)\,dt$. Προφανώς ισχύει

$$m_1 - m_2 = \Delta m \tag{6.18}$$

ή ισοδύναμα

$$\rho\,q_x\,b\,w\,dt - \rho\left(q_x + \frac{\partial q_x}{\partial x}\,dx\right) b\,w\,dt = \rho\,S_s\,b\,w\,dx\,\frac{\partial h}{\partial t}\,dt \tag{6.19}$$

η οποία μετά τις πράξεις γράφεται

*Εδώ έχουμε δεχτεί σιωπηρά ότι η πυκνότητα ρ παραμένει σταθερή κατά μήκος του άξονα x. Η παραδοχή αυτή (και κατά συνέπεια, και η εξίσωση (6.20), στην οποία οδηγούμαστε) είναι επαρκής για τα πρακτικά προβλήματα υπόγειων ροών, αλλά δεν παύει να αποτελεί μια απλούστευση, αφού, όπως είδαμε, σε περιορισμένους υδροφορείς πρέπει να παίρνεται υπόψη η συμπιεστότητα του νερού. Θα ήταν ακριβέστερο να γράφαμε $m_2 = [\rho\,q_x + [\partial\,(\rho\,q_x) / \partial x)\,dx]\,b\,w\,dt$.

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \tag{6.20}$$

Η (6.20) αποτελεί την εξίσωση συνέχειας της μονοδιάστατης υπόγειας ροής. Αν στο αριστερό μέλος της αντικαταστήσουμε την ειδική παροχή από το νόμο του Darcy (6.5), προκύπτει η εξίσωση της μονοδιάστατης ροής για ισότροπο μέσο, στη μορφή

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K\frac{\partial h}{\partial x}\right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \tag{6.21}$$

Αν επιπλέον το πορώδες μέσο είναι και ομογενές, οπότε η υδραυλική αγωγιμότητα είναι σταθερή, τότε η (6.21) γράφεται

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S_s}{K}\frac{\partial h}{\partial t} \tag{6.22}$$

Η (6.22) είναι γνωστή ως (μονοδιάστατη) *εξίσωση διάχυσης* ή *εξίσωση Fourier*. Η επίλυση είτε της (6.21), είτε της (6.22) για γνωστές οριακές και αρχικές συνθήκες (βλ. εδάφιο 6.4.3) οδηγεί στον υπολογισμό του υδραυλικού φορτίου h σε κάθε σημείο του υδροφορέα και σε κάθε χρονική στιγμή.

Η παραπάνω ανάλυση εξακολουθεί να ισχύει και για ανισότροπο μέσο, υπό την προϋπόθεση ότι η διεύθυνση x, στην οποία εξελίσσεται η ροή, ταυτίζεται με μία από τις τρεις κύριες διευθύνσεις της διαπερατότητας του πορώδους μέσου. Σε αυτή την περίπτωση οι εξισώσεις (6.21) και (6.22) ισχύουν με τη μόνη διαφορά ότι το K θα πρέπει να αντικατασταθεί από το K_x, την υδραυλική αγωγιμότητα κατά τον κύριο άξονα x. Αν η διεύθυνση της ροής σε ανισότροπο μέσο δεν ταυτίζεται με μία από τις τρεις κύριες διευθύνσεις, τότε η ροή παύει να είναι μονοδιάστατη, οπότε αντιμετωπίζεται με τις εξισώσεις του επόμενου εδαφίου.

6.4.2 Η γενική εξίσωση ροής σε τριδιάστατο χώρο

Η παραπάνω ανάλυση γενικεύεται εύκολα για τριδιάστατη ροή αν αντί της διαφορικής "φέτας" αναφοράς θεωρήσουμε ένα διαφορικό όγκο αναφοράς $dx\,dy\,dz$. Με την ίδια πορεία υπολογισμών θα καταλήξουμε στην ακόλουθη, αντίστοιχη με την (6.20) εξίσωση συνέχειας

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x}-\frac{\partial q_y}{\partial y}-\frac{\partial q_z}{\partial z}=S_s\frac{\partial h}{\partial t}+W \qquad (6.23)^*$$

όπου, εκτός από τη τριδιάστατη θεώρηση του πεδίου ροής, έχει γίνει και η προσθήκη του *όρου φόρτισης W*, με διαστάσεις [T^{-1}], που εκφράζει τις εξωτερικές εισόδους ή εξόδους (διαρροές) νερού. Η εξίσωση αυτή ισχύει γενικά για ομογενή, ετερογενή, ισότροπα και ανισότροπα μέσα.

Στην περίπτωση ετερογενούς και ανισότροπου μέσου, επιλέγοντας σύστημα συντεταγμένων ίδιο με το κύριο σύστημα αξόνων του τανυστή υδραυλικής αγωγιμότητας, μπορούμε να αντικαταστήσουμε στο αριστερό μέλος της (6.23) τις ειδικές παροχές από το νόμο του Darcy στη μορφή (6.9), οπότε προκύπτει η γενική εξίσωση ροής, στη μορφή

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial h}{\partial z}\right)=S_s\frac{\partial h}{\partial t}+W \qquad (6.24)^\dagger$$

Η εξίσωση ροής είναι πιο πολύπλοκη στην περίπτωση διαφορετικού συστήματος συντεταγμένων, αφού οι ειδικές παροχές στην (6.23) θα δίνονται από την (6.8) αντί της (6.9).

---

*Το μακροσκοπικό αντίστοιχο της εξίσωσης συνέχειας της ρευστομηχανικής (βλ. υποσημείωση σ. 355) είναι

$$\frac{\partial\, n\rho}{\partial t}+\nabla\,(\rho\,\mathbf{q})=0,$$

αποτέλεσμα της διατήρησης της μάζας $m(V)=\iiint \rho n\, dV$ στον όγκο του συνολικού πορώδους μέσου, ή, ισοδύναμα, του μηδενισμού της ολικής παραγώγου Dm/Dt στον όγκο αναφοράς dV. Αυστηρή απόδειξη της εξίσωσης αυτής, μέσω μαθηματικών κανόνων μετάβασης από το μικροσκοπικό στο μακροσκοπικό χώρο, μπορεί να βρει ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης στο παράρτημα του συγγράμματος του Bear (1979, σσ. 513-517). Στο ίδιο σύγγραμμα (σσ. 89-94) υπάρχει και αυστηρότερη απόδειξη της εξίσωσης (6.23) (χωρίς τον όρο φόρτισης). Για την εξαγωγή της (6.23) από την παραπάνω γενική μακροσκοπική εξίσωση συνέχειας, υποτίθεται ότι η χωρική μεταβολή της πυκνότητας ($\nabla\rho$) είναι αμελητέα χωρίς απαραίτητα να συμβαίνει το ίδιο για την τοπική χρονική μεταβολή της ($\partial\rho/\partial t$).

†Εδώ θεωρήθηκε ότι η υδραυλική αγωγιμότητα δεν επηρεάζεται από μεταβολές της πυκνότητας, ούτε από τη μεταβολή όγκου του πορώδους μέσου (λόγω μεταβολής του υδραυλικού ύψους). Παρόλα αυτά, η (6.24) είναι επαρκής για σχεδόν όλα τα πρακτικά προβλήματα

Για ισότροπο (ομογενές ή ετερογενές) μέσο η (6.24) γράφεται απλούστερα

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial h}{\partial z}\right)=S_s\frac{\partial h}{\partial t}+W \tag{6.25}$$

ενώ για ομογενές και ισότροπο μέσο γράφεται

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}=\frac{S_s}{K}\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{W}{K} \tag{6.26}$$

Στην περίπτωση μόνιμης ροής χωρίς όρο φόρτισης, στην οποία δεν υπάρχει μεταβολή στο πεδίο ροής με το χρόνο, οι εξισώσεις (6.24)-(6.26) απλοποιούνται σημαντικά, αφού μηδενίζεται το δεξιό μέλος τους. Έτσι, η εξίσωση μόνιμης ροής σε ετερογενές ανισότροπο μέσο γράφεται (για το σύστημα συντεταγμένων των κυρίων αξόνων)

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial h}{\partial z}\right)=0 \tag{6.27}$$

και η εξίσωση μόνιμης ροής σε ομογενές και ισότροπο μέσο γράφεται

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}=0 \tag{6.28}$$

Η (6.28) είναι γνωστή ως εξίσωση Laplace.*

---

* Η εξίσωση Laplace προκύπτει εύκολα και από τη μακροσκοπική εξίσωση συνέχειας (βλ. υποσημείωση σ. 368), η οποία για συνθήκες μόνιμης ροής και αμελητέες χωρικές διαφορές πυκνότητας ($\nabla \rho = 0$) γράφεται

$$\nabla \mathbf{q} = 0$$

Αντικαθιστώντας στην παραπάνω το διάνυσμα **q** από την έκφραση του νόμου Darcy για ομογενές και ισότροπο μέσο ((6.7)) παίρνουμε

$$\nabla (-K \nabla h) = -K \nabla^2 h = 0$$

οπότε για $K \neq 0$,

$$\nabla^2 h = 0$$

(βλ. και Ξανθόπουλος, 1969).

6.4.3 Μεθοδολογία επίλυσης των εξισώσεων υπόγειας ροής

Για την επίλυση της διαφορικής εξίσωσης (6.24) ή των διάφορων απλοποιημένων μορφών της είναι απαραίτητο να καθοριστούν οι ακόλουθες *δομικές, οριακές και αρχικές συνθήκες*:

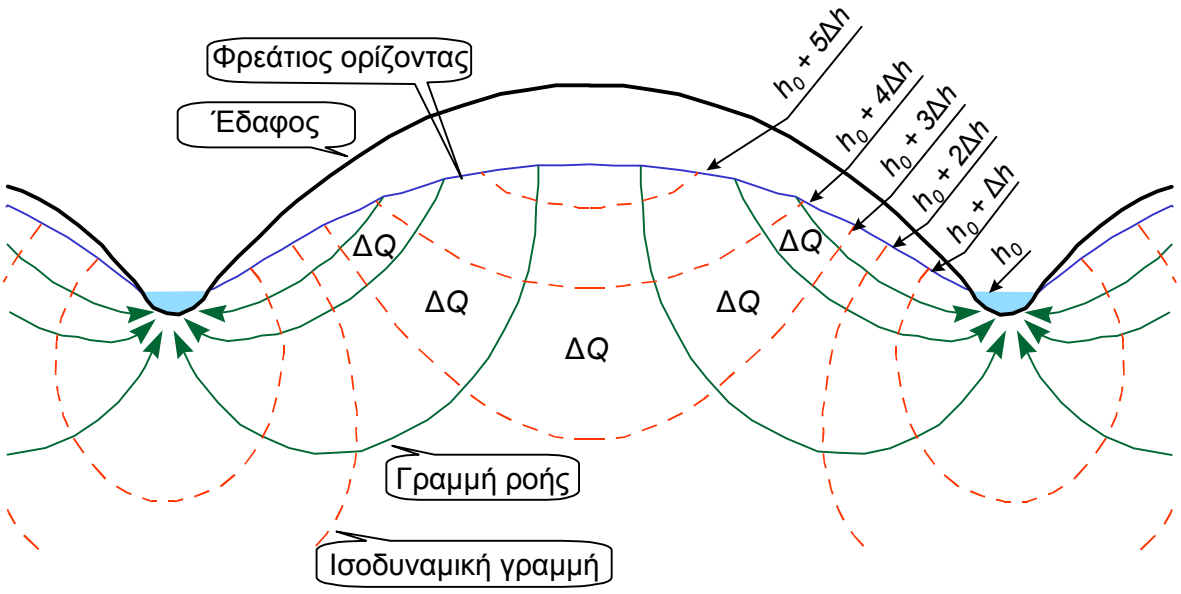
1. Οι δομικές συνθήκες του υδροφορέα περιλαμβάνουν
   - τη *γεωμετρία* του υδροφορέα, δηλαδή τις συντεταγμένες των γεωμετρικών ορίων του (x_b, y_b, z_b)·
   - τα *υδραυλικά χαρακτηριστικά* του υδροφορέα, δηλαδή τις τιμές της υδραυλικής αγωγιμότητας και της ειδικής αποθήκευσης σε κάθε σημείο του.
2. Οι *οριακές συνθήκες* του συστήματος ροής, αποτελούν τη μαθηματική έκφραση των ιδιοτήτων του πεδίου ροής στα όρια (x_b, y_b, z_b). Ειδικότερα γίνεται διάκριση σε:
   - *αδιαπέρατα όρια*, για τα οποία μηδενίζεται η ειδική παροχή σε διεύθυνση κάθετη προς αυτά·
   - *όρια δεξαμενών*, δηλαδή διεπιφάνειες μεταξύ ελεύθερου και υπόγειου νερού, όπου είναι γνωστά τα υδραυλικά ύψη $h(x_b, y_b, z_b)$·
   - *όρια εξόδου στον* ελεύθερο *αέρα*, από τα οποία το υπόγειο νερό εξέρχεται ως ελεύθερο νερό από το έδαφος, όπου ισχύει $p(x_b, y_b, z_b) = 0$·
   - *όρια ελεύθερης* επιφάνειας, μέσα στον υδροφορέα, για τα οποία ισχύει και πάλι η συνθήκη μηδενισμού της πίεσης ($p(x_b, y_b, z_b) = 0$) αλλά δεν είναι γεωμετρικώς προκαθορισμένα, ούτε σταθερά στο χρόνο.
3. Οι *αρχικές συνθήκες*, δηλαδή η περιγραφή της κατάστασης του πεδίου ροής, σε όλα τα σημεία του, στο χρόνο $t = 0$. Προφανώς, σε περίπτωση μόνιμων ροών, όπου ισχύουν οι εξισώσεις (6.27) και (6.28)) δεν έχει νόημα ο καθορισμός αρχικών συνθηκών.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η αντιμετώπιση των περιορισμένων υδροφορέων, στους οποίους τα όρια είναι γεωμετρικώς καθορισμένα, είναι απλούστερη. Στους φρεάτιους υδροφορείς, το γεγονός ότι το άνω όριο της ροής (όριο ελεύθερης επιφάνειας) δεν είναι γεωμετρικώς καθορισμένο, αλλά προσδιορίζεται από τη συνθήκη μηδενισμού της πίεσης,

εισάγει σημαντική δυσκολία. Πολύ συχνά τα προβλήματα ροής σε φρεάτιους υδροφορείς απλοποιούνται με τη λεγόμενη *υπόθεση Dupuit*, σύμφωνα με την οποία η ροή μπορεί να θεωρηθεί πρακτικώς οριζόντια (εφόσον βέβαια η κλίση του φρεάτιου ορίζοντα είναι μικρή). Οι συνέπειες αυτής της υπόθεσης είναι ότι (α) η κατακόρυφη συνιστώσα της ειδικής παροχής είναι μηδενική (β) οι οριζόντιες συνιστώσες της ειδικής παροχής είναι σταθερές καθ' ύψος σε κάθε κατακόρυφη γραμμή και (γ) το υδραυλικό ύψος σε κάθε κατακόρυφη γραμμή είναι σταθερό καθ' ύψος.

Η αναλυτική επίλυση των εξισώσεων ροής είναι δυνατή μόνο σε πολύ ειδικές απλές περιπτώσεις. Έτσι, σε συνθήκες μόνιμης ροής, η αναλυτική επίλυση της εξίσωσης Laplace είναι δυνατή σε διδιάστατη μορφή για διάφορες σχετικά απλές γεωμετρίες (Tóth, 1962· Ξανθόπουλος, 1969). Σε συνθήκες μη μόνιμης ροής, μια χαρακτηριστική περίπτωση αναλυτικής επίλυσης είναι η ροή με ακτινική συμμετρία σε άπειρο υδροφορέα γύρω από μία γεώτρηση, η οποία αναπτύσσεται στο εδάφιο 6.4.4.

Η χρησιμότητα των αναλυτικών επιλύσεων εξαντλείται στην κατανόηση της γενικής συμπεριφοράς των υπόγειων ροών, στην αναγωγή ορισμένων σύνθετων περιπτώσεων σε απλές, με έτοιμες αναλυτικές λύσεις, και την εξαγωγή βασικών παραμέτρων των υδροφορέων. Η επιχειρησιακή μελέτη και αξιοποίηση των πραγματικών υδροφορέων σύνθετης γεωμετρίας και γεωλογίας δεν καλύπτεται από τέτοιες απλουστεύσεις. Στις τελευταίες περιπτώσεις η επίλυση της εξίσωσης ροής γίνεται μόνο με αριθμητικές μεθόδους. Ειδικότερα, χρησιμοποιείται είτε η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών, είτε η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων (για μια εισαγωγή στη χρήση των μεθόδων αυτών σε προβλήματα υπόγειων ροών, βλ. Wang and Anderson, 1982, καθώς και Λατινόπουλο, 1986). Σήμερα, η ανάπτυξη της τεχνολογίας των υπολογιστών έχει καταστήσει σχετικά απλή την αριθμητική επίλυση πολλών προβλημάτων υπόγειων ροών. Διάφορα υπολογιστικά πακέτα έχουν αναπτυχθεί και οι δυνατότητές τους συνεχώς βελτιώνονται (για μια επισκόπηση των υπολογιστικών πακέτων επίλυσης προβλημάτων υπόγειων νερών, βλ. Anderson et al., 1993). Πάντα, όμως, είναι απαραίτητη η εκτίμηση της καταλληλότητας των παραδοχών κάθε έτοιμου μοντέλου σε σχέση με τις ειδικές συνθήκες του προς μελέτη πραγματικού προβλήματος.

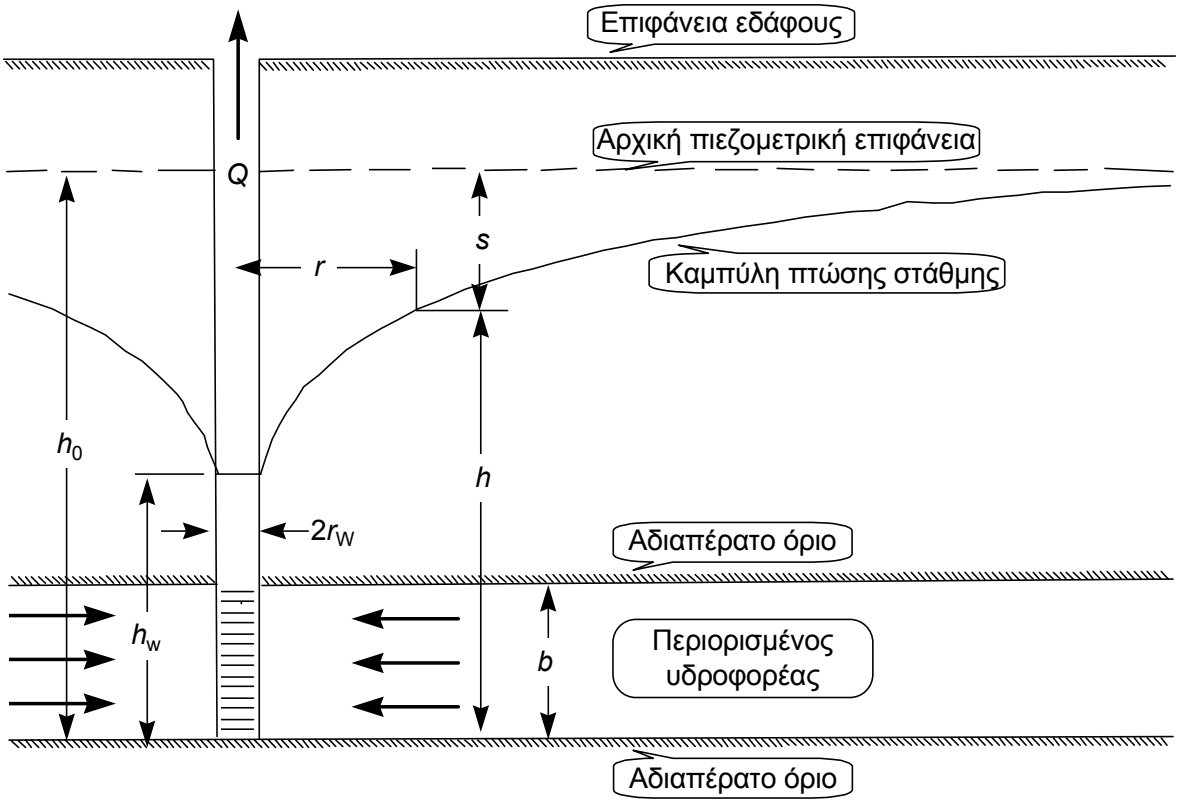


Σχ. 6.7 Παράδειγμα δικτύου ροής σε φρεάτιο υδροφορέα με μόνιμη ροή.

Η επίλυση της εξίσωσης ροής οδηγεί στην εύρεση του δυναμικού πεδίου του υδραυλικού ύψους h σε όλα τα σημεία του συστήματος ροής. Συχνά, το πεδίο ροής "οπτικοποιείται" με τη χάραξη του *δικτύου ροής* σε συγκεκριμένες διατομές του υδροφορέα. Ένα παράδειγμα δικτύου ροής φαίνεται στο Σχ. 6.7. Το δίκτυο ροής αποτελείται από δύο ομάδες γραμμών, τις *ισοδυναμικές γραμμές* και τις *γραμμές ροής*. Οι πρώτες είναι οι γραμμές που ενώνουν τα σημεία ίσου υδραυλικού ύψους και χαράσσονται με δεδομένη ισοδιάσταση Δh. Οι δεύτερες είναι γραμμές παράλληλες με την κατεύθυνση ροής και χαράσσονται σε τρόπο ώστε μεταξύ οποιωνδήποτε διαδοχικών γραμμών ροής να περνά σταθερή ειδική παροχή. Στην περίπτωση μόνιμης ροής σε ομογενές και ισότροπο μέσο, δηλαδή διαφορικής εξίσωσης τύπου Laplace (6.28), οι ισοδυναμικές γραμμές και οι γραμμές ροής είναι κάθετες μεταξύ τους.

6.4.4 Υδραυλική των υδρογεωτρήσεων

Μια τυπική αναλυτική επίλυση της εξίσωσης μη μόνιμης ροής αφορά στο πεδίο ροής γύρω από υδρογεώτρηση. Όπως θα δούμε στο εδάφιο 6.4.5 οι εξισώσεις που προκύπτουν έχουν άμεση και ευρύτατη εφαρμογή στην εκτίμηση των χαρακτηριστικών ενός υδροφορέα.



Σχ. 6.8 Ακτινική ροή σε οριζόντιο περιορισμένο υδροφορέα.

Ας θεωρήσουμε τον οριζόντιο περιορισμένο υδροφορέα του Σχ. 6.8, ο οποίος έχει σταθερό πάχος b και άπειρη έκταση (και ως προς τις δύο οριζόντιες διαστάσεις). Ο υδροφορέας θεωρείται ομογενές και ισότροπο μέσο με μεταφορικότητα T και αποθηκευτικότητα S, ενώ δεν υπάρχει φόρτιση ή διαρροή από και προς τα γειτονικά στρώματα. Σε μια θέση του υδροφορέα έχει διανοιγεί κατακόρυφη υδρογεώτρηση και θεωρείται ότι η αποθήκευση νερού μέσα σε αυτή είναι αμελητέα. Στο χρόνο $t = 0$, το υδραυλικό φορτίο στον υδροφορέα είναι παντού σταθερό, ίσο με h_0. Την ίδια χρονική στιγμή ξεκινά η άντληση νερού από την υδρογεώτρηση με σταθερή παροχή Q.

Εξαιτίας της κυκλικής συμμετρίας η εξίσωση ροής (6.26) μπορεί να γραφεί απλούστερα χρησιμοποιώντας πολικές συντεταγμένες, ήτοι

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t} \tag{6.29}$$

Στην παραπάνω εξίσωση έχει παραλειφθεί ο μηδενικός όρος φόρτισης W, ενώ έχει χρησιμοποιηθεί η ιδιότητα (άμεση συνέπεια των (6.14) και (6.17)) $S_s / K = S / T$. Ο Theis (1935) έδειξε ότι η λύση της διαφορικής

εξίσωσης (6.29) για τις οριακές και αρχικές συνθήκες που περιγράφηκαν πιο πάνω είναι η ακόλουθη:

$$s(r, t) := h_0 - h(r, t) = \frac{Q}{4\,\pi\,T}\,W[u(r, t)] \tag{6.30}$$

όπου με $s(r, t)$ συμβολίζεται η πτώση του υδραυλικού ύψους στο χρόνο t και σε απόσταση r από την υδρογεώτρηση, ενώ

$$W[u(r, t)] := \int_{u(r, t)}^{\infty} \frac{\mathrm{e}^{-\xi}}{\xi}\,d\xi \tag{6.31}$$

και

$$u(r, t) := \frac{S\,r^2}{4\,T\,t} \tag{6.32}^*$$

Το μέγεθος W είναι γνωστό στη μαθηματική ορολογία ως *εκθετικό ολοκλήρωμα* και στην τεχνική ορολογία ως *συνάρτηση πηγαδιού*. Η (6.30) αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως εξίσωση του Theis. Το ολοκλήρωμα της (6.31) έχει τα ακόλουθα εναλλακτικά αναπτύγματα σε απειροσειρές, τα οποία χρησιμοποιούνται για υπολογιστικούς σκοπούς (το πρώτο για μικρές τιμές του u και το δεύτερο για μεγάλες):

$$W(u) = -\,0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2\,2!} + \frac{u^3}{3\,3!} - \frac{u^4}{4\,4!} + \cdots \tag{6.33}$$

$$W(u) \approx \frac{\mathrm{e}^{-u}}{u}\left(1 - \frac{1!}{u} + \frac{2!}{u^2} - \frac{3!}{u^3} + \cdots\right) \tag{6.34}$$

Ακριβείς πινακοποιημένες τιμές της συνάρτησης $W(u)$ δίνονται στα βιβλία υπόγειας υδραυλικής και υδρολογίας (π.χ. Bear, 1979· Λατινόπουλος, 1986, Dingman, 1994) καθώς και σε εγχειρίδια μαθηματικών πινάκων (π.χ. Spiegel, 1968). Στην πράξη, όμως, είναι επαρκής η χρήση των ακόλουθων προσεγγιστικών εξισώσεων που καταργούν τη χρήση πινάκων:

---

* Επισημαίνεται ότι το μέγεθος u εδώ είναι αδιάστατος αριθμός και δεν πρέπει να συγχέεται με την ταχύτητα, για την οποία χρησιμοποιείται το ίδιο σύμβολο.

$$W(u) \approx \begin{cases} -0.5772 - \ln u & u < 0.05 \\ \dfrac{0.71\ \mathrm{e}^{-1.03\,u}}{u^{0.754} + 0.17} & 0.05 \le u \le 9 \\ \dfrac{\mathrm{e}^{-u}\,(u-1)}{u^2} & u > 9 \end{cases} \qquad (6.35)$$

Η πρώτη και η τρίτη από τις (6.35) έχουν προκύψει από τα αναπτύγματα (6.33) και (6.34), αντίστοιχα, χρησιμοποιώντας μόνο τους δύο πρώτους όρους τους. Η δεύτερη έχει βρεθεί από τον Κουτσογιάννη (1996) μετά από αριθμητική διερεύνηση. Το σφάλμα προσέγγισης της (6.35) δεν υπερβαίνει το 2% σε κανένα σημείο.

Για μικρές τιμές του u ($u < 0.05$) χρησιμοποιώντας την πρώτη από τις προσεγγίσεις (6.35), η εξίσωση (6.30) γράφεται

$$s(r, t) := h_0 - h(r, t) = \frac{Q}{4\,\pi\,T} \ln \frac{2.25\,T\,t}{r^2\,S} \qquad (6.36)$$

Η τελευταία έκφραση είναι γνωστή ως εξίσωση του Jacob και, όπως θα δούμε παρακάτω, αποτελεί τη βάση της μεθόδου Jacob για την εκτίμηση των παραμέτρων των υδροφορέων (Cooper and Jacob, 1946· Jacob, 1950).

Μια σημαντική και χρήσιμη ιδιότητα της λύσης της εξίσωσης (6.29) είναι ότι η πτώση του υδραυλικού ύψους σε μια οποιαδήποτε θέση ενός υδροφορέα, όταν λειτουργούν περισσότερες από μία γεωτρήσεις, είναι ίση με το άθροισμα των πτώσεων υδραυλικού ύψους που θα προκαλούσε στη δεδομένη θέση καθεμιά από τις ανεξάρτητες γεωτρήσεις ξεχωριστά.

Είναι ενδιαφέρον να παρατηρήσουμε ότι εφαρμόζοντας την (6.36) για δύο διαφορετικές αποστάσεις r_1 και r_2 ($r_1 < r_2$) και συνδυάζοντάς τες παίρνουμε την ακόλουθη εξίσωση, στην οποία έχει απαλειφθεί ο χρόνος:

$$s(r_1, t) - s(r_2, t) = h(r_2, t) - h(r_1, t) = \frac{Q}{2\,\pi\,T} \ln \frac{r_2}{r_1} \qquad (6.37)$$

Η τελευταία εξίσωση αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως εξίσωση *μόνιμης ροής* σε υδρογεώτρηση ή *εξίσωση Thiem*.* Η εφαρμογή της προϋποθέτει τη γνώση του υδραυλικού ύψους σε δύο σημεία. Τονίζουμε, ωστόσο, ότι

* Έχει εξαχθεί για πρώτη φορά από τον Thiem το 1906.

σε ένα υδροφορέα άπειρης οριζόντιας έκτασης με τις συνθήκες άντλησης που έχουν τεθεί παραπάνω θεωρητικώς *δεν αποκαθίσταται ποτέ μόνιμη ροή*. Το συμπέρασμα αυτό προκύπτει από την εξίσωση Thies (6.30), η οποία (σε συνδυασμό με τις (6.31) και (6.32)) δείχνει ότι η πτώση του υδραυλικού ύψους αυξάνεται συνεχώς με την πάροδο του χρόνου. Εξ άλλου η εξίσωση Thiem (6.37) δείχνει ότι η πτώση του υδραυλικού ύψους δεν μηδενίζεται σε κανένα σημείο του άπειρου υδροφορέα. Παρόλα αυτά, στην πράξη γίνεται συχνά η παραδοχή μόνιμης ροής μετά από κάποιο μεγάλο χρόνο t, κάνοντας και ορισμένες πρόσθετες θεωρήσεις σε τρόπο ώστε να μην παραβιάζονται φυσικοί νόμοι. Έτσι, θεωρείται ότι υπάρχει κάποια απόσταση $R = r_2$, που ονομάζεται *ακτίνα επιρροής*, πέρα από την οποία η πτώση του υδραυλικού ύψους είναι μηδενική. Άρα, η συνθήκη του άπειρου υδροφορέα αντικαθίσταται από την οριακή συνθήκη $s(R) = 0$, με την παράλληλη υπόθεση ότι η εισρέουσα παροχή στον κύλινδρο ακτίνας R είναι ίση με την αντλούμενη παροχή Q, γιατί διαφορετικά δεν μπορούν να αποκατασταθούν συνθήκες μόνιμης ροής. Βέβαια, η εξίσωση (6.37) έχει προκύψει με τη θεώρηση υδροφορέα άπειρης έκτασης, αλλά παραμένει πρακτικώς εφαρμόσιμη και για την περίπτωση της πεπερασμένης αλλά αρκετά μεγάλης ακτίνας επιρροής.

Η παραπάνω ανάλυση αναφέρεται σε περιορισμένους υδροφορείς. Ωστόσο, μπορεί να θεωρηθεί ότι ισχύει και για φρεάτιους υδροφορείς, με την προϋπόθεση ότι η μέση πτώση στάθμης είναι αρκετά μικρότερη (π.χ., < 10%) της αρχικής στάθμης του υδροφορέα h_0, μετρούμενης από το κάτω όριο του υδροφορέα (Watson and Burnett, 1993, σ. 356). Με αυτή την προϋπόθεση, μπορεί να θεωρηθεί ότι ισχύει η υπόθεση Dupuit (ροή πρακτικώς οριζόντια), ενώ η μεταφορικότητα T του υδροφορέα μπορεί να προσεγγίζεται από την αρχική της τιμή, $T = K\, h_0$. Ακριβέστερη λύση στο πρόβλημα της μη μόνιμης ροής σε φρεάτιο υδροφορέα έχει δοθεί από τον Neuman (1975· βλ. και Bear, 1979, σσ. 331-339· Domenico and Schwartz, 1990, σ. 160). Σε αυτή την ακριβέστερη λύση λαμβάνεται υπόψη το γεγονός ότι, στο αρχικό στάδιο της άντλησης, η ροή διέπεται από τις ελαστικές ιδιότητες του νερού και του πορώδους μέσου, οπότε και υπεισέρχεται η ελαστική αποθήκευση S_s στην εξίσωση ροής, ενώ στο τελικό στάδιο η ροή χαρακτηρίζεται από τη στράγγιση του εδάφους (το άδειασμα των διακένων), οπότε και υπεισέρχεται η ειδική απόδοση S_y στην εξίσωση της ροής.

Εφαρμογή 6.4.4

Φρεάτιος υδροφορέας είναι ομογενής και ισότροπος και έχει υδραυλική αγωγιμότητα 5×10^{-5} m/s και ειδική απόδοση 18%. Το ολικό κατακόρυφο πάχος του, από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το κάτω αδιαπέρατο όριό του είναι 25 m, ενώ ο φρεάτιος ορίζοντας βρίσκεται 4 m κάτω από το έδαφος. Στον υδροφορέα έχει διανοιγεί υδρογεώτρηση διαμέτρου 20 cm, από την οποία αντλείται παροχή 4 L/s με σταθερό ρυθμό.

α. Να υπολογιστεί η πτώση στάθμης στην παρειά της γεώτρησης καθώς και σε αποστάσεις 1, 10 και 100 m από τη γεώτρηση και σε χρόνους 1, 12 και 96 h από την έναρξη της άντλησης, χρησιμοποιώντας (προσεγγιστικά) την εξίσωση Theis.

Επειδή ο υδροφορέας είναι φρεάτιος, η αποθηκευτικότητά του θα είναι ίση με την ειδική απόδοσή του (βλ. εδάφιο 6.3.2), ήτοι $S = 0.18$. Το αρχικό υδραυλικό ύψος, το οποίο συμπίπτει με τη στάθμη του φρεάτιου ορίζοντα, μετρούμενη από το κάτω αδιαπέρατο όριο του υδροφορέα, είναι $h_0 = 25 - 4 = 21$ m. Κατά συνέπεια, η μεταφορικότητα του υδροφορέα είναι

$$T = K\, h_0 = 5 \times 10^{-5} \times 21 = 1.05 \times 10^{-3}\ \mathrm{m^2/s}$$

Ο συντελεστής του W στην (6.30) είναι

$$Q / 4\,\pi\, T = 4 \times 10^{-3} / (4 \times 3.14 \times 1.05 \times 10^{-3}) = 0.303$$

Στην παρειά της γεώτρησης ($r = 0.1$ m) μετά από μία ώρα άντλησης σύμφωνα με την (6.32), θα έχουμε

$$u(0.1\ \mathrm{m}, 3600\ \mathrm{s}) = \frac{0.18 \times 0.1^2}{4 \times 1.05 \times 10^{-3} \times 3600} = 1.19 \times 10^{-4}$$

Από την (6.35) προκύπτει

$$W(u) = -0.5772 - \ln(1.19 \times 10^{-4}) = 8.459$$

και κατά συνέπεια η πτώση στάθμης θα είναι

$$s(0.1\ \mathrm{m}, 3600\ \mathrm{s}) = 0.303 \times 8.459 = 2.56\ \mathrm{m}$$

Οι υπολογισμοί για τους υπόλοιπους χρόνους και τις αποστάσεις δίνονται στον Πίν. 6.2. Για τον υπολογισμό των $W(u)$ χρησιμοποιείται κάθε φορά η κατάλληλη από τις τρεις σχέσεις (6.35) (π.χ., για $r = 10$ m και $t = 3600$ s έχουμε $u = 1.190$ και

$$W(u) = 0.71 \times \exp(-1.03 \times 1.190) / (1.190^{0.754} + 0.17) = 0.159).$$

Πίν. 6.2 Αποτελέσματα των υπολογισμών της Εφαρμογής 6.4.4.

r (m)	t (s)	u	$W(u)$	s (m)
0.1	3600	1.190×10^{-04}	8.459	2.56
0.1	43200	9.921×10^{-06}	10.944	3.32
0.1	345600	1.240×10^{-06}	13.023	3.95
1	3600	0.01190	3.854	1.17
1	43200	9.921×10^{-04}	6.339	1.92
1	345600	1.240×10^{-04}	8.418	2.55
10	3600	1.190	0.159	0.05
10	43200	0.09921	1.857	0.56
10	345600	0.01240	3.813	1.16
100	3600	119.0	0.000	0.00
100	43200	9.921	0.000	0.00
100	345600	1.240	0.147	0.04

Παρατηρούμε ότι σε αποστάσεις μεγαλύτερες του 1 m από τη γεώτρηση η πτώση της στάθμης παραμένει σε ποσοστό κάτω του 10% του h_0 (για τους χρόνους που ελέγχονται) πράγμα που δείχνει ότι το σφάλμα από την υπόθεση οριζόντιας ροής δεν είναι σημαντικό. Ωστόσο, σε μικρότερες αποστάσεις, το σφάλμα αυτό δεν είναι αμελητέο, επειδή οι πτώσεις στάθμης είναι μεγαλύτερες. Εξ άλλου, στην παραπάνω επίλυση έχουμε αγνοήσει τελείως την επίδραση των ελαστικών ιδιοτήτων της αποθήκευσης (εισάγοντας την ειδική απόδοση στη θέση της αποθηκευτικότητας), γεγονός που εισάγει ανακρίβεια στα αποτελέσματα, η οποία οφείλεται στο γεγονός ότι η στράγγιση του νερού, καθώς μειώνεται η πίεση, δεν είναι στιγμιαία.

β. Αν θεωρηθεί ότι η ακτίνα επιρροής της γεώτρησης είναι η απόσταση στην οποία η πτώση στάθμης είναι 1 cm[*]*, να βρεθεί η εξίσωση μεταβολής της ακτίνας επιρροής συναρτήσει του χρόνου. Πόση θα είναι η*

[*] Στη βιβλιογραφία (π.χ. Bear, 1979, σ. 322) η ακτίνα επιρροής ορίζεται ως η απόσταση στην οποία μηδενίζεται η πτώση στάθμης και χρησιμοποιείται η εξίσωση Jacob (6.36) για τον προσδιορισμό της. Ωστόσο, αυτή η θεώρηση είναι αντιφατική: Για να μηδενιστεί η πτώση στάθμης θα πρέπει $W(u) = 0$ (από την (6.30)) οπότε από την (6.31) ή την (6.34) προκύπτει ότι θα πρέπει $u = +\infty$. Τότε όμως δεν ισχύει η εξίσωση Jacob, που όπως είδαμε αποτελεί καλή προσέγγιση της ακριβούς λύσης μόνο για πολύ μικρές τιμές του u. Για $u = +\infty$ η (6.32) οδηγεί σε απειρισμό της ακτίνας επιρροής για κάθε πεπερασμένη τιμή του χρόνου. Για την αποφυγή αυτού του αδιεξόδου θα πρέπει να ορίσουμε την ακτίνα επιρροής υποθέτοντας κάποια μικρή, αλλά όχι μηδενική τιμή της πτώσης στάθμης, και αυτό ακριβώς έχουμε κάνει σε αυτή την εφαρμογή.

ακτίνα επιρροής μετά από ένα μήνα συνεχούς άντλησης; Για πόσο χρόνο θα πρέπει να αντλείται συνεχώς νερό από την υδρογεώτρηση, για να γίνει η ακτίνα επιρροής 1 km;

Για $s = 0.01$ m, από την (6.30) θα έχουμε

$$W(u) = 0.01 / 0.303 = 0.03299$$

Από την (6.35) μετά από δοκιμές βρίσκουμε $u = 2.289$. Πράγματι, ισχύει

$$W(2.289) = 0.71 \times \exp(-1.03 \times 2.289) / (2.289^{0.754} + 0.17) = 0.03299$$

Από την (6.32) προκύπτει ότι

$$2.289 = (0.18 / 4 \times 1.05 \times 10^{-3}) \, (r^2 / t)$$

απ' όπου εξάγεται η εξίσωση

$$r = 0.2311 \sqrt{t} \ (r \text{ σε m}, t \text{ σε s}) \text{ ή } r = 13.87 \sqrt{t} \ (r \text{ σε m}, t \text{ σε h})$$

Μετά από ένα μήνα θα είναι $r = 13.87 \sqrt{30 \times 24} = 372.2$ m. Για να γίνει η ακτίνα επιρροής 1 km, θα πρέπει να λειτουργεί συνεχώς η γεώτρηση για χρόνο $t = (1000 / 13.87)^2 = 5\,198$ h = 217 ημέρες.

6.4.5 Εκτίμηση των παραμέτρων υδροφορέα

Η λύση της εξίσωσης της ροής γύρω από υδρογεώτρηση, η οποία αναπτύχθηκε στο εδάφιο 6.4.4, επιτρέπει την εκτίμηση των ιδιοτήτων του υδροφορέα T (ή K) και S (ή S_s) μετά από επί τόπου *δοκιμαστική άντληση* από υδρογεώτρηση και μέτρηση ορισμένων χαρακτηριστικών του συστήματος ροής. Έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι αξιοποίησης των μετρήσεων αυτών για την εκτίμηση των ιδιοτήτων του υδροφορέα, που όλες στηρίζονται στη σύγκριση του πραγματικού πεδίου ροής με το μοντελοποιημένο πεδίο ροής που προκύπτει από τη λύση της (6.29). Προϋπόθεση, βέβαια, για μια αξιόπιστη εκτίμηση, είναι η ικανοποιητική προσέγγιση των πραγματικών συνθηκών του υδροφορέα από τις θεωρητικές υποθέσεις και οριακές συνθήκες, με βάση τις οποίες επιλύθηκε η (6.29) (οριζόντιος υδροφορέας μεγάλων διαστάσεων κτλ.).

Η διαδικασία της δοκιμαστικής άντλησης περιλαμβάνει την άντληση δεδομένης παροχής από μια υδρογεώτρηση για ένα χρονικό διάστημα και την καταγραφή της στάθμης σε μια ή περισσότερες γειτονικές γεωτρήσεις παρατήρησης (ή πιεζόμετρα), σε διάφορες χρονικές στιγμές. Γενικά, όσο περισσότερες γεωτρήσεις παρατήρησης υπάρχουν, τόσο πιο αξιόπι-

στα και πιο αντιπροσωπευτικά είναι τα αποτελέσματα, αλλά, φυσικά, τόσο μεγαλύτερο είναι και το κόστος της όλης επιχείρησης. Τα δεδομένα που λαμβάνονται υφίστανται στη συνέχεια επεξεργασία, με βάση την οποία βρίσκονται οι ζητούμενες παράμετροι. Παρακάτω θα περιγραφεί μία από αυτές της μεθόδους, η μέθοδος Jacob (σε μια υπολογιστική παραλλαγή της), ενώ ο αναγνώστης που ενδιαφέρεται για μια πλήρη περιγραφή όλου του φάσματος των μεθόδων επεξεργασίας παραπέμπεται στα εξειδικευμένα βιβλία υπόγειων νερών (π.χ. Λατινόπουλος, 1986· Domenico and Schwartz, 1990· Watson and Burnett, 1993).

Αν υπάρχει μόνο μια γεώτρηση παρατήρησης σε απόσταση r από τη γεώτρηση δοκιμαστικής άντλησης, τότε καταγράφεται η πτώση στάθμης $s(r, t)$ σε διάφορες χρονικές στιγμές t. Σε σχετικά μεγάλους χρόνους, για τους οποίους θα ισχύει $u < 0.05$ (ή ακριβέστερα $u < 0.01$) ισχύει με μεγάλη ακρίβεια η εξίσωση Jacob (6.36), η οποία μπορεί να γραφεί στη μορφή

$$s(r, t) = \frac{Q}{4\,\pi\,T}\left(\ln\frac{2.25\,T}{r^2\,S} + \ln t\right) = a + b\,\ln t \qquad (6.38)$$

όπου

$$a := \frac{Q}{4\,\pi\,T}\ln\frac{2.25\,T}{r^2\,S}\ ,\quad b := \frac{Q}{4\,\pi\,T} \qquad (6.39)$$

Κατά συνέπεια το πρόβλημα του προσδιορισμού των παραμέτρων του υδροφορέα ανάγεται σε πρόβλημα γραμμικής παλινδρόμησης (εκτίμηση των παραμέτρων a και b της (6.38)). Οι παράμετροι T και S προκύπτουν στη συνέχεια από τις ακόλουθες εξισώσεις, συνέπειες των (6.39):

$$T = \frac{Q}{4\,\pi\,b}\ ,\ S = \frac{2.25\,T}{r^2\exp(a\,/\,b)} \qquad (6.40)$$

Σε περίπτωση που υπάρχουν περισσότερες από μία γεωτρήσεις παρατήρησης, η μέθοδος αναπροσαρμόζεται εύκολα με χρήση του $\ln(t/r^2)$ ως ανεξάρτητης μεταβλητής στη θέση του $\ln t$.

Εφαρμογή 6.4.5

Από γεώτρηση σε περιορισμένο οριζόντιο ομογενή και ισότροπο υδροφορέα κατακόρυφου πάχους 12 m αντλείται παροχή 7 L/s ενώ κατα-

γράφεται η πτώση στάθμης σε πιεζόμετρο που απέχει 90 m από τη γεώτρηση άντλησης. Οι καταγραφές της πτώσης στάθμης δίνονται στον Πίν. 6.3, μαζί με τους χρόνους στους οποίους καταγράφηκαν (για ευκολία δίνονται και οι λογάριθμοι των χρόνων, αφού μετατράπηκαν σε s). Να υπολογιστούν οι παράμετροι T, K, S_s και S του υδροφορέα με τη μέθοδο Jacob.

Πίν. 6.3 Δεδομένα πτώσης στάθμης του πιεζομέτρου της Εφαρμογής 6.4.5 συναρτήσει του χρόνου.

t (min)	ln [*t* (s)]	*s* (m)	*t*	ln [*t* (s)]	*s* (m)
3 min	5.19	0.02	4 h	9.57	0.52
6 min	5.89	0.06	8 h	10.27	0.62
15 min	6.80	0.16	24 h	11.37	0.78
30 min	7.50	0.23	48 h	12.06	0.87
1 h	8.19	0.31	96 h	12.75	0.98
2 h	8.88	0.43			

Αρχικά απεικονίζουμε τα δεδομένα (ζεύγη σημείων (ln *t*, *s*)) στο διάγραμμα του Σχ. 6.9. Παρατηρούμε ότι, αν αφαιρεθούν τα πρώτα τρία σημεία, τα υπόλοιπα οκτώ σχηματίζουν ευθεία. Υπολογίζουμε με τη μέθοδο της γραμμικής παλινδρόμησης τους συντελεστές της ευθείας και βρίσκουμε $b = 0.143$ και $a = -0.849$ (για να μη γίνει σφάλμα εξαιτίας ασυνεπών μονάδων έχουμε μετατρέψει προηγουμένως όλα τα μεγέθη στο σύστημα SI).

Εφαρμόζοντας την (6.40) βρίσκουμε άμεσα ότι η μεταφορικότητα του υδροφορέα είναι

$$T = 7 \times 10^{-3} / (4 \times 3.14 \times 0.143) = 3.90 \times 10^{-3}\ \mathrm{m^2/s}$$

και η αποθηκευτικότητά του

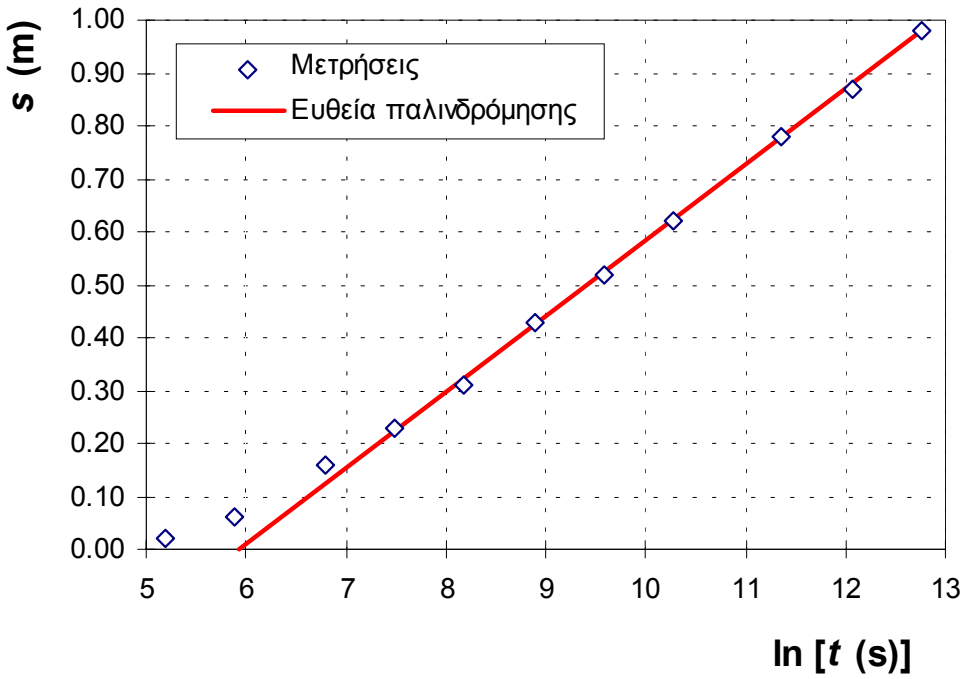
$$S = 2.25 \times 3.90 \times 10^{-3} / [90^2 \times \exp(-0.849/0.143)] = 4.10 \times 10^{-4}$$

Η υδραυλική αγωγιμότητα του υδροφορέα θα είναι

$$K = 3.90 \times 10^{-3} / 12 = 3.25 \times 10^{-4}\ \mathrm{m/s}$$

και η ειδική αποθήκευση

$$S_s = 4.10 \times 10^{-4} / 12 = 3.42 \times 10^{-5}\ \mathrm{m^{-1}}.$$



Σχ. 6.9 Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου Jacob (για την Εφαρμογή 6.4.5).

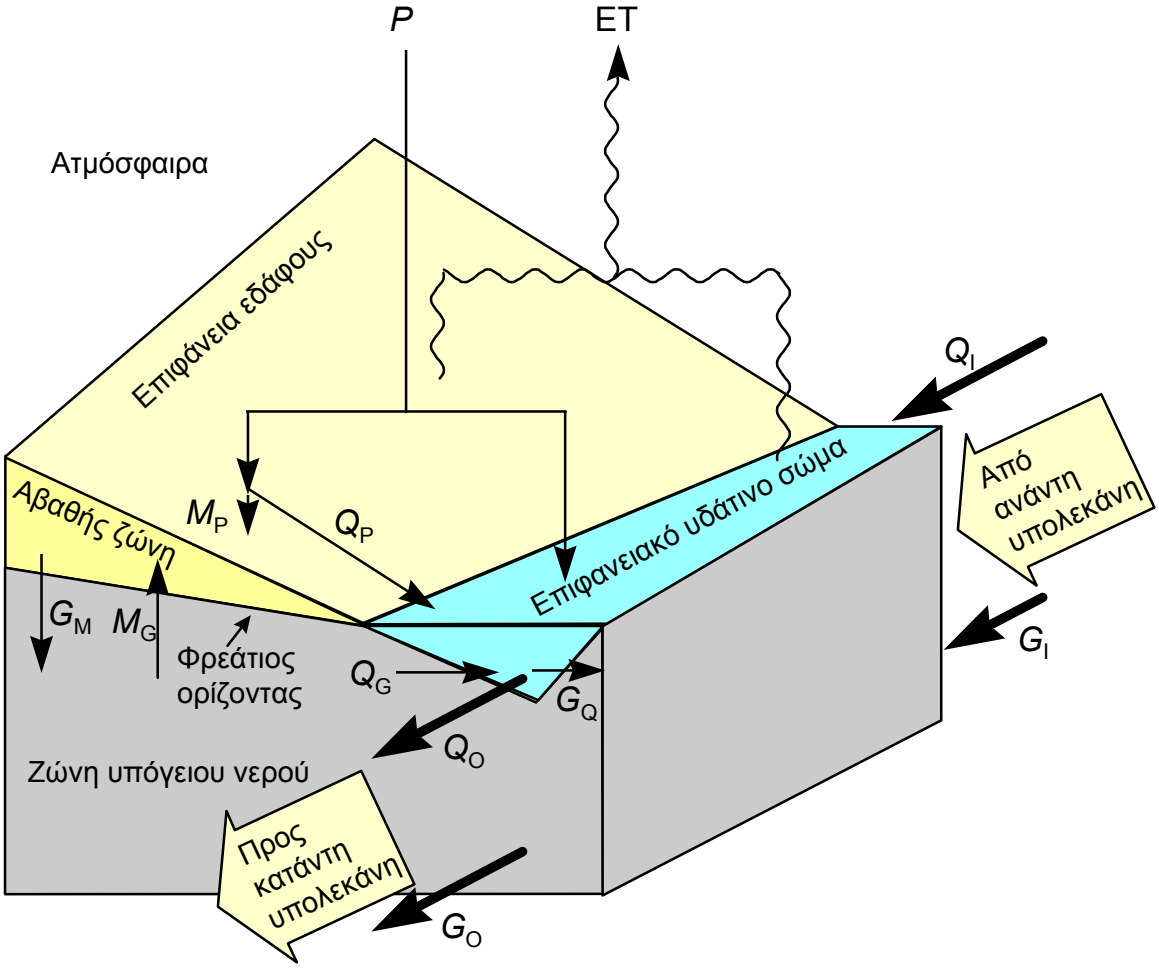
6.5 Η συμμετοχή των υπόγειων νερών στο υδατικό ισοζύγιο

Στην ενότητα αυτή θα δώσουμε μια λεπτομερή εικόνα του υδατικού ισοζυγίου μιας περιοχής, επικεντρώνοντας στον τρόπο με τον οποίο συμμετέχουν σε αυτό τα υπόγεια νερά. Πρέπει να σημειώσουμε ότι και αν ακόμα καταστρωθεί μια γενική εξίσωση για κάθε δυνατή περίπτωση υδατικού ισοζυγίου μιας λεκάνης απορροής, θα ήταν όχι μόνο δύσχρηστη αλλά και πρακτικώς άχρηστη. Για το λόγο αυτό, κάθε λεκάνη ή τμήμα λεκάνης απαιτεί προσεκτική ανάλυση των συνιστωσών του ισοζυγίου, της οποίας έπεται η κατάστρωση των εξισώσεων ισοζυγίου.

6.5.1 Όγκοι αναφοράς και συνιστώσες ισοζυγίου

Για να γραφεί μια εξίσωση υδατικού ισοζυγίου θα πρέπει προηγουμένως να καθοριστούν με ακρίβεια (α) ο *όγκος αναφοράς*, στον οποίο αφορά, (β) η *χρονική κλίμακα* (ή το χρονικό βήμα) μελέτης, (γ) οι *φυσικές διακινήσεις* (είσοδοι και έξοδοι) στον όγκο αναφοράς αυτό, (δ) οι *τεχνητές*

απολήψεις από τον όγκο αναφοράς και οι *επιστροφές* προς αυτόν, και (ε) τα μεγέθη της μεταβλητής *αποθήκευσης* στον όγκο αναφοράς και τη χρονική κλίμακα που έχουν επιλεγεί.



Σχ. 6.10 Σχηματική παράσταση των όγκων αναφοράς και των συνιστωσών του υδατικού ισοζυγίου.

Όγκοι αναφοράς. Κατά μήκος ενός ποταμού, θεωρούμε δύο διαδοχικές διατομές οι οποίες ορίζουν τις αντίστοιχες υπολεκάνες. Επικεντρώνουμε την προσοχή μας στο ενδιάμεσο τμήμα μεταξύ των δύο υπολεκανών, το οποίο παριστάνουμε, εντελώς σχηματικά, στο Σχ. 6.10.

Στο σχήμα αυτό έχουμε διακρίνει τρεις βασικούς επί μέρους όγκους αναφοράς: (α) *τα επιφανειακά υδάτινα σώματα* (ποτάμιο δίκτυο, λίμνες), (β) την *αβαθή ζώνη*, δηλαδή την εδαφική ζώνη που περιέχει νερό με πίεση χαμηλότερη της ατμοσφαιρικής, και (γ) τη *ζώνη υπόγειου νερού* (υπόγειοι υδροφορείς), που περιέχει νερό σε συνθήκες κορεσμού και με πίεση μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής (βλ. και εδάφιο 6.2.2). Χαρακτηρι-

στική διεπιφάνεια μεταξύ της αβαθούς ζώνης και της ζώνης υπόγειου νερού είναι ο φρεάτιος ορίζοντας.

Πίν. 6.4 Ανάλυση και συσχετισμός των όγκων αναφοράς και των συνιστωσών υδατικού ισοζυγίου.

Σύμβολο	Ονομασία	Προέλευση	Προορισμός
P	Κατακρημνίσματα	Ατμόσφαιρα	Έδαφος, επιφανειακά υδάτινα σώματα
E	Εξατμοδιαπνοή	Έδαφος, επιφανειακά υδάτινα σώματα, φυτά	Ατμόσφαιρα
M_P	Διήθηση	Έδαφος	Αβαθής ζώνη
M_G	Τριχοειδής ανύψωση	Υπόγειοι υδροφορείς	Αβαθής ζώνη
Q_I	Επιφανειακή εισροή	Ανάντη επιφανειακά υδάτινα σώματα	Επιφανειακά υδάτινα σώματα
Q_O	Επιφανειακή εκροή	Επιφανειακά υδάτινα σώματα	Κατάντη επιφανειακά υδάτινα σώματα
Q_P	Άμεση απορροή	Έδαφος	Επιφανειακά υδάτινα σώματα
Q_G	Εκφόρτιση υδροφορέων	Υπόγειοι υδροφορείς	Επιφανειακά υδάτινα σώματα
G_I	Υπόγεια εισροή	Ανάντη υπόγειοι υδροφορείς	Υπόγειοι υδροφορείς
G_O	Υπόγεια εκροή	Υπόγειοι υδροφορείς	Κατάντη υπόγειοι υδροφορείς
G_M	Επαναφόρτιση από έδαφος (ή βαθιά διήθηση)	Αβαθής ζώνη	Υπόγειοι υδροφορείς
G_Q	Επαναφόρτιση από επιφανειακά υδάτινα σώματα	Επιφανειακά υδάτινα σώματα	Υπόγειοι υδροφορείς

Ο συνολικός όγκος αναφοράς, ο οποίος συμπεριλαμβάνει και τους τρεις επί μέρους όγκους, αποτελεί ένα ανοικτό σύστημα, το οποίο επικοινωνεί με γειτονικά συστήματα και συγκεκριμένα (α) με την ατμόσφαιρα,

(β) με το ανάντη τμήμα λεκάνης (εφόσον υπάρχει τέτοιο) και (γ) με το κατάντη τμήμα της λεκάνης ή τον αποδέκτη της λεκάνης. Χαρακτηριστικές διεπιφάνειες μεταξύ των διαφορετικών συστημάτων είναι το έδαφος (διεπιφάνεια μεταξύ αβαθούς ζώνης και ατμόσφαιρας) και οι κατακόρυφες παρειές μεταξύ του υπό εξέταση συστήματος και των ανάντη και κατάντη τμημάτων λεκάνης. Το κάτω όριο του όγκου αναφοράς έχει καθοριστεί σε αρκετά μεγάλο βάθος, ώστε η υπόγεια ροή κάτω από αυτό να είναι αμελητέα.

Διακινήσεις. Οι φυσικές είσοδοι και έξοδοι σε όλους τους επί μέρους όγκους αναφοράς του συστήματος που εξετάζουμε (διακινήσεις νερού από μια ζώνη σε άλλη) φαίνονται στο Σχ. 6.10 και διευκρινίζονται στον Πίν. 6.4. Ο συμβολισμός που ακολουθείται γενικά βασίζεται στα σύμβολα Q, M και G, τα οποία συμβολίζουν ποσότητες νερού που εισρέουν στα επιφανειακά υδάτινα σώματα, την αβαθή ζώνη και τη ζώνη υπόγειου νερού, αντίστοιχα. Τα ίδια σύμβολα, όταν χρησιμοποιούνται ως δείκτες, δείχνουν την προέλευση της κάθε διακίνησης νερού. Επί πλέον, χρησιμοποιούνται ως δείκτες τα σύμβολα I και O για να δείξουν τη διακίνηση από το ανάντη τμήμα λεκάνης και προς το κατάντη τμήμα λεκάνης αντίστοιχα. Στις εξισώσεις ισοζυγίου οι διακινήσεις εκφράζονται ως όγκοι ή ισοδύναμα ύψη νερού.

Οι περισσότερες από τις φυσικές διακινήσεις νερού έχουν ήδη αναλυθεί στα προηγούμενα κεφάλαια. Εδώ απομένει να περιγράψουμε τις παρακάτω διακινήσεις που σχετίζονται με τη ζώνη υπόγειου νερού:

1. Η *επαναφόρτιση* των υδροφορέων από την αβαθή ζώνη, G_M, πραγματοποιείται με το μηχανισμό της βαθιάς διήθησης.
2. Η *επαναφόρτιση* των υδροφορέων από τα επιφανειακά υδάτινα σώματα, G_Q, πραγματοποιείται σε περιοχές όπου, στη διεπιφάνεια του επιφανειακού υδάτινου σώματος με τον υπόγειο υδροφορέα, η πίεση προς την πλευρά του πρώτου είναι μεγαλύτερη από αυτήν προς την πλευρά του τελευταίου. Σημειώνεται ότι, πολύ συχνά, ένα επιφανειακό υδάτινο σώμα βρίσκεται πάνω από την αβαθή ζώνη και δεν υπάρχει άμεση διεπιφάνεια με τον υπόγειο υδροφορέα (κάτι που δεν φαίνεται στο Σχ. 6.10). Σε αυτές τις περιπτώσεις είναι προφανές ότι υπάρχει θετική διαφορά πίεσης μεταξύ επιφανειακού υδάτινου σώματος και υποβάθρου, αλλά η επαναφόρτιση γίνεται έμμεσα, αφού μεσολαβήσει

μια φάση κίνησης του νερού σε συνθήκες ακόρεστης ροής στην αβαθή ζώνη.

3. Η *εκφόρτιση υδροφορέων*, Q_G, διακίνηση αντίστροφη της G_Q, πραγματοποιείται σε περιοχές όπου υπάρχει αρνητική διαφορά πίεσης μεταξύ του επιφανειακού υδάτινου σώματος και του σε επαφή υδροφορέα. Συχνά η εκφόρτιση ενός υπόγειου υδροφορέα δεν γίνεται σε ήδη σχηματισμένο επιφανειακό υδάτινο σώμα (όπως φαίνεται στο Σχ. 6.10), αλλά στο έδαφος (*πηγή* νερού), οπότε και είναι υπεύθυνη για το σχηματισμό του επιφανειακού υδάτινου σώματος στη θέση της πηγής.
4. Η *τριχοειδής ανύψωση*, M_G, αποσπά νερό από τους υδροφορείς, μεταφέροντάς το προς τα πάνω, στην αβαθή ζώνη, με το μηχανισμό των δυνάμεων τριχοειδούς.
5. Η *υπόγεια εισροή*, G_I, αποτελεί την τροφοδοσία του τμήματος λεκάνης που εξετάζουμε από ανάντη υδροφορείς, οι οποίοι βρίσκονται σε συνθήκες μεγαλύτερης πίεσης. Η διακίνηση αυτή μπορεί να υπάρχει ακόμη και αν το τμήμα λεκάνης που εξετάζουμε αποτελεί ολόκληρη επιφανειακή υπολεκάνη, με την έννοια ότι το ανάντη όριό του είναι ο υδροκρίτης της λεκάνης. Σε αυτή την περίπτωση το αντίστοιχο μέγεθος της επιφανειακής εισροής Q_I είναι μηδενικό, αλλά το G_I δεν είναι απαραίτητα μηδενικό, δεδομένου ότι ο υδροκρίτης της υπόγειας υπολεκάνης δεν ταυτίζεται πάντα με αυτόν της επιφανειακής.
6. Η *υπόγεια εκροή*, G_O, αποτελεί την τροφοδοσία του τμήματος λεκάνης που εξετάζουμε προς κατάντη υδροφορείς, οι οποίοι βρίσκονται σε συνθήκες χαμηλότερης πίεσης, ή ακόμη και προς τη θάλασσα.

Τεχνητές απολήψεις και επιστροφές. Πρόκειται για ανθρώπινες παρεμβάσεις στο φυσικό υδατικό σύστημα. Οι απολήψεις νερού γίνονται για την κάλυψη συγκεκριμένων υδατικών αναγκών (π.χ., άρδευση, ύδρευση κτλ.). Οι επιστροφές νερού περιλαμβάνουν ένα τμήμα των απολήψεων που αποδίδεται πάλι στο φυσικό υδατικό σύστημα (π.χ., στραγγίσματα αρδευτικού νερού). Οι χρήσεις του νερού διακρίνονται σε *καταναλωτικές* και *μη καταναλωτικές* (βλ. ενότητα 1.4). Στις μη καταναλωτικές χρήσεις οι επιστροφές είναι ίσες με τις απολήψεις και, γι' αυτό μπορούν να παραλειφθούν κατά τη σύνταξη του ισοζυγίου.

Αποθηκεύσεις. Αποθήκευση νερού γίνεται κατ' αρχήν και στους τρεις επί μέρους όγκους αναφοράς που προαναφέρθηκαν. Στην πραγματικό-

τητα στο ισοζύγιο δεν ενδιαφέρει το απόλυτο μέγεθος της αποθήκευσης, αλλά η διαφορά (ΔS) στην αρχή και το τέλος του χρονικού βήματος που εξετάζεται. Η σημαντικότητα των αποθηκεύσεων στο ισοζύγιο εξαρτάται σαφώς από τη χρονική κλίμακα μελέτης και συγκεκριμένα:

1. Η αποθήκευση των επιφανειακών σωμάτων ΔS_Q περιλαμβάνει δύο συνιστώσες: την αποθήκευση στο ποτάμιο δίκτυο και την αποθήκευση στις φυσικές λίμνες και τους τεχνητούς ταμιευτήρες. Η πρώτη είναι σημαντική στην ωριαία ή την ημερήσια κλίμακα (σε μεγάλα ποτάμια, π.χ. στο Νείλο, ακόμη και στη μηνιαία), αλλά είναι αμελητέα σε μεγαλύτερες κλίμακες. Η δεύτερη είναι σημαντική σε μηνιαία, ετήσια ή ακόμη και υπερετήσια κλίμακα, ανάλογα με την αποθηκευτική ικανότητα των λιμνών ή ταμιευτήρων.
2. Η αποθήκευση της αβαθούς ζώνης ΔS_M είναι σημαντική σε μηνιαία κλίμακα και μη σημαντική σε ετήσια ή μεγαλύτερη κλίμακα.
3. Η αποθήκευση της ζώνης υπόγειου νερού ΔS_G είναι σημαντική σε ετήσια ή και υπερετήσια κλίμακα, ανάλογα με το μέγεθος, την μεταφορικότητα και την αποθηκευτικότητα των υδροφορέων.

6.5.2 Εξισώσεις ισοζυγίου - Χαρακτηριστικά μεγέθη υπόγειας απορροής

Για τις εξισώσεις ισοζυγίου που θα αναπτύξουμε σε αυτό το εδάφιο θα κάνουμε δύο βασικές παραδοχές: (α) η χρονική κλίμακα μελέτης είναι υπερετήσια, και πάντως μεγαλύτερη από το μέσο χρόνο παραμονής του νερού στους υπόγειους υδροφορείς, και (β) δεν υπάρχουν σημαντικές ανθρωπογενείς παρεμβάσεις στο φυσικό υδατικό σύστημα. Η πρώτη παραδοχή μας επιτρέπει να αγνοήσουμε τις αποθηκεύσεις στο σύστημα και η δεύτερη καθιστά αμελητέες τις απολήψεις και επιστροφές. Επομένως, οι εξισώσεις που θα αναπτύξουμε περιλαμβάνουν μόνο τις φυσικές διακινήσεις νερού.

Θεωρώντας ως όγκο αναφοράς το συνολικό σύστημα του Σχ. 6.10 και κάτω από τις παραδοχές που προαναφέρθηκαν, μπορούμε να γράψουμε την εξίσωση ισοζυγίου ως

$$(P + Q_I + G_I) - (E + Q_O + G_O) = 0 \tag{6.41}$$

ή ισοδύναμα

$$(P - E) - (Q_O - Q_I) - (G_O - G_I) = 0 \tag{6.42}$$

Με τις ίδιες συνθήκες και για όγκο αναφοράς που ταυτίζεται με τη ζώνη υπόγειου νερού, η εξίσωση ισοζυγίου γράφεται

$$(G_M + G_Q + G_I) - (M_G + Q_G + G_O) = 0 \qquad (6.43)$$

Παρακάτω θα αξιοποιήσουμε τις εξισώσεις ισοζυγίου (6.41) - (6.43), προκειμένου να ορίσουμε και να υπολογίσουμε ορισμένα χαρακτηριστικά μεγέθη της επιφανειακής, υπόγειας και συνολικής (μικτής) απορροής και τις σχέσεις ανάμεσα στα μεγέθη αυτά (οι ορισμοί των μεγεθών βασίζονται κυρίως στον Dingman, 1994, χωρίς όμως να ταυτίζονται).

1. *Καθαρή επαναφόρτιση των υπόγειων υδροφορέων*
   Ορίζεται ως

$$G_N := G_M + G_Q - M_G \qquad (6.44)$$

   και αναφέρεται επίσης στην ελληνική υδρογεωλογική βιβλιογραφία ως *κατείσδυση*. Περιγράφει ποσοτικά το φυσικό εμπλουτισμό των υπόγειων υδροφορέων στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς. Χρησιμοποιώντας την καθαρή επαναφόρτιση όπως ορίζεται στην (6.44), μπορούμε να απλοποιήσουμε την εξίσωση ισοζυγίου για την ζώνη υπόγειου νερού (6.43), στη μορφή

$$(G_N - Q_G) - (G_O - G_I) = 0 \qquad (6.45)$$

2. *Συνολική φυσική υδρολογική παραγωγή*
   Περιγράφει την ποσότητα νερού που πραγματικά έχει "παραχθεί" στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς. Ορίζεται ως η διαφορά εισροών και εκροών στις διατομές εισόδου και εξόδου του εξεταζόμενου όγκου αναφοράς, ήτοι

$$\Pi := (Q_O - Q_I) + (G_O - G_I) \qquad (6.46)$$

   Λόγω της (6.42) έχει την ισοδύναμη έκφραση

$$\Pi = P - E \qquad (6.47)$$

   Η συνολική υδρολογική παραγωγή αναλύεται κατ' αρχήν σε δύο όρους, τον όρο επιφανειακής απορροής Π'_Q και τον όρο υπόγειας ροής Π'_G, όπου

$$\Pi'_{\mathrm{Q}} := Q_{\mathrm{O}} - Q_{\mathrm{I}}, \quad \Pi'_{\mathrm{G}} := G_{\mathrm{O}} - G_{\mathrm{I}}, \quad \Pi'_{\mathrm{Q}} + \Pi'_{\mathrm{G}} = \Pi \tag{6.48}$$

Παρατηρούμε ότι οι δύο αυτοί όροι δεν είναι απολύτως αντιπροσωπευτικοί δείκτες των ποσοτήτων των επιφανειακών και υπόγειων νερών που "παράγονται" στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς. Αυτό μπορεί εύκολα να διαπιστωθεί από το γεγονός ότι οι όροι αυτοί μπορούν να πάρουν και αρνητικές τιμές, ενώ, ασφαλώς, σε κάθε περίπτωση η συνολική υδρολογική παραγωγή είναι θετική. Έτσι, ο όρος επιφανειακής απορροής μπορεί να γίνει αρνητικός αν υπάρχουν σημαντικές επαναφορτίσεις υπόγειων υδροφορέων από επιφανειακά υδάτινα σώματα. Αντίστοιχα ο όρος υπόγειας απορροής μπορεί να γίνει αρνητικός αν υπάρχει σημαντική εκφόρτιση υδροφορέων στο εξεταζόμενο τμήμα της λεκάνης. Για τους λόγους αυτούς οι φυσικές παραγωγές επιφανειακού και υπόγειου νερού δεν ταυτίζονται με τα μεγέθη Π'_{Q} και Π'_{G}, αντίστοιχα, αλλά ορίζονται με διαφορετικό τρόπο, όπως φαίνεται αμέσως πιο κάτω.

3. *Φυσική παραγωγή επιφανειακού νερού*
   Περιγράφει την ποσότητα επιφανειακής απορροής που πραγματικά έχει "παραχθεί" στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς και ορίζεται ως

$$\Pi_{\mathrm{Q}} := (Q_{\mathrm{O}} - Q_{\mathrm{I}}) + G_{\mathrm{Q}} = \Pi'_{\mathrm{Q}} + G_{\mathrm{Q}} \tag{6.49}$$

4. *Φυσική παραγωγή υπόγειου νερού*
   Περιγράφει την ποσότητα υπόγειας απορροής που πραγματικά έχει "παραχθεί" στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς και ορίζεται ως

$$\Pi_{\mathrm{G}} := (G_{\mathrm{O}} - G_{\mathrm{I}}) + Q_{\mathrm{G}} = \Pi'_{\mathrm{G}} + Q_{\mathrm{G}} \tag{6.50}$$

Παρατηρούμε ότι λόγω της (6.45) η φυσική παραγωγή υπόγειου νερού ταυτίζεται με την καθαρή επαναφόρτιση, ήτοι

$$\Pi_{\mathrm{G}} = G_{\mathrm{N}} \tag{6.51}$$

Επίσης, παρατηρούμε ότι το άθροισμα των παραγωγών επιφανειακού και υπόγειου νερού δεν ταυτίζεται με την συνολική υδρολογική παραγωγή, αλλά την υπερβαίνει, ήτοι

$$\Pi_{\mathrm{G}} + \Pi_{\mathrm{Q}} = \Pi + Q_{\mathrm{G}} + G_{\mathrm{Q}} \geq \Pi \tag{6.52}$$

Αυτή η φαινομενική ασυμφωνία αντικατοπτρίζει το γεγονός ότι ένα τμήμα της απορροής, το $Q_G + G_Q$, έχει υπάρξει σε ένα χρονικό διάστημα (ή σε μια περιοχή) ως υπόγειο νερό και σε ένα άλλο διάστημα (ή περιοχή) ως επιφανειακό νερό.

5. *Δείκτες σχετικής φυσικής παραγωγής*
   Οι δείκτες αυτοί είναι αδιάστατα μεγέθη που εκφράζουν τους λόγους των επί μέρους φυσικών παραγωγών προς τη συνολική υδρολογική παραγωγή. Ορίζονται με τις ακόλουθες σχέσεις:

$$\pi'_Q := \frac{\Pi'_Q}{\Pi}, \quad \pi_Q := \frac{\Pi_Q}{\Pi}, \quad \pi'_G := \frac{\Pi'_G}{\Pi}, \quad \pi_G := \frac{\Pi_G}{\Pi} \tag{6.53}$$

   όπου προφανώς ισχύει

$$\pi'_Q + \pi'_G = 1, \quad \pi_Q + \pi_G \geq 1 \tag{6.54}$$

6. *Συντελεστές απορροής*
   Οι συντελεστές αυτοί είναι επίσης αδιάστατα μεγέθη που εκφράζουν τους λόγους της συνολικής και των επί μέρους φυσικών παραγωγών προς τον όγκο των κατακρημνισμάτων στον εξεταζόμενο όγκο αναφοράς. Ορίζονται με τις ακόλουθες σχέσεις:

$$\psi := \frac{\Pi_Q}{P}, \quad \psi'_Q := \frac{\Pi'_Q}{P}, \quad \psi_Q := \frac{\Pi_Q}{P}, \quad \psi'_G := \frac{\Pi'_G}{P}, \quad \psi_G := \frac{\Pi_G}{P} \tag{6.55}$$

   όπου προφανώς ισχύει

$$\psi'_Q + \psi'_G = \psi, \quad \psi_Q + \psi_G \geq \psi \tag{6.56}$$

Είναι προφανές ότι οι εξισώσεις ισοζυγίου (6.41) - (6.43) δεν αρκούν για την εκτίμηση όλων των διακινήσεων νερού που υπεισέρχονται σε αυτό. Απλώς μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση μιας ή δύο συνιστωσών, όταν είναι γνωστές οι υπόλοιπες. Όπως είναι γνωστό, τα κατακρημνίσματα και η επιφανειακή απορροή μπορούν να μετρηθούν με ικανοποιητική ακρίβεια, ενώ δεν συμβαίνει το ίδιο με τις υπόλοιπες συνιστώσες. Έτσι, η ακριβής γνώση του συνόλου των συνιστωσών του ισοζυγίου, απαιτεί το συνδυασμό μετρήσεων, μαθηματικών μοντέλων, εμπειρικών τεχνικών, εμπειρίας και κρίσης μηχανικού. Ενδεικτικά αναφέρονται μερικές από τις τεχνικές που επιστρατεύονται κατά περίπτωση

για την εκτίμηση των συνιστωσών ισοζυγίου, εκτός από τις άμεσες μετρήσεις κατακρημνισμάτων και επιφανειακής απορροής που προαναφέρθηκαν:

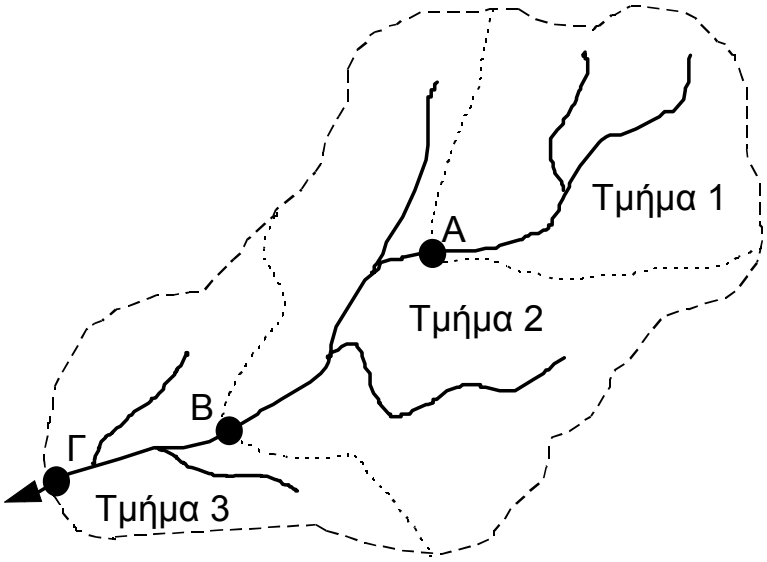
- μετρήσεις των παροχών των πηγών·
- μετρήσεις της πιεζομετρίας των υδροφορέων·
- εργαστηριακές ή επί τόπου μετρήσεις των χαρακτηριστικών των υδροφορέων·
- μετρήσεις συγκέντρωσης χημικών ιχνηθετών ή ραδιοϊσοτόπων (σταθερών ή ραδιενεργών)·
- αναλυτική επεξεργασία των πλημμυρογραφημάτων σε συνεχή χρόνο·
- τοπικές απλοποιημένες εκτιμήσεις πεδίων ροής βασισμένες στο νόμο του Darcy·
- χρήση εννοιολογικών υδρολογικών μοντέλων με συνιστώσες υπόγειας απορροής·
- επίλυση πλήρων μαθηματικών μοντέλων συνδυασμένης επιφανειακής και υπόγειας ροής·

Για αναλυτικότερη παρουσίαση των σχετικών μεθοδολογιών παραπέμπουμε μεταξύ άλλων στους Dingman, 1994, Domenico and Schwarrtz, 1990 και Anderson et al., 1993. Στην εφαρμογή που ακολουθεί δίνουμε ένα απλοποιημένο παράδειγμα για την απόκτηση μιας προσεγγιστικής εικόνας υδατικού ισοζυγίου, χρησιμοποιώντας μόνο άμεσες μετρήσεις, εύλογες παραδοχές και κρίση μηχανικού.

Εφαρμογή 6.5.2

Στη λεκάνη απορροής του Σχ. 6.11 λειτουργούν τρεις υδρομετρικοί σταθμοί στις θέσεις Α, Β, και Γ, καθώς και ένα αρκετά ανεπτυγμένο δίκτυο βροχομετρικών και μετεωρολογικών σταθμών. Οι υδροκρίτες στις θέσεις Α, Β και Γ ορίζουν τα αντίστοιχα τρία τμήματα της λεκάνης που φαίνονται στο Σχ. 6.11, με εμβαδά που φαίνονται στον Πίν. 6.5. Η λεκάνη βρίσκεται σε φυσική κατάσταση, χωρίς αξιόλογη εκμετάλλευση επιφανειακών ή υπόγειων νερών. Η γεωλογική και υδρογεωλογική εξέταση της λεκάνης έδειξε ότι υπάρχουν αξιόλογοι καρστικοί υδροφορείς που επαναφορτίζονται κυρίως από το έδαφος, ενώ η επαναφόρτιση από το ποτάμιο δίκτυο δεν είναι τόσο σημαντική. Επίσης έδειξε ότι δεν υπάρχει υπόγεια τροφοδοσία από υδροφορείς εκτός της λεκάνης. Από τις μετρήσεις μιας εικοσαετούς περιόδου έχουν εξαχθεί ή εκτιμηθεί οι μέσες υπερετήσιες τιμές των χαρακτηριστικών μεγεθών που φαίνονται στον Πίν. 6.5, για κάθε τμήμα της λεκάνης. Ειδικότερα, η βροχόπτωση

και η επιφανειακή εκροή έχουν προκύψει άμεσα από τις αντίστοιχες μετρήσεις. Η πραγματική εξατμοδιαπνοή έχει εκτιμηθεί με βάση μετεωρολογικά δεδομένα, συγκριτική μελέτη με γειτονικές λεκάνες και κρίση μηχανικού. Η εκφόρτιση υδροφορέων έχει εκτιμηθεί από μετρήσεις της παροχής των πηγών στα τμήματα της λεκάνης. Ζητείται η εκτίμηση των συνιστωσών του μέσου ετήσιου ισοζυγίου και των αντίστοιχων αδιάστατων συντελεστών (σχετικές φυσικές παραγωγές και συντελεστές απορροής) των τμημάτων 1, 2 και 3, καθώς και των υπολεκανών ανάντη των θέσεων Β (τμήματα 1 και 2) και Γ (τμήματα 1, 2 και 3).



Σχ. 6.11 Σχηματικό διάγραμμα της λεκάνης και των υπολεκανών απορροής για την Εφαρμογή 6.5.2.

Πίν. 6.5 Δεδομένα συνιστωσών ισοζυγίου για την Εφαρμογή 6.5.2.

Τμήμα	1	2	3
Έκταση, F, km^2	285	620	312
Κατακρημνίσματα, P, mm	1350	1212	1185
Εξατμοδιαπνοή, ET, mm	480	500	520
Εκφόρτιση υδροφορέων, Q_G, m^3/s	2.1	5.7	6.3
Επιφανειακή εκροή, Q_O, m^3/s	5.9	18.1	27.2

Αφού το ισοζύγιο γίνεται σε κλίμακα μέση υπερετήσια και τα δεδομένα προέρχονται από μακρά περίοδο 20 ετών, είναι δυνατόν να αμεληθούν οι αποθηκεύσεις νερού στις εξισώσεις ισοζυγίου. Εξ

άλλου, αφού δεν υπάρχει αξιόλογη εκμετάλλευση νερού στη λεκάνη, οι όροι απολήψεων και επιστροφών είναι αμελητέοι. Κατά συνέπεια, στις εξισώσεις ισοζυγίου υπεισέρχονται μόνο οι όροι διακινήσεων. Χρησιμοποιούμε ως βασική μονάδα τα hm^3 ανά έτος και κάνουμε γι' αυτό τις κατάλληλες μετατροπές στα μεγέθη.

Για το τμήμα 1 θα έχουμε:

$$P = 1350 \times 10^{-3} \times 285 \times 10^6 = 385 \times 10^6\ \mathrm{m}^3 = 385\ \mathrm{hm}^3$$

$$E = 480 \times 10^{-3} \times 285 \times 10^6 = 137 \times 10^6\ \mathrm{m}^3 = 187\ \mathrm{hm}^3$$

Συνεπώς η συνολική υδρολογική παραγωγή της λεκάνης θα είναι

$$\Pi = P - E = 385 - 187 = 248\ \mathrm{hm}^3$$

Η επιφανειακή εισροή θα είναι προφανώς μηδενική, αφού το τμήμα 1 είναι το πλέον ανάντη τμήμα της λεκάνης. Η επιφανειακή εκροή είναι

$$Q_\mathrm{O} = 5.9 \times 86\,400 \times 365.25 = 186 \times 10^6\ \mathrm{m}^3 = 186\ \mathrm{hm}^3$$

Άρα

$$\Pi'_\mathrm{Q} = Q_\mathrm{O} - Q_\mathrm{I} = 186\ \mathrm{hm}^3$$

Από την (6.48) προκύπτει

$$\Pi'_\mathrm{G} = G_\mathrm{O} - G_\mathrm{I} = \Pi - \Pi'_\mathrm{Q} = 248 - 186 = 62\ \mathrm{hm}^3$$

Η υπόγεια εισροή στο τμήμα 1 είναι μηδενική, δεδομένου ότι δεν υπάρχει υπόγεια τροφοδοσία από εξωτερικές λεκάνες. Κατά συνέπεια

$$G_\mathrm{O} = \Pi'_\mathrm{G} + G_\mathrm{I} = 62 + 0 = 62\ \mathrm{hm}^3$$

Η εκφόρτιση υδροφορέων θα είναι

$$Q_\mathrm{G} = 2.1 \times 86\,400 \times 365.25 = 66 \times 10^6\ \mathrm{m}^3 = 66\ \mathrm{hm}^3$$

ενώ η επαναφόρτιση των υδροφορέων από το ποτάμιο δίκτυο είναι αμελητέα, ήτοι $G_\mathrm{Q} \approx 0$. Έτσι, η φυσική παραγωγή επιφανειακού νερού θα είναι, σύμφωνα με την (6.49),

$$\Pi_\mathrm{Q} := \Pi'_\mathrm{Q} + G_\mathrm{Q} = 186 + 0 = 186\ \mathrm{hm}^3 = \Pi'_\mathrm{Q}$$

ενώ η φυσική παραγωγή υπόγειου νερού θα είναι, σύμφωνα με την (6.50)

$$\Pi_\mathrm{G} := \Pi'_\mathrm{G} + Q_\mathrm{G} = G_\mathrm{N} = 62 + 66 = 126\ \mathrm{hm}^3 > \Pi'_\mathrm{G}$$

Πίν. 6.6 Υπολογισμοί και αποτελέσματα συνιστωσών και δεικτών ισοζυγίου για την Εφαρμογή 6.5.2.

Τμήμα λεκάνης	1	2	3	1 και 2	1, 2 και 3
Όγκοι διακινήσεων, hm^3					
P	385	751	370	1136	1506
ET	137	310	162	447	609
$\Pi = P - \text{ET}$	248	441	207	689	897
Q_I	0	186	571	0	0
Q_O	186	571	858	571	858
$\Pi'_Q = \Pi_Q = Q_O - Q_I$	186	385	287	571	858
$\Pi'_G = G_O - G_I$	62	56	–80	118	39
G_I	0	62	118	0	0
G_O	62	118	39	118	39
Q_G	66	180	199	246	445
$\Pi_G = G_N = \Pi'_G + Q_G$	128	236	119	364	483
Αδιάστατοι δείκτες					
$\pi'_Q = \pi_Q = \Pi_Q / \Pi$	0.75	0.87	1.38	0.83	0.96
$\pi'_G = \Pi'_G / \Pi$	0.25	0.13	–0.38	0.17	0.04
$\pi_G = \Pi_G / \Pi$	0.52	0.54	0.57	0.53	0.54
$\psi_Q = \Pi_Q / P$	0.48	0.51	0.78	0.50	0.57
$\psi'_G = \Pi'_G / P$	0.16	0.08	–0.22	0.10	0.03
$\psi_G = \Pi_G / P$	0.33	0.31	0.32	0.32	0.32
$\psi = \Pi / P$	0.64	0.59	0.56	0.61	0.60

Εφαρμόζοντας τις εξισώσεις (6.53) και (6.55) υπολογίζουμε εύκολα τους διάφορους αδιάστατους δείκτες, οι οποίοι δίνονται στη δεύτερη στήλη του Πίν. 6.6.

Με παρόμοια διαδικασία υπολογίζουμε και δίνουμε στον Πίν. 6.6 τις συνιστώσες του ισοζυγίου για τα τμήματα 2 και 3, παρατηρώντας ότι οι εισερχόμενες παροχές Q_I και G_I για αυτά τα τμήματα αυτά είναι ίσες με τις εξερχόμενες παροχές των αμέσως ανάντη τμημάτων. Η ίδια διαδικασία γίνεται και για τις συνιστώσες ισοζυγίου των υπολεκανών ανάντη των θέσεων Β (τμήματα 1 και 2) και Γ (τμήματα 1, 2 και 3), όπου, όμως, οι εισερχόμενες παροχές είναι μηδενικές, αφού οι υπολεκάνες καλύπτουν την περιοχή μέχρι το πιο ανάντη άκρο της λεκάνης

Παρατηρώντας τα αποτελέσματα του Πίν. 6.6 διαπιστώνουμε τα ακόλουθα:

1. Στο τμήμα 3 το μέγεθος $\Pi'_G = G_O - G_I$ προκύπτει αρνητικό, γεγονός που σημαίνει ότι η επαναφόρτιση των υδροφορέων στο τμήμα αυτό είναι μικρότερη από την εκφόρτισή τους. Στα άλλα τμήματα η επαναφόρτιση είναι μεγαλύτερη από την εκφόρτιση.
2. Ο συντελεστής συνολικής (επιφανειακής και υπόγειας) απορροής ψ παρουσιάζει μια ελαφρά πτωτική τάση όσο προχωρούμε προς τα κατάντη. Έτσι ξεκινά από 0.64 στην υπολεκάνη ανάντη του Α και φτάνει την τιμή 0.60 στο σύνολο της λεκάνης (ανάντη του Γ). Αυτό είναι εύλογο και οφείλεται στην μείωση των κατακρημνισμάτων και την αύξηση της εξατμοδιαπνοής με τη μείωση του υψομέτρου.
3. Ο συντελεστής επιφανειακής απορροής $\psi_Q = \psi'_Q$, η τιμή του οποίου προσδιορίζεται με ικανοποιητική ακρίβεια, πολύ μεγαλύτερη από την αντίστοιχη των συντελεστών υπόγειας και συνολικής απορροής, πλησιάζει πολύ το συντελεστή συνολικής απορροής στο σύνολο της λεκάνης (0.57 έναντι 0.60). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το μεγαλύτερο μέρος των υπόγειων επαναφορτίσεων έχουν ήδη εκφορτιστεί στις πηγές της συγκεκριμένης λεκάνης. Σε πιο ανάντη τμήματα ο συντελεστής επιφανειακής απορροής έχει μικρότερες τιμές (με ελάχιστη τιμή 0.48 στο τμήμα 1) λόγω των σχετικά μεγαλύτερων υπόγειων επαναφορτίσεων.
4. Ο συντελεστής υπόγειας απορροής ψ_G παρουσιάζει σταθερότητα στο σύνολο της λεκάνης με τιμή ελαφρά μεγαλύτερη του 0.30. Το ίδιο συμβαίνει και με τη σχετική παραγωγή υπόγειου νερού π_G, η τιμή της οποίας ξεπερνά ελαφρώς το 0.50. Αυτό σημαίνει ότι πάνω από τη μισή ποσότητα της υδρολογικής παραγωγής της λεκάνης διακινείται υπόγεια σε κάποια φάση της διαδρομής της. Ωστόσο, μόνο το 4% της υδρολογικής παραγωγής παραμένει ως υπόγεια απορροή στην έξοδο Γ της λεκάνης, όπως δείχνει η αντίστοιχη τιμή του δείκτη π'_G.

6.6 Η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών

6.6.1 Υδρολογικές όψεις της εκμετάλλευσης των υπόγειων νερών

Στο εδάφιο 6.5.2 είδαμε πώς γράφονται οι εξισώσεις ισοζυγίου σε υπερετήσια κλίμακα, στην περίπτωση που οι απολήψεις από το φυσικό σύστημα είναι μηδενικές. Εδώ θα δούμε, θεωρώντας και πάλι τους όγκους αναφοράς του Σχ. 6.10, πώς τροποποιούνται οι εξισώσεις στην περίπτωση που εκμεταλλευόμαστε το υπόγειο υδατικό δυναμικό του

συστήματος, μέσω της διάνοιξης μιας σειράς γεωτρήσεων και της άντλησης νερού απ' αυτές, παίρνοντας από τους υδροφορείς του μια ετήσια απόληψη A_G. Στην περίπτωση αυτή, δεν είναι βέβαιο ότι μπορούμε να αγνοήσουμε τις διαφορές στην αποθήκευση της ζώνης υπόγειου νερού ΔS_G. Έτσι, η εξίσωση ισοζυγίου (6.42) για το συνολικό (επιφανειακό και υπόγειο) σύστημα τροποποιείται και γίνεται

$$\Delta S_G = (P - E) - (Q_O - Q_I) - (G_O - G_I) - A_G \qquad (6.57)$$

Με τις ίδιες συνθήκες και για όγκο αναφοράς που ταυτίζεται με τη ζώνη υπόγειου νερού, η εξίσωση ισοζυγίου (6.45) τροποποιείται και γίνεται

$$\Delta S_G = (G_N - Q_G) - (G_O - G_I) - A_G \qquad (6.58)$$

Ας θεωρήσουμε τώρα ότι το σύστημα του Σχ. 6.10 βρίσκεται αρχικώς στη φυσική του κατάσταση, οπότε ισχύουν οι εξισώσεις ισοζυγίου (6.42) και (6.45). Στη συνέχεια αλλάζει η κατάσταση του συστήματος, εξαιτίας της εκμετάλλευσής του με μια σταθερή ετήσια απόληψη από τους υδροφορείς, A_G, οπότε ισχύουν οι εξισώσεις (6.57) και (6.58). Για διάκριση εισάγουμε στο συμβολισμό της δεύτερης περίπτωσης τονούμενα σύμβολα. Επιπλέον υποθέτουμε ότι δεν αλλάζει η κλιματική και φυσιογραφική κατάσταση του συστήματος, οπότε $P = P'$ και $E = E'$, καθώς και ότι η κατάσταση του αμέσως ανάντη τμήματος λεκάνης έχει παραμείνει σταθερή, οπότε $Q_I = Q'_I$ και $G_I = G'_I$. Οι υπόλοιπες συνιστώσες του ισοζυγίου είναι εύλογο ότι θα μεταβληθούν. Αφαιρώντας την εξίσωση (6.42) από την (6.57) και κάνοντας τις απαλοιφές και τις αλγεβρικές πράξεις παίρνουμε

$$A'_G = -(Q'_O - Q_O) - (G'_O - G_O) - \Delta S_G \qquad (6.59)$$

Αντίστοιχα, αφαιρώντας την (6.45) από την (6.58), μετά τις πράξεις παίρνουμε

$$A'_G = (G'_N - G_N) - (Q'_G - Q_G) - (G'_O - G_O) - \Delta S_G \qquad (6.60)$$

Οι δύο τελευταίες εξισώσεις μας περιγράφουν ποσοτικά τις επιπτώσεις (ή τις προϋποθέσεις) της εκμετάλλευσης των υδροφορέων στο υδατικό ισοζύγιο. Έτσι, σύμφωνα με την (6.59), η απόληψη της ποσότητας A'_G από τους υδροφορείς θα έχει συνέπεια (ή και προϋποθέτει):

- είτε τη μείωση της επιφανειακής εκροής ($Q'_O < Q_O$),
- είτε τη μείωση της υπόγειας εκροής ($G'_O < G_O$),
- είτε τη μείωση της αποθήκευσης υπόγειου νερού ($\Delta S_G < 0$),
- είτε οποιοδήποτε συνδυασμό των παραπάνω.

Αντίστοιχα, σύμφωνα με την (6.60), η απόληψη της ποσότητας A'_G από τους υδροφορείς θα έχει συνέπεια (ή και προϋποθέτει):

- είτε την αύξηση της καθαρής επαναφόρτισης των υδροφορέων ($G'_N > G_N$),
- είτε τη μείωση της εκφόρτισης των υδροφορέων ($Q'_G < Q_G$), πράγμα που εξηγεί τη μείωση της επιφανειακής εκροής που συζητήθηκε αμέσως πιο πάνω,
- είτε τη μείωση της υπόγειας εκροής ($G'_O < G_O$, όπως ακριβώς βρέθηκε και πιο πάνω),
- είτε τη μείωση της αποθήκευσης υπόγειου νερού ($\Delta S_G < 0$, όπως ακριβώς βρέθηκε και πιο πάνω),
- είτε οποιοδήποτε συνδυασμό των παραπάνω.

Ας δούμε τώρα τους φυσικούς μηχανισμούς με τους οποίους πραγματοποιούνται οι μεταβολές αυτές, αλλά και τις τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την ενίσχυση των αντίστοιχων μηχανισμών.

Θα πρέπει πρώτα να παρατηρήσουμε ότι οποιαδήποτε εκμετάλλευση των υπόγειων νερών μέσω γεωτρήσεων επιφέρει την, τοπική ή ευρύτερη, ταπείνωση της στάθμης των υδροφορέων. Έτσι, σε ένα αρχικό τουλάχιστον στάδιο θα υπάρχει μείωση της αποθήκευσης υπόγειου νερού. Βέβαια, κατά κανόνα ο τελικός στόχος είναι να σταθεροποιηθούν οι στάθμες των υδροφορέων, με την κατάλληλη πολιτική διαχείρισης, έτσι ώστε τελικά, μετά από το αρχικό στάδιο, να μην υπάρχει μεταβολή της αποθήκευσης σε υπερετήσια κλίμακα. Στην περίπτωση αυτή η εκμετάλλευση αφορά στα *ανανεώσιμα υπόγεια αποθέματα,* το οποία αναπληρώνονται με τη διαδικασία της επαναφόρτισης, έτσι ώστε τελικά να υπάρχει ισοζύγιο εισροών και εκροών. Βεβαίως, ο χρόνος που χρειάζεται για να αποκατασταθεί η ισορροπία εισροών και εκροών, μπορεί στην πραγματικότητα να είναι πολύ μεγάλος, της τάξης των εκατοντάδων ετών, εξαρτώμενος από τα μεγέθη και τα χαρακτηριστικά (υδρολογικά, υδραυλικά, γεωλογικά) της λεκάνης και των υδροφορέων, καθώς και τη διάταξη και τους ρυθμούς άντλησης των γεωτρήσεων. Αν εξακολουθεί να μειώνεται

συνεχώς η αποθήκευση ($\Delta S_G < 0$) κατά τη διάρκεια της εκμετάλλευσης των υδροφορέων, χωρίς η εκμετάλλευση να τείνει σε κάποιο σημείο ισορροπίας εισροών - εκροών (κάτι που συνήθως προκαλείται από κακή διαχείριση και είναι γνωστό ως *υπερεκμετάλλευση*), τότε η απόληψη επεκτείνεται και στα λεγόμενα *γεωλογικά αποθέματα*, τα οποία δεν αναπληρώνονται πλέον με τη διαδικασία της επαναφόρτισης.

Η αύξηση της καθαρής επαναφόρτισης των υδροφορέων προκαλείται αυτόματα από την ταπείνωση της στάθμης τους, με τους εξής μηχανισμούς (Dingman, 1994, σ. 355):

1. Η μείωση της στάθμης τείνει να αυξήσει τις κατακόρυφες κλίσεις πίεσης στην ακόρεστη ζώνη, πράγμα που αυξάνει το ρυθμό διήθησης (Freeze, 1971). Ωστόσο, μετά από κάποιο σημείο, η αυξημένη απόσταση του φρεάτιου ορίζοντα από το έδαφος αυξάνει το αποθηκευμένο στη ρηχή ζώνη νερό, το οποίο γίνεται διαθέσιμο για εξατμοδιαπνοή, πράγμα που αντιστρατεύεται την αύξηση της επαναφόρτισης.
2. Ο σχηματισμός των ζωνών κατάπτωσης της στάθμης από γεωτρήσεις που βρίσκονται κοντά σε υδατορεύματα, αντιστρέφει τυχόν θετικές κλίσεις πίεσης μεταξύ υδατορεύματος-υδροφορέα, ή ενισχύει τυχόν αρνητικές κλίσεις, κάτι που προφανώς αυξάνει το ρυθμό επαναφόρτισης του υδροφορέα από το υδατόρευμα.
3. Η ταπείνωση των φρεάτιων οριζόντων σε επίπεδα δυσπρόσιτα από τις ρίζες των δέντρων, μπορεί να μειώσει την τριχοειδή ανύψωση και την εξατμοδιαπνοή, πράγμα που αυξάνει την καθαρή επαναφόρτιση.

Πέρα όμως από τους παραπάνω φυσικούς μηχανισμούς, η επαναφόρτιση είναι δυνατό να ενισχυθεί σημαντικά με τεχνητό τρόπο. Ο τεχνητός εμπλουτισμός των υπόγειων επιτυγχάνεται με δύο κατηγορίες μεθόδων, τις άμεσες και τις έμμεσες ή επαγωγικές. Οι άμεσες μέθοδοι αφορούν στη μεταβίβαση επιφανειακού νερού στους υπόγειους υδροφορείς. Αυτή γίνεται με συστήματα έργων που περιλαμβάνουν τη συλλογή και μεταφορά επιφανειακών νερών, και την υπεδάφια διάθεσή τους, με το μηχανισμό της διήθησης, είτε μέσω επιφανειακών έργων (τάφρων, λεκανών φόρτισης), είτε μέσω υπόγειων έργων (γεωτρήσεων). Οι έμμεσες μέθοδοι, των οποίων ο χαρακτήρας είναι πιο περιορισμένος, στηρίζονται στη δημιουργία αρνητικών κλίσεων πίεσης μεταξύ επιφανειακών υδάτινων σωμάτων και υπόγειων υδροφορέων, μέσω της άντλησης νερού από τους

υδροφορείς (π.χ., άντληση από γεώτρηση δίπλα σε ποτάμι, βλ. και παραπάνω σημείο 2). Στον τεχνητό εμπλουτισμό συμβάλλουν έμμεσα, ακόμη, οι επιστροφές στραγγισμάτων από τα περισσεύματα των αρδεύσεων μέσω των στραγγιστικών τάφρων, καθώς και οι διαρροές από ταμιευτήρες, από δίκτυα άρδευσης, ύδρευσης, αποχέτευσης, ή και από απορροφητικούς βόθρους. Ασφαλώς στις τελευταίες περιπτώσεις ο εμπλουτισμός μπορεί να συνοδεύεται από ποιοτική υποβάθμιση των υπόγειων νερών.

Η μείωση της εκφόρτισης των υδροφορέων προκαλείται αυτόματα, λόγω της ταπείνωσης της στάθμης τους. Όπως είδαμε, αυτό έχει συνέπεια τη μείωση της συνολικής επιφανειακής απορροής.

Ο ίδιος μηχανισμός (η ταπείνωση της στάθμης) ευθύνεται και για τη μείωση της υπόγειας εκροής. Σε μερικές περιπτώσεις η μείωση της υπόγειας απορροής επιτυγχάνεται και με πρόσθετα μέτρα, όπως είναι η κατασκευή υπόγειων διαφραγμάτων (π.χ. κουρτίνες τσιμεντενέσεων).

6.6.2 Συνδυασμένη εκμετάλλευση υπόγειων και επιφανειακών νερών

Από την ανάλυση του εδαφίου 6.6.1 γίνεται φανερό ότι υπάρχει σαφής σύνδεση της εκμετάλλευσης του επιφανειακού και του υπόγειου νερού. Κατά συνέπεια η εκμετάλλευση των επιφανειακών και υπόγειων νερών θα πρέπει πάντα να μελετάται σε συνδυασμό.

Η συνολική υδρολογική παραγωγή μιας λεκάνης, όπως ορίζεται με την εξίσωση (6.46), η οποία αποτελεί και την οροφή του εκμεταλλεύσιμου (επιφανειακού και υπόγειου) υδατικού δυναμικού, είναι δεδομένη (ίση με τη διαφορά κατακρημνισμάτων και εξατμοδιαπνοής, βλ. εξίσωση (6.47)) και δεν μπορεί πρακτικώς να τροποποιηθεί με τεχνολογικά έργα.* Έτσι, κάθε αύξηση στην εκμετάλλευση του υπόγειου νερού κατά κανόνα μειώνει το εκμεταλλεύσιμο επιφανειακό δυναμικό. Εξαίρεση στον κανόνα αυτό αποτελεί η περίπτωση όπου η εκμετάλλευση του υπόγειου νερού στοχεύει στη μείωση της υπόγειας εκροής, G_O (π.χ., άντληση από υδροφορείς που εκρέουν προς τη θάλασσα).

---

* Βέβαια, μείζονες αλλαγές στη χρήση γης της λεκάνης απορροής που προκαλούνται είτε από φυσικές καταστροφές (πυρκαγιές κτλ.), είτε από αναπτυξιακές δραστηριότητες (εκτεταμένη άρδευση κτλ.) μεταβάλλουν την ποσότητα της εξατμοδιαπνοής, ενώ και η βροχόπτωση και η εξατμοδιαπνοή υπόκεινται σε φυσικές ή ανθρωπογενείς κλιματικές μεταβολές.

Σε περιοχές που υπάρχουν (ή προγραμματίζονται) μεγάλα υδραυλικά έργα εκμετάλλευσης του επιφανειακού δυναμικού (ταμιευτήρες υπερετήσιας ρύθμισης) δεν έχει νόημα η εκμετάλλευση του νερού των ανάντη υπόγειων υδροφορέων (αφού το μεγαλύτερο μέρος του δυναμικού αυτών των υδροφορέων θα συλληφθεί, τελικώς, στους επιφανειακούς ταμιευτήρες). Ωστόσο, τέτοια μείζονος σημασίας υδραυλικά έργα δεν μπορούν προφανώς να κατασκευαστούν σε κάθε λεκάνη, για λόγους τεχνικούς, οικονομικούς ή περιβαλλοντικούς. Όπως είδαμε ήδη και στο κεφάλαιο 1 χωρίς τέτοια έργα, οι πρακτικώς εκμεταλλεύσιμες ποσότητες επιφανειακού νερού είναι πολύ μικρό ποσοστό της παραγωγής επιφανειακού νερού, λόγω της εντονότατης χρονικής διακύμανσης της επιφανειακής απορροής.

Στις τελευταίες περιπτώσεις αποκτά προτεραιότητα η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών. Ασφαλώς, αυτή η εκμετάλλευση δεν προϋποθέτει την κατασκευή ταμιευτήρων, αφού οι υδροφορείς πρακτικώς συμπεριφέρονται ως ταμιευτήρες υπερετήσιας εξίσωσης. Αλλά η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών παρουσιάζει συχνά και άλλα πλεονεκτήματα, έναντι αυτής των επιφανειακών:

- Πολλές φορές οι υδροφορείς αναπτύσσονται κάτω από τις εκτάσεις όπου γίνεται η κατανάλωση του νερού, οπότε αποφεύγεται η κατασκευή μεγάλων έργων μεταφοράς.
- Οι γεωτρήσεις εκμετάλλευσης των υπόγειων νερών μπορούν να κατασκευάζονται και να λειτουργούν αυτόνομα και ανεξάρτητα η μια από την άλλη, κάτι που ευνοεί τη σταδιακή ανάπτυξη του συστήματος εκμετάλλευσης.
- Κατά κανόνα η ποιότητα του υπόγειου νερού είναι καλύτερη από αυτή του επιφανειακού.*

Σημαντικό μειονέκτημα της εκμετάλλευσης των υπόγειων νερών είναι η απαραίτητη άντληση του νερού, συχνά από μεγάλα βάθη, η οποία συνεπάγεται σημαντική ενεργειακή, άρα και οικονομική, επιβάρυνση. Έτσι, για μεγάλης κλίμακας ανάπτυξη υδατικών πόρων, το συνολικό κόστος

* Ωστόσο, σε περίπτωση ρύπανσης του υπόγειου νερού, ο υδροφορέας μπορεί να αχρηστευτεί για πολλά χρόνια, επειδή η διαδικασία της απορρύπανσης εξελίσσεται με πολύ αργούς ρυθμούς, σε αντίθεση με τους αντίστοιχους των επιφανειακών υδάτινων σωμάτων.

κατασκευής και λειτουργίας των έργων εκμετάλλευσης υπόγειου νερού διαμορφώνεται σε πολύ μεγαλύτερα επίπεδα από τα αντίστοιχα των έργων εκμετάλλευσης επιφανειακού νερού.

6.6.3 Άλλες επιπτώσεις της εκμετάλλευσης του υπόγειου νερού

Εκτός από τις επιπτώσεις που αφορούν στην ποσοτική ανακατανομή των συνιστωσών του υδατικού ισοζυγίου, οι οποίες συζητήθηκαν στα εδάφια 6.6.1 και 6.6.2, η συστηματική άντληση υπόγειου νερού έχει συχνά και άλλες επιπτώσεις. Έτσι:

1. Η άντληση υπόγειου νερού σε νησιωτικές και παράκτιες περιοχές μετακινεί τη *διεπιφάνεια* (ή *μεταβατική ζώνη*) που σχηματίζεται ανάμεσα στο υπόγειο γλυκό νερό και το νερό της θάλασσας. Το υπόγειο μέτωπο του θαλασσινού νερού προωθείται προς την ξηρά (*εισχώρηση θαλασσινού νερού*) και μετά από κάποιο χρονικό διάστημα αντλείται ποιοτικά υποβαθμισμένο νερό (*υφαλμύριση*) ή ακόμη και θαλασσινό νερό. Αυτή η επίπτωση μπορεί να είναι πρακτικώς μη αντιστρεπτή, αφού η επαναφορά στην προϋπάρχουσα φυσική κατάσταση μπορεί να διαρκέσει πάρα πολλά χρόνια.
2. Ανάλογα φαινόμενα παρατηρούνται σε υδροφορείς που γειτνιάζουν με άλλους υδροφορείς που περιέχουν νερό χαμηλότερης ποιότητας ή μολυσμένο με ρυπογόνες ουσίες.
3. Η ταπείνωση της στάθμης των φρεάτιων υδροφορέων και η αφαίρεση σημαντικών ποσοτήτων νερού από περιορισμένους υδροφορείς μπορεί να προκαλέσει καθιζήσεις των εδαφών, δεδομένου ότι το βάρος των υπερκείμενων υλικών εξισορροπείται σε μεγαλύτερο βαθμό από δυνάμεις που αναπτύσσονται στο στερεό ιστό του εδαφικού υλικού, αφού η υδραυλική πίεση μειώνεται.

6.6.4 Ασφαλής απόδοση

Παλιότερα επικρατούσε η άποψη ότι η απολήψιμη ποσότητα νερού από τους υπόγειους υδροφορείς δεν πρέπει να υπερβαίνει τη φυσική επαναφόρτιση. Όπως όμως είδαμε στα προηγούμενα εδάφια, η αρχή αυτή δεν είναι σωστή, δεδομένου ότι η εκμετάλλευση του υπόγειου νερού ανακατανέμει ποσοτικά τις συνιστώσες του υδατικού ισοζυγίου. Έτσι, είναι δυνατό να αντλούνται ποσότητες μεγαλύτερες από τη φυσική επαναφόρ-

τιση, είτε εις βάρος της εκφόρτισης (βασικής ροής), είτε από το περίσσευμα της ενισχυμένης επαναφόρτισης που θα προκληθεί από την εκμετάλλευση. Ωστόσο, η ανεξέλεγκτη αύξηση της εκμετάλλευσης μπορεί να έχει σημαντικές αρνητικές επιπτώσεις, μερικές από τις οποίες συζητήσαμε πιο πάνω. Υπάρχει επομένως κάποιο όριο ασφαλείας, το οποίο λέγεται *ασφαλής απόδοση* και ορίζεται ως η ετήσια ποσότητα νερού που μπορεί να απολληφθεί χωρίς να προκαλεί ανεπιθύμητα αποτελέσματα (Todd, 1959, σ. 200).

Ο όρος "ανεπιθύμητα αποτελέσματα" είναι βέβαια ασαφής και πολύ γενικός. Τα παρακάτω σημεία διευκρινίζουν το περιεχόμενο αυτού του όρου (Dingman, 1994, σ. 359):

1. Η υπεράνληση υπόγειου νερού προκαλεί καθιζήσεις εδαφών (βλ. σημείο 3 στο εδάφιο 6.6.3).
2. Η ταπείνωση της στάθμης των φρεάτιων οριζόντων ή της πίεσης των περιορισμένων υδροφορέων αυξάνει το κόστος άντλησης σε γραμμική αναλογία.
3. Η ταπείνωση ενός φρεάτιου υδροφορέα από ένα κάτοχο γεώτρησης μπορεί να οδηγήσει γειτονικές αβαθέστερες γεωτρήσεις σε αστοχία, δημιουργώντας ουσιαστικά και νομικά προβλήματα.
4. Η μείωση της επιφανειακής απορροής των ποταμών μπορεί να θέσει σε κίνδυνο τα οικοσυστήματά τους και να περιορίσει τις απολήψεις επιφανειακού νερού.
5. Η μείωση της επιφανειακής ή υπόγειας τροφοδοσίας των λιμνών και των υγροτόπων οδηγεί σε μείωση της στάθμης και της έκτασής τους, πράγμα που μπορεί να θέσει σε κίνδυνο τα οικοσυστήματά τους και να περιορίσει τις τυχόν απολήψεις νερού από αυτά τα υδάτινα σώματα.
6. Η μείωση της εκροής υπόγειου γλυκού νερού προς τη θάλασσα μπορεί να έχει δυσμενείς συνέπειες στα παράκτια οικοσυστήματα.
7. Η υπεράνληση νερού σε παράκτιες περιοχές προκαλεί εισχώρηση του θαλασσινού νερού (βλ. σημείο 1 στο εδάφιο 6.6.3).

Πολλές περιοχές της Ελλάδας αλλά και της υδρογείου έχουν υποστεί τις παραπάνω συνέπειες από την κακή εκμετάλλευση των υπόγειων νερών. Πρέπει ωστόσο να τονίσουμε, ότι οι παραπάνω υδρολογικές επιπτώσεις και οι οικονομικές, κοινωνικές, περιβαλλοντικές και νομικές

συνέπειές τους δεν είναι τόσο εύκολο να εκτιμηθούν σε μια "εφάπαξ" μελέτη, εξαιτίας της εμφανούς πολυπλοκότητας του όλου θέματος. Έτσι, η εκμετάλλευση των υπόγειων νερών απαιτεί συνεχή επιστημονική και τεχνική παρακολούθηση και διαρκή επανεκτίμηση των όρων, συνθηκών και έργων εκμετάλλευσης. Άλλωστε και το ίδιο το μέγεθος της ασφαλούς απόδοσης δεν μπορεί να είναι εξ αρχής γνωστό, αλλά η εκτίμησή του διαρκώς βελτιώνεται, παράλληλα με την αξιοποίηση των υπόγειων νερών.

Αναφορές

Βασιλόπουλος, Η. Μεθοδολογία εκτίμησης της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής για τον ορθολογικό σχεδιασμό των αρδευτικών έργων, Διδακτορική διατριβή, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1991.

Γεωργούλης, Κ. Δ., Αναξαγόρας, λήμμα στο *Νεώτερον Εγκυκλοπαιδικόν Λεξικόν "Ηλίου"*, τόμος 2, σσ. 680-688, Εγκυκλοπαιδική Επιθεώρηση Ήλιος, Αθήνα, 1957α.

Γεωργούλης, Κ. Δ., Αναξιμένης, λήμμα στο *Νεώτερον Εγκυκλοπαιδικόν Λεξικόν "Ηλίου"*, τόμος 2, σσ. 694-696, Εγκυκλοπαιδική Επιθεώρηση Ήλιος, Αθήνα, 1957β.

ΕΜΠ - Ερευνητική Ομάδα Υδροσκοπίου, *Υδροσκόπιο, Εγχειρίδιο Χρήσης*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1994.

ΕΥΔΕ Αχελώου και Υδροεξυγιαντική, Μελέτη υδατικών συστημάτων, Παράρτημα Α της *Συνολικής Μελέτης Περιβαλλοντικών Επιπτώσεων της Εκτροπής Αχελώου*, ΥΠΕΧΩΔΕ, Αθήνα, 1995.

Θεοδωρίδης, Χ., *Επίκουρος, Η Αληθινή Όψη του Αρχαίου Κόσμου*, Εκδόσεις του Κήπου, Αθήνα, 1954.

Ζαρρής, Δ., Π. Αναστασοπούλου και Κ. Αλεξοπούλου, Επικαιροποίηση παροχομετρικής πληροφορίας, Τεύχος 2, *Αναβάθμιση και Επικαιροποίηση της Υδρολογικής Πληροφορίας της Θεσσαλίας*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Τομέας Υδατικών Πόρων, Αθήνα, 1997.

Κουτσογιάννης, Δ., Προγράμματα αρχειοθέτησης και επεξεργασίας υδρολογικών δεδομένων, Τεύχος 1, *Υδρολογική Διερεύνηση του Υδατικού Διαμερίσματος Θεσσαλίας*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Τομέας Υδατικών Πόρων, Αθήνα, 1988.

Κουτσογιάννης, Δ., *Σχεδιασμός Αστικών Δικτύων Αποχέτευσης*, Έκδοση 3, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1993.

Κουτσογιάννης, Δ., *Στατιστική Υδρολογία*, Έκδοση 3, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1996α.

Κουτσογιάννης, Δ., Απλή αριθμητική προσέγγιση του εκθετικού ολοκληρώματος (συνάρτησης πηγαδιού), Ανέκδοτη έκθεση, 1996β.

Κουτσογιάννης, Δ., Μελέτη λειτουργίας των ταμιευτήρων, στα πλαίσια της *Γενικής Διάταξης Έργων Εκτροπής Αχελώου προς τη Θεσσαλία*, ΥΠΕΧΩΔΕ/ΕΥΔΕ Αχελώου, Αθήνα, 1996γ.

Κουτσογιάννης, Δ., Αριθμητική προσέγγιση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής βροχοπτώσεων, Ανέκδοτη έκθεση, 1997α.

Κουτσογιάννης, Δ., Αριθμητική προσέγγιση του νομογραφήματος Hershfield για την εκτίμηση της PMP, Ανέκδοτη έκθεση, 1997β.

Κουτσογιάννης, Δ., Αριθμητική προσέγγιση της μεθόδου Penman με βάση δεδομένα θερμοκρασίας και εξωγήινης ακτινοβολίας, κατάλληλη για επέκταση δειγμάτων εξάτμισης Ανέκδοτη έκθεση, 1997γ.

Κωνσταντινίδης, Δ, *Ιστορία των Υδραυλικών Έργων στην Ελλάδα*, Σημειώσεις δύο διαλέξεων, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1993.

Λατινόπουλος, Π. Δ., *Υδραυλική των Υπόγειων Ροών*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1986.

Μαμάσης, Ν., και Ι. Ναλμπάντης, Μελέτη υδρολογικών ισοζυγίων, Τεύχος 20, *Εκτίμηση και διαχείριση των υδατικών πόρων της Στερεάς Ελλάδας, ΕΜΠ*, Τομέας ΥΠΥΘΕ, Αθήνα, 1995.

Μιμίκου, Μ., *Στοχαστική Υδρολογία*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1985.

Μιμίκου, Μ., *Τεχνολογία Υδατικών Πόρων*, Παπασωτηρίου, Αθήνα, 1995.

Μπαλτάς, Εκτίμηση και πρόγνωση καταιγίδων και πλημμυρών με χρήση μετεωρολογικού ραντάρ, Διδακτορική διατριβή, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1996.

Νικολάου, Σ., *Μαθήματα Υδροδυναμικών Έργων*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1975.

Ξανθόπουλος, Θ., *Εισαγωγή εις την θεωρίαν κινήσεως των ρευστών διά πορώδους μέσου*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1969.

Ξανθόπουλος, Θ., *Μαθήματα Στατιστικής Υδρολογίας*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1972.

Ξανθόπουλος, Θ., *Στοιχεία Τανυστικού Λογισμού, Εφαρμογαί εις την Μηχανικήν των Συνεχών Μέσων*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, 1975.

Ξανθόπουλος, Θ., *Εισαγωγή στην Τεχνική Υδρολογία*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1984.

Ξανθοπούλου, Ε., Ν. Μαμάσης, Π. Αναστασοπούλου και Κ. Αλεξοπούλου, Επικαιροποίηση υδρομετεωρολογικών δεδομένων, Τεύχος 1, *Αναβάθμιση και Επικαιροποίηση της Υδρολογικής Πληροφορίας της Θεσσαλίας*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Τομέας Υδατικών Πόρων, Αθήνα, 1997.

Τζούλης, Β., Διερεύνηση της χωροχρονικής κατανομής των βροχοπτώσεων με τη χρήση συστημάτων γεωγραφικής πληροφορίας, Διπλωματική εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Τομέας Υδατικών Πόρων, Αθήνα, 1996.

Τσακίρης, Γ., *Μαθήματα εγγειοβελτιωτικών έργων*, Συμμετρία, Αθήνα, 1986.

Υπουργείο Γεωργίας, Εκσυγχρονισμός της μεθοδολογίας υπολογισμού των αναγκών των φυτών σε νερό που χρησιμοποιείται σε γεωργοτεχνικές μελέτες των εγγειοβελτιωτικών έργων και προσαρμογή στις Ελληνικές συνθήκες, Υπουργική Απόφαση, 120.344/11-2-1992, 1992.

Χατζησάββα, Π., Ι. Κουβόπουλος, Η. Θεοδόσης, Σ. Δημητρέλλος Ι. Βαλίλας, Εκτίμηση μέσων ημερήσιων παροχών ποταμού Πορταϊκού στη θέση Πύλη, ΔΕΗ, Αθήνα, 1995.

Χριστοφίδης, Α., Προδιαγραφή απαιτήσεων λογισμικού εφαρμογών, Έκθεση, *Εθνική Τράπεζα Υδρολογικής και Μετεωρολογικής Πληροφορίας, Υδροσκόπιο 2000*, ΕΜΠ, Τομέας ΥΠΥΘΕ, Αθήνα, 1997.

Χριστοφίδης, Α., και Ν. Μαμάσης, Επεξεργασία υδρομετεωρολογικών δεδομένων, Τεύχος 18, *Εκτίμηση και διαχείριση των υδατικών πόρων της Στερεάς Ελλάδας,* ΕΜΠ, Τομέας ΥΠΥΘΕ, Αθήνα, 1995.

Ad Hoc Panel on Hydrology, *Scientific Hydrology*, U.S. Federal Council for Science and Technology, Washington, D.C., 37 pp., 1962.

Ahmed, S., and G. De Marsily, Comparison of geostatatistical methods for estimating transmissivity using data of transmissivity and specific capacity, *Water Resour. Res.*, 23(9), 1717-1737, 1987.

Ahrens, C. D., *Essentials of Meteorology, An Invitation to the Atmosphere*, West Publishing, Minneapolis, 1993.

Allen, R. G., M. Smith, W. O. Pruitt, and L. S. Pereira, Modifications to the FAO Crop Coefficient Approach, *Proceedings of the International Conference on*

Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, ASAE Nov. 3-6, 1996, San Antonio, Tx., pp. 124-132, 1996.

Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith, Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements, *Irrigation and Drainage Paper No. 56*, *FAO,* United Nations, Rome, 300 pp., 1998.

Alley, W. M., On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models, *Water Resour. Res.*, 20, 1137-1149, 1984

Anderson, M. P., D. S. Ward, E. G. Lappala, and T. A. Prickett, Computer models for subsurface water, Ch. 22 *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Arkin, P., The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array, *Mon. Weather Rev.*, 92, 14204-14216, 1979.

Bacchi, B., and R. Ranzi, On the derivation of the areal reduction factor of storms, *Atmosph. Res.*, 42, 123-135, 1996.

Bear, J., *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill, New York, 1979.

Beers, N. R., Numerical and graphical data, Section I in *Handbook of Meteorology*, edited by F. A. Berry, E. Bollay, and N. R. Beers, McGraw-Hill, New York, 1945.

Benson, M. A., Thoughts on the design of design floods, *Floods and Droughts*, Proc. 2nd Intern. Symp. in Hydrology, pp. 27-33, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, 1973.

Bethlahmy, N., The two axis method to calculate average precipitation over a basin, *Hydrol. Sci. Bull.*, 21, 379-385, 1976.

Biswas, A. K., Hydrologic engineering prior to 600 B.C., *Proc. ASCE J. Hyd. Div.*, 93(HY5), 1967.

Blaney, H. F., and W. D. Criddle, Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigated data, SCS, TP-96, USDA, 1950.

Boyer, M. C., Streamflow measurement, ch. 15 in *Handbook of Applied Hydrology*, edited by Ven Te Chow, McGraw-Hill, New York, 1964.

Brandes, E. A., Optimising rainfall estimates with the aid of radar, *J. Appl. Meteorol.*, 14, 1339-1345, 1975.

Bras, R. L., and I. Rodriguez-Iturbe, *Random Functions in Hydrology*, Addison-Wesley, 1985.

Brutsaert, W., *Evaporation Into the Atmosphere*, Reidel, Dordrecht, 1982.

Budyko, M. I., *Evaporation under Natural Conditions*, GIMIZ, Leningrad, 1948 (English translation, Israel Prog. Sci. Translations, Jerusalem, 1963).

Budyko, M. I., *Climate and Life*, Academic Press, N.Y., 1974.

Chow, V. T., D. R. Maidment, and L. W. Mays, *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, 1988.

Collier, C. G., and P. J. Hardaker, Estimating probable maximum precipitation using a storm model approach, *J. of Hydrol.*, 183, 227-306, 1996.

Cooper, H. H. Jr., and C. E. Jacob, A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history, *Trans. AGU*, 27(526-534), 1946.

Court, A., and M. T. Bare, Basin precipitation estimates by Bethlahmy's two-axis method, *J. of Hydrol.*, 68, 149-158, 1984.

Croley, T. E., II, Verifiable evaporation modeling of the Laurentian Great Lakes, *Water Resour. Res.*, 25(5), 781-792), 1989.

Dingman, S. L., *Physical Hydrology*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1994.

Dodson, R., Advances in hydrologic computation, Ch. 23, *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Domenico, P. A., and F. W. Schwartz, *Physical and Chemical Hydrogeology*, John Wiley, New York, 1990.

Dooge, J. C. I., Hydrology in perspective, *Hydrol. Sci. J.*, 31(1), 61-85, 1988.

Doorenbos, J, and W. O. Pruitt, Crop water requirements, *Irrigation and Drainage Paper No. 24*, *FAO,* United Nations, Rome, 144 pp., 1977.

Engman, E. T., Remote sensing, Ch. 24 in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Engman, E. T,.and R. J. Gurney, *Remote Sensing in Hydrology*, Chapman and Hall, London, 1991.

Frazier, A. H., Water current meters, *Smithsonian Studies in History amd Technology no 28*, Smithsonian Institution Press, Washington, D.C., 1974.

Frederick, R. H., V. A. Meyers and E. P. Auciello, Five- to 60-minute precipitation frequency for the eastern and central United States, NOAA Tech. Mem. NWS HYDRO-35, Washington, DC, 1977.

Freeze, R. A., Three-dimensional transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin, *Water Resoue. Res.*, 7(929-941), 1971.

Glover, J., and J. S. G. McCulloch, The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine, *QJRMS*, 84, 172-175, 1958.

Gray, D. M., and T. D. Prowse, Snow and floating ice, Ch. 7 in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Haan, C. T., *Statistical Methods in Hydrology*, The Iowa State University Press, USA, 1977.

Hargreaves, G. H., and Z. A. Samani, Reference crop evaporation from temperature, *Appl. Eng. Agric*., 1(2) 96-99, 1985.

Hershfield, D. M., Rainfall frequency atlas of the United States for durations from 30 minutes to 24 hours and return periods from 1 to 100 years, U. S. Weather Bureau Technical Paper 40, Washington, DC, 1961a.

Hershfield, D. M., Estimating the probable maximum precipitation, *Proc. ASCE, J. of Hydraulics Division*, 87, 99-106, 1961b.

Hershfield, D. M., Method for estimating the probable maximum precipitation, , *J. American Waterworks Association*, 57, 965-972, 1965.

Hewlett, J. D., Watershed management, in *Report for 1961 Southeastern Forest Experiment Station*, U.S. Forest Service, Ashville, N.C., 1961.

Hewlett, J. D., and A. R. Hibbert, Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, in *Forest Hydrology*, edited by W. E. Sopper and H. L. Lull, Pergamon, Oxford, pp. 275-290, 1967.

Hewlett, J. D., J. C. Fortson and G. B. Cunningham, The effect of rainfall intensity on storm flow and peak discharge from forest land, *Water Resour. Res.*, 13, 259-266, 1977.

Hewlett, J. D., J. C. Fortson and G. B. Cunningham, Additional tests on the effect of rainfall intensity on storm flow and peak flow from wild-land basins, *Water Resour. Res.*, 20, 985-989, 1984.

Hirsch, R. M., D. R. Helsel, T. A. Cohn, and E. J. Gilroy, Statistical analysis of hydrologic data, in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, 1993.

Horton, R. E., The field, scope, and status of the science of hydrology, *Trans. AGU, Reports and Papers, Hydrology*, National Research Council, Washington, D.C., 1931.

Horton, R. E., Erosional development of streams and their drainage basins; hydrological approach to quantitative morphology, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56, 275-370, 1945.

International Standards Organization (ISO), *Liquid Flow Measurement in Open Channels, Handbook 16*, International Standards Organization, 1983.

Iqbal, M., *An Introduction to Solar Radiation*, Academy Press, New York, 1983.

Jacob, C. E., Flow of groundwater, Ch. 5 in *Engineering Hydraulics*, edited by H. Rouse, pp. 321-386, Wiley, New York, 1950.

Jones, P. B., G. D. Walker, R. W. Harden, and L. L. McDaniels, *The Development of the Science of Hydrology*, Circ. No. 63-03, Texas Water Commission, 1963.

Karalis, J. D., Precipitable water and its relationship to surface dew point and vapor pressure in Athens, *J. Appl. Meteorol.*, 13, 760-766, 1974.

Kitanidis, P. K., Geostatistics, Chapter 20, *Handbook of Hydrology*, edited by D. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Kottegoda, N. T., *Stochastic Water Resources Technology*, Macmillan Press, London, 1980.

Koutsoyiannis, D., A stochastic disaggregation method for design storm and flood synthesis, *Journal of Hydrology*, 156, 193-225, 1994.

Koutsoyiannis, D., A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation, *Water Resources Research* 35(4), 1313-1322, 1999.

Koutsoyiannis, D., and G. Baloutsos, Analysis of a long record of annual maximum rainfall in Athens, Greece, and design rainfall inferences, *Natural Hazards* (in press), 1999.

Koutsoyiannis, D., D. Kozonis, and A. Manetas, A mathematical framework for studying intensity-duration-frequency relationships, *Journal of Hydrology*, 206(1-2), 118-135, 1998.

Koutsoyiannis, D., and Th. Xanthopoulos, On the parametric approach to unit hydrograph identification, *Water Resources Management*, 3, 107-128, 1989.

Koutsoyiannis, D., K. Tsolakidis, and N. Mamassis, HYDRA-PC, A data base system for regional hydrological data management, in *Advances in Water Resources Technology*, edited by G. Tsakiris, Balkema, Rotterdam, 1991.

Legates, D. R., and T. L. DeLiberty, Precipitation measurement biases in the United States, *Water Resour. Bull.*, 29(5) 855-861, 1993.

Linacre, E. T., A simple formula for estimating evaporation rates in various climates using temperature data alone, *Agric. Meteorol.*, 18, 409-424, 1977.

Linsley, R. K., M. A. Kohler, and J. L. H. Paulhus, *Hydrology for Engineers*, 2nd Edition, McGraw-Hill, New York, 1975.

Maidment, D. R., Hydrology, Ch. 1 in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Mandelbrot, B. B., *The Fractal Geometry of Nature*, Freeman, New York, 1983.

Matalas, N. and M. A. Benson, Effect of interstation correlation on regression analysis, *J. Geophys. Res.*, 66, 3285-3293, 1961.

Matheron, G., *The Theory of Regionalized Variables and Its Applications*, École de Mines, Fontainbleau, 1971.

Meinzer, O. E., ed., Outline of groundwater hydrology with definitions, *Geological Survey Water Supply Paper 494*, Washington, D.C., 71 pp., 1923.

Meinzer, O. E., ed., *Hydrology*, Physics of the Earth - IX, McGraw-Hill, New York, 1942 (Republished by Dover, Mineola, N.Y.)

Meneghini, R., and T. Kozu, *Spaceborne Weather Radar*, Artech House, Boston, 1990.

Merriam, R. A., A note on the interception loss equation, *J. Geophys. Res.*, 65, 3850-3851, 1960.

Miller, J. F., R. H. Frederick and R. J. Tracey, Precipitation frequency analysis of the western United States, NOAA Atlas 2, National Weather Service, NOAA, U. S. Department of Commerce, Silver Spring, Md. 1973.

Mimikou M. A., and Baltas, E. A., Flood forecasting based on radar rainfall measurements, *Journal of Water Resources Planning and Management*, ASCE, 122(3), 151-156, 1996.

Monteith, J. L., Evaporation and environment, in *The State and Movement of Water in Living Organisms*, ed. by G. E. Fogg, Sympos. Soc. Exper. Biol. Vol. 19, Academic Press, NY, 205-234, 1965.

Mosley, M. P., and A. I. McKerchar, Streamflow, Ch. 8, *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Nash, J. E., Systematic determination of unit hydrograph parameters, *J. Geophys. Res.*, 64, 111-115, 1959.

National Environmental Research Council (NERC), *Flood Studies Report*, Institute of Hydrology, Wallingford, 1975.

Neuman, S. P., Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response, *Water Rerour, Res.*, 11(329-342), 1975.

Newsome, D. H., *Weather Radar Networking*, Kluwer, Dordrecht, 1992.

Oke, T. R., *Boundary Layer Climates*, 2nd edition, Routledge, London, 1987.

Papakostas, N., I. Nalbantis, and D. Koutsoyiannis, Modern computer technologies in hydrologic data management, *Proc. Second European*

Conference on Advances in Water Resources Technology and Management, Lisbon, 14-18 June 1994, 285-293, Balkema, Rotterdam, 1994.

Penman, H. L., Natural evaporation from open water, bare soil, and grass, *Royal Society of London Proceedings*, Series A, 193, 120-145, 1948.

Penman, H. L., Evaporation: an introductory survey, *Netherl. J. Agric. Sci.*, 4, 9-29, 1956.

Penrose, R., *The Emperor's New Mind*, Oxford University Press, Oxford, 1991 (Ελληνική μετάφραση Β. Νικολαΐδου, *Ο Νέος Αυτοκράτορας*, Γκοβόστης, Αθήνα, 1994).

Philip, J. R., The theory of infiltration, 4, Sorptivity and algebraic infiltration equations, *Soil Sci.*, 84, 257-264, 1957.

Pike, J. G., The estimation of annual runoff from meteorological data in a tropical climate, *J. of Hydtol.*, 2, 116-123, 1964.

Priestley, C. H. B., and Taylor, R. J., On the assessment of the surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Monthly Weath. Rev.*, 100, 81-92, 1972.

Prigogine, I., and I. Stengers, *Order out of Chaos*, Heinemann, London, 1986 (Ελληνική μετάφραση Μ. Λογιωτάτου, *Τάξη Μέσα από το Χάος*, Κέδρος, Αθήνα, 1986).

Rawls, W. J., R. L. Ahuja, D. L. Brakensiek, and A. Shirmohammadi, Infiltration and soil water movement, Ch. 5 in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Rawls, W. J., and D. L. Brakensiek, A procedure to predict Green Ampt infiltration parameters, *Adv. Infiltration, Am. Soc. Agric. Eng.* pp. 102-112, 1983.

Remenieras, G., *L'Hydrologie de l'Ingenieur*, Eyrolles edit., 1976.

Remson, I., G. M. Hornberger, and F. J. Molz, *Numerical Methods in Subsurface Hydrology*, Wiley-Interscience, New York, 1971.

Richards, F., and P. Arkin, On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation, *Mon. Weather Rev.*, 109, 1081-1093, 1981.

Rouse, H., and S. Ince, *History of Hydraulics*, Dover, New York, 1963.

Salas, J. D., Analysis and modeling of hydrologic time series, Chapter 19, *Handbook of Hydrology*, edited by D. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Salas, J. D., Delleur, J. W., Yevjevich, V., and Lane, W. L., *Applied Modelling of Hydrologic Time Series*, Water Resources Publications, Littleton, Co., USA, 1988.

Schreiner, L. C., and J. T. Reidel, *Probable Maximum Precipitation Estimates, United States East of 105th meridian*, Hydrometeorologic Report 51, U.S. National Weather Service, Washington, DC, 1978.

Schumm, S. A., Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 597-646, 1956

Shaw, E. M., *Hydrology in Practice*, 3rd edition, Chapman & Hall, London, 1994.

Shaw, E. M., and P. P. Lynn, Area rainfall using two surface fitting techniques, *Bull. IAHS*, XVII(4), 419-433, 1972.

Shiklomanov, I. A., and A. A. Sokolov, Methodological basis of world water balance investigation and computation, in *New Approaches in Water Balance Computations*, International Association for Hydrological Sciences Publication No. 148 (Proceedings of the Hamburg Symposium), 1983.

Shuttleworth, W. J., Evaporation, Ch. 4 in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Skaggs, R. W., and R. Khaleel, Infiltration, in *Hydrologic Modeling of Small Watersheds*, edited by C. T. Haan, Monograph 5, American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, Mich., pp. 4-166, 1982.

Smith, J. A., Precipitation, Ch. 3 in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Smith, L., and S. W. Wheatcraft, Groundwater flow, Ch. 6 *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.

Smith, M., R. G. Allen, and L. S. Pereira, Revised FAO Methodology for Crop Water Requirements, *Proceedings of the International Conference on Evapotranspiration and Irrigation Scheduling*, ASAE Nov. 3-6, 1996, San Antonio, Tx., 1996.

Soil Conservation Service, National Engineering Handbook, section 4, Hydrology, U.S. Dept. of Agriculture, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1972.

Spiegel, M. R., *Mathematical Handbook of Formulas and Tables*, McGraw-Hill, New York, 1968 (Ελληνική μετάφραση Σ. Περσίδη, *Μαθηματικό Τυπολόγιο*, ΕΣΠΙ, Αθήνα, 1976).

Stedinger, J. R., R. M. Vogel, and E. Foufoula-Georgiou, Frequency analysis of extreme events, Chapter 18 in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, 1993.

Strahler, A. N., Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, Section 4-II in *Handbook of Applied Hydrology*, edited by V. T. Chow, McGraw-Hill, New York, 1964.

Subramaya, K., *Engineering Hydrology*, Tata McGraw-Hill, New Delhi, 1984.

Theis, C. V., The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage, *AGU Transactions*, 2(519-524), 1935.

Thornthwaite, C. W., An approach towards a rational classification of climate, *Geographical Rev.*, 38, 55-94, 1948.

Todd, D. K., *Groundwater Hydrology*, Wiley, New York, 1959.

Tolikas, D., D. Koutsoyiannis, et Th. Xanthopoulos, HYDROSCOPE: Un système d'informations pour l'étude des phénomènes hydroclimatiques en Grèce, *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, (ed. P. Maheras), 6ème Colloque International de Climatologie, Thessaloniki, 22-25 Septembre 1993, Vol. 6, 673-682, Association Internationale de Climatologie, Aix-en-Provence Cedex, France, 1993.

Tóth, J., A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, *J. Geophys. Res.*, 67(4375-4387), 1962.

Turk, L., Le bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement, *Ann. Agron.*, 5, 491-595, 1954; 6-5-131, 1955.

UNESCO, Contributions to the development of the concept of hydrological cycle, Sc. 74/Conf. 804/Col. 1, Paris, 1974.

UNESCO, National resources of humid tropical Asia - National resources research XII, UNESCO, 1974b.

U.S. Committee on Opportunities in the Hydrological Sciences, *Opportunities in the Hydrological Sciences*, edited by P. S. Eagleson, National Academy Press, Washington, D.C., 348 pp., 1992.

U.S. Weather Bureau, Generalized estimates of probable maximum precipitation west of the 10tth meridian, *Technical Paper* no 38, U.S. Department of Commerce, Washington, DC, 1960.

Vanoni, V. A. (editor), *Sedimentation Engineering, ASCE Manual and Reports on Engineering Practice*, 54, New York, 1975.

Vanmarcke, E., *Random Fields: Analysis and Synthesis*, MIT Press, Cambridge, Massachusetts, 1983.

Viessman, W. Jr., G. L. Lewis and J. W. Knapp, *Introduction to hydrology*, 3rd edition, Happer & Row, New York, 1989.

Wanielista, M., *Hydrology and Water Quality Control*, John Wiley & Sons, New York, 1990.

Wang, H. F., and M. P. Anderson, *Introduction to Groundwater Flow Modeling*, W. H. Freeman and Co. San Francisco, 1982.

Ward, R. C., and M. Robinson, *Principles of Hydrology*, 3rd edition, McGraw-Hill, London, 1989.

Watson, I., and A. D. Burnett, *Hydrology, An Environmental Approach*, Buchanan, Ft. Lauderdale, Florida, 1993.

Wiesner, C. J., *Hydrometeorology*, Chapman & Hall, London, 1970.

Wilson, E. M., *Engineering Hydrology*, 4th edition, Macmillan, London, 1990.

World Meteorological Organization (WMO), *Guide to Hydrological Practices*, vol. 1, *Data Acquisition and Processing*, Publication 168, Fourth Edition, World Meteorological Organization, Geneva, 1981.

World Meteorological Organization (WMO), *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*, Publication 8, Fifth Edition, World Meteorological Organization, Geneva, 1983.

World Meteorological Organization (WMO), *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation*, Operational Hydrology Report 1, 2nd edition, Publication 332, World Meteorological Organization, Geneva, 1986.

World Meteorological Organization (WMO), *Water, Assessing a Precious Resource*, Publication 801, World Meteorological Organization, Geneva, 1994.

Worsley, K. J., Testing a two-phase multiple regression, *Technometrics* 25(1), 35-41, 1983.

Xanthopoulos, Th., D. Koutsoyiannis, and I. Nalbantis, Contribution of the National Technical University of Athens research team, in *Third annual progress report, A comprehensive forecasting system for flood risk mitigation and control - AFORISM*, (co-ord. E. Todini), Commission of European Communities, 1994.

Yevjevich, V., *Probability and Statistics in Hydrology*, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, 1972a.

Yevjevich, V., *Stochastic Processes in Hydrology*, Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, 1972b.