Τμήμα Δασολογίας & Διαχείρισης Περιβάλλοντος & Φυσικών Πόρων
Εργαστήριο Διευθέτησης Ορεινών Υδάτων και Διαχείρισης Κινδύνου
Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών

ΥΔΡΟΛΟΓΙΑ ΦΥΣΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Κεφάλαιο 4^{ο}: Ατμοσφαιρικά Κατακρημνίσματα

Φ. Π. Μάρης
Αναπλ. Καθηγητής

Κεφάλαιο 4 : Ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα

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

4.1 Φυσικό πλαίσιο

Η κατανόηση των κύριων ατμοσφαιρικών διεργασιών είναι χρήσιμη στον υδρολόγο, ιδίως για θέματα που σχετίζονται με την εκτίμηση και πρόγνωση πλημμυρών.

- 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 σε συνδυασμό με το νόμο των τέλειων αερίων.
- 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.
- 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.

4.1.1 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:

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

και ως *ειδική υγρασία* το μέγεθος:

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

Πρακτικώς τα δύο μεγέθη δεν διαφέρουν πολύ, επειδή η συνεισφορά της μάζας των υδρατμών στη συνολική μάζα του αέρα είναι πολύ μικρή.

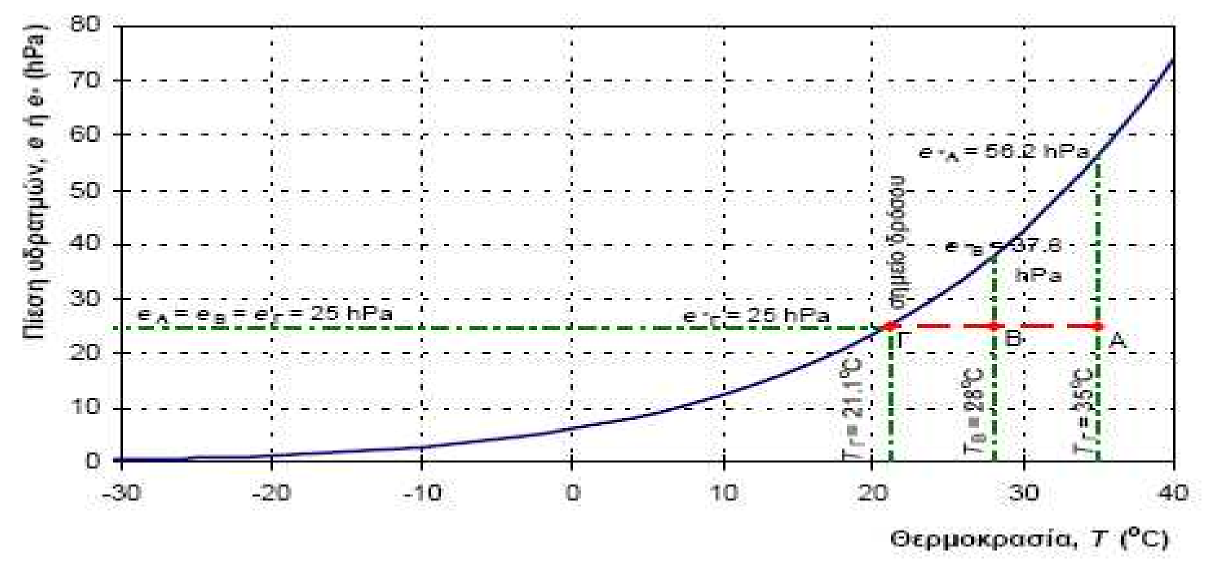
Η μερική πίεση *e* των υδρατμών οφείλεται στη μοριακή κίνηση και τις συγκρούσεις των μορίων H_2O και, όπως προκύπτει από το νόμο μερικών πιέσεων του Dalton:

$$\frac{e}{p-e} = \frac{r}{\varepsilon} \quad \text{ή} \quad e = \frac{rp}{\varepsilon + r}$$

όπου *p* η ατμοσφαιρική πίεση και *ε* αριθμητική σταθερά που εκφράζει το λόγο των μοριακών βαρών του νερού και του ξηρού αέρα.

- **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 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,**



ΣΧΗΜΑ : Γραφική απεικόνιση της μεταβολής της πίεσης κορεσμού υδρατμών συναρτήσει της θερμοκρασίας και επεξηγηματικό παράδειγμα της μεταβολής της υγρασίας με τη θερμοκρασία

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

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

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 /It είναι:

$$W = \frac{1}{\rho_W}\int_0^H \rho_v \, dz = \frac{1}{\rho_W g}\int_{p_H}^{p_0} q \, dp$$

όπου με *z* και p συμβολίζονται το υψόμετρο και η ατμοσφαιρική πίεση,

p_0 και p_H είναι η ατμοσφαιρική πίεση στις στάθμες 0 (επιφάνεια εδάφους) και *H,*

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).

- 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

4.1.2 Γένεση των κατακρημνισμάτων

Βήματα στη διεργασία της γένεσης των κατακρημνισμάτων :

- **1ο Βήμα :** η δημιουργία θερμοδυναμικής κατάστασης κορεσμού των υδρατμών (συνθήκες υγροποίησης).
- **2ο Βήμα :** η συμπύκνωση των υδρατμών σε λεπτά σταγονίδια ενδεικτικής μέσης διαμέτρου 10 ως 30 μm ή μικρούς κρυστάλλους (ανάλογα με τη θερμοκρασία που επικρατεί).
- **3ο Βήμα :** σε αυτό παρατηρείται εντυπωσιακή αύξηση (π.χ. 106 φορές) της μάζας των σταγόνων (ή των κρυστάλλων πάγου) σε μεγέθη κατακρημνίσματα, δηλαδή μέχρις ότου οι δυνάμεις βαρύτητας της μεμονωμένης σταγόνας υπερνικήσουν την αιώρηση που της δημιουργεί η τυρβώδης διάχυση.
- **4ο 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.

4.2 Μετεωρολογικό πλαίσιο

Σε αυτήν την ενότητα συνοψίζονται οι μετεωρολογικές συνθήκες που επάγουν τις κινήσεις της ατμόσφαιρας και οδηγούν στο σχηματισμό κατακρημνισμάτων.

Γενικά οι μετεωρολογικές συνθήκες χαρακτηρίζονται από τη σχετική κυριαρχία ενός από τους δύο βασικούς μετεωρολογικούς μηχανισμούς κατακρήμνισης:

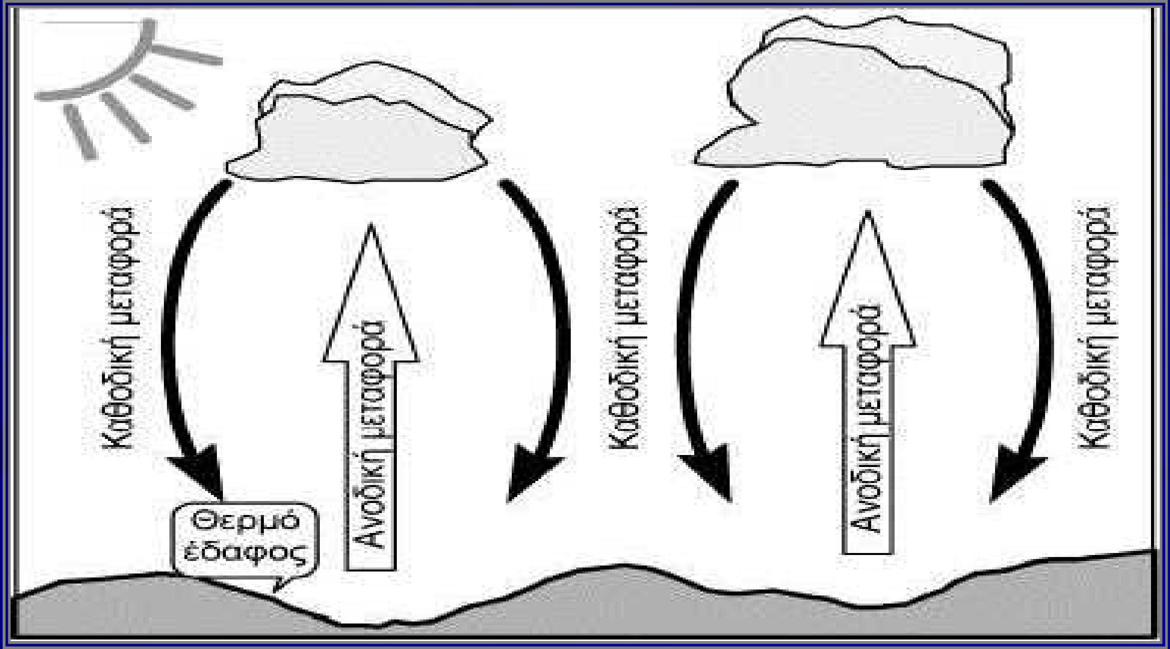
- **του *μεταγωγικού* (ή κατακόρυφης μεταφοράς· convective)**
- **του *διαστρωματικού* (stratiform)**

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.

- **Ένας άλλος μηχανισμός είναι ο *ορογραφικός* (orographic) που συνδέεται με τη μεταφορά αέριων μαζών πάνω από όρη και συνδυάζει μεταγωγικές και διαστρωματικές συνιστώσες.**

4.2.1 Μεταγωγικές κατακρημνίσεις

Στο παρακάτω σχήμα 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*.



ΣΧΗΜΑ:
Επεξηγηματικό σκαρίφημα του μηχανισμού Μεταγωγικής κατακρήμνισης

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
- οι *γραμμές λαίλαπας* (squall lines) που χαρακτηρίζονται από γραμμική οργάνωση των μεταγωγικών κυττάρων (Smith, 1993, σ. 3.12).

4.2.2 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 διαστρωματικών κατακρημνίσεων 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* .

Στο στάδιο της πλήρους ανάπτυξής του ο κυκλώνας χαρακτηρίζεται από ένα πεδίο χαμηλών ατμοσφαιρικών πιέσεων στο κέντρο του ,στη στάθμη της γήινης επιφάνειας, και γι’ αυτό είναι γνωστός και ως *ύφεση* ή *βαρομετρικό χαμηλό.*

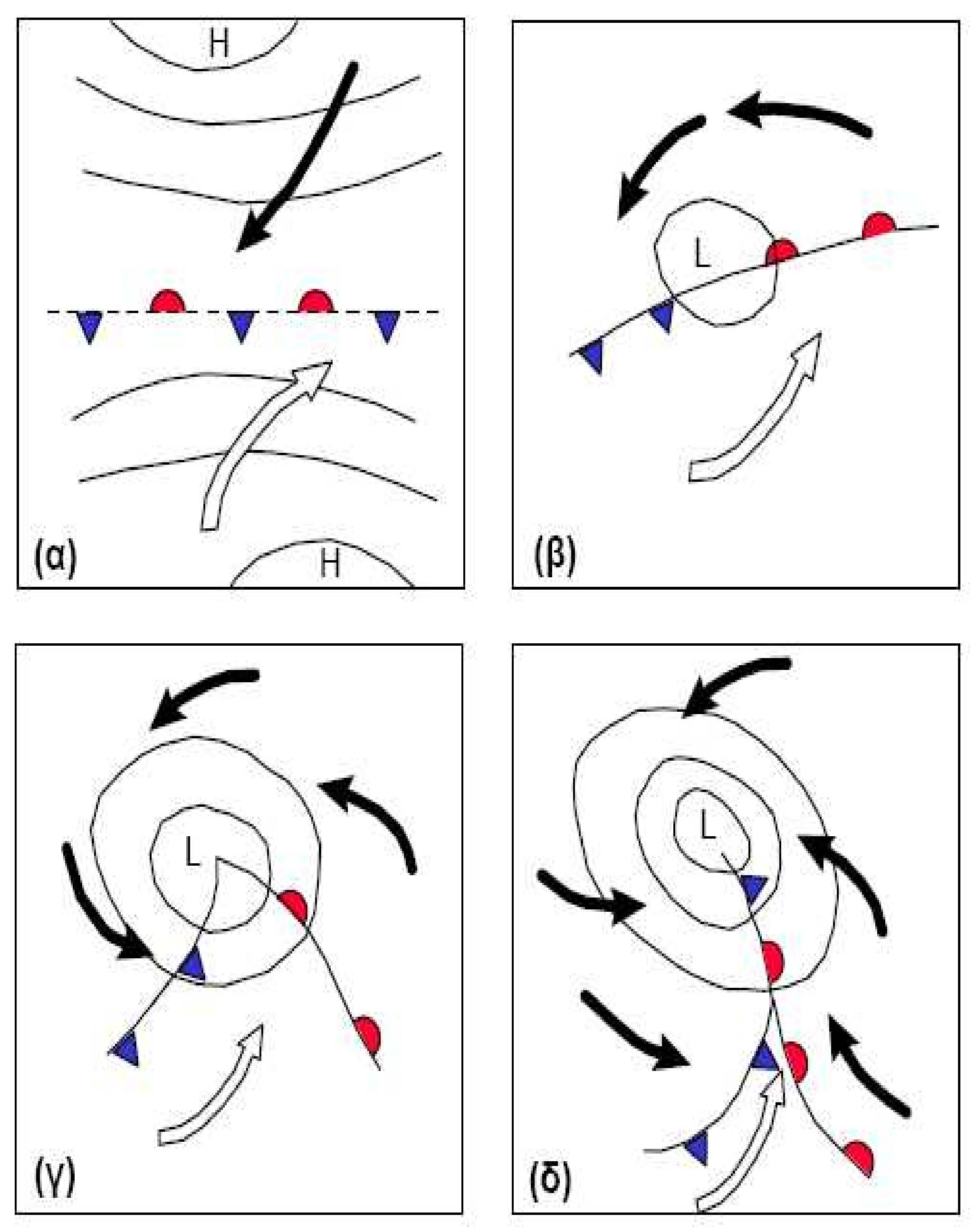
Ο αέρας που συγκλίνει προς το εσωτερικό αναγκάζεται (μη έχοντας άλλη διέξοδο) να ανυψωθεί στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, ακολουθώντας σπειροειδή ανοδική κίνηση. Όπως είδαμε και παραπάνω, η ανύψωση προκαλεί ψύξη του αέρα και συμπύκνωση των υδρατμών

4.2.3 Ορογραφικές κατακρημνίσεις

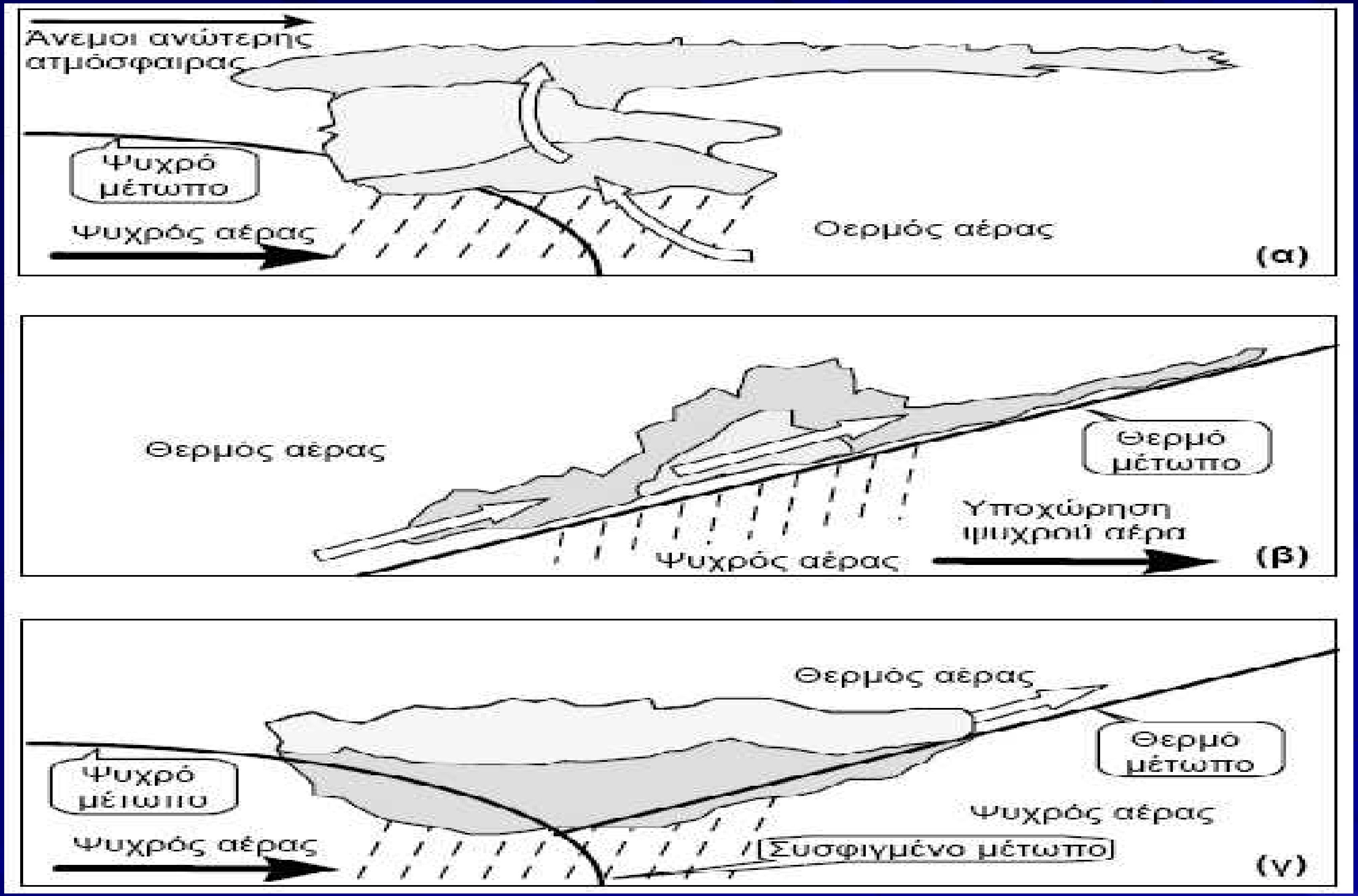
Ο αέρας που κινείται οριζόντια, όταν συναντήσει ένα ορεινό όγκο, αναγκάζεται να ανυψωθεί, Όπως και στις άλλες περιπτώσεις, η ανύψωση έχει συνέπεια την ψύξη του αέρα, το σχηματισμό σύννεφων και δυνητικά την κατακρήμνιση. Τα σύννεφα που σχηματίζονται στην προσήνεμη πλευρά του ορεινού όγκου λέγονται ***ορογραφικά,*** 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.



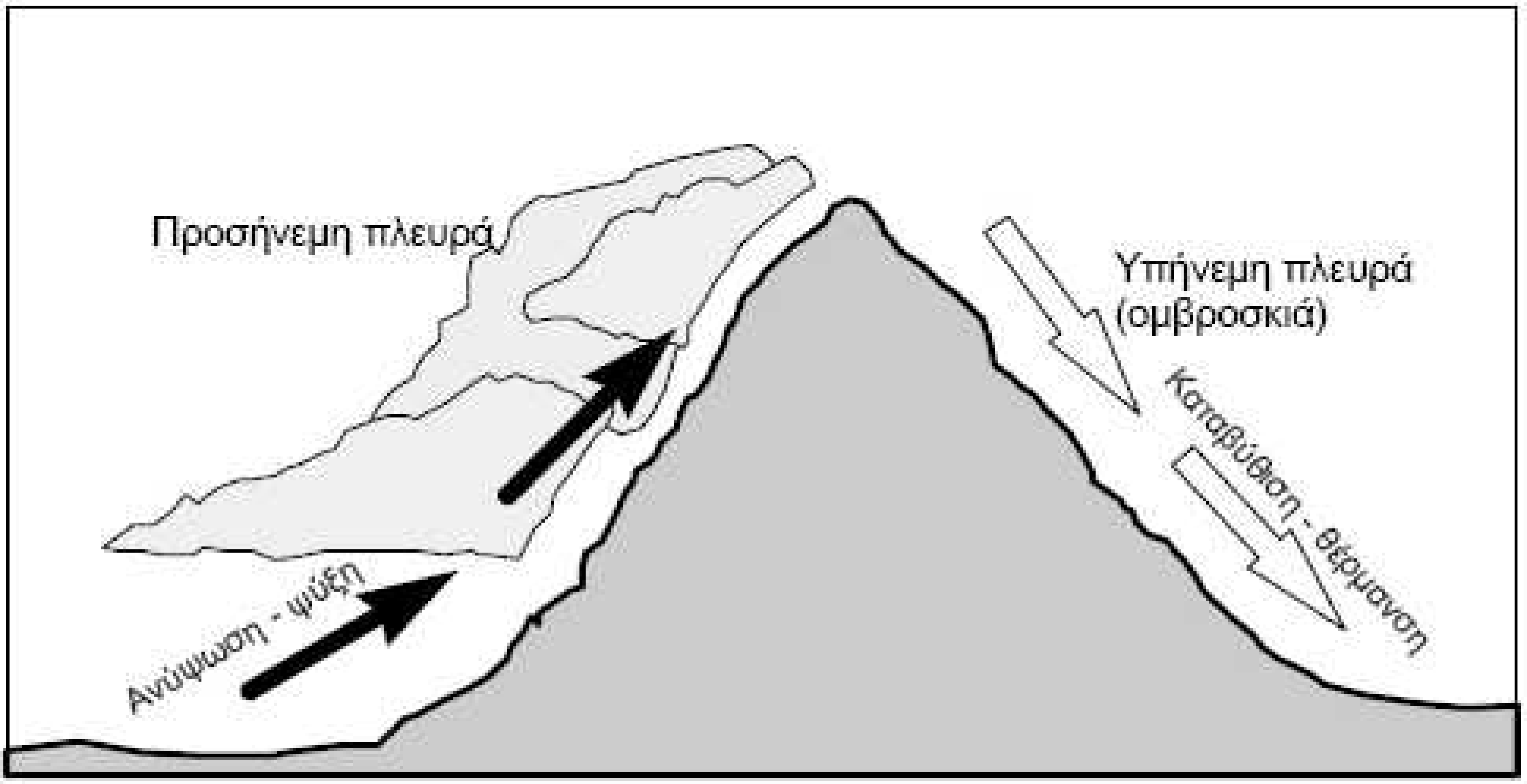
ΣΧΗΜΑ: Χαρακτηριστικά στάδια της δημιουργίας ενός κυκλώνα (στο βόρειο ημισφαίριο): (α) Ένα στάσιμο μέτωπο διαχωρίζει μια ψυχρή (βόρεια) και μια θερμή (νότια) αέρια μάζα, ενώ το πεδίο πιέσεων είναι τέτοιο (υψηλές πιέσεις βόρεια και νότια - σύμβολο H) που κατευθύνει τους ανέμους τόσο στον ψυχρό τομέα (μαύρο 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.



ΣΧΗΜΑ: 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.

4.2.4 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).



ΣΧΗΜΑ: Ενδεικτικό σκαρίφημα της ορογραφικής επίδρασης στην ανύψωση του αέρα.

4.3 Μετρικές ιδιότητες

4.3.1 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:

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

όπου: *dh* είναι η μεταβολή του ύψους στο διαφορικό χρόνο *dt.*

- 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.

Η παρακολούθηση της χρονικής εξέλιξης των κατακρημνισμάτων απαιτεί τη λήψη διαδοχικών μετρήσεων ανά τακτά (συνήθως) χρονικά διαστήματα *Δt.* Η αλληλουχία των διαδοχικών μετρήσεων είναι μια *χρονοσειρά.* Η χρονική κλίμακα *Δt* καθορίζεται από την χρονική διακριτότητα του οργάνου μέτρησης ή την ακολουθούμενη πρακτική μέτρησης.

- 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 , 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.
- Κάθε στοιχείο μιας χρονοσειράς ύψους κατακρημνισμάτων (δηλαδή κάθε μερικό ύψος *Δh)* 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, 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 ετήσιο ύψος βροχής.

4.3.2 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.

- 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.

4.3.3 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 ρs είναι η πυκνότητα της χιονόπτωσης (ή της χιονοκάλυψης), *h* το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονόπτωσης (ή της χιονοκάλυψης, αντίστοιχα) και *K* το ύψος χιονόπτωσης (ή χιονοκάλυψης, αντίστοιχα), τότε ισχύει:

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

όπου $\rho_w = 1000\ \mathrm{kg/m^3}$ είναι η πυκνότητα του νερού σε υγρή μορφή.

Τυπικά η πυκνότητα της χιονόπτωσης λαμβάνεται $\rho_s = 0.1\ \rho_w = 100\ \mathrm{kg/m^3}$, ενώ η συνήθης διακύμανση είναι 0.07 - 0.15 ρ_w (Dingman, 1994). 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 $0.4\ \rho_w$.

4.4 Βροχομετρία – Χιονομετρία

4.4.1 Όργανα σημειακής μέτρησης - Συνήθης βροχομετρία

Τα όργανα σημειακής μέτρησης της βροχής είναι κυλινδρικά δοχεία, εγκατεστημένα σε κατάλληλες θέσεις ,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 12ωρο 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 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 δακτυλίους υποδοχής συνήθως μικρότερους (π.χ. 200 cm^2) 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 τύπου 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.
- Στην Ελλάδα χρησιμοποιείται περισσότερο ο τύπος του βροχογράφου με πλωτήρα (τύπος Hellmann-Fuess).
- 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.
- 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.

Χιονομετρία

Όπως είδαμε, 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.

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.

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

4.4.2 Εγκατάσταση βροχομέτρων και βροχογράφων

Η μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος είναι εξαιρετικά σημαντική για την υπόψη ζώνη και, κατά συνέπεια, απαιτείται ομογένεια στην καθ' ύψος εγκατάσταση των βροχομέτρων - βροχογράφων. Επίσης, 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:

- **Τα όργανα τοποθετούνται σε θέσεις που εξασφαλίζουν ανεμπόδιστη ροή του ανέμου, απαλλαγμένες από τοπικές ατμοσφαιρικές διαταραχές. Έτσι, αποφεύγονται οι θέσεις κοντά σε κορυφογραμμές, γιατί σ' αυτές επικρατεί μεγάλη αστάθεια στο πεδίο του ανέμου.**

- **Το επίπεδο του δακτυλίου υποδοχής της βροχής πρέπει να είναι οριζόντιο. Για κλίση μέχρι 10ο, 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.**
- **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.**

4.4.3 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*.

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 (παλιότερα ήταν 1230), ανήκουν σε διάφορες υπηρεσίες, και κυρίως στα Υπουργεία Γεωργίας, και Περιβάλλοντος, Χωροταξίας και Δημόσιων Έργων , στην Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία, και στη Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού. 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.
- 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.

4.4.4 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.

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

- 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.

4.4.5 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.

- 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.

4.5 Τυπική επεξεργασία της σημειακής βροχομετρικής πληροφορίας

4.5.1 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. 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 μετρήσεις διαφορετικών μεταβλητών, π.χ. βροχόπτωσης και ηλιοφάνειας, είναι συμβατές), χρονικής συνέπειας και χωρικής συνέπειας.

4.5.2 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.

Οι μέθοδοι συμπλήρωσης υπάγονται σε δύο γενικές κατηγορίες:

- τις *εμπειρικές*
- 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,

$$h_Y = \frac{1}{k}\sum_{i=1}^{k} h_i$$

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:

$$h_Y = \frac{1}{k}\sum_{i=1}^{k}\frac{H_Y}{H_i}h_i$$

όπου H_Y και H_i οι μέσες ετήσιες βροχοπτώσεις (αποκαλούμενες και κανονικές βροχοπτώσεις, εξ ου και η ονομασία της μεθόδου) του σταθμού Y 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 Y υπολογίζεται από τη σχέση:

$$h_Y = \sum_{i=1}^{k} w_i h_i$$

όπου ο συντελεστής βάρους w_i δίνεται από τη σχέση:

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

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 X (για την περίοδο όπου σημειώνεται η έλλειψη στο σταθμό Y) με βάση τη γραμμική σχέση:

$$y = a + bx$$

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 X και Y, αντίστοιχα, τη χρονική περίοδο (κατά κανόνα έτος ή δεδομένο μήνα του έτους) με αριθμό *i*, τότε:

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

όπου χ και y μέσες τιμές των x_i και y_i, αντίστοιχα, δηλαδή:

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

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

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:

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

ή ισοδύναμα

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

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 i:

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

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).

4.6 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:

4.6.1 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.
- Μια άλλη επίδραση της ορογραφίας, που επιβεβαιώνεται από πολλά σύνολα βροχομετρικών παρατηρήσεων, είναι η αύξηση του ύψους βροχής με την αύξηση του τοπογραφικού υψομέτρου.
- 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).

4.6.2 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:

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

όπου h_S το επιφανειακό ύψος βροχής, h_i $(i = 1, ..., k)$ *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:

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

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

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

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.*

- 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 (Α1, Α2) και δύο επί του δευτερεύοντα (Β1, Β2). Τέλος, από κάθε θέση σταθμού χαράσσονται δύο ευθείες, μια που ενώνει τη θέση του σταθμού με το πιο απομακρυσμένο από τα σημεία (Α1, Α2) και μία που ενώνει τη θέση του σταθμού με το πιο απομακρυσμένο από τα σημεία (Β1, Β2), και μετριέται η γωνία επιρροής α_i που ορίζουν αυτές οι ευθείες, η οποία πάντα είναι μικρότερη των 90ο. Ο συντελεστής βάρους είναι:

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

- **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 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).

4.6.3 Μέθοδοι προσαρμογής επιφάνειας

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 *Fr* μεταξύ των διαδοχικών καμπυλών που αντιστοιχούν σε υψόμετρα h_r και h_{r_i} (= h_r - *Δh).* Η επιφανειακά μέση βροχόπτωση της περιοχής θα είναι:

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

όπου το άθροισμα όλων των F_r ταυτίζεται με τη ολική επιφάνεια *S* της περιοχής.

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:

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 τοπογρα-φικών 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.

4.6.4 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 υποεκτίμηση του επιφανειακού ύψους βροχής.

Επίσης μπορεί να γίνει στη μέθοδο της βέλτιστης παρεμβολής, με κατάλληλη τροποποίηση της μεθόδου, όπως με συνδυασμό *kriging* και γραμμικής παλινδρόμησης (Ahmed and De Marsily, 1987· Τζούλης, 1996) ή με *cokriging* (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

4.7 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* .

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 Ι που αντιπροσωπεύει τον πληθυσμό των ισχυρών βροχοπτώσεων, για τη συγκεκριμένη διάρκεια παρατήρησης *d.* Συνδέεται με το ύψος βροχής της διάρκειας *d* με τη σχέση:

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

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:

$$F_I(i) = P(I \le i)$$

όπου με *P(I* < 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:

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

Η περίοδος επαναφοράς είναι το αντίστροφο της πιθανότητας υπέρβασης, ήτοι:

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

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.

4.7.1 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:

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

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

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

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

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).

4.7.2 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.

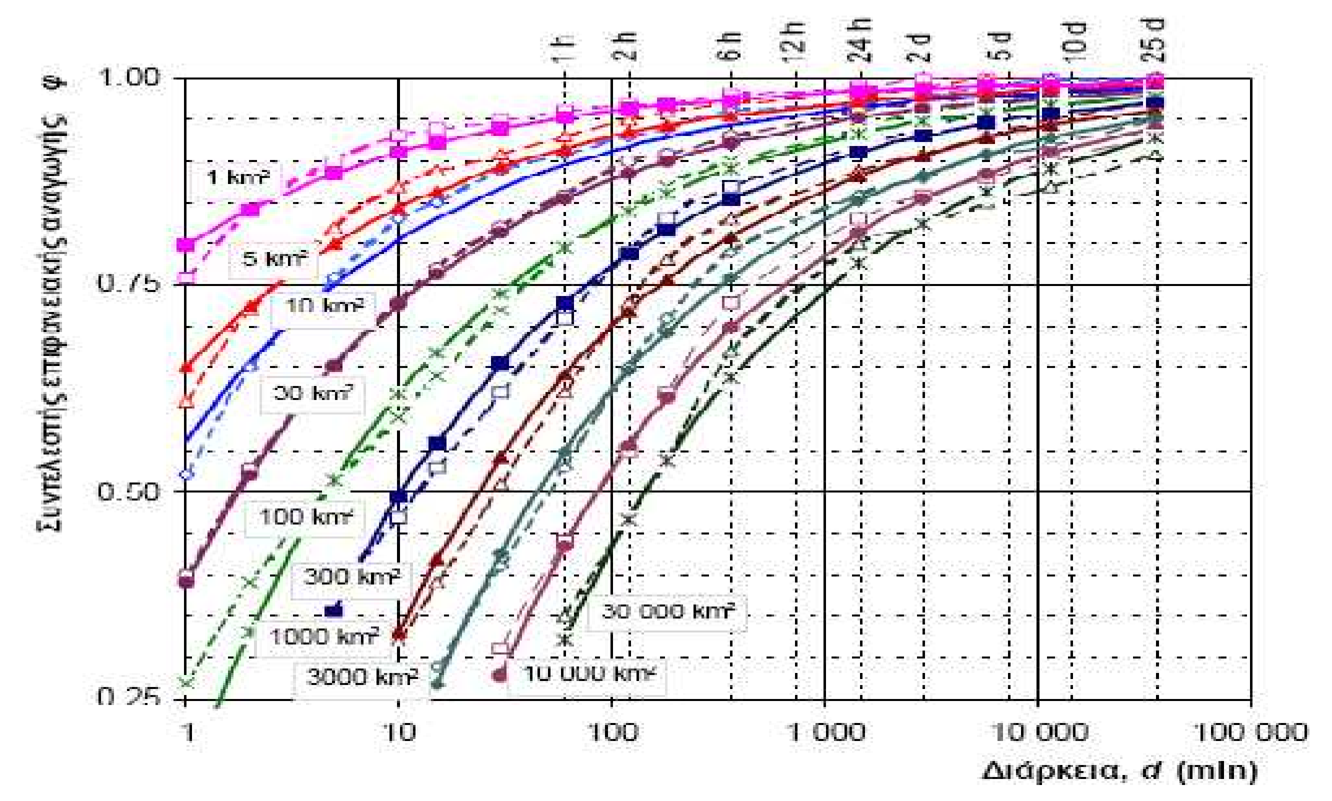
Μια άμεση μέθοδος για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος είναι η κατασκευή όμβριων καμπυλών με βάση ιστορικά δεδομένα επιφανειακών εντάσεων βροχής. Αντί, δηλαδή, να χρησιμοποιήσουμε τα δεδομένα εντάσεων, όπως έχουν καταγραφεί σε ένα βροχογράφο, ολοκληρώνουμε την πληροφορία από πολλούς ταυτόχρονα βροχογράφους, υπολογίζοντας τις επιφανειακά μέσες εντάσεις για το σύνολο της λεκάνης.

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.

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:

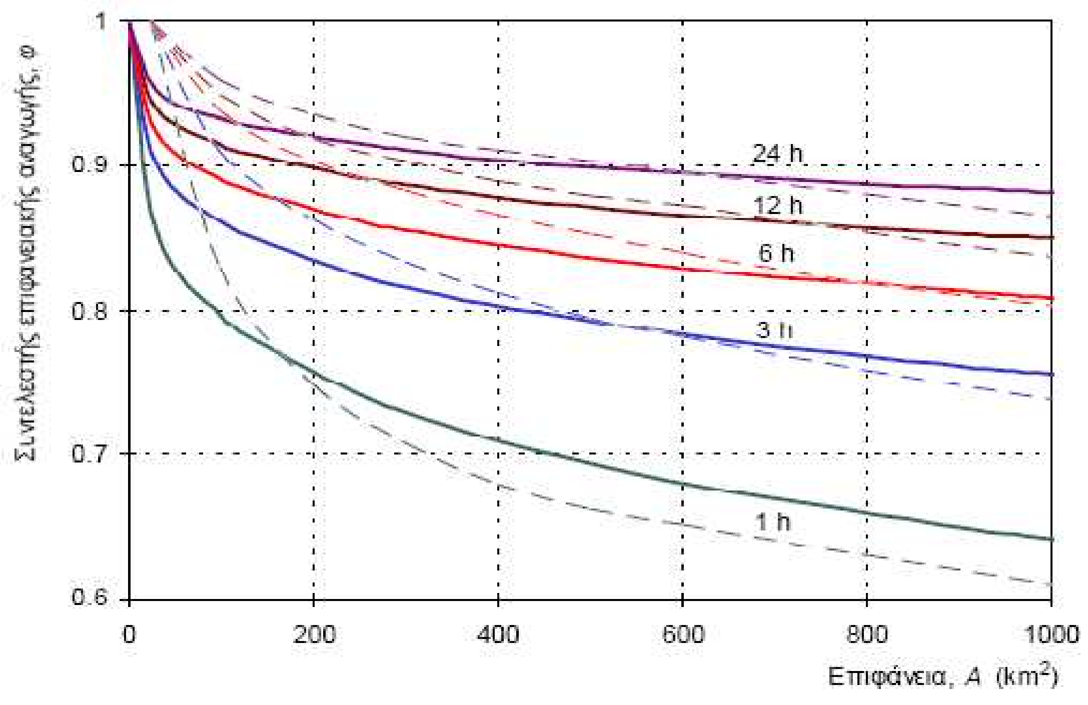
- Είναι πάντα μικρότερος από 1: όταν καταγράφεται μέγιστη ένταση στη θέση του βροχογραφικού σταθμού, είναι απίθανο την ίδια στιγμή να καταγράφεται μέγιστη ένταση σε όλη την υπόψη επιφάνεια.
- Είναι φθίνουσα συνάρτηση της έκτασης: η αύξηση της έκτασης της επιφάνειας συνεπάγεται τη μείωση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής.
- Είναι αύξουσα συνάρτηση της διάρκειας: η αύξηση της διάρκειας βροχής συνοδεύεται από αύξηση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής.
- 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 και Smith, 1993)· 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.

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.



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



ΣΧΗΜΑ: 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).

4.8 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.

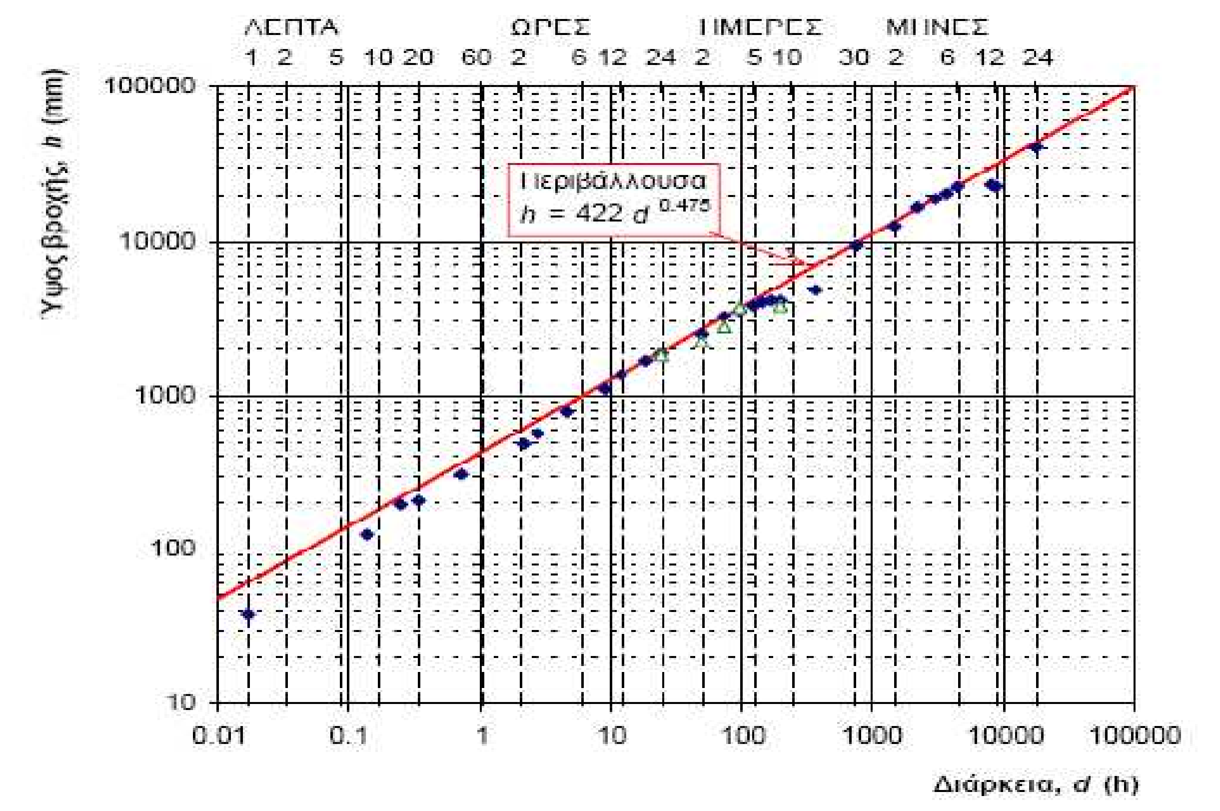
Εξ ορισμού, η πλημμύρα σχεδιασμού που προκύπτει από την μεθοδολογία αυτή είναι συνυφασμένη με μια πιθανότητα αστοχίας, η οποία μικραίνει όταν μεγαλώνει η περίοδος επαναφοράς σχεδιασμού, χωρίς όμως ποτέ να μηδενίζεται.

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 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 Σχήμα 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,).



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

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.