

Κεφάλαιο 2. Ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα

Στο κεφάλαιο αυτό αναλύονται οι διαφορετικές μορφές των κατακρημνισμάτων, τα όργανα μέτρησης αυτών, η βασική επεξεργασία της σημειακής βροχομετρικής πληροφορίας (ομογενοποίηση, συμπλήρωση ελλείψεων, υψομετρική αναγωγή) και οι μέθοδοι υπολογισμού της επιφανειακής βροχόπτωσης. Γίνεται συνοπτική παρουσίαση των παραπάνω και παρακαλείστε για περισσότερες λεπτομέρειες να ανατρέξετε στο βιβλίο Μιμίκου Μ., 2003.

Με τον όρο ατμοσφαιρικές κατακρημνίσεις νοούνται οι διάφορες μορφές υπό τις οποίες το νερό της ατμόσφαιρας αποβάλλεται από αυτήν, σε υγρή ή στερεά κατάσταση, και επανέρχεται στην επιφάνεια της Γης. Υπό υγρή κατάσταση υφίσταται το νερό ως βροχή, δροσιά, ομίχλη, ή χιονόβροχο, ενώ υπό στερεά κατάσταση ως χιόνι, χαλάζι ή πάχνη. Η τεχνική υδρολογία ασχολείται κυρίως με το χιόνι και τη βροχή.

Η βροχή αποτελείται από σταγόνες νερού διαμέτρου συνήθως από 0.5 μέχρι 6.0mm. Σταγόνες με διάμετρο μεγαλύτερη από 6.0mm διασπώνται κατά την πτώση τους λόγω της αντίστασης του αέρα. Το χιόνι αποτελείται από ημιδιαφανείς παγοκρυστάλλους, οι οποίοι έχουν συνήθως εξαγωνική μορφή και είναι αναμεμιγμένοι με άλλους επιμήκεις κρυστάλλους πάγου. Οι κρύσταλλοι αυτοί συσσωματώνται δημιουργώντας νιφάδες, οι οποίες μπορεί να αποκτήσουν διάμετρο μερικών εκατοστομέτρων. Η ειδική πυκνότητα του χιονιού το οποίο μόλις έπεισε λαμβάνεται συνήθως ίση με 0.1.

Για να λάβει χώρα ατμοσφαιρική κατακρήμνιση απαιτείται να λάβουν χώρα τα παρακάτω στάδια

1. κορεσμός του αέρα με υδρατμούς
2. μετατροπή μέρους των υδρατμών σε υγρή ή στερεή κατάσταση (δημιουργία νεφών)
3. αύξηση του μεγέθους των υδροσταγόνων ή των παγοκρυστάλλων των νεφών σε βαθμό ώστε να καταστεί δυνατή η πτώση αυτών στην επιφάνεια της Γης .

Ο σχηματισμός του τρίτου σταδίου δεν είναι τόσο συχνή όσο των δυο προηγουμένων, όπως αυτό διαπιστώνεται από το γεγονός ότι ο σχηματισμός των νεφών δεν συνοδεύεται πάντοτε από βροχή (Σακάς Ι., 2004).

2.1 Μέτρηση Κατακρημνισμάτων

Το μετεωρολογικό στοιχείο που πρώτο μετρήθηκε από τον άνθρωπο είναι κατά πάσα πιθανότητα η βροχή. Η παλαιότερη και μακρύτερη περίοδος καταγραφής αναφέρεται στην Αίγυπτο στον ποταμό Νείλο περίπου στα 980. Στην Ελλάδα, τα μακρύτερο μήκος καταγραφής βροχής αφορά στα δεδομένα του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών από το 1870 περίπου.

Η βροχόπτωση μετράται ως το πάχος του υδάτινου στρώματος το οποίο θα σχηματίζοταν σε μια οριζόντια επιφάνεια εάν η ποσότητα του νερού έμεινε στη θέση της χωρίς καμιά απώλεια. Το πάχος αυτό του υδάτινου στρώματος χαρακτηρίζεται ως **ύψος** της ατμοσφαιρικής κατακρημνίσεως και εκφράζεται σε χιλιοστά (mm).

Εκτός από το ισοδύναμο ύψος βροχής ενδιαφέρον παρουσιάζει η **ένταση** της βροχόπτωσης, δηλαδή το πραγματοποιούμενο ύψος βροχόπτωσης σε μια μονάδα του χρόνου, ιδιαίτερα η ένταση των **ραγδαίων βροχών**.

Υπάρχουν αρκετά όργανα μέτρησης και εκτίμησης της βροχής, όπως τα τυπικά βροχόμετρα, βροχογράφοι, μετεωρολογικά ραντάρ και δορυφόροι. Σήμερα υπάρχει σε χρήση ένας μεγάλος αριθμός τύπων οργάνων που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση του μεγέθους των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων. Οι περισσότερο χρησιμοποιούμενοι από τους τύπους αυτούς αναφέρονται συνοπτικά παρακάτω.

Τα **βροχόμετρα** είναι όργανα σημειακής μέτρησης της βροχής, εγκατεστημένα σε κατάλληλες θέσεις, που συλλέγουν κυρίως τη βροχόπτωση, και βοηθητικά τη χιονόπτωση, δίνοντας την αντίστοιχη σημειακή μέτρηση. Δίνουν την ολική σημειακή βροχόπτωση και το ισοδύναμο ύψος νερού μιας χιονόπτωσης ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα (συνήθως 8ωρο, 12ωρο ή 24ωρο), με την ανάγνωση της ένδειξης από έναν παρατηρητή.

Οι **βροχογράφοι** είναι όργανα σημειακής μέτρησης της βροχής, εγκατεστημένα σε κατάλληλες θέσεις, που συλλέγουν κυρίως τη βροχόπτωση, και βοηθητικά τη χιονόπτωση, καταγράφοντας με απλό ωρολογιακό μηχανισμό τη μεταβολή του ύψους βροχής στο χρόνο, περιγράφοντας έτσι τη χρονική κατανομή της σημειακής βροχόπτωσης.

Το ύψος χιονόπτωσης μετριέται συνήθως με **χιονοτράπεζες**. Αυτές είναι απλές οριζόντιες επιφάνειες όπου, αφού συσσωρευτεί το χιόνι, μετριέται το ύψος του με έναν 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.

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 κυλίνδρου-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 (Μιμίκου Μ., 2006).

Από τη δεκαετία του 1960 άρχισε να χρησιμοποιείται η τεχνική Radar για τη μέτρηση της έντασης και του συνολικού ύψους των ατμοσφαιρικών κατακρημνίσεων. Η τεχνική αυτή βασίζεται στην στιγμιαία εκπομπή δέσμης ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων προς ορισμένη κατεύθυνση μέσω κατάλληλης κεραίας.

Διάφορες συσκευές τοποθετημένες σε τεχνητούς δορυφόρους μπορούν να δώσουν στοιχεία μέσω των οποίων καθίσταται δυνατή η εκτίμηση των ατμοσφαιρικών κατακρημνίσεων σε μεγάλες περιοχές, όπου δεν υπάρχει η δυνατότητα εγκατάστασης οργάνων, όπως οι ωκεανοί.

Εκτός από τη μέτρηση του ύψους του χιονιού κατά τη χιονόπτωση, για την τεχνική υδρολογία παρουσιάζει ενδιαφέρον, για την πρόβλεψη πιθανών πλημμυρών εξαιτίας της

απότομης τήξης, η μέτρηση του ισοδύναμου νερού ενός στρώματος χιονιού το οποίο βρίσκεται στο έδαφος,

Ως ισοδύναμο νερό του χιονιού χαρακτηρίζεται το ύψος του υδάτινου στρώματος το οποίο θα προέκυπτε ύστερα από τήξη του θεωρούμενου στρώματος του χιονιού.

Η συνηθέστερη μέθοδος προσδιορισμού του ισοδύναμου νερού του χιονιού είναι η λήψη δειγμάτων σε όλο το βάθος του στρώματος του χιονιού, με τη χρήση κατάλληλων δειγματοληπτικών σωλήνων, και ζύγισμα του δείγματος (Σακκάς Ι., 2004).

2.2 Βροχομετρικά δίκτυα

Η πυκνότητα και η σύνθεση του βροχομετρικού δικτύου εξαρτώνται από το σκοπό για τον οποίο προορίζονται οι βροχομετρικές παρατηρήσεις αλλά και από την ανομοιομορφία της κατανομής των βροχοπτώσεων στην περιοχή. Συνεπώς, κατά την εγκατάσταση ενός βροχομετρικού δικτύου πρέπει να ο απότερος στόχος να είναι η δειγματοληψία της βροχοπτώσεως την οποία εκτελεί ο κάθε βροχομετρικός σταθμός να είναι αντιπροσωπευτική όσο το δυνατόν μεγαλύτερης περιοχής και το σύνολο της βροχοπτώσεως να δειγματοληπτείται επαρκώς.

Γενικά, όσο πιο πυκνό είναι ένα δίκτυο, τόσο πιο αντιπροσωπευτικό είναι για την επιφανειακή βροχόπτωση. Ανομοιομορφίες όσον αφορά τη γεωμορφολογία απαιτούν πυκνότερο δίκτυο. Επίσης, το κόστος εγκατάστασης, συντήρησης και η εύκολη ή μη προσβασιμότητα του παρατηρητή, είναι παράγοντες που λαμβάνονται υπόψη.

Τα λάθη μέτρησης της βροχής αυξάνονται με το ύψος της επιφανειακής βροχόπτωσης και μειώνονται με την αύξηση της πυκνότητας του δικτύου, τη διάρκεια της βροχής και το μέγεθος της επιφάνειας.

Η επάρκεια ενός δικτύου βροχογράφων προσδιορίζεται στατιστικά. Ο βέλτιστος αριθμός βροχογράφων που αντιστοιχεί σε συγκεκριμένο ποσοστό λάθους στην εκτίμηση της επιφανειακής βροχόπτωσης είναι:

$$N = (C_u / \varepsilon)^2 \quad (2.1)$$

όπου:

N = ο βέλτιστος αριθμός των βροχογράφων

C_u = ο συντελεστής μεταβλητότητας της βροχής των βροχογράφων

ε = το επιθυμητό ποσοστό λάθους.

Η τυπική τιμή του ε είναι 10%. Εάν η τιμή αυτή μειωθεί, απαιτούνται περισσότεροι βροχογράφοι.

Εάν για παράδειγμα υπάρχουν m βροχογράφοι σε μια λεκάνη απορροής και $P_1, P_2, P_3, \dots, P_m$ είναι τα ύψη βροχής για συγκεκριμένο χρονικό βήμα, τότε ο συντελεστής C_u είναι:

$$C_u = 100 \cdot S/P$$

όπου P είναι η μέση τιμή της βροχόπτωσης που κατέγραψαν βροχογράφοι:

$$P = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m P_i \quad (2.2)$$

και S είναι η τυπική απόκλιση:

$$S = \left[\sum_{i=1}^m \frac{(x_i - \bar{x})^2}{m-1} \right]^{0.5} \quad (2.3)$$

Ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός (WMO) έχει προτείνει τα εξής:

- Ένα βροχογράφο ανά $600-900 \text{ km}^2$ σε επίπεδες περιοχές για ήπιες μεσογειακές και τροπικές ζώνες
- Ένα βροχογράφο ανά $100-250 \text{ km}^2$ σε ορεινές περιοχές για ήπιες και μεσογειακές και τροπικές ζώνες
- Ένα βροχογράφο ανά 25 km^2 σε ημιορεινές περιοχές με έντονη διαφοροποίηση στη βροχή
- Ένα βροχογράφο ανά $1500-10000 \text{ km}^2$ σε ξηρές και πολικές περιοχές.

Αν ο σκοπός είναι η εκτίμηση του πλημμυρογραφήματος ή της πλημμυρικής αιγμής τότε η πυκνότητα του δικτύου είναι διαφορετική.

Παράδειγμα 2.1

Η πιλοτική λεκάνη απορροής του Ευρώτα διαθέτει δίκτυο 7 βροχογράφων. Η ετήσια βροχόπτωση που καταγράφηκε από τους βροχογράφους, για το διάστημα 2000-7 είναι:

Πίνακας 2.1 Ετήσια ύψη βροχής από βροχογράφο.

	Μέσος όρος (mm/year) (2000-7)
ΠΙΕΡΙΒΟΛΙΩΝ	1324
ΒΑΣΑΡΑΣ	789
ΕΛΛΟΥΣ	539
ΡΙΒΙΩΤΙΣΣΑ	898
ΣΕΛΑΣΣΙΑΣ	746
ΒΡΟΝΤΑΜΑΣ	622
ΠΕΤΡΙΝΑ	781

Υπολογίστε το βέλτιστο αριθμό βροχογράφων για αυτήν τη λεκάνη, για λάθος της τάξης του 10% στον υπολογισμό της μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης.

Λύση

Η μέση τιμή των ετήσιων βροχοπτώσεων είναι:

$$P = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m P_i = 81 \text{ cm}$$

Και η τυπική απόκλιση προκύπτει ίση με:

$$S = \left[\sum_{i=1}^m \frac{(x_i - \bar{x})}{m-1} \right]^{0.5} = 25 \text{ cm}$$

Ο συντελεστής C_u λαμβάνει την τιμή

$$C_u = 100 \cdot S/P = 100 \cdot 25/81 = 31\%$$

Και ο βέλτιστος αριθμός βροχογράφων στην υπό εξέταση λεκάνη απορροής είναι:

$$N = (31/10)^2 = 9.72 \text{ δηλαδή περίπου } 10 \text{ βροχογράφοι.}$$

Συνεπώς απαιτείται η εγκατάσταση 3 επιπλέον βροχογράφων.

2.3 Έλεγχος ομοιογένειας και ανάλυση διπλών αθροιστικών καμπυλών

Η πιθανότητα μιας καταγίδας να συμβεί σε μια περιοχή είναι ίδια όταν όλες οι μετεωρολογικές συνθήκες παραμένουν σταθερές. Παράγοντες που καθορίζουν την ομοιογένεια είναι η απόσταση από την ακτογραμμή, το υψόμετρο, η τοπογραφία, η διεύθυνση των ανέμων, η μέση ετήσια θερμοκρασία κ.α.

Πριν την ανάλυση των βροχομετρικών δεδομένων ενός σταθμού επιβάλλεται να ελεγχθούν αυτά ως προς την πληρότητα και την ποιότητά τους. Για αυτό ελέγχεται η ομοιογένεια των δεδομένων, δηλαδή κατά πόσο το σύνολο των παρατηρήσεων προέκυψε με τις ίδιες συνθήκες μετρήσεως. Η αλλαγή της θέσης του οργάνου, η αντικατάσταση του οργάνου και η αλλαγή του παρατηρητή οδηγούν συνήθως σε μη ομοιογενή δεδομένα. Ο πιο συνηθισμένος τρόπος για έλεγχο της ομοιογένειας στις χρονοσειρές βροχοπτώσεων είναι η δημιουργία **διπλής αθροιστικής καμπύλης** (Dingman, 1994).

Η διπλή αθροιστική καμπύλη εξάγεται ως εξής:

Θεωρώντας δύο γειτονικούς σταθμούς X και Y, στους οποίους η χρονοσειρά ετήσιων βροχοπτώσεων συμβολίζεται με x και y, εξάγονται οι αθροιστικές χρονοσειρές, δηλαδή:

$$sx_j = \sum_{i=1}^j x_i \quad (2.4)$$

και

$$sy_j = \sum_{i=1}^j y_i \quad (2.5)$$

Στις οποίες η κάθε τιμή αντιστοιχεί το άθροισμα των βροχοπτώσεων όλων των προηγούμενων ετών. Συνήθως η άθροιση ξεκινά από το πιο πρόσφατο έτος και πηγαίνοντας προς τα πίσω, οπότε κάθε τιμή της αθροιστικής χρονοσειράς είναι το άθροισμα των βροχοπτώσεων όλων των επόμενων ετών.

Με το σχεδιασμό του ζεύγους (sy_i , sx_i) σε διάγραμμα προκύπτει η διπλή αθροιστική καμπύλη.

Όταν η καμπύλη παρουσιάζει θλάση σε κάποιο σημείο, αυτό σημαίνει ότι τα σημεία δεν περιγράφονται από μια, αλλά από δύο ευθείες, που σχηματίζουν μεταξύ τους γωνία. Η ανομοιογένεια αυτή διορθώνεται με την πραγματοποίηση ανόρθωσης, κατά την οποία οι τιμές της ανομοιογενούς χρονοσειρές πολλαπλασιάζονται, από το σημείο θλάσης και μετά, με συντελεστή τέτοιο, ώστε η διπλή αθροιστική καμπύλη να γίνει μόνο μια ευθεία.

Η ύπαρξη ανωμαλιών στην καμπύλη σημαίνει ότι υπάρχει αδυναμία στην ποιότητα των δεδομένων.

Παράδειγμα 2.2

Η ετήσια βροχόπτωση του σταθμού Κάτω Ζαχλωρού X και η μέση βροχόπτωση του γειτονικού του σταθμού Τσιβλός Y δίνονται στον Πίνακα 2.2. Να προσδιοριστεί η ομοιογένεια των μετρήσεων του σταθμού Y. Σε ποιο έτος επήλθε αλλαγή; Να υπολογιστεί η μέση ετήσια βροχόπτωση του σταθμού Y για την περίοδο αυτή χωρίς την ομογενοποίηση και με την ομογενοποίηση των τιμών.

Πίνακας 2.2 Ετήσιες βροχοπτώσεις των σταθμών X και Y.

	Κάτω Ζαχλωρού (mm)	Τσιβλός (mm)
1964-5	909	919
1965-6	1032	1144
1966-7	1403	1316
1967-8	1216	951
1968-9	1595	1709
1969-70	1280	820
1970-1	1135	379
1971-2	1754	707
1972-3	1370	909
1973-4	1700	766
1974-5	1369	693

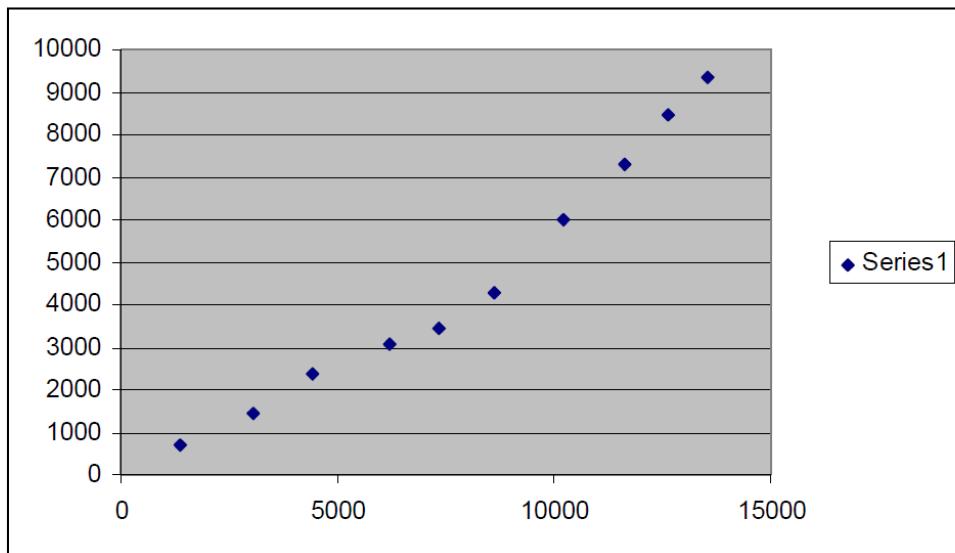
Λύση

Τα δεδομένα του Πίνακα 2.2 κατατάσσονται σε αντίστροφη χρονική σειρά και κατασκευάζεται η διπλή αθροιστική καμπύλη, όπως φαίνεται στον Πίνακα 2.3. Στο Σχήμα 2.1 φαίνεται το σημείο όπου έχουμε θλάση των δεδομένων στο έτος 1970-71. Κατά συνέπεια διορθώνονται οι τιμές από τα έτη 1964-65 μέχρι 1970-71.

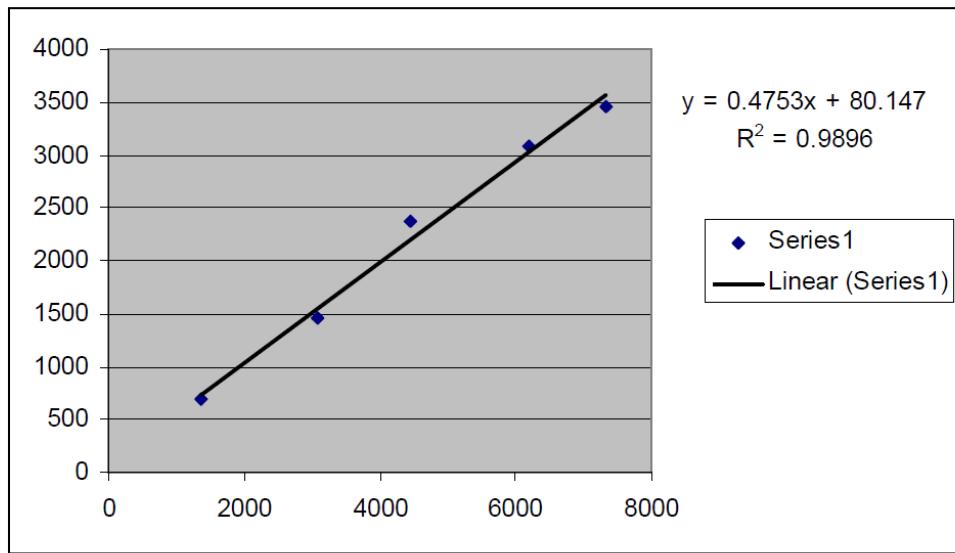
Πίνακας 2.3 Κατάταξη σε αντίστροφη χρονική σειρά και κατασκευή διπλής αθροιστικής καμπύλης

	Κάτω Ζαχλωρού (mm)	Τσιβλός (mm)	Κάτω Ζαχλωρού (mm)	Τσιβλός (mm)
1974-5	1369	693	1369	693
1973-4	1700	766	3069	1459
1972-3	1370	909	4439	2368
1971-2	1754	707	6193	3075
1970-1	1135	379	7328	3453

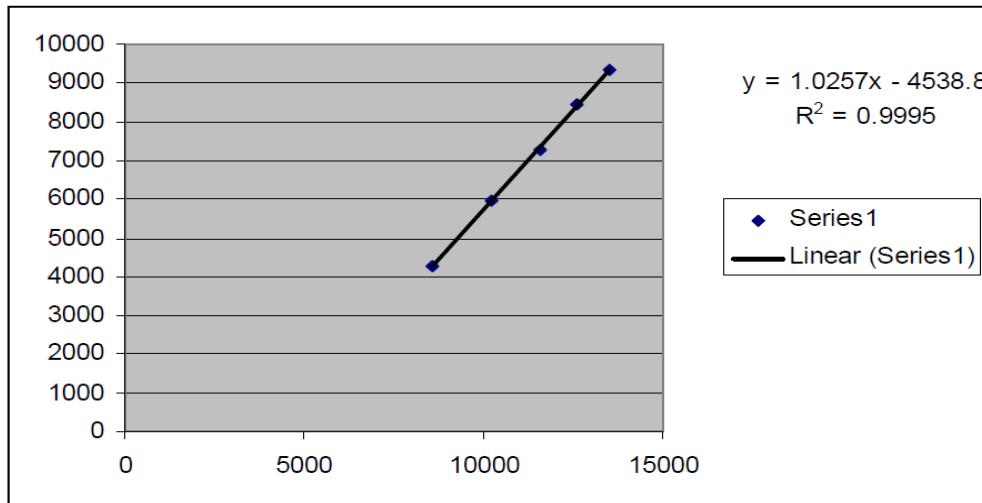
1969-0	1280	820	8608	4274
1968-9	1595	1709	10202	5983
1967-8	1403	1316	11605	7298
1966-7	1032	1144	12637	8442
1965-6	909	919	13547	9361
1964-5	1369	693	1369	693



Σχήμα 2.1 Διπλή αθροιστική καμπύλη



Σχήμα 2.2 Γραμμική συσχέτιση νεώτερων δεδομένων



Σχήμα 2.3 Γραμμική συσχέτιση παλιότερων δεδομένων

Από τη συσχέτιση των νεότερων δεδομένων προκύπτει $\lambda_1=0.4753$ και των παλιότερων $\lambda_2=1.0257$. Ο λόγος των δυο κλίσεων είναι 0.463, με τον οποίο θα πολλαπλασιάσουμε τα παλιότερα δεδομένα.

Στον Πίνακα 2.4 παρουσιάζεται η βροχόπτωση μετά την διόρθωση.

Πίνακας 2.4 Βροχόπτωση μετά την διόρθωση.

	Τσιβλός (mm)	Τσιβλός (mm)
1964-5	919	425
1965-6	1144	530
1966-7	1316	609
1967-8	951	440
1968-9	1709	791
1969-0	820	380
1970-1	379	175
1971-2	707	707
1972-3	909	909
1973-4	766	766
1974-5	693	693
Μέσος όρος	938	584

Η μέση ετήσια βροχόπτωση πριν την ομογενοποίηση ήταν 938 και κατόπιν έγινε 584mm.

2.3 Επεξεργασία σημειακών κατακρημνισμάτων. Συμπλήρωση κενών

Μέθοδος Αριθμητικών Μέσων

Είναι η απλούστερη μέθοδος συμπλήρωσης βροχοπτώσεων. Σε μια περιοχή με N

γνωστές μετρήσεις σε $i=1,2,\dots,N$ σταθμούς, η άγνωστη τιμή P_X θα ισούται με το μέσο όρο των γνωστών P_i .

$$P_x = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i \quad (2.6)$$

Παρόλο που η μέθοδος αυτή είναι απλή, δίνει σχετικά αποδεκτά αποτελέσματα σε περιπτώσεις που οι υψημετρικές διαφορές των σταθμών μεταξύ των είναι μικρές και η χωρική κατανομή των σταθμών είναι σχετικά ομοιόμορφη.

Επειδή εκφράσεις όπως «μικρές διαφορές» και «σχετικά ομοιόμορφη κατανομή» μπορούν να εκτιμηθούν από τον καθένα διαφορετικά, ως γενικός κανόνας είναι να χρησιμοποιείται η μέθοδος αυτή, όταν οι ετήσιες βροχοπτώσεις αποκλίνουν λιγότερο από 10% από τον υπό συμπλήρωση σταθμό.

Μέθοδος Αντιστρόφων αποστάσεων

Στη μέθοδο αυτή υπολογίζεται η βροχόπτωση ενός σταθμού σε σχέση με την απόστασή του από περιβάλλοντες σταθμούς. Οι αποστάσεις αυτές υπολογίζονται υποθέτωντας ότι η αρχή των αξόνων είναι ο υπό συμπλήρωση σταθμός.

Οι εξισώσεις που δίνουν τη βροχόπτωση είναι:

$$h_y = \sum_{i=1}^k w_i h_i \quad (2.7)$$

και

$$w_i = \frac{d_i^{-b}}{\sum_{j=1}^k d_j^{-b}} \quad (2.8)$$

όπου

k = το πλήθος των σταθμών

h_y = η εκτιμημένη βροχόπτωση στον υπό συμπλήρωση σταθμό

h_i = η βροχόπτωση σε κάθε σταθμό

d_i = η απόσταση κάθε σταθμού από τον υπό συμπλήρωση σταθμό

b = εκθέτης με τυπική τιμή 2

w_i = ο συντελεστής βαρύτητας κάθε σταθμού.

Μέθοδος Γραμμικής Παλινδρόμησης

Πολλές φορές είναι δυνατόν να συσχετισθούν οι μετρήσεις ενός σταθμού με τις μετρήσεις ενός άλλου με μια γραμμική σχέση της μορφής:

$$y = a + bx \quad (2.9)$$

όπου a, b παράμετροι που εκτιμώνται έτσι ώστε να ελαχιστοποιείται το τετραγωνικό σφάλμα της εκτίμησης και γ, x μετρήσεις στους σταθμούς Y και X . Οι συντελεστές a, b υπολογίζονται από τις ακόλουθες δυο απλές εξισώσεις:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (2.10)$$

$$a = \bar{y} - b\bar{x} \quad (2.11)$$

όπου \mathbf{X}_i και \mathbf{y}_i οι σειρές των μετρήσεων στις θέσεις X και Y για χρονικό διάστημα $i=1,2,\dots,n$
 x και y οι μέσοι όροι των σειρών, ως εξής:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n} \quad (2.12)$$

$$\bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{n} \quad (2.13)$$

Ο συντελεστής συσχέτισης r , μας δείχνει πόσο κατάλληλη είναι η μέθοδος της γραμμικής συσχέτισης για τη συμπλήρωση των μετρήσεων δεδομένων δυο σταθμών:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2.14)$$

Όσο πιο κοντά στη μονάδα είναι ο αριθμός αυτός, τόσο καταλληλότερη είναι η μέθοδος. Ως κανόνας που χρησιμοποιείται εν προκειμένω είναι η τιμή του συντελεστή συσχέτισης r να είναι μεταξύ του 0.70 και της μονάδας.

Διόρθωση της βροχόπτωσης με το υψόμετρο

Το σημειακό ύψος βροχής αυξάνει με το υψόμετρο, οπότε για τον υπολογισμό της επιφανειακής βροχόπτωσης είναι απαραίτητο πολλές φορές να γίνει αναγωγή των βροχομετρικών παρατηρήσεων σε διαφορετικό υψόμετρο από αυτό το οποίο ανήκουν. Αυτό συμβαίνει κυρίως σε περιπτώσεις όπου δεν υπάρχει επαρκές δίκτυο σταθμών.

Η μέση αύξηση του ετήσιου σημειακού βροχομετρικού ύψους, ανά 100 μ αύξηση του υψομέτρου, ονομάζεται **βροχοβαθμίδα**. Η βροχοβαθμίδα συνήθως προκύπτει για κάθε

περιοχή, από τη γραφική παράσταση των μέσων ετήσιων βροχομετρικών υψών των βροχομετρικών σταθμών της περιοχής, σε συνάρτηση με τα υψόμετρα των σταθμών.

Παράδειγμα 2.3

Εκτίμηση μέσης σημειακής βροχόπτωσης - συμπλήρωση κενών

Δίδονται στον Πίνακα 2.5 τα ετήσια ύψη βροχής δυο σταθμών 1 – Ζαρούχλας και 2 – Κάτω Ταρσός σε mm για τη χρονική περίοδο 1974-1993, με ελλείψεις σε μερικά έτη λόγω προβλημάτων στο σταθμό 2. Ζητείται η συμπλήρωση των κενών του σταθμού 2 με την εφαρμογή της μεθόδου της γραμμικής παλινδρόμησης. Να υπολογιστεί επίσης η μέση ετήσια βροχόπτωση για έναν σταθμό 3, που βρίσκεται πλησίον των σταθμών 1 και 2, κατά τα έτη 1992-93 και 1975-76 με τη μέθοδο των αριθμητικών μέσων.

Πίνακας 2.5 Στοιχεία μέσης ετήσιας επιφανειακής βροχόπτωσης των σταθμών της Ζαρούχλας και Κάτω Ταρσός σε mm

Υδρολογικό έτος	P (mm) Ζαρούχλα	P (mm) Κάτω Ταρσός
1974-1975	1156	740.6
1975-1976	859.2	-
1976-1977	1205	-
1977-1978	1481.5	878.1
1978-1979	1306.1	-
1979-1980	1478.8	834.2
1980-1981	1106.1	-
1981-1982	1516.9	-
1982-1983	1035.4	604.8
1983-1984	1084	749.2
1984-1985	1215.1	762.6
1985-1986	1287.7	877
1986-1987	999.7	638.4
1987-1988	1161.6	-
1988-1989	881	610.5
1989-1990	1103.2	-
1990-1991	981.6	631.5
1991-1992	879.2	-
1992-1993	1252.5	-

Λύση

Η γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ των υψών βροχής των δυο σταθμών (μη λαμβάνοντας υπόψη τα έτη για τα οποία δεν υπάρχουν στοιχεία για το Σταθμό 2), γίνεται μέσω λογιστικού φύλλου εργασίας, σχεδιάζοντας τα σημεία για τους δυο σταθμούς και εφαρμόζοντας τους τύπους 2.9 έως 2.14. Η εξίσωση της ευθείας που προκύπτει είναι:

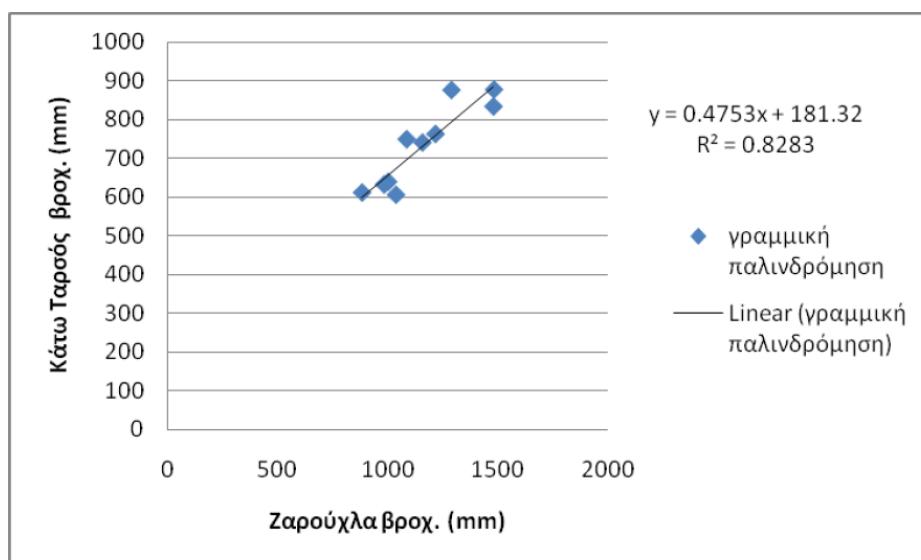
$$y = 0.4753x + 181.32$$

όπου **x** το ετήσιο ύψος βροχής για το Σταθμό 1
y το ετήσιο ύψος βροχής για το Σταθμό 2.

Από τη Σχέση 2.14, ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης προκύπτει ίσος με 0.91 (ή όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα, το τετράγωνό του είναι ίσο με 0.8283. Επειδή η τιμή αυτή είναι μεγαλύτερη από 0.70, θεωρείται ότι η συσχέτιση με βάση τη γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ των δεδομένων των δυο σταθμών είναι καλή.

Η συμπλήρωση των ελλιπών στοιχείων του Σταθμού 2, γίνεται με χρήση της ευθείας που προέκυψε, θέτοντας όπου x τις γνωστές τιμές για τα υδρολογικά έτη της Ζαρούχλας και λύνοντας ως προς y.

Στον Πίνακα 2.6 φαίνονται τα συμπληρωμένα στοιχεία με έντονα γράμματα.



Σχήμα 2.4 Γραμμική παλινδρόμηση μεταξύ των σταθμών της Ζαρούχλας και Κάτω Ταρσός

Πίνακας 2.6 Στοιχεία μέσης ετήσιας επιφανειακής βροχόπτωσης του σταθμού της Ζαρούχλας και του Κάτω Ταρσός συμπληρωμένα με τη μέθοδο της γραμμικής παλινδρόμησης.

Υδρολογικό έτος	P (mm) Ζαρούχλα	P (mm) Κάτω Ταρσός
1974-1975	1156	740.6
1975-1976	859.2	589.7
1976-1977	1205	754.1
1977-1978	1481.5	878.1
1978-1979	1306.1	802.1
1979-1980	1478.8	834.2
1980-1981	1106.1	707.0
1981-1982	1516.9	902.3
1982-1983	1035.4	604.8
1983-1984	1084	749.2
1984-1985	1215.1	762.6
1985-1986	1287.7	877.0
1986-1987	999.7	638.4
1987-1988	1161.6	733.4
1988-1989	881	610.5
1989-1990	1103.2	705.7
1990-1991	981.6	631.5
1991-1992	879.2	599.2
1992-1993	1252.5	776.6

Η μέση ετήσια βροχόπτωση για τον σταθμό 3, που βρίσκεται πλησίον των σταθμών 1 και 2, κατά τα έτη 1992-93 και 1975-76 με τη μέθοδο των αριθμητικών μέσων έδωσε 1014mm και 724.4mm αντίστοιχα.

Εκτίμηση επιφανειακών κατακρημνισμάτων

Οι μετρήσεις βροχόπτωσης που λαμβάνονται από τα βροχόμετρα και τους βροχογράφους είναι σημειακές και ως εκ τούτου αντιπροσωπεύουν το σημείο στο οποίο μετρήθηκε η βροχόπτωση. Στις περισσότερες περιπτώσεις όμως, όπως για παράδειγμα στην εκτίμηση του υδατικού ισοζυγίου, ιδιαίτερη σημασία έχει η επιφανειακή βροχόπτωση, η βροχόπτωση δηλαδή που πέφτει σε ολόκληρη τη λεκάνη απορροής. Για το λόγο αυτό, σε μια λεκάνη απορροής εγκαθίσταται δίκτυο βροχογράφων, οι θέσεις των οποίων θα πρέπει να είναι τέτοιες ώστε να περιγράφουν όσο το δυνατόν καλύτερα τη χωρική διαφοροποίηση της βροχής. Κατόπιν, οι σημειακές μετρήσεις των βροχογράφων ανάγονται σε επιφανειακή βροχόπτωση της λεκάνης απορροής χρησιμοποιώντας μεθόδους επιφανειακής ολοκλήρωσης (Μιμίκου Μ., 2007).

Υπάρχει πληθώρα μεθόδων που έχουν αναπτυχθεί και χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης. Αυτές μπορούν να διαχωριστούν στις μεθόδους άμεσης ολοκλήρωσης και στις μεθόδους προσαρμογής επιφάνειας (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος 1997). Οι μέθοδοι άμεσης ολοκλήρωσης υπολογίζουν την επιφανειακή βροχόπτωση απευθείας, από τις τιμές της σημειακής βροχόπτωσης. Οι πιο γνωστές μέθοδοι που ανήκουν σε αυτήν την κατηγορία είναι η μέθοδος του μέσου όρου, η μέθοδος Thiessen, η μέθοδος δυο αξόνων του Bethlahmy και η μέθοδος βέλτιστης ολοκλήρωσης (kriging).

Αντίθετα οι μέθοδοι προσαρμογής επιφάνειας εκτιμούν πρώτα τη γεωγραφική μεταβλητή της βροχόπτωσης στην υπό εξέταση περιοχή και με βάση αυτή, υπολογίζουν την επιφανειακή βροχόπτωση. Εδώ ανήκουν η μέθοδος των ισοϋέτιων, η μέθοδος υπολογιστικής γραμμικής παρεμβολής η μέθοδος της αντίστροφης απόστασης, η μέθοδος πολυτετραγωνικής παρεμβολής η μέθοδος ελάχιστων τετραγώνων με πολυώνυμα, η μέθοδος πολυωνύμων Lagrange, η μέθοδος προσαρμογής spline και η μέθοδος βέλτιστης παρεμβολής.

Οι μέθοδοι προσαρμογής επιφάνειας χωρίζονται παραπέρα σε μεθόδους παρεμβολής και εξομάλυνσης. Παρακάτω παρουσιάζονται αναλυτικά η μέθοδος του μέσου όρου, η μέθοδος Thiessen και η μέθοδος των ισοϋέτιων.

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.

Μέθοδος μέσου όρου

Πρόκειται για την απλούστερη μέθοδο, σύμφωνα με την οποία τα βάρη w_i των $i=1,2,\dots,k$ σταθμών λαμβάνονται ίσα, δηλαδή $w_i = 1/k$. Η μέθοδος λόγω της απλότητάς της μπορεί να χρησιμοποιείται για πρώτες χονδρικές εκτιμήσεις, αλλά όχι για οριστικές.

Η ακρίβεια 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. Η επιφανειακή βροχόπτωση (h_s) δίνεται από τις σημειακές βροχοπτώσεις h_i με τη σχέση:

$$h_s = \sum_{i=1}^k w_i h_i \quad (2.15)$$

Μέθοδος Thiessen

Σύμφωνα με αυτή την κλασσική μέθοδο, η συνολική επιφάνεια A χωρίζεται γεωμετρικά σε ζώνες επιρροής Ai, μία για κάθε σταθμό, έτσι ώστε:

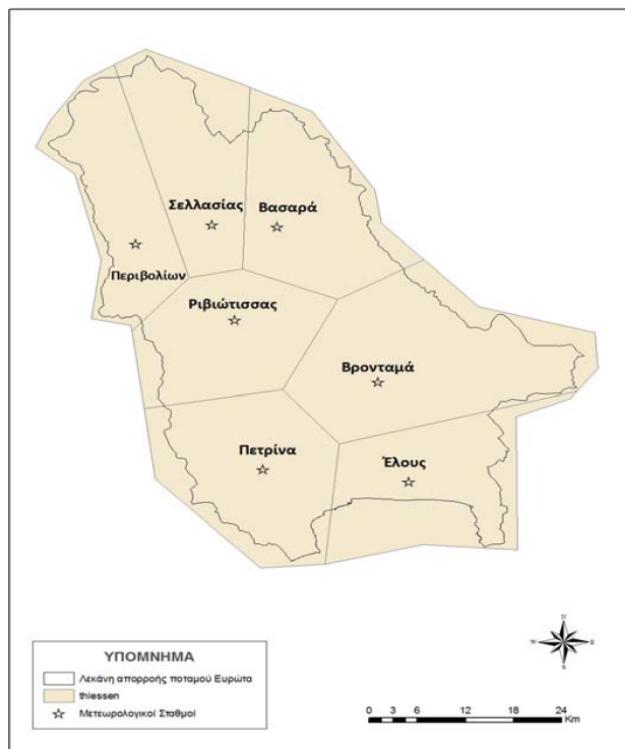
$$\sum_{i=1}^k A_i = A \quad (2.16)$$

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

$$w_i = A_i / A \quad (2.17)$$

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 (Σχήμα 2.5).

Η μέθοδος αυτή, αν και θεμελιώθηκε αρκετά παλιά, παραμένει και σήμερα ευρέως διαδεδομένη, λόγω της απλότητας στην εφαρμογή της και των αξιόπιστων εκτιμήσεών της. 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 υπηρετήσια κλίμακα είναι πιο ακριβείς από τις εκτιμήσεις στην κλίμακα ενός επεισοδίου βροχής).

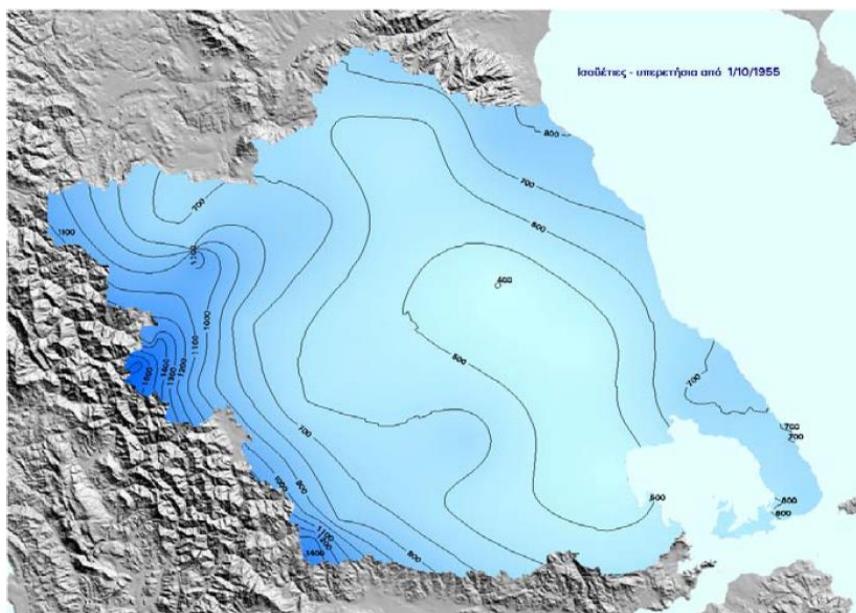


Σχήμα 2.5 Πολύγωνα Thiessen (από Νικολαίδης Ν. κ.α., 2009)

Επειδή η κατακρήμνιση εξαρτάται μεταξύ των άλλων και από το υψόμετρο, εάν το μέσο υψόμετρο της λεκάνης είναι διαφορετικό από το μέσο υψόμετρο των σταθμών (θέσεις εγκατεστημένων βροχόμετρων ή / και βροχογράφων), θα πρέπει να γίνεται διόρθωση για την αναίρεση της υποεκτίμησης ή υπερεκτίμησης της επιφανειακής βροχόπτωσης με βάση το μέσο υψόμετρο της υπό εξέταση λεκάνης απορροής (Μιμίκου και Μπαλτάς, 2002).

Μέθοδος των Ισοϋετίων

Η ισοϋέτια καμπύλη ορίζεται από τον γεωμετρικό τόπο των σημείων στα οποία το ύψος βροχής παίρνει μια δεδομένη τιμή. Ανάλογα με το εύρος διακύμανσης του ύψους βροχής χαράσσονται ισοϋέτιες καμπύλες με δεδομένη ισοδιάσταση Δh. Βεβαίως, η ακριβής χάραξη μιας ισοϋέτιας καμπύλης εξαρτάται από τα διαθέσιμα σημεία και από την εμπειρία του υδρολόγου. Παράδειγμα ισοϋέτιων καμπύλων σε λεκάνη απορροής φαίνεται στο Σχήμα 1-3.



Σχήμα 2.6 Ισοϋέτιες καμπύλες (από Μιμίκου Μ., 2006)

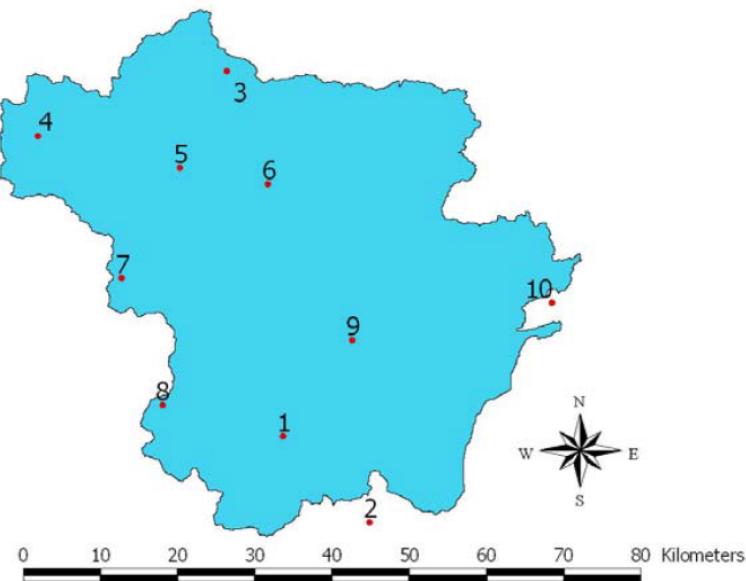
Αφού χαραχτούν οι ισοϋέτιες καμπύλες για να προκύψει η επιφανειακή μέση βροχόπτωση της περιοχής εμβαδομετρούνται οι επιφάνειες Αί μεταξύ των διαδοχικών καμπυλών που αντιστοιχούν σε ύψη βροχής h_i και h_{i-1} . Η επιφανειακή μέση βροχόπτωση της περιοχής θα είναι:

$$h_s = \sum_r \frac{h_i + h_{i-1}}{2} \frac{A_i}{A} \quad (2.18)$$

Παράδειγμα 1-2: Εκτίμηση μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης

Στον παρακάτω Πίνακα 2.7 δίνονται τα μηνιαία δεδομένα βροχής και τα αντίστοιχα υψόμετρα για δέκα βροχομετρικούς σταθμούς μιας υπολεκάνης του ποταμού Πηνειού στη Θεσσαλία (Σχήμα 2.7). Να υπολογιστεί η μέση επιφανειακή βροχόπτωση με τη μέθοδο του αριθμητικού μέσου, Thiessen και ισοϋέτιων. Επιπλέον να γίνει αναγωγή της μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης που υπολογίστηκε με τη μέθοδο Thiessen, στο μέσο υψόμετρο

της λεκάνης. Δίνεται η έκταση της λεκάνης ίση με 2940 km^2 και το μέσο υψόμετρο της λεκάνης ίσο με 532 m.



Σχήμα 2.7 Θέση σταθμών στην υδρολογική λεκάνη του Πηνειού (από Μιμίκου Μ., 2006)

Η διαδικασία υπολογισμού της επιφανειακής βροχόπτωσης με τη μέθοδο Thiessen συνοψίζεται στον Πίνακα 2.7 που ακολουθεί. Σε αυτόν, το ποσοστό p που αντιστοιχεί σε κάθε σταθμό, προκύπτει ως πηλίκο της έκτασης του πολυγώνου Thiessen προς τη συνολική έκταση της λεκάνης απορροής.

Πίνακας 2.7 Διαδικασία της μεθόδου Thiessen.

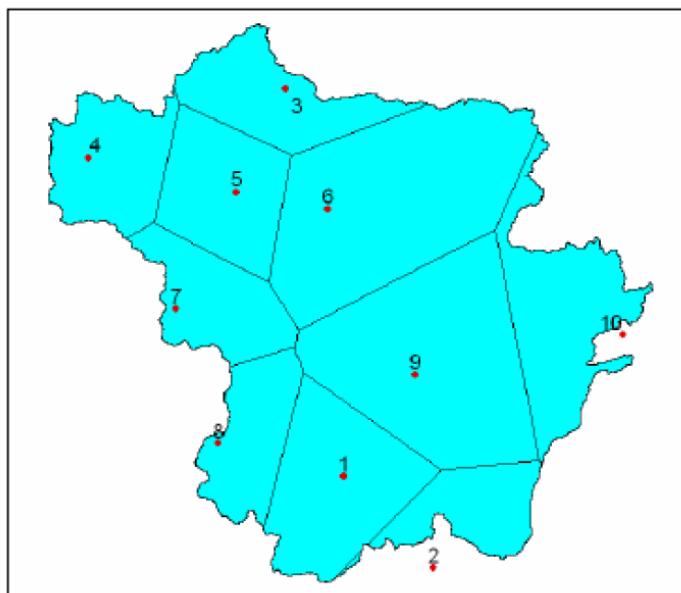
Σταθμός	Έκταση (km ²)	Ποσοστό, p	Βροχόπτωση, R (mm)	$p \times R$
1	316	0.107	74	7.955
2	153	0.052	73	3.8
3	216	0.073	92	6.76
4	212	0.072	101	7.27
5	238	0.081	83	6.72
6	582	0.198	87	17.225
7	194	0.066	110	7.26
8	177	0.06	103	6.202
9	550	0.187	82	15.342
10	302	0.103	70	7.191
Σύνολο	2940	1	86	

Λύση

Η μέθοδος του αριθμητικού μέσου δίνει επιφανειακό ύψος βροχής, ίσο με το μέσο όρο των σημειακών βροχοπτώσεων των 10 σταθμών:

$$T = (74+73+92+101+83+87+110+103+82+70) / 10 = \mathbf{88 \text{ mm}}$$

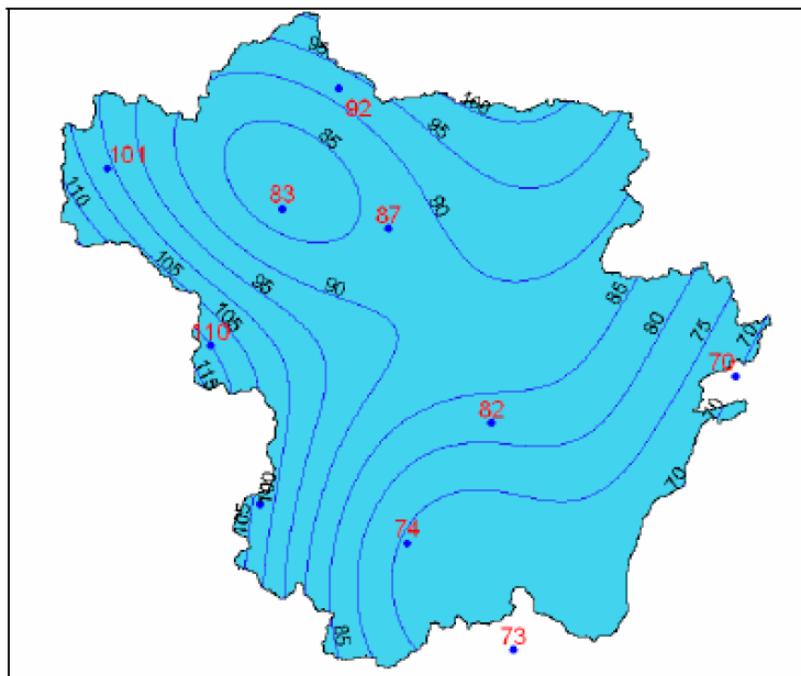
Η σχεδίαση των πολυγώνων Thiessen γίνεται με χάραξη των μεσοκαθέτων στα ευθύγραμμα τμήματα που ενώνουν τους σταθμούς ανά δύο, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.8.



Σχήμα 2.8 Πολύγωνα Thiessen στην υδρολογική λεκάνη του Πηνειού (από Μιμίκου Μ., 2006)

Η επιφανειακή βροχόπτωση κατά Thiessen, προκύπτει ίση με **86 mm**. Στο Σχήμα 2.9 έχουν χαραχθεί οι **ισοϋέτιες** με βήμα 5 mm. Σχηματίζονται συνολικά 10 εύρη τιμών, όπως φαίνεται και στον Πίνακα 2.8. Η χάραξη των ισοϋέτιων, δεν γίνεται κατά μοναδικό τρόπο, όπως στη μέθοδο Thiessen, αλλά εξαρτάται από τη μέθοδο παρεμβολής των ισοϋέτιων καμπυλών που επιλέγεται. Ο πιο απλός τρόπος είναι η γραφική χάραξη των καμπυλών στην οποία υπεισέρχεται η κρίση του μελετητή, ενώ στα συστήματα γεωγραφικών πληροφοριών (GIS) συνήθως χρησιμοποιείται η μέθοδος αντίστροφων αποστάσεων ή του πλησιέστερου γείτονα.

Η επιφανειακή βροχόπτωση με τη μέθοδο των ισοϋέτιων καμπυλών, προκύπτει ίση με **87 mm**.



Σχήμα 2.9 Χάραξη ισοϋέτιων καμπυλών (από Μιμίκου Μ., 2006)

Πίνακας 1.6 Διαδικασία μεθόδου ισοϋέτιων καμπυλών.

Διάστημα τιμών	Έκταση (km^2)	Ποσοστό (p)	Βροχόπτωση, R (mm)	P x R
65-70	8	0.003	67.5	0.18
70-75	444	0.151	72.5	10.96
75-80	295	0.1	77.5	7.783
80-85	405	0.138	82.5	11.37
85-90	729	0.248	87.5	21.688
90-95	506	0.172	92.5	15.911
95-100	327	0.111	97.5	10.833
100-105	149	0.051	102.1	5.179
105-110	55	0.019	107.5	2.01
110-115	22	0.007	112.5	0.841
Σύνολο	2940	1		87