



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΤΙΜΟΛΕΩΝ Γ. ΚΑΛΛΕΑΣ

ΒΡΟΧΗ- ΤΡΟΠΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΕΝΤΑΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΣΤΟΝ
ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2021





ΤΙΜΟΛΕΩΝ Γ. ΚΑΛΛΕΑΣ

Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5418

ΒΡΟΧΗ- ΤΡΟΠΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΕΝΤΑΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Επιβλέπων

Δημήτριος Μπαμπζέλης

Ε.ΔΙ.Π. Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας



Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή.....	1
2. Η βροχή ως φυσικό φαινόμενο	5
2.1 Ορισμός της βροχής και οι γενικές συνθήκες σχηματισμού	5
2.2 Το σχήμα και μέγεθος των σταγόνων της βροχής	7
2.3 Μηχανισμοί ψύξης των αέριων μαζών για τη δημιουργία νεφών	9
2.4 Νέφη και βροχή.....	10
2.4.1 Μέσα νέφη που δίνουν βροχή.....	11
2.4.2 Χαμηλά και κατακόρυφης ανάπτυξης νέφη που δίνουν βροχή	12
2.5 Είδη υετού.....	16
2.5.1 Βροχές κατακόρυφης μεταφοράς (Convective precipitation)	17
2.5.2 Ορογραφικές βροχές ή βροχές ανάγλυφου (Orographic precipitation)	17
2.5.3 Μετωπικές βροχές (Frontal precipitation)	19
2.5.4 Βροχές σύγκλισης (Convergent precipitation).....	19
2.5.5 Όξινη βροχή (Acid rain)	21
3. Η βροχή στον Ελληνικό χώρο	22
3.1 Βροχομετρικά συστήματα	22
3.1.1 Οι κύριοι τύποι των βροχομετρικών συστημάτων	22
3.1.2 Βροχομετρικά συστήματα στην Ελλάδα	23
3.2 Γενική εικόνα της γεωγραφικής κατανομής της βροχής.....	24
3.3 Ημερήσια πορεία της βροχής.....	26
4. Ραγδαιότητα του Υετού.....	27
4.1 Ύψος βροχής και ραγδαιότητα	27
4.1.1 Υπολογισμός της μέσης βροχόπτωσης σε μια περιοχή	28
4.1.2 Σχέση ύψους, έκτασης και διάρκειας της βροχής στη ραγδαιότητα	30
4.2 Ραγδαιότητα Υετού στην Ελλάδα.....	31
4.2.1 Η μέση ένταση των βροχοπτώσεων	31
4.2.2 Τάσεις της ραγδαιότητας	32
5. Συμπεράσματα.....	36
6. Βιβλιογραφία	38

Η Γη χαρακτηρίζεται από μια πληθώρα φυσικών φαινομένων τα οποία άλλα συμβαίνουν στην επιφάνεια και άλλα στην ατμόσφαιρα. Τα τελευταία ονομάζονται μετεωρολογικά και έχουν ως ρίζα την αρχαία ελληνική λέξη «μετέωρα», που δηλώνει οτιδήποτε βρίσκεται στον ουρανό. Ο όρος «μετέωρος» (αρχαία Ελληνική λέξη) χρησιμοποιείται για την περιγραφή των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων που δίνουν μετρήσιμη ποσότητα νερού. Εδώ ανήκουν το χιόνι, το χαλάζι καθώς και η βροχή, η οποία θα αναπτυχθεί στην παρούσα εργασία.

Από αρχαιοτάτων χρόνων μέχρι και σήμερα, τόσο η βροχή όσο και τα συναφή μετεωρολογικά φαινόμενα, όπως οι καταιγίδες, το χιόνι, το χαλάζι καθώς και ο σχηματισμός και η κίνηση των νεφών θεωρούνται επιβλητικά. Από τα αρχικά στάδια της εξέλιξης του ανθρώπινου είδους, ο άνθρωπος είχε επαφή με αυτά τα φυσικά φαινόμενα που επηρέαζαν την καθημερινή του ζωή. Η μελέτη τους ξεκίνησε με την παρατήρηση του ουρανού και τη χρήση των αισθήσεων για την αντίληψη των μεταβολών στις καιρικές συνθήκες, ενώ η ανάγκη γνώσης των καιρικών μεταβολών αυξήθηκε με την ανάπτυξη της γεωργίας και των θαλάσσιων ταξιδιών. Η απουσία της γνώσης σε συνδυασμό με τις δυσκολίες στην ερμηνεία των φαινομένων, οδήγησε στην πεποίθηση ότι είναι αποτέλεσμα δράσης της οργής των θεών, καθώς τα ραγδαία καιρικά φαινόμενα, για παράδειγμα μια ισχυρή καταιγίδα, οδηγούσαν σε μεγάλες καταστροφές, όπως καταστροφές στις καλλιέργειες έως και απώλεια ανθρώπινων ζωών. Στην Ελληνική μυθολογία τέτοια φαινόμενα αποδίδονταν κυρίως στον θεό Δία, ενώ πολύ γνωστές είναι οι εκφράσεις «Σημεία των Καιρών» και «Αλκυονίδες ημέρες».

Η ανάπτυξη της επιστήμης της μετεωρολογίας αποδίδεται στους αρχαίους Έλληνες φιλοσόφους, γύρω στον 5^ο αιώνα π.Χ, που ασχολήθηκαν εκτενέστερα με το κομμάτι των παρατηρήσεων με σκοπό την ερμηνεία των φαινομένων. Σύμφωνα με τη μαρτυρία του Θεόφραστου και άλλων φιλοσόφων, οι παρατηρήσεις πραγματοποιούνταν κατά προτίμηση στα ψηλά σημεία και εκτός των πόλεων, τα καλούμενα παρατηρητήρια. Κύριος σκοπός των παρατηρήσεων ήταν η σύνταξη των αστρονομικών ημερολογίων με τις παρατηρήσεις του κάθε φαινομένου για όλες τις μέρες του μήνα που είναι γνωστά ως «παραπήγματα». Σπουδαία αποτελεί η συμβολή του Αριστοτέλη, ο οποίος ονομάστηκε ως «Πατέρας της μετεωρολογίας». Ο Αριστοτέλης ήταν ο πρώτος φιλόσοφος που συνέταξε εγχειρίδιο μετεωρολογίας, τόσο με δικές του παρατηρήσεις όσο και με των μαθητών του. Η εργασία του ήταν μοναδική σε παγκόσμιο επίπεδο μέχρι και τον 17^ο αιώνα μ.Χ. Σημαντική ήταν και η παρουσία του Ιπποκράτη, ο οποίος μελέτησε την περιοδικότητα των μετεωρολογικών φαινομένων κατά τη διάρκεια του έτους, έργο το οποίο τον καθιέρωσε ως πατέρα της κλιματολογίας.

Η γνώση των ατμοσφαιρικών φαινομένων έπαιξε σπουδαίο ρόλο στην ανάπτυξη της «Στρατηγικής Μετεωρολογίας» ήδη από την αρχαιότητα ακόμη. Ο βασιλιάς της Μακεδονίας Φίλιππος Β' χρησιμοποίησε τις γνώσεις για τις καιρικές συνθήκες και τις

συνδύασε με τις πολεμικές επιχειρήσεις του. Αντίθετα, την τελευταία χιλιετία, η γνώση τόσο του υετού όσο και της θερμοκρασίας, του ανέμου, των νεφών και της ανάπτυξης επικίνδυνων καιρικών συνθηκών, συντέλεσαν στην ανάπτυξη της αεροπλοΐας.

Η ανάπτυξη των επιστημών και της θεωρίας του κύκλου του νερού, οδήγησαν στην κατανόηση της διεργασίας από την οποία προκύπτει ο υετός. Όπως θα αναφερθεί στο 2^ο κεφάλαιο, η εξάτμιση οδηγεί στη δημιουργία νεφών, που χωρίζονται σε διάφορα είδη ανάλογα με τη βάση ανάπτυξής τους, τα οποία φέρουν το ατμοσφαιρικό νερό. Η εξέλιξη ενός νέφους σε βροχοφόρο εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως είναι η θερμοκρασία και η αστάθεια μέσα στο νέφος και από την παρουσία νεφοσταγονιδίων ή παγοκρυστάλλων αυξημένου βάρους. Υπάρχουν δύο θεωρίες για το σχηματισμό υετού, η θεωρία Bergeron- Findeisen και η θεωρία σύγκρουσης και συνένωσης των νεφοσταγονιδίων (Μηχανισμός Bowman- Ludlam) .

Η θεωρία του Bergeron- Findeisen προτάθηκε το 1930 από τον T.Bergeron και στη συνέχεια αναπτύχθηκε από τον W.Findeisen. Η θεωρία αυτή ισχύει, μόνο στην περίπτωση που ένα βροχοφόρο νέφος περιέχει νερό και στις τρεις φάσεις του, δηλαδή υδρατμούς, υδροσταγονίδια και παγοκρυστάλλια. Είναι γνωστό ότι η συνύπαρξη και των τριών φάσεων του νερού μέσα στο νέφος, δημιουργεί αστάθεια. Σύμφωνα με αυτή τη θεωρία, η συνύπαρξη των τριών φάσεων του νερού και σε συνθήκες υπέρτηξης του νερού (-12 έως -30 °C), δημιουργείται διαφορά τάσης με αποτέλεσμα μια συνεχής ροή υδρατμών από τα νεφοσταγονίδια σε υπέρτηξη προς τους παγοκρυστάλλους. Συνεπώς, το μέγεθος και το βάρος των παγοκρυστάλλων αυξάνεται και όταν ξεπεράσει τη δύναμη της άνωσης πέφτουν προς το έδαφος. Οι μορφές με τις οποίες φτάνουν στο έδαφος οι παγοκρυστάλλοι, είναι το χιόνι και η βροχή. Για το σχηματισμό της βροχής απαραίτητη προϋπόθεση αποτελεί η τήξη τους και αυτό γίνεται όταν οι παγοκρυστάλλοι κατά την πτώση τους περάσουν από ατμοσφαιρικό στρώμα με θερμοκρασία υψηλότερη του μηδενός. Η θεωρία αναφέρεται στα νέφη των περιοχών που βρίσκονται στα μεσαία και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, ενώ δεν ισχύει για τις τροπικές περιοχές λόγω υψηλών θερμοκρασιών στα νέφη.

Σε αντίθεση με τη θεωρία του Bergeron- Findeisen, η θεωρία της σύγκρουσης και συνένωσης των νεφοσταγονιδίων (ή αλλιώς Μηχανισμός Bowman- Ludlam), αναφέρεται στα νέφη, κυρίως των τροπικών περιοχών. Η υψηλή θερμοκρασία της ατμόσφαιρας (πάνω από 0 °C) έχει ως αποτέλεσμα την παρουσία μόνο υδρατμών και υδροσταγονιδίων, καθώς τα παγοκρυστάλλια δεν μπορούν να διατηρηθούν. Σύμφωνα με αυτή τη θεωρία, τα μεγάλα νεφοσταγονίδια έχουν μικρότερη τάση υδρατμών στην επιφάνειά τους από τα μικρότερα, λόγω των διαστάσεών τους. Κυρίαρχο ρόλο παίζει η ακτίνα των σταγόνων, καθώς η μέγιστη τάση των υδρατμών (e_s) πάνω σε μια σφαιρική επιφάνεια είναι αντιστρόφως ανάλογη της ακτίνας της επιφάνειας. Συνεπώς, δημιουργείται μια συνεχής ροή από τα μικρά προς τα μεγάλα νεφοσταγονίδια, η οποία πραγματοποιείται με τη σύγκρουση και συνένωσή τους με διαφορετικές ταχύτητες και με τελικό αποτέλεσμα τη δημιουργία βροχοσταγόνων (Lutgens and Tarbuck, 1979). Οι βροχοσταγόνες όταν αναπτυχτούν σε βάρος, αρχίζουν και πέφτουν προς το έδαφος.

Βέβαια, κατά την κάθοδο, η διαδικασία της σύγκρουσης και συνένωσης συνεχίζεται και προκύπτουν βροχοσταγόνες μεγάλου μεγέθους που δίνουν ισχυρές βροχές (όμβρους).

Έμφαση του φαινομένου της βροχής θα δοθεί για τον Ελληνικό χώρο στο 3^ο κεφάλαιο που χαρακτηρίζεται από εύκρατο κλίμα. Σύμφωνα με την γεωγραφική θέση, η Ελλάδα αποτελεί το ακρωτήριο της βαλκανικής χερσονήσου και χαρακτηρίζεται από πολύ μεγάλη ακτογραμμή, πολυάριθμα νησιά και ποικίλλουσα γεωμορφολογία. Έτσι λοιπόν, η δημιουργία υετού και η ετήσια κατανομή του διαφέρει από περιοχή σε περιοχή, με σημαντικότερο παράγοντα να διαδραματίζει το ανάγλυφο και οι ορεινοί όγκοι. Επιπλέον, θα γίνει αναφορά στις τιμές του ετήσιου ύψους του υετού ανάλογα με τις ζώνες που χωρίζεται η Ελλάδα, καθώς και στην ημερήσια πορεία της βροχής.

Για τον υπολογισμό του ετήσιου υετού σε μια περιοχή, είναι απαραίτητη η γνώση των ημερήσιων ποσοτήτων νερού ή το ύψος της βροχής που πέφτει σε αυτή. Ως ύψος βροχής ορίζεται εκείνο το ύψος που θα έφτανε η στάθμη του νερού της βροχής σε μια οριζόντια επιφάνεια χωρίς να υπάρχουν διαρροές, εξάτμιση ή απορρόφηση του νερού. Η διεθνής μονάδα μέτρησης του ύψους της βροχής είναι τα mm (χιλιοστά). Ποσοτικά 1mm νερού σε επιφάνεια με εμβαδόν 1m², ισοδυναμεί με 1 Kgr/m² ή 1m³ νερού ανά στρέμμα. Στις χώρες που οι βροχοπτώσεις είναι συχνές και άφθονες, η μέτρηση γίνεται σε cm (εκατοστά) ή και σε in (ίντσες).

Η μέτρηση των κατακρημνισμάτων πραγματοποιείται με ειδικά όργανα τα οποία είναι τα βροχόμετρα, οι βροχογράφοι, τα ραντάρ και οι δορυφόροι. Το κάθε όργανο έχει διαφορετικούς στόχους και έτσι αυτά χωρίζονται, στα όργανα τα οποία χρησιμοποιούνται για απλή παρατήρηση ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα (συνήθως 12ωρο ή 24ωρο), που είναι τα βροχόμετρα και στα όργανα τα οποία εκτός από το ύψος βροχής, καταγράφουν και τη χρονική εξέλιξη του επεισοδίου και δεν απαιτούν συνεχή εκτέλεση μετρήσεων, που είναι οι βροχογράφοι.

Είδη βροχομέτρων είναι επίσης το ογκομετρικό και το δεκαπλασιαστικό. Το ογκομετρικό βροχόμετρο αποτελείται από τη συλλεκτική επιφάνεια ή στόμιο υποδοχής (χωνί) στο επάνω μέρος για την είσοδο των κατακρημνισμάτων και ένα δοχείο συλλογής. Το νερό που συγκεντρώνεται στο δοχείο συλλογής μετريέται με έναν ειδικό κύλινδρο, πάνω στον οποίο αναγράφεται σε mm το ύψος της βροχής. Η συλλεκτική επιφάνειά τους είναι συνήθως 200 έως 500cm². Το δεκαπλασιαστικό βροχόμετρο είναι παρόμοιο με το ογκομετρικό, μόνο που η συλλεκτική επιφάνεια είναι δεκαπλάσια του δοχείου συλλογής. Συνεπώς, 1cm στο δοχείο αντιστοιχεί σε 1mm βροχής. Στα βροχόμετρα, η ανάγνωση της ένδειξης του ύψους της βροχής γίνεται από τον παρατηρητή.

Οι βροχογράφοι από την άλλη μεριά, είναι αυτόματοι καταγραφείς και έχουν μεγαλύτερη ακρίβεια. Η καταγραφή του ύψους της βροχής, γίνεται με τη βοήθεια ενός πλωτήρα που βρίσκεται μέσα στο δοχείο συλλογής. Ο πλωτήρας συνδέεται με μια γραφίδα η οποία καταγράφει τη μέτρηση σε ειδικό χαρτί που βρίσκεται πάνω σε κύλινδρο που περιστρέφεται με τη βοήθεια ενός ωρολογιακού μηχανισμού ή ρεύματος. Η περιστροφή πραγματοποιείται με βάση τον χρόνο που έχει περάσει με αποτέλεσμα να

μπορεί να μετρηθεί και η διάρκεια ενός επεισοδίου βροχής. Όταν το δοχείο συλλογής γεμίσει, υπάρχει σύστημα εκκένωσης αυτού με αποτέλεσμα να επαναφέρεται η γραφίδα στην αρχική θέση της. Οι βροχογράφοι με πλωτήρα (τύπος Hellman- Fuess) χρησιμοποιούνται περισσότερο στην Ελλάδα και ονομάζονται αλλιώς βροχογράφοι Αναγνώστου. Στην Ευρώπη χρησιμοποιείται κυρίως ο τύπος των *αιωρούμενων σκαφιδίων* ή βροχογράφος με ανατρεπτικούς κάδους (tipping bucket) που λειτουργεί με παρόμοιο τρόπο με τους βροχογράφους με πλωτήρα, όμως ο πλωτήρας αντικαθίσταται από ένα σύστημα ζυγού.

Η μελέτη του υετού δε σταματάει μόνο στην καταγραφή του ύψους της βροχής. Η ανάλυση των ραγδαίων φαινομένων και η εκτίμηση της απορροής σε μια λεκάνη, βασίζεται στη γνώση της διάρκειας της βροχής και του ετήσιου βροχομετρικού ύψους που μετριέται με τις μεθόδους που θα αναπτυχθούν στο 4^ο κεφάλαιο. Έτσι λοιπόν, ο όρος ραγδαιότητα που περιγράφεται από την ένταση της βροχής, χρησιμοποιείται για να χαρακτηρίσει τα επεισόδια της βροχής που δίνουν ασυνήθιστα πολύ μεγάλα ύψη σε νερό και μπορούν να οδηγήσουν ακόμα και σε πλημμυρικές απορροές προκαλώντας καταστροφές. Τέλος, στο ίδιο κεφάλαιο, θα γίνει αναφορά στις τιμές που παίρνει η ένταση της βροχής και την γεωγραφική κατανομή τους στον Ελληνικό χώρο, μαζί με τις τάσεις που εμφανίζονται για την αύξηση ή ελάττωση των ραγδαίων φαινομένων τα τελευταία χρόνια. Ως παράδειγμα θα χρησιμοποιηθεί η πόλη της Αθήνας, όπου θα μελετηθούν οι τάσεις που εμφανίζονται τόσο σε ετήσια όσο και σε εποχιακή βάση.

2. Η βροχή ως φυσικό φαινόμενο

2.1 Ορισμός της βροχής και οι γενικές συνθήκες σχηματισμού

Ο υετός είναι ένα από τα σημαντικότερα μετεωρολογικά φαινόμενα και συνδέεται άμεσα με τον κύκλο του νερού που αποτελεί τον βασικό μηχανισμό μεταφοράς του νερού από την ατμόσφαιρα στο έδαφος. Ο κύκλος του νερού ή αλλιώς υδρολογικός κύκλος, περιγράφει αυτή τη διεργασία της κίνησης του νερού, η οποία είναι αέναη και αυτό επιτυγχάνεται με τη συνεχή μεταβολή των φάσεων του νερού, δηλαδή μεταβολές μεταξύ της στερεής, υγρής και αέριας κατάστασης, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.1. Έτσι λοιπόν, η εξάτμιση των υδάτινων επιφανειών όπως είναι οι θάλασσες, οι λίμνες και τα ποτάμια, που γίνεται από τον ήλιο λόγω θέρμανσής τους, μετατρέπει το νερό από την υγρή στην αέρια κατάσταση, δηλαδή στους υδρατμούς.

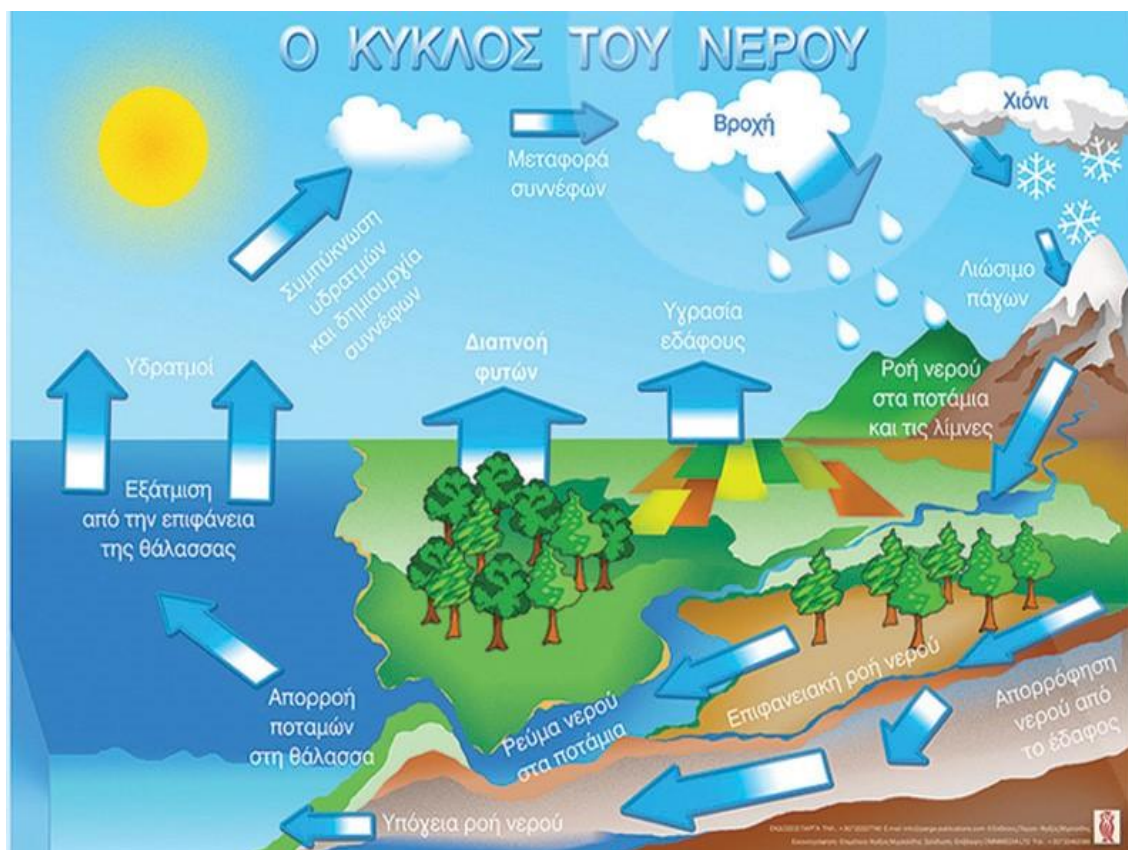
Οι ποσότητες των υδρατμών που βρίσκονται μέσα στην αέρια μάζα, ανέρχονται και σχηματίζουν τα νέφη με τη διαδικασία της συμπύκνωσης. Απαραίτητο ρόλο εδώ παίζει τόσο η θερμοκρασία όσο ο κορεσμός της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς. Οι κινήσεις των αέριων μαζών διαδραματίζουν σπουδαίο ρόλο στη δημιουργία βροχής, μεταβάλλοντας τη θερμοκρασία και υγρασία της ατμόσφαιρας και ανάλογα με την περίπτωση, είτε μεταφέρουν θερμότητα και υγρασία από τις υποκείμενες επιφάνειες όταν κινούνται αργά ή παραμένουν στάσιμες πάνω από χερσαίες ή υδάτινες επιφάνειες, είτε κινούνται από τους ωκεανούς προς μια ηπειρωτική περιοχή μεταφέροντας μεγάλες ποσότητες υδρατμών σε αυτή, είτε είναι ξηρές και ψυχρές ερχόμενες από τις πολικές περιοχές, είτε έρχονται από τις τροπικές περιοχές και είναι υγρές και θερμές. Η συμπύκνωση των υδρατμών προκύπτει όταν, η θερμοκρασία μιας αέριας μάζας πέσει κάτω από το σημείο δρόσου, σημείο της θερμοκρασίας που ο αέρας δεν μπορεί να κρατήσει άλλους υδρατμούς, δηλαδή είναι πλήρως κορεσμένος με τη σχετική υγρασία να είναι 100%. Συνεπώς, οι υδρατμοί μεταβαίνουν στην υγρή ή στερεή κατάσταση (όταν η θερμοκρασία είναι πολύ χαμηλή) και σχηματίζεται ένα σμήνος υδροσταγονιδίων ή παγοκρυσταλλίων αντίστοιχα, που συνθέτουν τα νέφη.

Επιπλέον, η σχέση της υγρασίας, θερμοκρασίας και πίεσης των υδρατμών της ατμόσφαιρας καθορίζει και το μέγεθος της εξάτμισης, καθώς μια ακόρεστη αέρια μάζα, μπορεί να κορεστεί, τόσο με ψύξη όσο και με την προσθήκη υγρασίας, σε αντίθεση με μια ήδη κορεσμένη που δεν μπορεί φέρει επιπλέον υδρατμούς. Οι υδρατμοί που προκύπτουν από τη διαδικασία της εξάτμισης και αναμειγνύονται με τον ατμοσφαιρικό αέρα ασκούν τη δική τους μερική πίεση, που αποτελεί μέρος της ολικής ατμοσφαιρικής πίεσης. Η πίεση των υδρατμών ονομάζεται τάση των υδρατμών και συμβολίζεται με e . Αυτή αποτελεί αύξουσα συνάρτηση της θερμοκρασίας (Σχήμα 2.2) και μαθηματικά περιγράφεται από την εξίσωση Clausius- Clapeyron, από την λύση της οποίας προκύπτει η σχέση 1.1 (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999). Μέγιστη πίεση

παρατηρείται όταν ο ατμοσφαιρικός αέρας είναι κορεσμένος και συμβολίζεται με e_s .
(Φλόκας, 1994)

$$e = 6.11 \cdot e^{\left(\frac{17.27 \cdot T}{T+273.3}\right)} \quad (\text{Σχέση 1.1})$$

όπου e η τάση υδρατμών σε hPa και T η θερμοκρασία σε $^{\circ}\text{C}$.



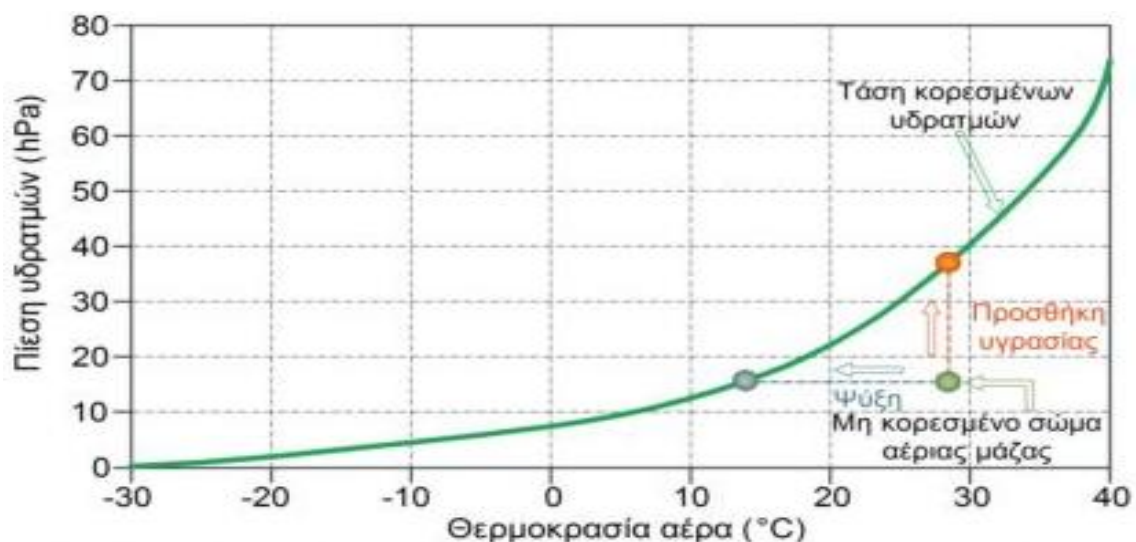
Σχήμα 2.1: Αναπαράσταση του κύκλου του νερού με τις φυσικές διεργασίες που εκτελούνται. (Πηγή: <https://www.deyamp.gr/oikologia-periballon-nero/o-kuklos-tou-nerou/>)

Το χαμηλό βάρος των υδροσταγονιδίων και παγοκρυσταλλίων, επιτρέπουν στις δυνάμεις της άνωσης να τα συγκρατούν στην ατμόσφαιρα καθώς είναι μεγαλύτερες αυτών της βαρύτητας. Για το σχηματισμό της βροχής λοιπόν, οι ποσότητες του ατμοσφαιρικού νερού που συγκεντρώνεται στα νέφη, ενώνονται τόσο μεταξύ τους όσο και γύρω από κάποιον πυρήνα συμπύκνωσης (condensation nuclei), όπως μικροσκοπική σκόνη, θαλασσινό αλάτι ή σωματίδια καπνού τα οποία ονομάζονται ατμοσφαιρικά αιωρήματα ή aerosols, με αποτέλεσμα τη δημιουργία υδροσταγόνων αυξημένου βάρους. Όταν το μέγεθος και το βάρος τους γίνει ικανό ώστε να ξεπεράσει την άνωση, επέρχεται απελευθέρωση με τη μορφή βροχοσταγόνων. Μια βροχοσταγόνα ισοδυναμεί με ένα εκατομμύριο υδροσταγονίδια (χονδρικά 1cm^2 νέφους περιέχει 30-3000 υδροσταγονίδια). Αν οι σταγόνες αυτές καταφέρουν και φτάσουν στο έδαφος,

διατηρώντας την υγρή τους φύση χωρίς όμως να εξατμιστούν κατά την κάθοδο, προκαλείται το φαινόμενο της βροχής. Σύμφωνα με τον Α. Φλόκα «Η ανάλυση ενός νέφους σε βροχή εξαρτάται, κυρίως, από τους παρακάτω τέσσερις παράγοντες, οι οποίοι είναι:

1. Η ύπαρξη διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ των γειτονικών στοιχείων του νέφους,
2. η συνύπαρξη των τριών φάσεων του νερού στο νέφος,
3. η ύπαρξη σχετικών αναταρακτικών κινήσεων και
4. η ύπαρξη ανομοιόμορφου ηλεκτρικού φορτίου στα στοιχεία του νέφους.

Οι συνθήκες αυτές συντελούν, σε μεγάλο βαθμό, στο σχηματισμό των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων.» (Μαθήματα μετεωρολογίας και κλιματολογίας Α. Φλόκας, 1992)



Σχήμα 2.2: Σχέση πίεσης κορεσμένων υδρατμών και θερμοκρασίας του αέρα (Πηγή: Προσομοίωση της σχέσης βροχόπτωσης - απορροής με μεθόδους μηχανικής μάθησης Δημήτριος Μπότσης, 2016)

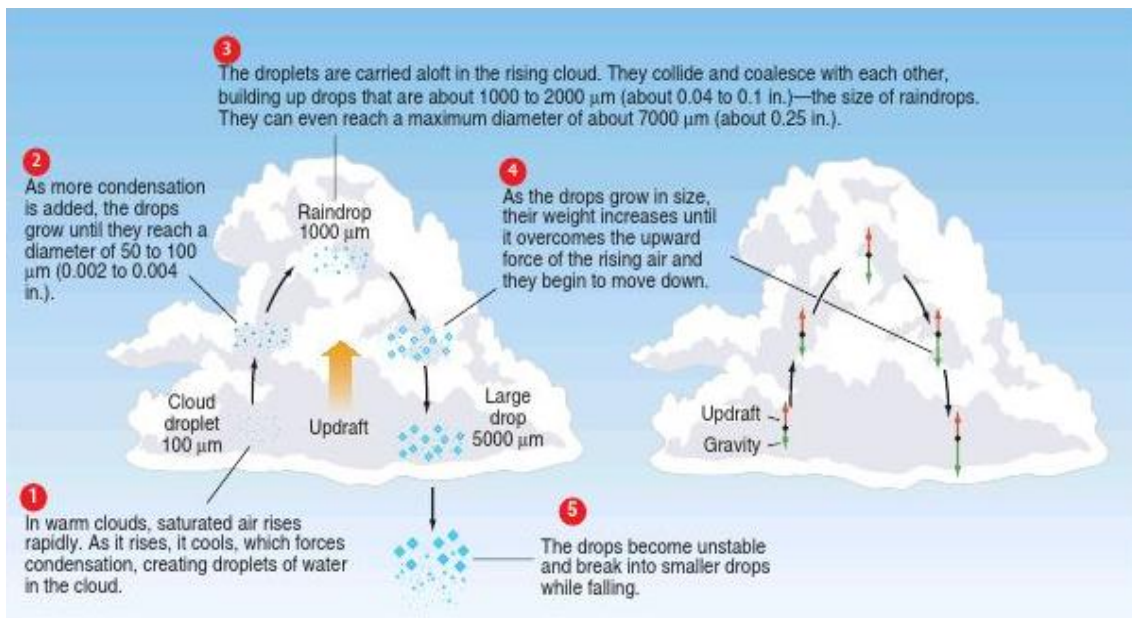
2.2 Το σχήμα και μέγεθος των σταγόνων της βροχής

Τα νέφη μεταφέρουν τα υδροσταγονίδια τα οποία προέκυψαν από τα αρχικά στάδια της διαδικασίας που αναφέρθηκε παραπάνω ως προς το σχηματισμό βροχής. Το μέγεθος των βροχοσταγόνων εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως για παράδειγμα το αρχικό μέγεθος, η εξάτμιση που μπορεί να παρατηρηθεί κατά την κάθοδο και τα καθοδικά ρεύματα αέρα. Στην αρχική τους μορφή, το μέγεθός τους φτάνει στα 50μm έως 100μm διάμετρο. Τα υδροσταγονίδια συγκρούονται και ενώνονται μέσα στα νέφη

με αποτέλεσμα τη δημιουργία σταγόνων διαμέτρου μεγαλύτερης αυτής των 0,5mm και την έναρξη της βροχής.

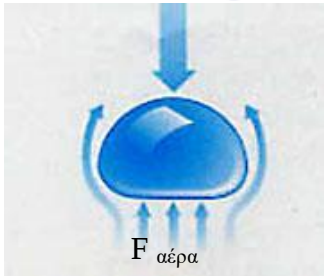
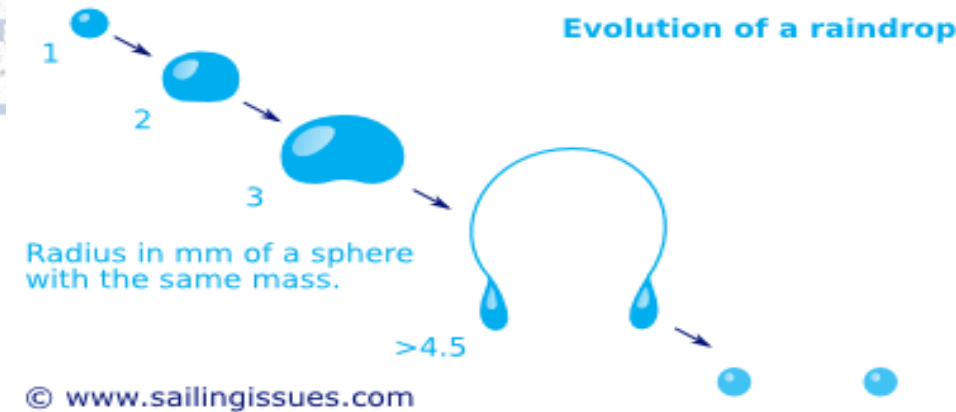
Το σχήμα των σταγόνων βέβαια έχει εσφαλμένα καθιερωθεί να θεωρείται σαν μια στρογγυλή μπάλα ή δάκρυ. Στην πραγματικότητα το σχήμα τους μεταβάλλεται πολλές φορές μέχρι να φτάσει στο έδαφος. Κατά την πτώση τους από τα νέφη συγκρούονται με άλλες σταγόνες και μεγαλώνουν με αποτέλεσμα να επηρεάζονται από την αντίσταση του αέρα και φτάνουν μέγιστο μέγεθος κατά μέσο όρο τα 4,5mm διάμετρο, ενώ σε κάποιες ακραίες περιπτώσεις φτάνουν έως και τα 7mm (Σχήμα 2.3). Η αντίσταση του αέρα ξεκινά να δρά από τα 2-3mm διαμέτρου δημιουργώντας μια δύναμη που ασκείται από το κάτω μέρος των σταγόνων ($F_{αέρα}$). Η δύναμη αυτή σε αρχικό στάδιο προκαλεί επιτάχυνση στο κάτω μέρος των βροχοσταγόνων, ενώ όταν η διάμετρος αυτών ξεπεράσει τα 4,5mm, προκαλείται διάρρηξη σε δυο μικρότερες (Σχήμα 2.4).

Η βροχή μετεωρολογικά ορίζεται και διακρίνεται ανάλογα με το μέγεθος των βροχοσταγόνων και με τον τρόπο που αυτές φτάνουν στο έδαφος. Έτσι ψιγάλα (drizzle), χαρακτηρίζεται η βροχή που φέρει πολλές και πολύ μικρού μεγέθους σταγόνες οι οποίες αιωρούνται και εύκολα μεταφέρονται από τα αέρια ρεύματα. Από την άλλη, όμβρος (shower) ονομάζεται η βροχή που χαρακτηρίζεται από απότομη έναρξη και λήξη, ποικίλο μέγεθος σταγόνων, καθώς και απότομες μεταβολές στην έντασή της, φαινόμενο που προκαλείται από τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης.



Σχήμα 2.3: Σχηματική αναπαράσταση της δημιουργίας των υδροσταγονιδίων μέσα στα νέφη και των σταγόνων της βροχής.

(Πηγή:<https://smkubendranblog.wordpress.com/2015/10/27/precipitation-rain-rain-come-anyway/>)



Σχήμα 2.4: Απεικόνιση της εξέλιξης των βροχοσταγόνων. (Πηγή: <http://www.weatherimagery.com/blog/rain-drop-shape/>)

2.3 Μηχανισμοί ψύξης των αέριων μαζών για τη δημιουργία νεφών

Αέρια μάζα καλείται ένας εκτεταμένος όγκος ατμοσφαιρικού αέρα του οποίου οι φυσικές ιδιότητες και συγκεκριμένα η θερμοκρασία και υγρασία είναι περίπου ομοιόμορφες (Macintosh and Thorn, 1978). Οι αέριες μάζες μπορεί να έχουν διάμετρο μεγαλύτερη από 1500 χιλιόμετρα και πάχος που φθάνει μέχρι και εκείνου της τροπόπαυσης (Φλόκας, 1986). Οι υδρατμοί που προκύπτουν από την εξάτμιση συγκεντρώνονται στις αέριες μάζες με αποτέλεσμα την αύξηση της υγρασίας μετατρέποντας αυτές σε υγρές, στη συνέχεια αυτές αναδύονται και ψύχονται προς τον σχηματισμό των νεφών.

Οι μηχανισμοί ψύξης των υγρών αέριων είναι τέσσερις. Ο πρώτος αλλά όχι ιδιαίτερα δραστικός μηχανισμός αποτελεί η μίξη των αέριων μαζών. Πιο συγκεκριμένα η υγρή αέρια μάζα αναμιγνύεται με μια ακόρεστη (χαμηλής υγρασίας) ψυχρή. Στον δεύτερο μηχανισμό η ψύξη προκύπτει από την ακτινοβολία του εδάφους. Τη νύχτα το έδαφος εκπέμπει ακτινοβολία προς την ατμόσφαιρα με φάσμα εκπομπής που μοιάζει με εκείνο που εκπέμπει μέλαν σώμα θερμοκρασίας 288°K, με αποτέλεσμα να ψύχεται και έτσι τα κατώτερα στρώματα του αέρα ψύχονται μέχρι να κορεστούν. Ο μηχανισμός αυτός έχει μικρή κατακόρυφη και μεγάλη οριζόντια έκταση. Παρόμοιο χαρακτήρα έχει και ο τρίτος μηχανισμός που επιτυγχάνεται με τη μεταφορά των υγρών αέριων μαζών σε ψυχρότερες επιφάνειες (έδαφος ή υδάτινες). Τον τέταρτο και κυριότερο μηχανισμό

αποτελεί η αδιαβατική ψύξη που προκύπτει λόγω των ανοδικών κινήσεων. Η αδιαβατική ψύξη προκαλεί μεγάλης κλίμακας συμπυκνώσεις και άφθονες βροχές.

2.4 Νέφη και βροχή

Ένα από τα πιο ευδιάκριτα χαρακτηριστικά της Γης αποτελούν τα νέφη και αυτό επιβεβαιώνεται από την παρατήρησή τους από το διάστημα, καθώς καλύπτουν έως και τη μισή έκτασή της. Ως νέφη χαρακτηρίζονται: *«Ορατά σώματα που αποτελούνται από σωματίδια υγρού νερού ή πάγου, ή και των δύο, αιωρούνται στην ατμόσφαιρα και συνήθως δεν αγγίζουν το έδαφος»* (International Cloud Atlas, 1956). Τα σύννεφα οφείλουν την ύπαρξή τους στη διαδικασία της συμπύκνωσης των υδρατμών, όταν η θερμοκρασία μιας αέριας μάζας φτάσει τη θερμοκρασία σημείου δρόσου. Σχηματίζονται μέσα στην τροπόσφαιρα με το μέγιστο ύψος να φτάνει στα 15χιλιόμετρα. Διακρίνονται τέσσερις βασικές κατηγορίες που περιλαμβάνουν δέκα είδη νεφών, στις οποίες ταξινομούνται τα σύννεφα ανάλογα με το ύψος της βάσης τους:

1. Υψηλά νέφη (High clouds) σε ύψος 6km έως το ύψος της τροπόπαυσης (στις πολικές περιοχές η τροπόπαυση βρίσκεται στα 7-8km, στις εύκρατες στα 11-12km, ενώ στις ισημερινές περιοχές στα 16-17km). Εδώ ανήκουν οι Θύσανοι ή Cirrus (Ci), τα Θυσανοστρώματα ή Cirrostratus (Cs) και οι Θυσανοσωρείτες ή Cirrocumulus (Cc).
2. Μέσα νέφη (Middle clouds) σε ύψος 2km έως 6km. Εδώ ανήκουν τα Υψιστρώματα ή Altostratus (As) και οι Υψισωρείτες ή Altocumulus (Ac).
3. Χαμηλά νέφη (Low clouds) από την επιφάνεια του εδάφους έως 2km. Εδώ ανήκουν τα Στρώματα ή Stratus (St), οι Στρωματοσωρείτες ή Stratocumulus (Sc) και τα Μελανοστρώματα ή Nimbostratus (Ns).
4. Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (Convective clouds) σε ύψος 500m έως 6km ή ακόμη μέχρι και την τροπόπαυση (κατατάσσονται συνήθως στην κατηγορία των χαμηλών νεφών καθώς έχουν ποικίλουσα ανάπτυξη). Εδώ ανήκουν οι Σωρείτες ή Cumulus (Cu) και οι Σωρειτομελανίες ή Cumulonimbus (Cb).

Βέβαια από τις παραπάνω κατηγορίες δεν δίνουν όλα τα νέφη βροχή. Τα ανώτερα νέφη αποτελούνται μόνο από παγοκρυστάλλους και δεν δίνουν βροχή ή χιόνι. Τα νέφη από τα οποία προκύπτει η βροχή είναι τα μεσαία, τα χαμηλά καθώς και τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης.

Πίνακας 1: Πίνακας κατανομής των νεφών μαζί με τα ύψη που εμφανίζονται πάνω από τις τροπικές, εύκρατες και ισημερινές περιοχές. (Παράθεση πίνακα από <https://cloudatlas.wmo.int/en/clouds-definitions.html>)

Level	General	Polar region	Temperate region	Tropical region
High	Cirrus Cirrocumulus Cirrostratus	3 – 8 km (10.000 – 25.000 ft)	5 – 13 km (16.500 – 45.000 ft)	6 – 18 km (20.000 – 60.000 ft)
Middle	Alto cumulus Altostratus	2 – 4km (6.500 – 13.000 ft)	2 – 7 km (6.500 – 23.000 ft)	2 – 8 km (6.500 – 25.000 ft)
Low	Stratus Stratocumulus Cumulus Cumulonimbus Nimbostratus	From the Earth's surface to 2 km (0 – 6.500ft)	From the Earth's surface to 2 km (0 – 6.500ft)	From the Earth's surface to 2 km (0 – 6.500ft)

Στο Σχήμα 2.5 απεικονίζεται μια γενική εικόνα των νεφών συγκριτικά με το ύψος εμφάνισης και ανάπτυξής τους. Στο χαμηλό επίπεδο (Low level) το οποίο εκτείνεται έως τα 2Km από την επιφάνεια της Γης, παρουσιάζονται τα Στρώματα (St), οι Στρωματοσφοίρες (Sc) καθώς και η βάση ανάπτυξης των Σωρειτών (Cu), των Σωρειτομελανιών (Cb) και των Μελανοστρωμάτων (Ns). Το ενδιάμεσο επίπεδο με ύψος 2 έως 6Km (Middle level) περιλαμβάνει τα Υψιστρώματα (As) και τους Υψισφοίρες (Ac). Σε ύψος μεγαλύτερο των 6Km έως και την τροπόπαυση (High level) βρίσκονται οι Θύσανοι (Ci) τα Θυσανοστρώματα (Cs) και οι Θυσανοσφοίρες (Cc).

2.4.1 Μέσα νέφη που δίνουν βροχή

2.4.1.1 Υψιστρώματα ή Altostratus (As)

Τα υψιστρώματα εμφανίζονται ως στρώματα ραβδωτής, ινώδους ή ομοιόμορφης εμφάνισης ή πιο απλά ως ένα πυκνό γκριζωπό ή γαλαζωπό πέπλο που καλύπτει μερικώς ή πλήρως τον ουρανό (Εικόνα 1). Έχουν την ικανότητα να καλύπτουν τόσο εν μέρει όσο και πλήρως τον ήλιο και τη σελήνη, ενώ ο ήλιος όταν είναι εμφανής δεν εμφανίζει φωτοστέφανο (άλως). Χαρακτηρίζονται από μεγάλη οριζόντια και κατακόρυφη έκταση και αποτελούνται από υδροσταγονίδια και παγοκρυστάλλους. Από αυτά προκύπτουν συνεχείς βροχές ή χιόνι.



Εικόνα 1: Altostratus (As) νέφη. (Πηγή: <https://cloudatlas.wmo.int/en/search-image-gallery.html> image ID: 4785)

2.4.2 Χαμηλά και κατακόρυφης ανάπτυξης νέφη που δίνουν βροχή

2.4.2.1 Στρώματα ή Stratus (St)

Το Stratus σχηματίζονται από την επίδραση της ψύξης στα κάτω στρώματα της τροπόσφαιρας και της αναταραχής λόγω του ανέμου. Χαρακτηρίζονται από γκρι χρώμα, έχουν ομοιόμορφη βάση, μοιάζουν με την ομίχλη (Εικόνα 2), ενώ συχνά παρατηρούνται στις πλαγιές βουνών την ψυχρή περίοδο. Το περίγραμμά τους είναι εμφανές όταν ο ήλιος είναι ορατός μεταξύ των νεφών, ενώ δεν προκαλεί το φαινόμενο της άλω. Αποτελούνται μόνο από υδροσταγονίδια και πολλές φορές οδηγούν σε ασθενή βροχή ψεκάδων (ψιγάλα ή drizzle).

2.4.2.2 Στρωματοσφωρείτες ή Stratocumulus (Sc)

Η εμφάνιση των Stratocumulus είναι παρόμοια με αυτή των Altocumulus μόνο που εμφανίζονται πιο ομαλά. Έχουν γκριζο και υπόλευκο χρώμα, χαρακτηρίζονται από σκοτεινά μέρη σε ομάδες δείχνοντας ένα σύστημα κυματισμού (Εικόνα 3). Αποτελούνται από υδροσταγονίδια και παγοκρυστάλλους και δίνουν βροχόπτωση ασθενούς έντασης ή ψιγάλες.



Εικόνα 2: Νέφη Stratus (St). (Πηγή: <https://cloudatlas.wmo.int/en/search-image-gallery.html> image ID: 5875)



Εικόνα 3: Στρωματοσφορείτες (Sc). (Πηγή: <https://cloudatlas.wmo.int/en/search-image-gallery.html> image ID: 5949)

2.4.2.3 Μελανοστρώματα ή Nimbostratus (Ns)

Τα Nimbostratus συνήθως αναπτύσσονται από την πάχυνση των Altostratus , η βάση των οποίων μειώνεται σταδιακά. Όταν το σύννεφο γίνει αρκετά παχύ ώστε να καλυφθεί ο ήλιος, ταξινομείται ως Nimbostratus . Έχουν γκρίζο σκοτεινό χρώμα και μοιάζουν σαν ένα εκτεταμένο χαμηλό και άμορφο νεφικό στρώμα (Εικόνα 4). Αποτελούνται από βροχοσταγόνες, παγοκρυστάλλους ή και νιφάδες χιονιού, και δίνουν βροχές μικρής έντασης αλλά με μεγάλη διάρκεια.



Εικόνα 4: Μελανοστρώματα (Ns). (Πηγή: <https://cloudatlas.wmo.int/en/search-image-gallery.html> image ID: 5730)

2.4.2.4 Σωρείτες ή Cumulus (Cu)

Οι σωρείτες ανήκουν στην κατηγορία των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης και δημιουργούνται από ισχυρές ανοδικές κινήσεις σε αίθριο ουρανό . Αποτελούν πυκνά σώματα με απότομα περιγράμματα, μεγάλη κάθετη έκταση και μοιάζουν με σωρούς από βαμβάκι. Εμφανίζονται τόσο μεμονωμένα όσο και σε σειρές καθώς και χαρακτηρίζονται από σκοτεινή, ομαλή και επίπεδη βάση, ενώ η κορυφή τους παίρνει το σχήμα θόλου. Έχουν χρώμα λαμπερό λευκό έως γκριζωπό, ενώ λάμπουν έντονα κάτω από την επίδραση του φωτός του ηλίου (Εικόνα 5). Αποτελούνται από υδροσταγονίδια και μπορεί να δώσουν, είτε περιοδικές βροχές, είτε έντονες βροχές όταν ο όγκος τους είναι πολύ μεγάλος σχηματίζοντας πύργους (Cumulus congestus cloud- TCU).

2.4.2.5 Σωρειτομελανίες ή Cumulonimbus (Cb)

Τα νέφη Cumulonimbus είναι βαριά και πυκνά καταιγιδοφόρα νέφη που χαρακτηρίζονται από πολύ μεγάλο όγκο και κατακόρυφη ανάπτυξη. Ανήκουν στην κατηγορία των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης και παίρνουν τη μορφή βουνών ή τεράστιων πύργων, καθώς συχνά η κορυφή θυμίζει μορφή αμονιού. Η βάση του είναι αρκετά σκοτεινή, ενώ η κορυφή είναι συνήθως λεία και απλωμένη στον ορίζοντα

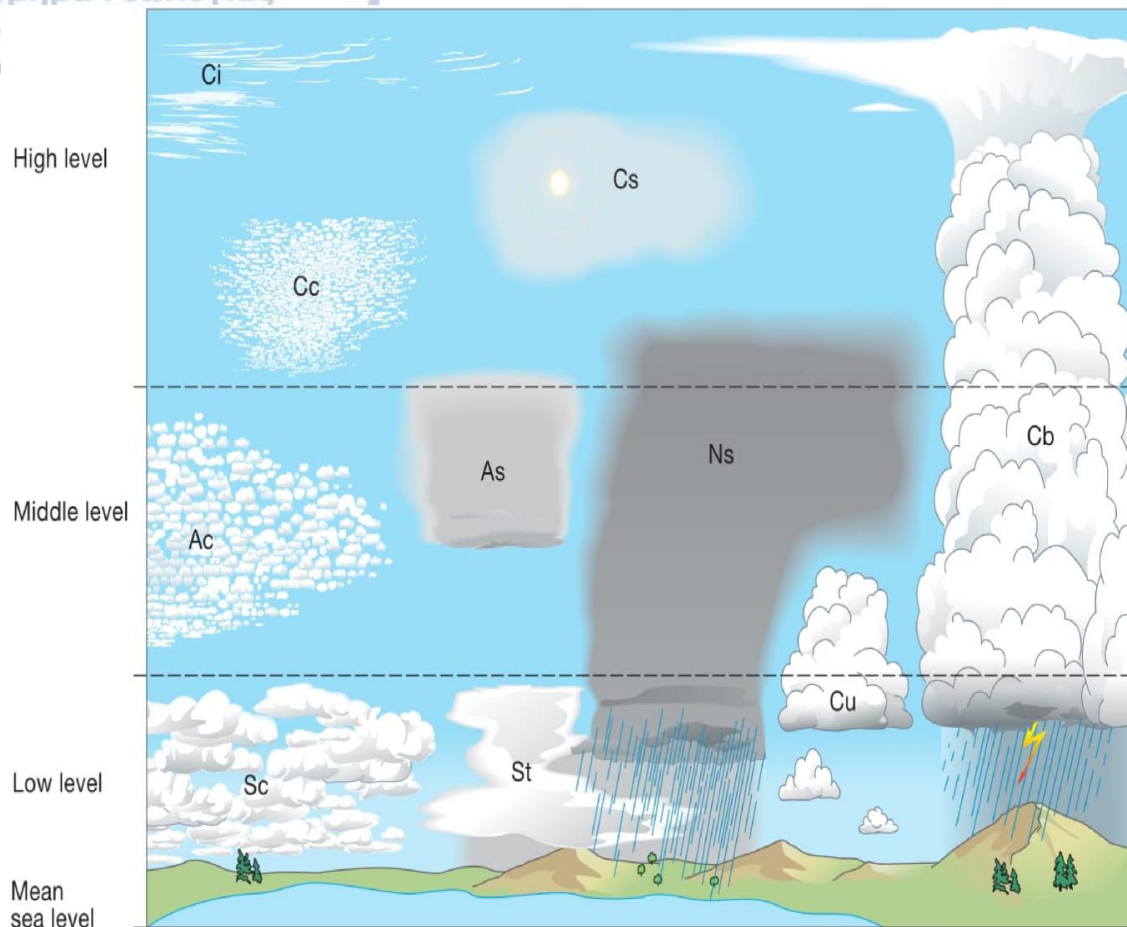
(εικόνα 6). Οι συνθήκες υπό τις οποίες εμφανίζονται τα σύννεφα Cumulonimbus είναι παρόμοιες με εκείνες που ευνοούν την ανάπτυξη των Cumulus congestus (Σωρείτες υπό μορφή πύργων- TCU). Ο μετασχηματισμός του Cumulus congestus σε Cumulonimbus οφείλεται στο σχηματισμό σωματιδίων πάγου στο άνω μέρος αυτών. Αποτελούνται από υδροσταγονίδια, βροχοσταγόνες, παγοκρυστάλλους που εμφανίζονται κυρίως στα ανώτερα τμήματα, καθώς και νιφάδες χιονιού. Όσο πιο μεγάλο όγκο έχουν τόσο μεγαλύτερα είναι τα ηλεκτρικά τους φορτία, ενώ αποδίδουν καταιγίδες- ραγδαίες βροχές μεγάλης έντασης και μικρής διάρκειας μέχρι και χαλάζι. Εμφανίζονται κυρίως κατά τη θερμή περίοδο όταν υπάρχει έντονη αστάθεια.



Εικόνα 5: Σωρείτες (Cu). (Πηγή: <https://cloudatlas.wmo.int/en/search-image-gallery.html> image ID: 5112)



Εικόνα 6: Σωρειτομελανίας (Cb) με χαρακτηριστική μορφή αμονιού. (Πηγή: <https://cloudatlas.wmo.int/en/search-image-gallery.html> image ID: 4775)



Σχήμα 2.5: Σχηματική αναπαράσταση όλων των νεφών σε σχέση με το ύψος εμφάνισης. (Πηγή: <https://cloudatlas.wmo.int/en/clouds-definitions.html>)

2.5 Είδη υετού

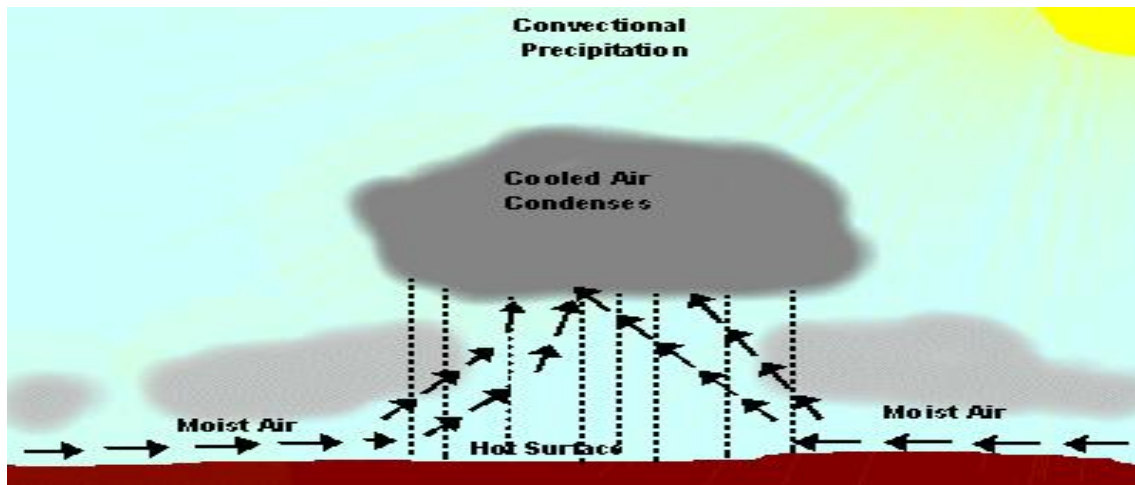
Όπως προαναφέρθηκε ο υγρός αέρας κινείται ανοδικά, ψύχεται αδιαβατικά και σχηματίζονται νέφη τα οποία οδηγούν σε κατακρημνίσματα (όχι μόνο βροχή αλλά και χιόνι, χαλάζι κ.λ.π.). Σημαντικό ρόλο εδώ παίζει ο μηχανισμός με τον οποίο έγινε η άνοδος του αέρα. Έτσι λοιπόν, ανάλογα με τον τρόπο που έγινε η άνοδος του αέρα, οι βροχές διαίρούνται σε τέσσερις κατηγορίες:

- α) Κατακόρυφης μεταφοράς (Convective precipitation)
- β) Ορογραφικές ή ανάγλυφου (Orographic precipitation)
- γ) Μετωπικές (Frontal precipitation)
- δ) Σύγκλισης (Convergent precipitation)

Παράλληλα υπάρχει και μια πέμπτη κατηγορία στην οποία ο κύριος παράγοντας είναι οι ρύποι. Εδώ ανήκει η όξινη βροχή (Acid rain).

2.5.1 Βροχές κατακόρυφης μεταφοράς (Convective precipitation)

Η μορφή αυτού του νετού προκαλείται από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (σωρειτόμορφα). Συναντάται κυρίως σε περιοχές που το έδαφος έχει υπερθερμανθεί από την ηλιακή ακτινοβολία, όπως συμβαίνει στις τροπικές περιοχές, με αποτέλεσμα να λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα έντονες ανοδικές κινήσεις (Σχήμα 2.6). Ο θερμός υγρός αέρας που προκύπτει, λόγω της χαμηλής του πυκνότητας, ανέρχεται σε σχέση με τον ψυχρό αέρα. Κατά την άνοδο ο αέρας ψύχεται και συμπυκνώνεται με αποτέλεσμα να απελευθερώνεται η λανθάνουσα θερμότητα της εξάτμισης. Αυτή προσθέτει επιπλέον ενέργεια και η αέρια μάζα ωθείται σε μικρό χρονικό διάστημα σε μεγαλύτερα ύψη. Η άνοδος σταματά όταν η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας και της αέριας μάζας ισοβαθμεί, δημιουργώντας σύννεφα κατακόρυφης ανάπτυξης (Σωρείτες- Cu και Σωρειτομελανίες- Cb). Λόγω της μεγάλης αστάθειας της ατμόσφαιρας δημιουργούνται ραγδαίες βροχοπτώσεις μεγάλης έντασης και μικρής διάρκειας, συχνά με συνοδεία κεραυνών και χαλαζιού λόγω της γρήγορης ψύξης των σταγονιδίων του νερού.



Σχήμα 2.6: Απεικόνιση της διεργασίας για την δημιουργία βροχών κατακόρυφης μεταφοράς. (Πηγή: <https://www.ecoweather.gr/ti-einai-i-vroxi>)

2.5.2 Ορογραφικές βροχές ή βροχές ανάγλυφου (Orographic precipitation)

Η ορογραφία παίζει σημαντικό ρόλο στον σχηματισμό των ορογραφικών βροχών. Οι κυριότεροι παράγοντες που επηρεάζουν τον νετό είναι το μέγεθος και η διάταξη του

ανάγλυφου του εδάφους αλλά και η κίνηση των αερίων μαζών σε σχέση με αυτό. Ο υγρός αέρας που προκύπτει λόγω εξάτμισης, κινείται πάνω από τις θάλασσες και φτάνοντας στον έδαφος συναντά τις εδαφικές εξάρσεις, όπως είναι οι οροσειρές, με αποτέλεσμα να αρχίζει να ανυψώνεται. Η πλευρά των ορεινών όγκων προς την οποία πνέει ο άνεμος λέγεται προσήνεμη. Όταν η αέρια μάζα συναντήσει την οροσειρά εξαναγκάζεται σε άνοδο (μηχανική ανύψωση) για να την υπερπηδήσει. Λόγω μεταβολής του ύψους, ο αέρας παγώνει όσο ανεβαίνει, οι υδρατμοί υγροποιούνται και σχηματίζονται τα σύννεφα που οδηγούν σε έντονες βροχοπτώσεις και καταιγίδες στην προσήνεμη πλευρά (ή ομβροπλευρά) του βουνού (Σχήμα 2.7). Η βροχόπτωση αυξάνει με το ύψος μέχρι τα 2.5Km περίπου, ενώ πάνω από αυτό ελαττώνεται λόγω ελάττωσης της αέριας μάζας σε υδρατμούς. Ο αέρας συνεχίζει να ανεβαίνει μέχρι να φτάσει στην κορυφή, την υπερπηδά και κατέρχεται από την υπήνεμη πλευρά δηλαδή την πλευρά του ορεινού όγκου που δεν δέχεται τον θερμό υγρό αέρα. Κατά την κάθοδο συμπιέζεται, θερμαίνεται και γίνεται πολύ πιο ξηρός σε σχέση από όταν ξεκίνησε αποδίδοντας λίγες βροχοπτώσεις στις περιοχές εκείνες, δημιουργώντας την ομβροσκία των βουνών (rain shadow). Η ομβροσκία των βουνών είναι εμφανής στην υπήνεμη πλευρά λόγω του ξηρού εδάφους και των σχετικά υψηλών θερμοκρασιών συγκριτικά με την αντίθετη πλευρά, καθώς τα νέφη έχουν δώσει το μεγαλύτερο μέρος της υγρασίας τους εκεί.

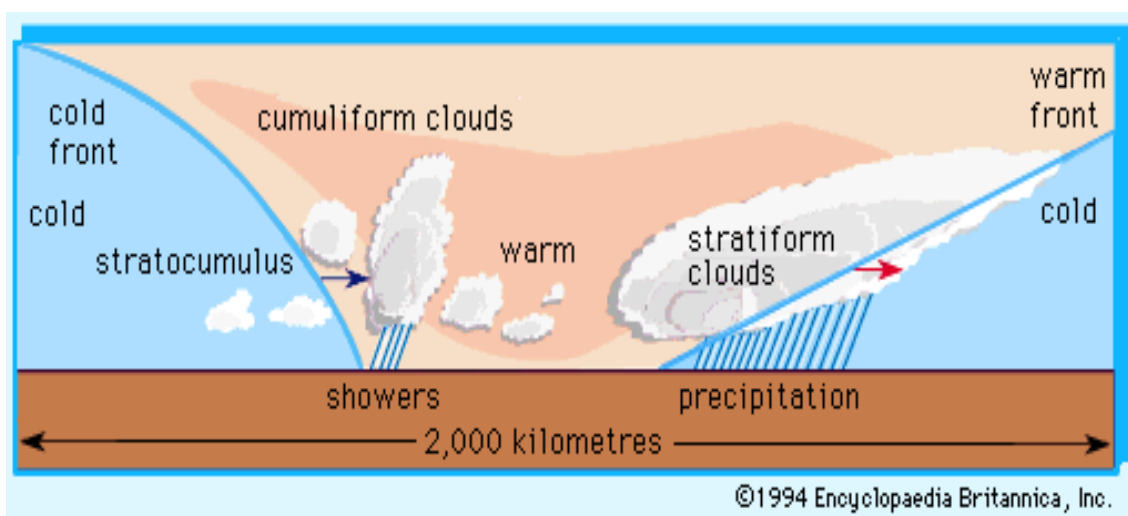
Επιπλέον, η ορογραφία επιδρά στη βροχόπτωση ενός κυκλωνικού συστήματος, καθώς ο ορεινός όγκος επιβραδύνει την ταχύτητα του συστήματος. Χαρακτηριστικό παράδειγμα του ελλαδικού χώρου αποτελεί η οροσειρά της Πίνδου, καθώς παρεμβάλλεται εγκάρσια στην κίνηση των υγρών δυτικών και ΝΔ ανέμων με αποτέλεσμα στις δυτικές κλιτύς να δέχεται μεγάλα ύψη βροχής. Αντιθέτως, τα ποσά βροχής ελαττώνονται σημαντικά στις ανατολικές κλιτύς, δηλαδή έχουμε ένα κλασικό παράδειγμα ομβροσκίας.



Σχήμα 2.7: Σχηματική αναπαράσταση της πλήρους διαδικασίας προς δημιουργία ορογραφικών βροχών. (Πηγή: <https://www.globalweatherclimatecenter.com/geoscience-topics/what-is-orographic-lift>)

2.5.3 Μετωπικές βροχές (Frontal precipitation)

Οι μετωπικές βροχές συμβαίνουν όταν δύο αέριες μάζες με διαφορετική θερμοκρασία και υγρασία συναντώνται με αποτέλεσμα να επέλθει ανύψωση του αέρα. Ο σχηματισμός τους λαμβάνει χώρα τόσο στα θερμά (δεξιά) όσο και στα ψυχρά μέτωπα (αριστερά), από τις ανοδικές κινήσεις που προκύπτουν ως αποτέλεσμα της εξαναγκασμένης ανόδου του θερμού αέρα πάνω στη μετωπική επιφάνεια (Σχήμα 2.8). Αυτό προκαλεί τον σχηματισμό ύφεσης και κατά την άνοδο του θερμού αέρα, αυτός ψύχεται, οι υδρατμοί υγροποιούνται και εμφανίζεται βροχή. Στα ψυχρά μέτωπα οι βροχοπτώσεις είναι έντονες μικρής διάρκειας και περιορισμένης έκτασης. Αντίθετα, τα θερμά μέτωπα χαρακτηρίζονται από εκτεταμένες βροχές χαμηλής έντασης καλύπτοντας μεγαλύτερη περιοχή σε σχέση με τα ψυχρά. Οι μετωπικές βροχές αποτελούν τον συχνότερο τύπο βροχοπτώσεων στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, συνήθως με την μορφή ψυχρού μετώπου κατά την θερμή περίοδο (Μαχαίρας και Μπαλαφούτης, 1984), ενώ σπάνια εμφανίζονται στα χαμηλά και τις τροπικές περιοχές.

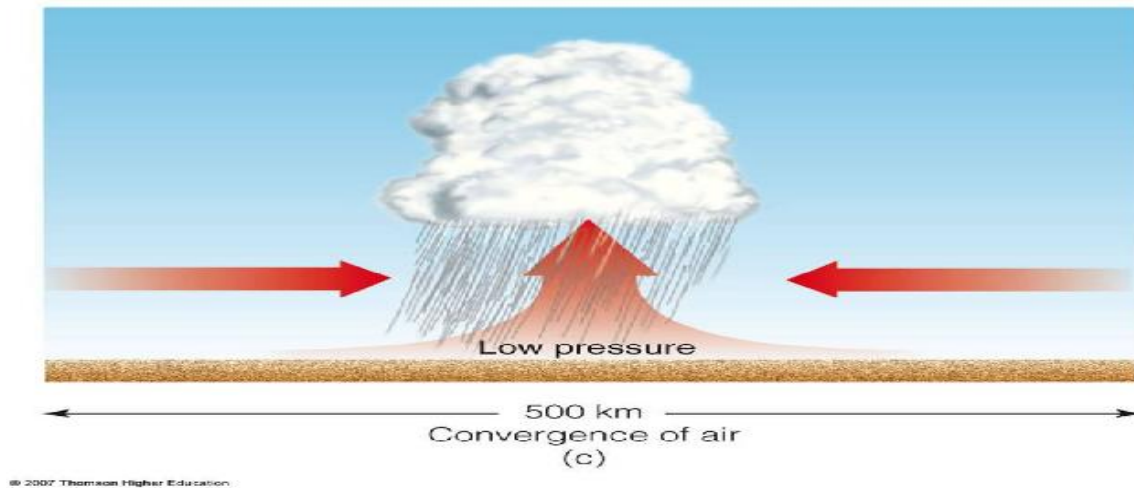


Σχήμα 2.8: Μετωπικές βροχές στα ψυχρά και θερμά μέτωπα. (Πηγή: <https://www.britannica.com/science/climate-meteorology/Extratropical-cyclones>)

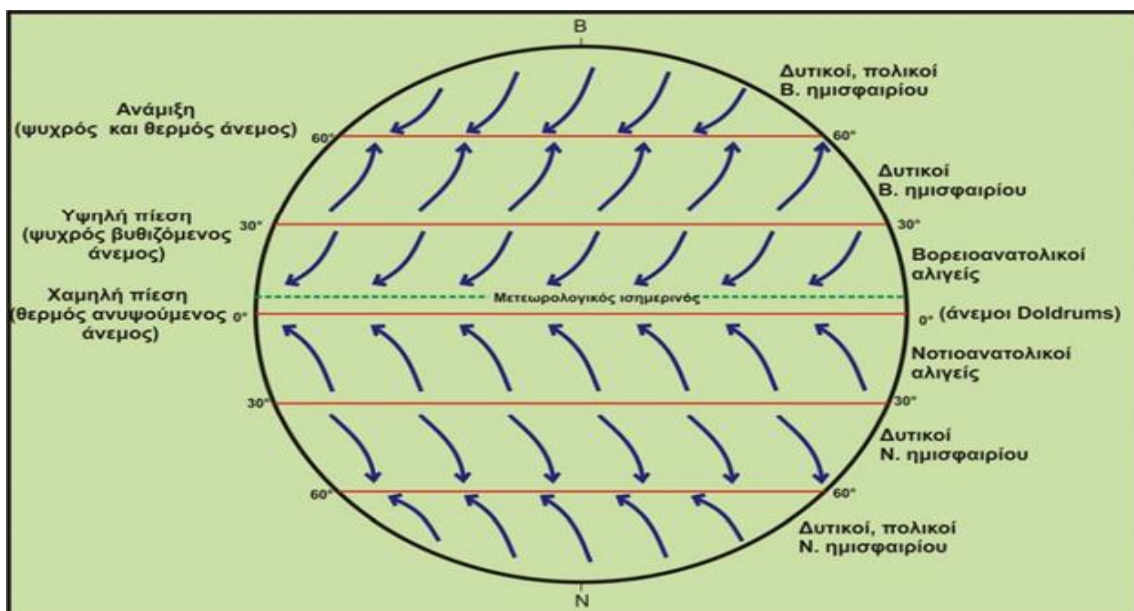
2.5.4 Βροχές σύγκλισης (Convergent precipitation)

Οι βροχές που σχηματίζονται από τις ανοδικές κινήσεις κατά την σύγκλιση των αέριων μαζών σε μια περιοχή ονομάζονται βροχές σύγκλισης (Σχήμα 2.9). Αυτές παρατηρούνται στα κέντρα χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων- κυκλώνες και αποτελούν χαρακτηριστικό παράδειγμα για τα μικρά γεωγραφικά πλάτη. Για

παράδειγμα σύμφωνα με την παγκόσμια κατανομή των ανέμων στην Γη (Σχήμα 2.10), στον Ισημερινό γίνεται η σύγκλιση των αληγών ανέμων.



Σχήμα 2.9: Βροχές σύγκλισης που προκύπτουν από την σύγκλιση των αερίων μαζών. (Πηγή: https://apollo.nvu.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter6/lift_converge.html)



Σχήμα 2.10: Η παγκόσμια κατανομή των ανέμων. (Πηγή: Μαθήματα Ωκεανογραφίας Κ. Αλμπανάκης UNIVERSITY STUDIO PRESS)

2.5.5 Όξινη βροχή (Acid rain)

Με τον όρο όξινη βροχή χαρακτηρίζεται το σύνολο των βροχοπτώσεων με ενεργό οξύτητα (pH) χαμηλότερη αυτής της κανονικής βροχής. Σε αυτό το φαινόμενο συμβάλλουν οι ρύποι που περιέχονται στις βροχοσταγόνες, όπως διαλύματα θειούχων και νιτρικών ενώσεων επιδρώντας αρνητικά στη χλωρίδα και την πανίδα της γης. Οι ρυπογόνες ουσίες που μολύνουν την ατμόσφαιρα, είναι προϊόντα καύσης ορυκτών υλών, όπως το πετρέλαιο και οι γαιάνθρακες.

3. Η βροχή στον Ελληνικό χώρο

3.1 Βροχομετρικά συστήματα

3.1.1 Οι κύριοι τύποι των βροχομετρικών συστημάτων

Η βροχόπτωση παρουσιάζει διαφοροποιήσεις στις διαφορετικές περιοχές της Γης ανάλογα με το μήνα, κάτι που αποτελεί το βασικό κλιματικό στοιχείο κάθε περιοχής. Ως βροχομετρικό σύστημα καλείται ένα σύστημα που προβάλλει την ετήσια πορεία της βροχής, δηλαδή την κατανομή της βροχής ανά μήνα για όλη τη διάρκεια του έτους. Η κατανομή της βροχόπτωσης δεν είναι παντού ίδια στις περιοχές που ανήκουν στο ίδιο σύστημα. Σε αυτό συμβάλλει ένα πλήθος παραγόντων, όπως τοπογραφικοί και θερμοδυναμικοί. Διακρίνονται έξι κύριοι τύποι βροχομετρικών συστημάτων:

1. Θαλάσσιος τύπος: Επικρατεί πάνω από ωκεανούς και το μέγιστο των βροχών παρατηρείται το φθινόπωρο και τον χειμώνα επειδή, οι αέριες μάζες πάνω από τις μεγάλες θαλάσσιες εκτάσεις είναι θερμότερες και πιο πλούσιες σε υδρατμούς από το περιβάλλον.

2. Ηπειρωτικός τύπος: Απαντάται στις ηπειρωτικές περιοχές και χαρακτηρίζεται από πολλές βροχές κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και ξηρασία τον χειμώνα.

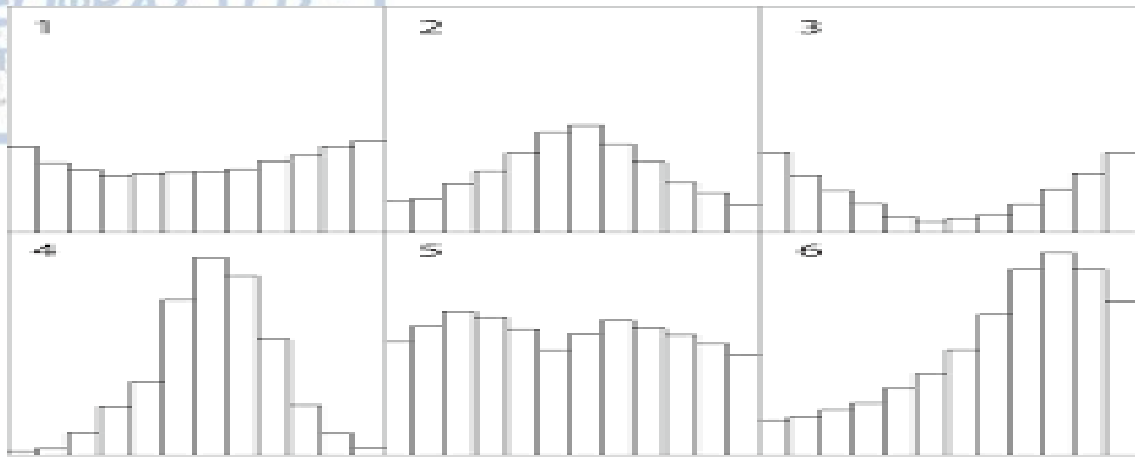
3. Μεσογειακός τύπος: Συναντάται στις περιοχές με μεσογειακό κλίμα και το μέγιστο των βροχών παρατηρείται το χειμώνα, ενώ το ελάχιστο το καλοκαίρι. Όπως φαίνεται και από το όνομα του τύπου, εδώ ανήκει κατά προσέγγιση η Ελλάδα που χαρακτηρίζεται από μεσογειακό κλίμα.

4. Μουσωνικός τύπος: Χαρακτηριστικός τύπος στις περιοχές με μουσωνικό κλίμα που εκφράζει έντονες θερινές βροχές και ξηρασία τον χειμώνα.

5. Ισημερινός τύπος: Χαρακτηρίζει τις περιοχές του Ισημερινού με εύρος έκτασης μέχρι τους παραλλήλους των 10 °B και 10 °N καθώς σημειώνονται δυο μέγιστα βροχής κατά τις ισημερίες στις 21 Μαρτίου και 23 Σεπτεμβρίου.

6. Τροπικός τύπος: Χαρακτηρίζεται από ένα μέγιστο βροχής την καλοκαιρινή περίοδο κάθε ημισφαιρίου και από ένα ελάχιστο κατά τον χειμώνα.

Ο κάθε τύπος βροχομετρικού συστήματος αποδίδεται σχηματικά με τα διαγράμματα του σχήματος 3.1. Το κάθε διάγραμμα έχει 12 ράβδους που συμβολίζουν τους 12 μήνες ξεκινώντας από το μήνα Ιανουάριο και μετρούν τον υετό σε mm.



Σχήμα 3.1: Κύρια Βροχομετρικά Συστήματα (κατά Μαχαίρα και Μπαλαφούτη, 1984).
(Πηγή: Μαθήματα μετεωρολογίας και κλιματολογίας Α. Φλόκας, 1992)

3.1.2 Βροχομετρικά συστήματα στην Ελλάδα

Στην Ελλάδα παρατηρούνται τέσσερις τύποι βροχομετρικών συστημάτων σύμφωνα με μελέτες του Μαριολόπουλου και χαρακτηρίζονται με τα γράμματα Α, Β, Γ και Δ. Στο βροχομετρικό σύστημα Α, η διακύμανση των ετήσιων βροχών είναι απλή με την παρουσία ενός μεγίστου κατά τον χειμώνα και ενός ελαχίστου το καλοκαίρι κυρίως τον Ιούλιο ή Αύγουστο. Αυτό συναντάται στις περιοχές που βρίσκονται νοτιότερα της 39 °Β παραλλήλου και περιλαμβάνει όλες τις πεδινές και τις περισσότερες ορεινές περιοχές. Το βροχομετρικό σύστημα Β εμφανίζεται σε περιοχές βόρεια της 39 °Β παραλλήλου και στα πεδινά και ορεινά τμήματα της Ανατολικής Ελλάδος (Θεσσαλία, Μακεδονία, Στερεά Ελλάδα) μέχρι το Ναύπλιο. Χαρακτηρίζεται από δυο μέγιστα και δυο ελάχιστα ετήσιων βροχών. Το κύριο μέγιστο εμφανίζεται το χειμώνα μεταξύ Νοεμβρίου και Δεκεμβρίου, ενώ το δευτερεύον τους μήνες Μάιο- Ιούνιο. Αντίθετα, το κύριο ελάχιστο σημειώνεται τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο και την περίοδο Φεβρουαρίου- Απριλίου για το δευτερεύον. Τέλος, στα βροχομετρικά συστήματα Γ και Δ, η κατανομή της βροχής φαίνεται εξομαλυσμένη κατά τη διάρκεια του έτους με την παρουσία ελαχίστου τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο. Πιο συγκεκριμένα, τα συστήματα τύπου Γ φέρουν τρία μέγιστα τους μήνες Νοέμβριο, Σεπτέμβριο και Μάιο- Ιούνιο αντίστοιχα καθώς και τρία ελάχιστα τους μήνες Ιούλιο- Αύγουστο, Οκτώβριο και Φεβρουάριο αντίστοιχα. Τα τύπου Δ δείχνουν μεγαλύτερη ισοκατανομή με τέσσερα μέγιστα και τέσσερα ελάχιστα. Τέτοιου είδους συστήματα απαντώνται στα ορεινά της Βόρειας Ελλάδας και κυρίως στα βουνά της Ροδόπης.

3.2 Γενική εικόνα της γεωγραφικής κατανομής της βροχής

Τα ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά των βροχοπτώσεων αποτελούν η χωρική και χρονική κατανομή τους. Η βροχή στον χώρο μεταβάλλεται γεωγραφικά, τοπικά και σημειακά καθώς τα γεωγραφικά χαρακτηριστικά μιας περιοχής, όπως το ανάγλυφο, η παρουσία θάλασσας κοντά σε αυτή και ο προσανατολισμός των ορεινών όγκων ασκούν επίδραση σε αυτή.

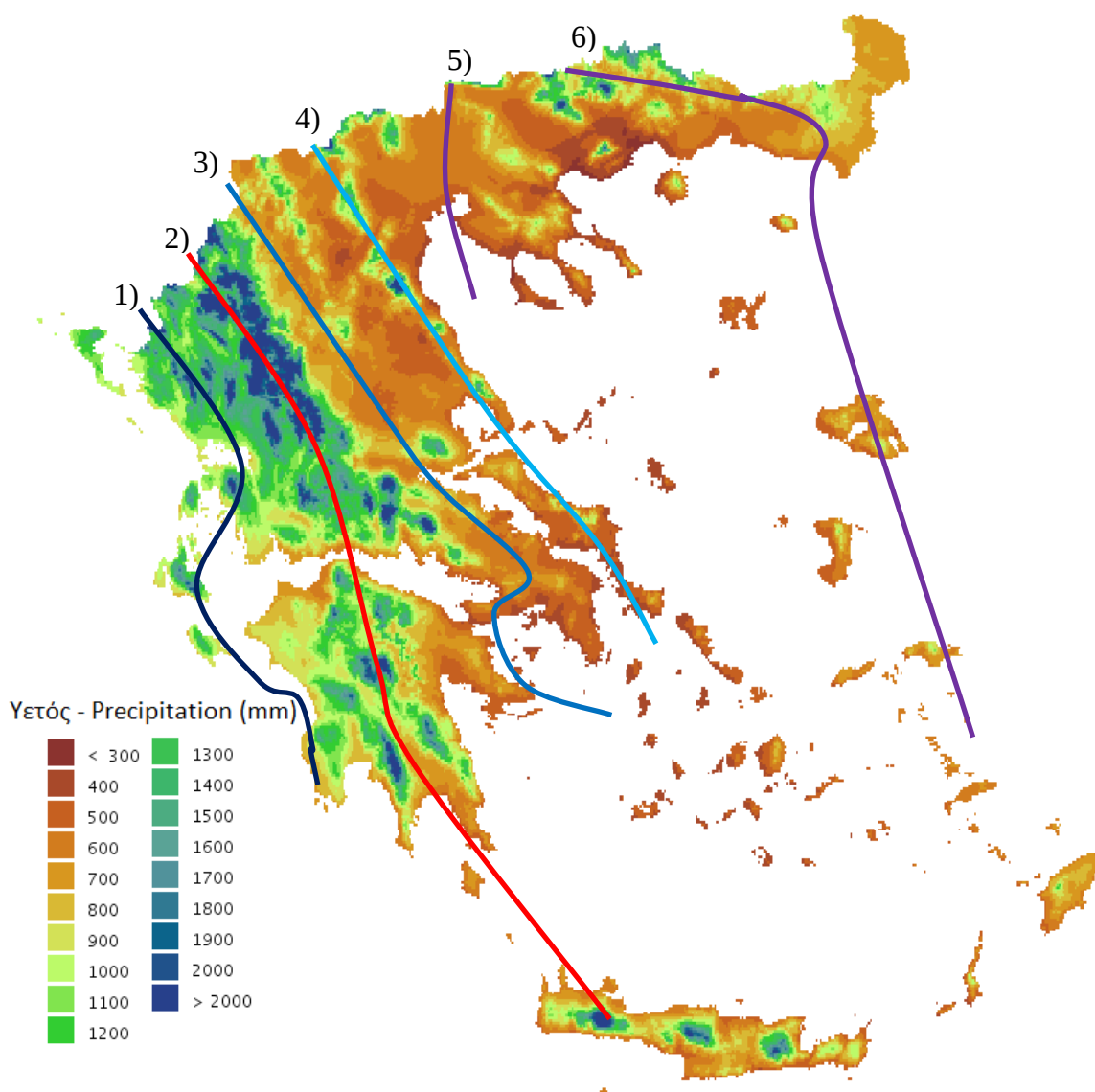
Το ανάγλυφο της Ελλάδας παίζει σπουδαίο ρόλο στην κατανομή των βροχοπτώσεων καθώς ο μεγαλύτερος όγκος των βροχών εντοπίζεται σχεδόν παράλληλος με την κατεύθυνση των κύριων ορεινών όγκων. Με μια γρήγορη ματιά, η βροχή στον Ελληνικό χώρο εντείνεται από τα ανατολικά προς τα δυτικά και από τα νότια προς τα βόρεια, δηλαδή υπάρχει αύξηση βροχής με το γεωγραφικό πλάτος. Η αύξηση αυτή γίνεται εντονότερη κατά το θέρος, οπότε η ζώνη των υποτροπικών πιέσεων οδηγεί τις τροχιές των υφέσεων στη βόρεια Μεσόγειο, καθώς η ζώνη πτώσης των υψηλών πιέσεων καλύπτει την περιοχή της Μεσογείου με αποτέλεσμα την ξηρότητα της περιοχής.

Ο βροχομετρικός χάρτης του σχήματος 3.2 παρουσιάζει την κατανομή του υετού στον Ελληνικό χώρο για την περίοδο 1971- 2000 με δεδομένα από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (HNMS). Τα χρώματα του χάρτη δείχνουν τα ετήσια ύψη βροχής σε χιλιοστά (mm), όπου με σκούρο μπλε παρουσιάζονται οι πολύ υψηλές τιμές, με τις αποχρώσεις του πράσινου οι υψηλές τιμές και με κόκκινο έως πορτοκαλί οι χαμηλές. Οι χρωματιστές γραμμές δείχνουν πως αναπτύσσονται κατά προσέγγιση οι 6 ζώνες του υετού που επεξηγούνται παρακάτω:

1) Κατά μήκος των νησιών του Ιονίου και των ακτών της δυτικής Ελλάδας, καταγράφονται τα μεγαλύτερα ύψη βροχής, με μέσο ετήσιο ύψος βροχής 800 έως 1200mm. Το γεγονός αυτό μας δείχνει ότι το ανάγλυφο παίζει καθοριστικό ρόλο στην κατανομή των βροχοπτώσεων στην Ελλάδα, καθώς από βορρά προς νότο εκτείνεται ο ορεινός όγκος της Πίνδου. Ωστόσο τα αυξημένα ύψη βροχής στα δυτικά αποδίδονται στις υφέσεις της Μεσογείου, που κινούμενες από τα δυτικά προς τα ανατολικά, συναντούν την οροσειρά της Πίνδου και προσπαθώντας να την υπερβούν εναποθέτουν το μεγαλύτερο φορτίο βροχής εκεί (προσήνεμη πλευρά).

2) Ανατολικότερα της δυτικής Ελλάδας βρίσκεται η κύρια ορεινή ζώνη, δηλαδή η οροσειρά της Πίνδου που είναι και η πιο βροχερή. Τα μέσα ετήσια ύψη που καταγράφονται παίρνουν τιμές από 1000 έως 1400mm (στην περιοχή των Πρεσπών), φτάνουν τα 1800mm, στις κορυφογραμμές της ηπειρωτικής Πίνδου, ενώ πιο νότια η βροχόπτωση κυμαίνεται από 800 έως 1600mm στην ζώνη Πελοποννήσου- Στερεάς Ελλάδας. Επιπλέον, σε αυτή τη ζώνη ανήκουν και τα όρη της δυτικής Κρήτης, με το ετήσιο βροχομετρικό ύψος φτάνει τα 1000mm και σε ακραίες περιπτώσεις τα 2000mm.

3) Στην υπήνεμη πλευρά της Πίνδου οι βροχές είναι σαφώς λιγότερες. Αυτό το κομμάτι της υπήνεμης πλευράς, μαζί με τμήματα της νότιας Μακεδονίας, τη δυτική Εύβοια και Κυκλάδες, ανατολική Στερεά Ελλάδα και ο Θεσσαλικός κάμπος συνθέτουν την τρίτη ζώνη κατανομής της βροχόπτωσης. Τα τμήματα της νότιας Μακεδονίας χαρακτηρίζονται από ποσά βροχής 500 έως και 800 mm. Η Εύβοια δέχεται 400 έως 800mm βροχής, ενώ οι περιοχές της ανατολικής Αττικής, Πελοποννήσου και του Σαρωνικού Κόλπου χαρακτηρίζονται από χαμηλότερες τιμές της Ελλάδος έως μέσες τιμές με 350 έως 600 mm βροχής. Επιπλέον ο Θεσσαλικός κάμπος λόγω της επίδρασης της ομβροσκιάς Πίνδου, εμφανίζει ξηρότητα και ετήσιες τιμές 400 έως 600mm.



Σχήμα 3.2: Γενική κατανομή της βροχής στην Ελλάδα (1971- 2000). (Πηγή: <http://climatlas.hnms.gr/sdi/>)

4) Ανατολικότερα, η ζώνη που συντίθεται από, την σχεδόν ευθεία ορεινή αλυσίδα που σχηματίζεται, τις Σποράδες και τις βορειοανατολικές Κυκλάδες, φέρει αρκετά υψηλές τιμές βροχής. Εδώ ανήκουν ο Όλυμπος με ετήσια ύψη βροχής 1000 έως 2000mm (και κάποιες φορές μπορεί να ξεπεράσει τα 2200mm), το Πάικο, το Βέρμιο, η Όσσα, η ορεινή Εύβοια και οι Σποράδες με 800 έως 1200mm και οι βορειοανατολικές Κυκλάδες με 600 έως 800 mm.

5) Στην κοιλάδα του Αξιού και της δυτικής Χαλκιδικής παρουσιάζονται περιορισμένες βροχοπτώσεις με τα ύψη να κυμαίνονται από 400 έως 600mm λόγω της επίδρασης που δέχονται από τον ξηρό άνεμο του Βαρδάρη και Ρουπελιώτη που έρχεται από τα βόρεια. Αντίθετα, στην ανατολική Χαλκιδική, το όρος Χολομώντα, έχει υψηλό βροχομετρικό ύψος που φτάνει έως και 1000mm.

6) Η τελευταία ζώνη ξεκινά από την Ανατολική Μακεδονία και Θράκη με ύψη 800 έως 1200 mm λόγω της παρουσίας του ορεινού όγκου της Ροδόπης κοντά στα σύνορα. Αυτή συνεχίζεται με τα νησιά που είναι κοντά στα μικρασιατικά παράλια και τα Δωδεκάνησα με ύψη 600 έως 1000 mm.

3.3 Ημερήσια πορεία της βροχής

Η ημερήσια πορεία της βροχής στην Ελλάδα διαμορφώνεται από τρεις τύπους, τον θαλάσσιο, τον ηπειρωτικό και τον πολύπλοκο. Στον θαλάσσιο, το μέγιστο παρατηρείται κατά τη διάρκεια της νύχτας ή τις πρωινές ώρες στις περιοχές που βρίσκονται κοντά στη θάλασσα. Αυτό οφείλεται στην αστάθεια της ατμόσφαιρας που παράγεται, καθώς ο αέρας πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας δεν ψύχεται αρκετά τη νύχτα λόγω επαφής του με τη θερμότερη θάλασσα, ενώ τα υπερκείμενα στρώματα δέχονται μεγαλύτερη ψύξη από την ακτινοβολία. Η αστάθεια αυτή αποδίδει μετωπικές βροχές πάνω από τη θάλασσα τον χειμώνα όπου οι θαλάσσιες επιφάνειες είναι θερμότερες από τον υπερκείμενο αέρα. Ο δεύτερος τύπος είναι ο ηπειρωτικός στον οποίο το μέγιστο βροχής συναντάται τις απογευματινές ώρες λόγω της θέρμανσης του εδάφους. Στην Ελλάδα εμφανίζεται κατά το θέρος στις ηπειρωτικές περιοχές. Τέλος, ο πολύπλοκος τύπος αποτελεί τον συνδυασμό των δυο παραπάνω και παρουσιάζει αποκλίσεις. Για παράδειγμα μερικοί τύποι μπορεί να εμφανίζουν ταυτόχρονα το απογευματινό και νυχτερινό μέγιστο, ενώ άλλοι να εμφανίζουν τον ηπειρωτικό τύπο το καλοκαίρι και τον θαλάσσιο το χειμώνα.

4. Ραγδαιότητα του Υετού

4.1 Ύψος βροχής και ραγδαιότητα

Το ποσό του νερού που πέφτει κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου βροχής εκφράζεται με το ύψος βροχής, δηλαδή το ύψος στο οποίο θα έφθανε η στάθμη του νερού σε μια οριζόντια επιφάνεια, χωρίς να επέλθει εξάτμιση ή απορρόφηση από το έδαφος. Το ύψος της βροχής μετριέται σε χιλιοστά (mm) από τα βροχόμετρα και τους βροχογράφους και δηλώνει το ύψος της στάθμης του νερού της βροχής σε δοχείο 1m². Ανάλογα με το χρονικό πλαίσιο και την εφαρμογή, η μέτρηση της βροχόπτωσης μπορεί να είναι ωριαία, ημερήσια, μηνιαία και ετήσια. Επιπλέον η μέτρηση γίνεται και σε χρονικές κλίμακες όπως τα δεκάλεπτα, τα μισάωρα κ.α. για την μελέτη της έντασης.

Στην Κλιματολογία, η ραγδαιότητα αποτελεί μια βροχομετρική παράμετρος που εκφράζει την ένταση της βροχής σε μια περιοχή. Μια ραγδαία βροχόπτωση χαρακτηρίζεται από τα συνολικά μεγέθη της βροχής τα οποία καταγράφονται κατά τη διάρκεια μιας καθορισμένης ατμοσφαιρικής διαταραχής. Η συνολική διάρκεια και το συνολικό ύψος της βροχής αποτελούν τις κύριες παραμέτρους της ραγδαιότητας και έτσι λοιπόν καθορίζεται ως το πηλίκο του ύψους βροχής ενός μήνα δια τον αριθμό των ημερών βροχής (Σχέση 4.1) ή ως το ποσό της βροχής (σε χιλιοστά) ανά μονάδα χρόνου στο 24ωρό (σε ώρες) δηλαδή πιο απλά σε mm/h (Σχέση 4.2) (Δικαιάκος και Καραπιτέρης, 1980, Haylock and Nicholls, 2000).

Ανάλογα με το ύψος της βροχής αυτή χαρακτηρίζεται, ασθενής βροχή (slight -RA) με ύψος κάτω των 0,5 mm/h, μέση βροχή (moderate RA) όταν έχει ύψος από 0,5- 4 mm/h, έντονη βροχή (heavy +RA) όταν έχει ύψος μεγαλύτερο από 4 mm/h, ασθενείς όμβρους (slight rain showers -SHRA) όταν το ύψος δεν ξεπερνά τα 2 mm/h, μέτριους όμβρους (moderate rain showers SHRA) με ύψος από 2-10 mm/h και έντονους όμβρους (heavy rain showers +SHRA) με ύψος άνω των 10mm/h.

$$I_m = \Sigma I_i / n \quad (\text{Σχέση 4.1})$$

όπου I_m η μέση ένταση της βροχής, ΣI_i το συνολικό ύψος της βροχόπτωσης ενός μήνα ή έτους και n ο αριθμός των βροχερών ημερών.

$$I = h_i / d_i \quad (\text{Σχέση 4.2})$$

όπου I η ένταση της βροχής, h_i (σε mm) το ύψος βροχής και d_i (σε ώρες) η διάρκεια της βροχόπτωσης σε ένα 24ωρο.

«Ως ημέρες βροχής ορίζονται όλες εκείνες στις οποίες σημειώθηκε πτώση νερού με οποιαδήποτε μορφή και σε οποιαδήποτε ποσότητα, η οποία μπορεί να μετρηθεί με τα βροχόμετρα» (Καραπιτέρης, 1940)

4.1.1 Υπολογισμός της μέσης βροχόπτωσης σε μια περιοχή

Όπως έχει αναφερθεί παραπάνω, το ύψος της βροχής μετριέται από τα βροχόμετρα και τους βροχογράφους. Τα όργανα βρίσκονται στους μετεωρολογικούς σταθμούς οι οποίοι είναι τοποθετημένοι σε διάφορες περιοχές, καλύπτοντας εκτάσεις πολλών Km² (έως και χιλιάδων Km²) και συλλέγουν πληροφορίες για τα ποσά του υετού του κάθε τόπου σε διάφορες χρονικές κλίμακες. Το σύνολο των σταθμών αποτελεί ένα δίκτυο και τα δεδομένα που συλλέγονται, προβάλλονται πάνω στους βροχομετρικούς χάρτες της κάθε περιοχής στους οποίους χαράσσονται οι ισοϋέτιες καμπύλες. Ο υπολογισμός της μέσης βροχόπτωσης μιας περιοχής γίνεται με διάφορες μεθόδους, οι κυριότεροι εκ των οποίων είναι οι εξής:

- Η μέθοδος του αριθμητικού μέσου
- Η μέθοδος του πολυγώνου του Thiessen
- Η μέθοδος του τριγώνου
- Η μέθοδος των ισοϋετιών με γραμμική παρεμβολή ή με υποκειμενική παρεμβολή
- Η μέθοδος των βαρών που βασίζεται σε ισοπληθή πρότυπα ή άλλα δεδομένα.
- Η υψομετρική μέθοδος

4.1.1.1 Η μέθοδος του αριθμητικού μέσου

Η εφαρμογή της μεθόδου του αριθμητικού μέσου δίνει πολύ καλά αποτελέσματα σε περιοχές με τοπογραφική ομαλότητα, όπου υπάρχει μεγάλο πλήθος μετεωρολογικών σταθμών, οι οποίοι είναι ομοιόμορφα διεσπαρμένοι στην περιοχή. Το μέσο βροχομετρικό ύψος της περιοχής με τη μέθοδο αυτή μπορεί να υπολογισθεί από τη σχέση 4.3:

$$R = 1/n (R_1 + R_2 + R_3 + \dots + R_n) = (\Sigma R_i)/n \quad (\text{Σχέση 4.3})$$

όπου: R_i, είναι το βροχομετρικό ύψος κάθε σταθμού για την περίοδο μελέτης.

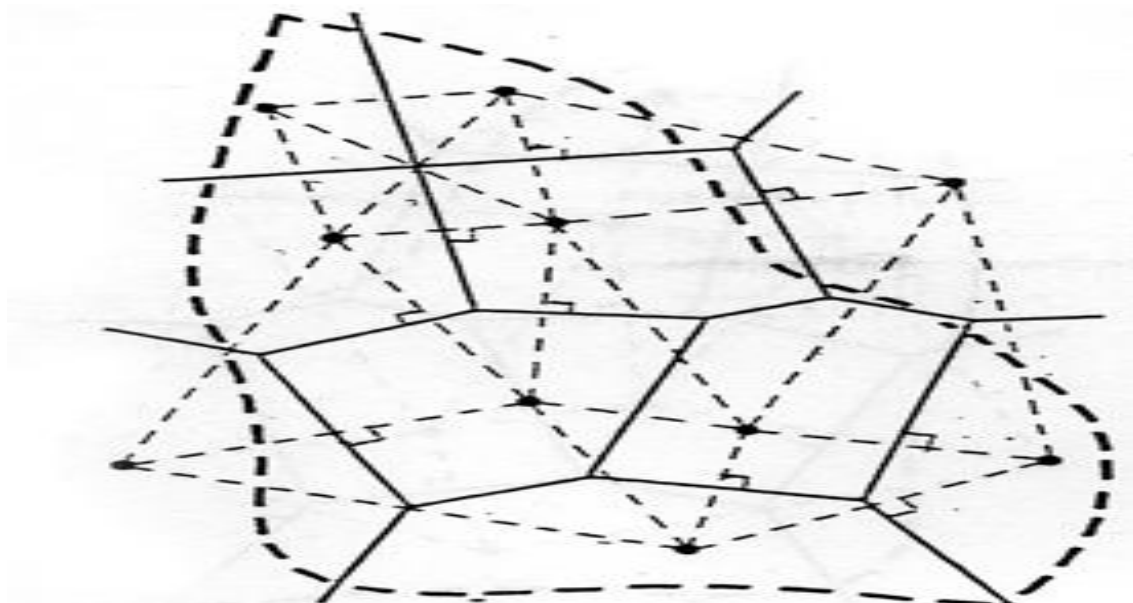
4.1.1.2 Η μέθοδος του πολυγώνου του Thiessen

Η μέθοδος του πολυγώνου του Thiessen αποτελεί μια αντικειμενική μέθοδος με καλά αποτελέσματα, αλλά δεν συστήνεται για την εκτίμηση της βροχόπτωσης στις ορεινές περιοχές. Σύμφωνα με αυτή τη μέθοδο, στον χάρτη της περιοχής σημειώνονται οι

θέσεις των σταθμών που λειτουργούν με κουκίδες όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.1. Στη συνέχεια ενώνονται με ευθύγραμμο τμήματα (διακεκομμένες γραμμές) όλοι οι γειτονικοί σταθμοί και για κάθε ευθύγραμμο τμήμα φέρουμε τη μεσοκάθετο. Οι μεσοκάθετες τέμνονται μεταξύ τους σχηματίζοντας πολύγωνα, κάθε ένα εκ των οποίων καθορίζει την έκταση της περιοχής (S_i), που ανήκει σε ένα μόνο σταθμό που βρίσκεται μέσα στο πολύγωνο και ονομάζεται ποσοστιαίος παράγοντας ή συντελεστής Thiessen. Ο συντελεστής καθορίζει το ποσοστό συμμετοχής της βροχής του σταθμού στην ολική βροχή της περιοχής. Η μέση βροχόπτωση μιας περιοχής υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση (Σχέση 4.4):

$$R = \frac{\sum R_i S_i}{\sum S_i} \quad (\text{Σχέση 4.4})$$

όπου R_i η βροχή κάθε σταθμού.



Σχήμα 4.1: Μέθοδος του Thiessen για τη μέτρηση της μέσης βροχόπτωσης. (Πηγή: <http://www.geo.auth.gr/courses/gmc/gmc543e/>)

4.1.1.3 Η μέθοδος των τριγώνων

Σε αυτή τη μέθοδο οι σταθμοί προβάλλονται πάνω στον χάρτη και σχηματίζονται τρίγωνα με τη χάραξη ευθύγραμμων τμημάτων από κάθε σταθμό με τους γειτονικούς του. Το εμβαδόν κάθε τριγώνου (S_i), αποτελεί έναν ποσοστιαίο παράγοντα του εμβαδού όλης της λεκάνης, ενώ το ύψος της βροχής (R_i), που αντιπροσωπεύει κάθε τρίγωνο υπολογίζεται από το μέσο όρο R_{mi} των τριών σταθμών των κορυφών του τριγώνου (π.χ. ΑΒΓ) με τη σχέση 4.5:

$$R_{m(AB\Gamma)} = (R_A + R_B + R_\Gamma) / 3 \quad (\text{Σχέση 4.5})$$

Το τελικό μέσο βροχομετρικό ύψος της λεκάνης υπολογίζεται από τη σχέση: $R = \Sigma R_{mi} S_i / \Sigma S_i$

4.1.2 Σχέση ύψους, έκτασης και διάρκειας της βροχής στη ραγδαιότητα

Ως επεισόδιο βροχής ορίζεται η ξεχωριστή καιρική κατάσταση ενός τόπου που περιγράφεται από την ατμοσφαιρική διαταραχή που επικρατεί κατά τη διάρκεια της βροχόπτωσης. Τα επεισόδια της βροχής δεν είναι πάντα τα ίδια για κάθε περιοχή και μπορούν να εκφραστούν από τα μέγιστα ύψη βροχής που δίνουν πάνω από κάποια περιοχή για μια καθορισμένη χρονική περίοδο. Τα δεδομένα του ύψους της βροχής στη χρονική κλίμακα του αντίστοιχου επεισοδίου, συλλέγονται με σκοπό την κατασκευή πινάκων των ισχυρών βροχοπτώσεων και στη συνέχεια την συγκριτική ανάλυση με τα μελλοντικά επεισόδια των ραγδαίων βροχοπτώσεων.

Τα δεδομένα ύψους, διάρκειας και έκτασης της βροχής αποτελούν χρήσιμη πηγή ώστε να εκφραστεί η δυνητική ικανότητα ενός επεισοδίου για τη δημιουργία ορισμένης απορροής. Για την ανάλυση των ραγδαίων βροχοπτώσεων τα δεδομένα που απαιτούνται είναι τα ακόλουθα:

- α) Επιλογή ενός συγκεκριμένου επεισοδίου βροχής με μια ορισμένη χρονική διάρκεια π.χ 6 ώρες, 24 ώρες, 72 ώρες
- β) Χάραξη ενός χάρτη ισοϋετιών καμπύλων της περιοχής. Η περιοχή μελέτης δεν καθορίζεται από τα όρια της λεκάνης απορροής αλλά από τη μικρότερη ισοπληθή (συνήθως η ισοπληθής των 50mm).
- γ) Υπολογισμός των αθροιστικών καμπυλών της βροχής κάθε σταθμού του δικτύου στα ορισμένα χρονικά διαστήματα.
- δ) Προσδιορισμός των ποσοστιαίων παραγόντων με τη χρήση της μεθόδου του πολυγώνου Thiessen στους σταθμούς της περιοχής.
- ε) Προσδιορισμός της διεύθυνση της κίνησης της διαταραχής, της στιγμής της ισχυρότερης βροχόπτωσης και της ύπαρξη περισσότερων από ένα κέντρο ισχυρής βροχής.

Τα δεδομένα που συλλέγονται πρέπει να είναι αντιπροσωπευτικά για κάθε περιοχή και για τον λόγο αυτό είναι απαραίτητο η προσαρμογή τους. Οι προσαρμογές αυτές συμβάλλουν στην ομογενοποίηση των καταγραφών σε ένα δεδομένο περιβάλλον, στην απαλοιφή ή ελάττωση εξωτερικών επιδράσεων, όπως η αλλαγή της έκθεσης ή της θέσης ενός οργάνου και στην συγκέντρωση των δεδομένων που είναι κατάλληλα για την κάθε εξέταση. Στην περίπτωση που λείπουν κάποιες καταγραφές ή υπάρχουν κενά ανάμεσα στις μετρήσεις, χρησιμοποιείται η μέθοδος του μέσου όρου όταν οι ετήσιες μεταβολές στα ύψη βροχής είναι της τάξης του 10% σε γειτονικούς σταθμούς, με σκοπό

τη συμπλήρωση των κενών. Όταν η διαφορά στην ετήσια βροχόπτωση ξεπερνά το 10%, προτιμάται η μέθοδος των λόγων για την εκτίμηση των κενών δεδομένων και περιγράφεται από την παρακάτω σχέση (Σχέση 4.6):

$$R_X = \frac{1}{3} \cdot \left[\frac{\overline{R_X}}{\overline{R_A}} \cdot R_A + \frac{\overline{R_X}}{\overline{R_B}} \cdot R_B + \frac{\overline{R_X}}{\overline{R_C}} \cdot R_C \right] \quad (\text{Σχέση 4.6})$$

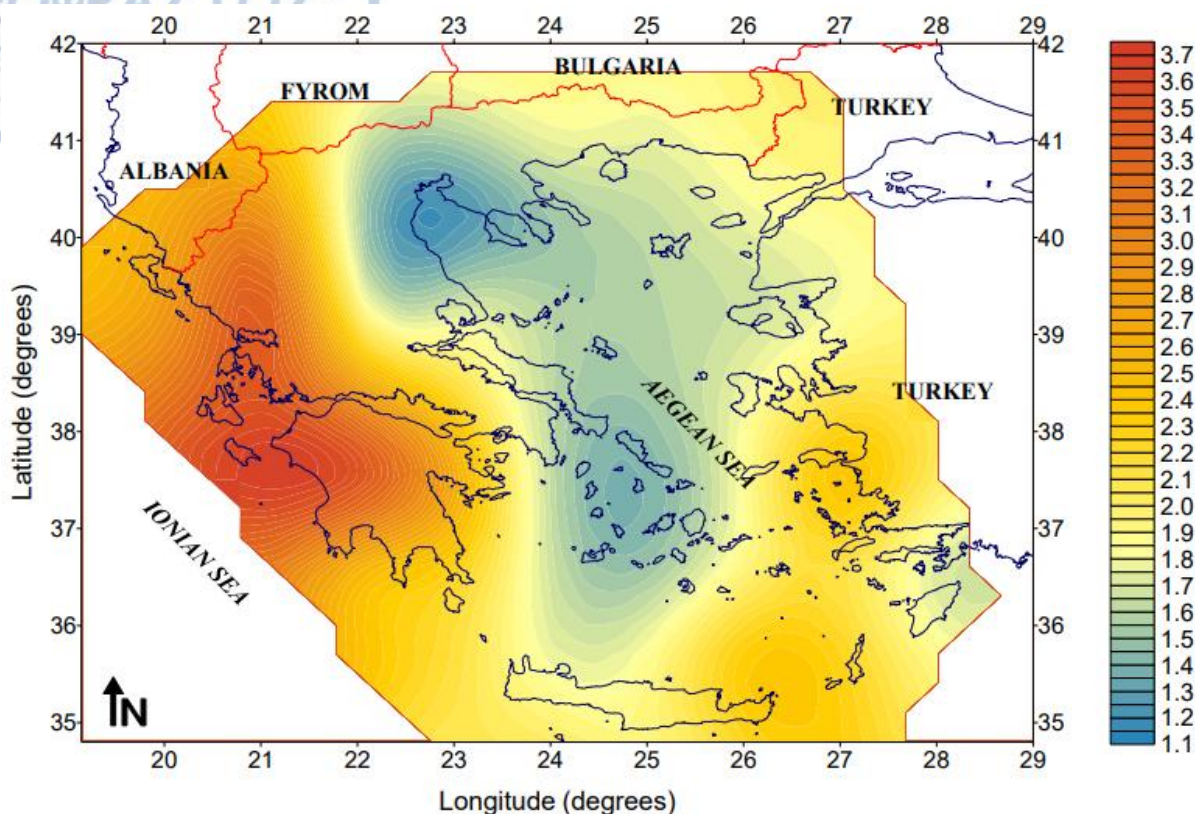
όπου R_A , R_B και R_C είναι η βροχή των σταθμών A, B και C (σε mm) και R_X , η τιμή που λείπει για τον σταθμό X.

Πολλές φορές οι σταθμοί μέτρησης έχουν διαφορετική περίοδο λειτουργίας οπότε είναι δύσκολη η σύγκριση των δεδομένων δύο θέσεων. Για τον λόγο αυτό, κατασκευάζεται ένα ιστόγραμμα και επιλέγονται τα δεδομένα αυτά που μας δίδονται από ένα μεγάλο πλήθος σταθμών, ενώ η συμπλήρωση των κενών γίνεται με την παραπάνω σχέση. Τέλος, για τον έλεγχο της ακρίβειας και της σταθερότητας των δεδομένων ενός σταθμού, εφαρμόζεται η μέθοδος της καμπύλης διπλής μάζας η οποία δίνει έναν συντελεστή διόρθωσης. Αυτός χρησιμοποιείται στην επιβεβαίωση της ομοιογένειας των δεδομένων της περιόδου καταγραφής τους και αν συσχετίζονται με μία γνωστή θέση.

4.2 Ραγδαιότητα Υετού στην Ελλάδα

4.2.1 Η μέση ένταση των βροχοπτώσεων

Στο σχήμα 4.2 παρουσιάζονται οι τιμές της μέσης έντασης της βροχής στον Ελληνικό χώρο, συνεπώς δεν παρουσιάζονται οι μέγιστες τιμές της ραγδαιότητας των ακραίων γεγονότων. Η ανάλυση του σχήματος δείχνει υψηλές τιμές του δείκτη I (ένταση βροχής) στις δυτικές περιοχές με ποσά έως και 4 mm/h, ενώ οι νοτιοανατολικές περιοχές χαρακτηρίζονται από μέσες τιμές που ανέρχονται στα 2,6 mm/h. Χαμηλή ένταση βροχής με τιμές περίπου 1,1 mm/h κυριαρχεί στο Αιγαίο και στις παράκτιες περιοχές του δυτικού Αιγαίου, σε αντίθεση με τις αντίστοιχες περιοχές και νησιά του βορειοανατολικού Αιγαίου που απεικονίζουν σχετικά υψηλότερες τιμές (περίπου 1,7 mm/h). Οι υψηλές ετήσιες τιμές της ραγδαιότητας αποδίδονται κυρίως στις καλοκαιρινές καταιγίδες με τιμές 6mm/h, που προέκυψαν από την άνοδο του αέρα λόγω της υψηλής θερμοκρασίας με αποτέλεσμα τη δημιουργία βροχών κατακόρυφης μεταφοράς, που εμφανίζονται κατά μήκος της οροσειράς της Πίνδου στην δυτική Ελλάδα. Η χειμερινή βροχόπτωση είναι επίσης ιδιαίτερα υψηλής έντασης στη δυτική και βορειοδυτική Ελλάδα, με την εμφάνιση καταιγίδων. Οι κατακρημνίσεις αυτές αποδίδονται κυρίως στα ψυχρά μέτωπα ή τις ασταθείς αέριες μάζες μέσα στο θερμό τμήμα των βαρομετρικών υφέσεων (Nastos, 2002).



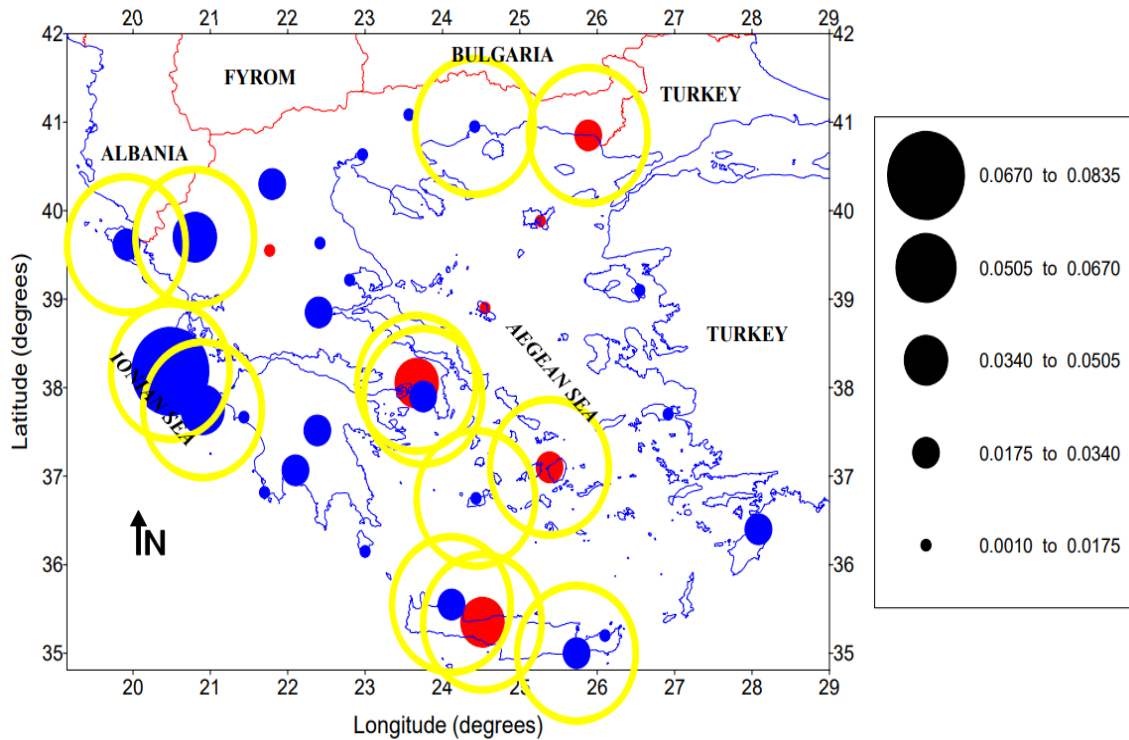
Σχήμα 4.2: Κατανομή της μέσης ετήσιας ραγδαιότητας σε mm/h στην Ελλάδα κατά τη διάρκεια 1962- 2002 (χρήση δεδομένων από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία). (Πηγή: Spatial variability and trends of the rain intensity over Greece Kambezidis, Larissi, Nastos and Paliatsos, 2010)

4.2.2 Τάσεις της ραγδαιότητας

Η ένταση και συχνότητα των ραγδαίων καιρικών φαινομένων και κυρίως της βροχόπτωσης, παρουσιάζουν μεταβολές με την εποχή και τον χρόνο. Στο Σχήμα 4.3 προβάλλονται οι τάσεις της ραγδαιότητας στον Ελληνικό χώρο για το χρονικό διάστημα 1962 μέχρι και το 2002. Οι κύκλοι με κόκκινο χρώμα συμβολίζουν τάση αύξησης της ραγδαιότητας, ενώ οι μπλε τάση μείωσης αυτής με το χρόνο. Οι κίτρινοι κύκλοι προβάλλουν τη στατική σταθερότητα ως προς την αύξηση ή ελάττωση των τάσεων. Στο Σχήμα 4.4 φαίνονται τα δεδομένα της έντασης του νετού επιλεγμένων μετεωρολογικών σταθμών για την ίδια περίοδο. Η μαύρη γραμμή προβάλλει τις τιμές της έντασης των βροχοπτώσεων στην χρονική περίοδο 1962- 2002, η μπλε γραμμή αποτελεί τη μέση τιμή, ενώ η κόκκινη δείχνει την τάση.

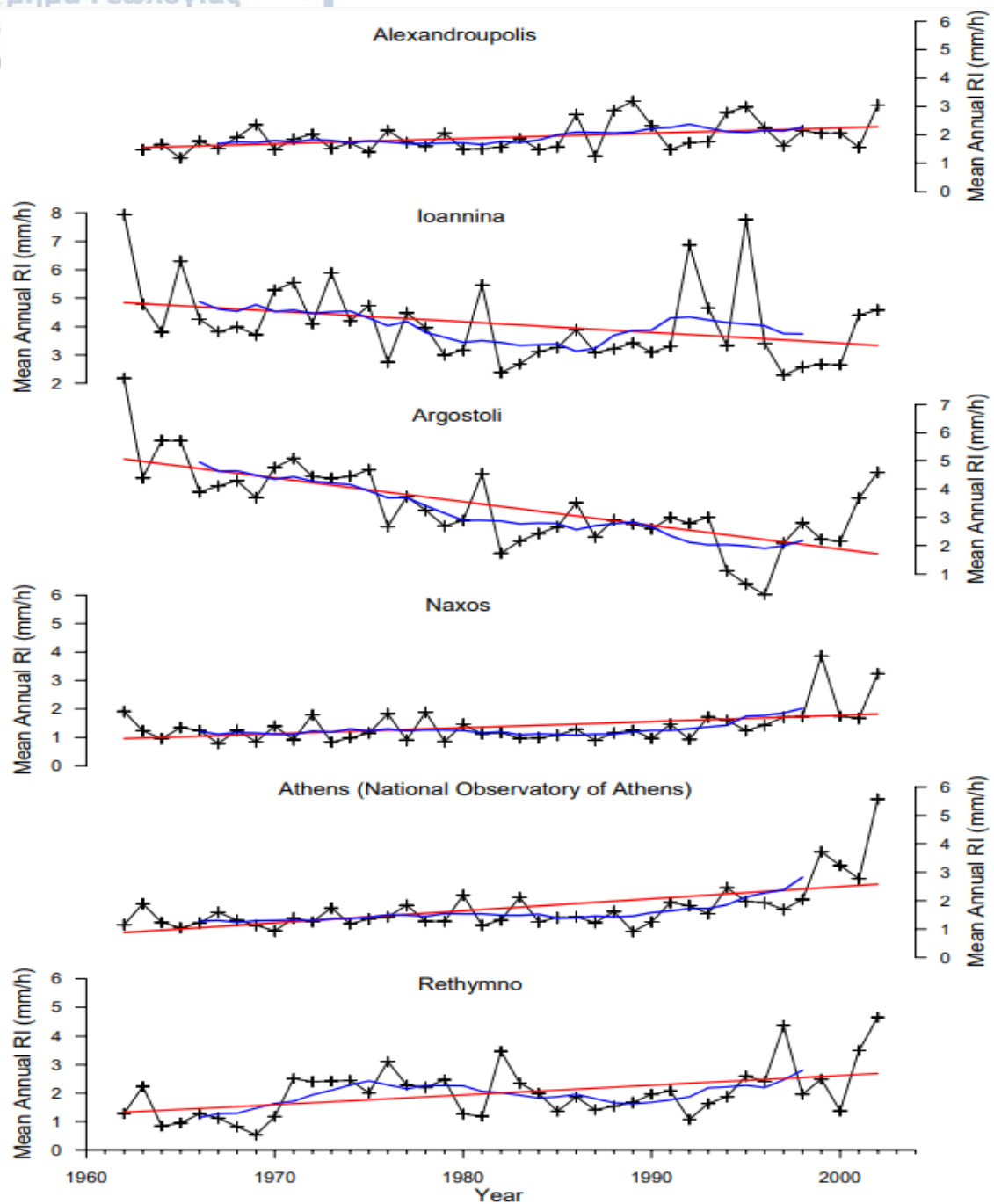
Σύμφωνα με τα δεδομένα των σχημάτων 4.3 και 4.4, η μέση ετήσια τιμή της ραγδαιότητας παρουσιάζει ανοδική πορεία ανά δεκαετία στις περιοχές της Αθήνας με τιμές + 0,43 mm/h, στην Κρήτη (Ρέθυμνο: + 0,34 mm/h), στις νησιωτικό σύμπλεγμα των Κυκλάδων (Νάξος: + 0,22 mm/h) και στις βορειοανατολικές περιοχές της Ελλάδος

(Αλεξανδρούπολη: + 0,19 mm/h). Τάσεις μείωσης παρατηρούνται σε όλες τις υπόλοιπες περιοχές αλλά κυρίως στα δυτικά, με σπουδαιότερη την περιοχή στο Αργοστόλι με - 0,84 mm/h.

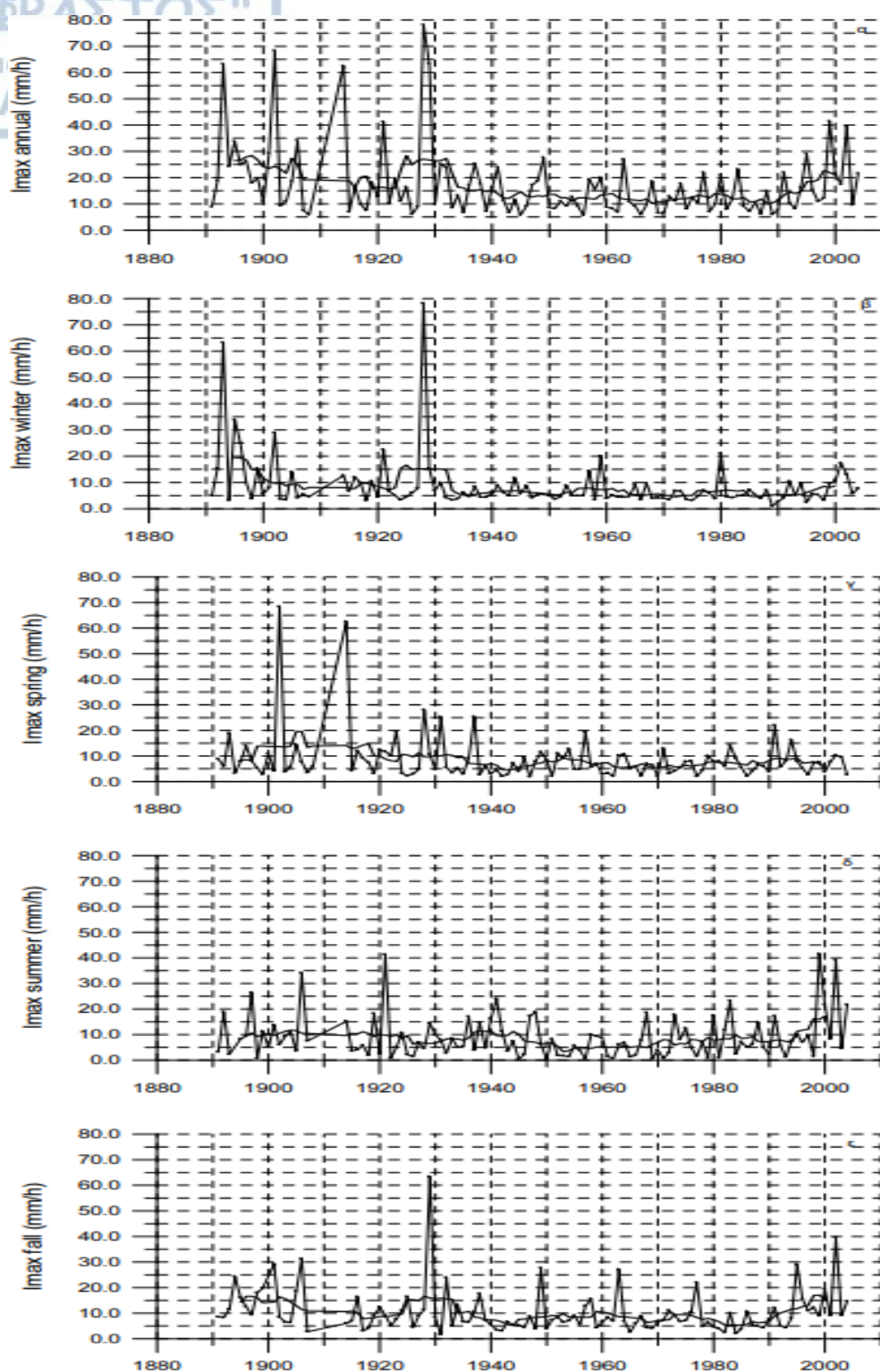


Σχήμα 4.3: Κατανομή των τάσεων των μέσων ετήσιων τιμών της ραγδιαιότητας (mm/h) στον Ελληνικό χώρο για την περίοδο 1962- 2002. (Πηγή: Spatial variability and trends of the rain intensity over Greece Kambezidis, Larissi, Nastos and Paliatsos, 2010)

Σαν παράδειγμα μεταβολής της έντασης της βροχής θα χρησιμοποιηθεί η Αθήνα (Σχήμα 4.5). Τα ετήσια μέγιστα τιμών της έντασης των βροχών, εμφανίζουν αρκετές ακραίες τιμές μεγαλύτερες από 40 mm/h, κατά το χρονικό διάστημα 1891- 1930. Από το 1930 μέχρι και το 1990, οι μέγιστες τιμές έντασης που σημειώθηκαν δεν υπερβαίνουν τα 30 mm/h, ενώ τα τελευταία δέκα χρόνια, εμφανίζονται με τιμές της τάξης των 40 mm/h. Από τα σχήματα των εποχικών μέγιστων τιμών της έντασης διαπιστώνεται ότι, σε όλες τις εποχές παρατηρούνται πολύ μεγάλες τιμές μέχρι το 1930, με τα μέγιστα να βρίσκονται το χειμώνα και την άνοιξη σε σχέση με το καλοκαίρι. Αντίθετα, από το 1931 έως το 1990, οι μέγιστες τιμές της έντασης δεν ξεπερνούν τα 30 mm/h. Τέλος, τα τελευταία δεκαπέντε χρόνια (1990- 2004), παρατηρούνται τιμές της μέγιστης έντασης μεγαλύτερες των 30 mm/h μόνο εντός της ξηρής περιόδου του έτους (Απρίλιος-Σεπτέμβριος) (Philandras, 2010), δείχνοντας μια αυξητική τάση. Μια φυσική εξήγηση που μπορεί να δοθεί στην αύξηση της έντασης της βροχής της Αθήνας, είναι η αυξημένη θερμότητα των αστικών περιοχών που ευθύνεται για τις καταιγίδες κατακόρυφης μεταφοράς (Nastos and Zerefos, 2007).



Σχήμα 4.4: Χρονοσειρές της ετήσιας τιμής της ραγδιότητας για επιλεγμένους σταθμούς της Ελλάδος. (Πηγή: Spatial variability and trends of the rain intensity over Greece Kambezidis, Larissi, Nastos and Paliatsos, 2010)



Σχήμα 4.5: Χρονοσειρά των τιμών της μέσης έντασης της βροχόπτωσης στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, για (α) το έτος, (β) το χειμώνα, (γ) την άνοιξη, (δ) το θέρος και (ε) το φθινόπωρο. (Πηγή: Συμβολή στη μελέτη της έντασης της βροχής στην Αθήνα Παλιάτσος, Φιλάνδρας και Νάστος, 2008)

5. Συμπεράσματα

Η μελέτη του υετού ως φυσικό φαινόμενο, ξεκίνησε από την αρχαιότητα. Ήδη από τον 5^ο αιώνα π.Χ. υπάρχουν στοιχεία των αρχαίων Ελλήνων που ασχολήθηκαν με την παρατήρηση και την καταγραφή των φυσικών φαινομένων, καθώς και οι προσπάθειες που κατέβαλαν για την ερμηνεία του υετού. Πολύ σημαντική θεωρείται η συμβολή του Αριστοτέλη με τη συγγραφή του πρώτου, σε παγκόσμιο επίπεδο, εγχειριδίου μετεωρολογίας που ήταν και το μοναδικό έως τον 17^ο αιώνα μ.Χ.

Η ανάπτυξη των επιστημών της μετεωρολογίας από τον 19^ο αιώνα και αργότερα, έφερε στο φως δύο θεωρίες που περιγράφουν τον τρόπο που σχηματίζεται ο υετός. Η θεωρία Bergeron- Findeisen που προτάθηκε το 1930, αναφέρεται σε ψυχρά νέφη με θερμοκρασίες χαμηλότερες των -12 °C και περιγράφει τη ροή των υδρατμών από τα νεφοσταγονίδια προς τους παγοκρυστάλλους, με αποτέλεσμα τη δημιουργία χιονιού ή βροχής. Η θεωρία σύγκρουσης και συνένωσης ή αλλιώς μηχανισμός Bowman- Ludlam, αναφέρεται στα θερμά νέφη των τροπικών περιοχών και περιγράφει την διαδικασία της σύγκρουσης των νεφοσταγονιδίων μεταξύ τους με αποτέλεσμα την αύξηση του βάρους τους και δημιουργία βροχής.

Αρχικό στάδιο για τον σχηματισμό υετού αποτελούν οι συμπυκνώσεις. Αυτές πραγματοποιούνται με την ψύξη των υδρατμών των υγρών αέριων μαζών, που προέκυψαν από εξάτμιση των υδάτινων επιφανειών, όταν η θερμοκρασία πέσει κάτω από το σημείο δρόσου. Οι συμπυκνώσεις εμφανίζονται ως σμήνος υδροσταγονιδίων ή παγοκρυσταλλίων με τη μορφή των νεφών. Υπάρχουν τέσσερις τρόποι που συντελούν στην ψύξη των αέριων μαζών, με κυριότερο την αδιαβατική ψύξη η οποία προκύπτει λόγω των ανοδικών κινήσεων. Στη συνέχεια τα υδροσταγονίδια ή παγοκρυστάλλια του νέφους αυξάνονται σε μέγεθος φτάνοντας τα 0,5mm και πέφτουν ως βροχοσταγόνες διαφόρων μεγεθών ή ως χιόνι.

Το μέγεθος των βροχοσταγόνων εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως για παράδειγμα το αρχικό μέγεθος, την εξάτμιση κατά την κάθοδο και τα καθοδικά ρεύματα αέρα. Το μέγιστο μέγεθος αυτών είναι τα 4,5mm και προκύπτει από την σύγκρουση τους κατά την κάθοδο. Τιμές μεγαλύτερες των 4,5mm προκαλούν ρήξη και διαχωρισμό σε μικρότερες σταγόνες. Έτσι, η βροχή μπορεί να χαρακτηριστεί ως ψιχάλα όταν έχει μικρού μεγέθους σταγόνες και όμβρος με ποικίλο μέγεθος σταγόνων.

Ο μηχανισμός με τον οποίο έγινε η άνοδος του υγρού αέρα χωρίζει τις βροχές σε τέσσερις κύριες κατηγορίες. Διακρίνονται οι βροχές κατακόρυφης μεταφοράς που προκύπτουν από την υπερθέρμανση του εδάφους, οι ορογραφικές βροχές όπου κυρίαρχο ρόλο παίζει το ανάγλυφο, οι μετωπικές βροχές που σχηματίζονται στα μέτωπα από ανοδικές κινήσεις και οι βροχές σύγκλισης που προκύπτουν από τη σύγκλιση των αέριων μαζών.

Στο 2^ο κεφάλαιο έγινε αναφορά στα νέφη. Τα νέφη χωρίζονται σε 4 κύριες κατηγορίες ανάλογα με το ύψος της βάσης τους. Υπάρχουν τα υψηλά, τα μέσα, τα χαμηλά και τα

κατακόρυφης ανάπτυξης. Τα νέφη που είναι υπεύθυνα για την παραγωγή κατακρημνισμάτων είναι τα υψιστρώματα (As) που ανήκουν στα μέσα, τα στρώματα (St), οι στρωματοσωρείτες (Sc) και τα μελανοστρώματα (Ns) που ανήκουν στα χαμηλά και οι Σωρείτες (Cu) και οι σωρειτομεαλνίες (Cb) που ανήκουν στα κατακόρυφης ανάπτυξης.

Στο 3^ο κεφάλαιο μελετήθηκε ο υετός στον Ελληνικό χώρο. Η Ελλάδα ανήκει στον Μεσογειακό τύπο των βροχομετρικών συστημάτων και χαρακτηρίζεται από το μέγιστο των βροχών το χειμώνα και το ελάχιστο το καλοκαίρι.

Η γενική εικόνα της ετήσιας κατανομής του υετού παρουσιάζει μια αύξηση από τα ανατολικά προς τα δυτικά και από τα νότια προς τα βόρεια, με κύριο ρόλο να διαδραματίζει το ανάγλυφο. Μέγιστα ύψη βροχής με τιμές έως 1800mm παρατηρούνται στις δυτικές περιοχές και την προσήνεμη πλευρά της Πίνδου. Ο Θεσσαλικός κάμπος και η ανατολική Στερεά Ελλάδα αποτελούν την ομβροσκιά της Πίνδου, με αποτέλεσμα χαμηλές ετήσιες τιμές που φτάνουν έως 800mm. Στην ορεινή αλυσίδα του Ολύμπου-Πάικου- Βέρμιου- Όσσας παρατηρούνται τιμές που φτάνουν έως και τα 2200mm. Τέλος, στα ανατολικά η επίδραση των βόρειων καταβατικών ανέμων επηρεάζουν τα ύψη της βροχής που ανέρχονται στα 600mm, ενώ στα βουνά της Θράκης και τα Δωδεκάνησα συναντώνται μέγιστα ύψη έως και 1000mm.

Το μέσο ετήσιο ύψος της βροχής υπολογίζεται με τις μεθόδους του αριθμητικού μέσου, τα πολύγωνα Thiessen, τη μέθοδο των ισοϋετιών, του τριγώνου και την υψομετρική μέθοδο που αναλύθηκαν στο 4^ο κεφάλαιο. Βέβαια, για τον υπολογισμό τους είναι απαραίτητη η συγκέντρωση των δεδομένων από τα βροχόμετρα και τους βροχογράφους. Οι βροχογράφοι αποτελούν τη συνηθέστερη μορφή των καταγραφικών οργάνων καθώς δίνουν ακριβέστερες μετρήσεις και είναι αυτοματοποιημένοι σε αντίθεση με τα βροχόμετρα.

Ο παράγοντας της ραγδαιότητας που μελετήθηκε στο 4^ο κεφάλαιο, παίζει σημαντικό ρόλο στην ανάλυση και τη σύγκριση των ραγδαίων επεισοδίων της βροχής. Περιγράφεται από την ένταση και ορίζεται ως το ποσό της βροχής (σε χιλιοστά) ανά μονάδα χρόνου στο 24ωρό (σε ώρες) και διεθνώς συμβολίζεται με mm/h. Στον Ελληνικό χώρο, χαμηλές τιμές της τάξης των 1,1mm/h παρατηρούνται στις παράκτιες περιοχές του δυτικού Αιγαίου, ενώ υψηλές τιμές έως 4mm/h στη δυτική Ελλάδα και Πίνδο.

Τέλος, η γνώση των ετήσιων τιμών της έντασης του υετού είναι πολύ σημαντική, καθώς οι μελέτες που γίνονται έχουν ως στόχο τον προσδιορισμό των τάσεων για τα μελλοντικά χρόνια. Στην Ελλάδα για το χρονικό διάστημα 1962- 2002, θετικές τάσεις παρουσιάζονται στην Αθήνα, την Κρήτη, τις Κυκλάδες και στις βορειοανατολικές περιοχές. Αντίθετα, αρνητικές τάσεις παρουσιάζονται γενικά στη δυτική Ελλάδα με τη μέγιστη τάση να παρουσιάζεται στο Αργοστόλι.

6. Βιβλιογραφία

1. Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας Απόστολος Φλόκας, 1992, Εκδόσεις ΖΗΤΗ ISBN 960-431-288-X
2. Μαθήματα Ωκεανογραφίας Κωνσταντίνος Αλμπανάκης, 2008, UNIVERSITY STUDIO PRESS ISBN 978-960-12-0803-9
3. Μελέτη ακραίων υδρο- μετεωρολογικών φαινομένων στην ανατολική Μεσόγειο Βασιλική Ιορδανίδου (2016, Πολυτεχνείο Κρήτης)
4. Συμβολή στη μελέτη της έντασης της βροχής στην Αθήνα Παλιάτσος, Φιλάνδρας και Νάστος (9^ο COMECAP 2008)
5. Προσομοίωση της σχέσης βροχόπτωσης - απορροής με μεθόδους μηχανικής μάθησης Δημήτριος Μπότσης (2016, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης)
6. Μεταβολές στα καθεστώτα βροχής σε συνδιασμό με τα αντίστοιχα της θερμοκρασίας αέρα στην περιοχή της Μεσογείου Νικόλαος Ντρίβας (2004, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών)
7. Αγρομετεωρολογία: ανάλυση και προσομοίωση Νικόλαος Δαλέζιος, 2015, Εκδόσεις Κάλλιπος ISBN 978-960-603-134-2
8. Εισαγωγή στην ατμοσφαιρική φυσική Χρήστος Χαλδούπης, 2015, Εκδόσεις Κάλλιπος ISBN 978-960-603-143-4
9. Μαθήματα δασικής μετεωρολογίας και κλιματολογίας Δημήτριος Στάθης, 2015, Εκδόσεις Κάλλιπος ISBN 978-960-603-179-3
10. Τεχνική Υδρολογία Δημήτριος Κουτσογιάννης, Θεμιστοκλής Ξανθόπουλος, 1999, ISBN 978-960-603-506-7
11. Επί των ημερών βροχής εν Αθήναις Ν.Καραπιτέρης, 1940

Ξένη Βιβλιογραφία

12. Spatial variability and trends of the rain intensity over Greece H. D. Kambezidis, I. K. Larissi, P. T. Nastos, and A. G. Paliatsos, 9 July 2010
13. Treatise on Water Science Chapter 27: Precipitation Demetris Koutsoyiannis and Andreas Langousis, August 2011 Publisher: Academic Press, Oxford

14. https://www.usgs.gov/special-topic/water-science-school/science/precipitation-and-water-cycle?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects
15. <http://www.weatherimagery.com/blog/rain-drop-shape/>
16. http://www.geo.auth.gr/courses/gmc/gmc318y/xf/pdf/Geo_Clouds_rain.pdf
17. http://49lyk-athin.att.sch.gr/GHINH_AKTINOBOILIA.htm
18. <https://cloudatlas.wmo.int/en/altostratus-as.html>
19. <https://cloudatlas.wmo.int/en/physical-constitution-altostratus.html>
20. <https://cloudatlas.wmo.int/en/stratus-st.html>
21. <https://cloudatlas.wmo.int/en/explanatory-remarks-and-special-clouds-stratus.html>
22. <https://cloudatlas.wmo.int/en/definition-nimbostratus-ns.html>
23. <https://cloudatlas.wmo.int/en/stratocumulus-sc.html>
24. <https://cloudatlas.wmo.int/en/explanatory-remarks-stratocumulus.html>
25. <https://cloudatlas.wmo.int/en/explanatory-remarks-nimbostratus.html>
26. <https://cloudatlas.wmo.int/en/explanatory-remarks-and-special-clouds-cumulus.html>
27. <https://cloudatlas.wmo.int/en/definition-cumulonimbus-cb.html>
28. <https://cloudatlas.wmo.int/en/explanatory-remarks-and-special-clouds-cumulonimbus.html>
29. <https://www.globalweatherclimatecenter.com/geoscience-topics/what-is-orographic-lift>
30. <https://www.geogreece.gr/rain.php>
31. <http://www.geo.auth.gr/courses/gmc/1000/yetos.html>
32. <https://www.ecoweather.gr/ti-einai-i-vroxi>
33. <https://physiclessions.blogspot.com/2012/03/k.html>
34. <http://www.geo.auth.gr/courses/gmc/gmc543e/kef6.html>
35. <http://www.geo.auth.gr/courses/gmc/gmc543e/kef7.html>
36. <http://5dim-pyrgou.ilei.sch.gr/climate/html/forecast.htm>
37. <http://www.geo.auth.gr/courses/gmc/gmc318y/th/math5.html>
38. <https://eclass.duth.gr/modules/document/file.php>

Περίληψη

Στην παρούσα εργασία μελετάται ο υετός και οι διεργασίες από τις οποίες προκύπτει. Αρχικό στάδιο αποτελεί η μετατροπή του ατμοσφαιρικού νερού που βρίσκεται στην αέρια κατάσταση, σε υγρή, δηλαδή τα υδροσταγονίδια, κυρίως με αδιαβατική ψύξη. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τον σχηματισμό νεφών και στην συνέχεια η αύξηση του μεγέθους των υδροσταγονιδίων οδηγεί στην πτώση τους, που προκαλεί τη βροχή. Δύο είναι οι θεωρίες που περιγράφουν τον σχηματισμό υετού, η θεωρία Bergeron- Findeisen και η θεωρία σύγκρουσης και συνένωσης (Μηχανισμός Bowman- Ludlam). Παράλληλα, αναλύονται τα είδη των βροχοπτώσεων, οι συνθήκες που απαιτούνται ως προς την ανάπτυξή τους και τα εκάστοτε χαρακτηριστικά τους.

Έμφαση του φαινομένου δίδεται στον Ελληνικό χώρο που χαρακτηρίζεται από εύκρατο κλίμα. Η δημιουργία υετού και η ετήσια κατανομή του διαφέρει από περιοχή σε περιοχή, με σημαντικότερο παράγοντα να διαδραματίζει το ανάγλυφο και οι ορεινοί όγκοι. Γενικά, παρουσιάζεται μια αύξηση από τα ανατολικά προς τα δυτικά και από τα νότια προς τα βόρεια. Έτσι λοιπόν, η Ελλάδα χωρίζεται σε 6 ζώνες και γίνεται αναφορά στις τιμές του ετήσιου ύψους του υετού της κάθε ζώνης. Επιπλέον, μελετάται η ημερήσια πορεία της βροχής.

Τέλος, μελετάται η ραγδιότητα του υετού, που περιγράφεται από την ένταση της βροχής. Σημαντική στην ανάλυση και σύγκριση των ραγδαίων φαινομένων και την εκτίμηση της απορροής σε μια λεκάνη, αποτελεί η γνώση του ετήσιου βροχομετρικού ύψους και της διάρκειας της βροχής. Επιπλέον, γίνεται αναφορά στις τιμές που παίρνει η έντασης της βροχής και στην γεωγραφική κατανομή αυτών στον Ελληνικό χώρο, μαζί με τις τάσεις που εμφανίζονται για την αύξηση ή ελάττωση των ραγδαίων φαινομένων τα τελευταία χρόνια.



Abstract

In this study, precipitation and precipitation formation processes are analysed. The initial stage is the conversion of atmospheric water from gaseous state, into liquid (water droplets), mainly by adiabatic cooling. This results in the formation of clouds and then the increase in the size of the water droplets leads to their fall, which causes rain. There are two theories describing precipitation formation, the Bergeron-Findeisen theory and the collision and fusion theory (Bowman-Ludlam Mechanism). At the same time, the types of precipitation, the conditions required for their development and their respective characteristics are analysed.

Emphasis of the phenomenon is given to the Greek area which is characterized by temperate climate. The formation of precipitation and its annual distribution vary from region to region, with the most important factor being the relief of air masses due to mountain masses. In general, there is an increase from east to west and from south to north. Greece is divided into 6 zones of precipitation and reference is made to the values of the annual height of precipitation in each zone. Additionally, diurnal precipitation distribution is studied.

Finally, precipitations rate, described by the intensity of rain is also examined. The knowledge of the annual rainfall height and the duration of the rain are important in the analysis and comparison of the rapid phenomena and the estimation of the runoff in a basin. In addition, reference is made to precipitation rates and their geographical distribution in Greece, along with trends that appear contributing to their increase or decrease during the recent decades.



© Τιμολέον Γ. Καλλέας, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, 2021

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΒΡΟΧΗ- ΤΡΟΠΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΕΝΤΑΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ – *Διπλωματική Εργασία*

© Timoleon G. Kalleas, School of Geology, Department of Meteorology and Climatology, 2021

All rights reserved.

RAIN- HOW RAIN FORMS INTENSITY AND DURATION IN GREECE – *Bachelor Thesis*

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.